

**POLITECNICO DI MILANO**  
**Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale**  
**Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l' Ambiente e il Territorio**  
**Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale**



**ANALISI E MODELLAZIONE DELLA STRUTTURA  
GEOLOGICA DELLA DGPV DI COLZATE-VERTOVA (BG)**

**Relatore: Prof. Vincenzo Francani**

**Correlatore: Dott. Ing. Paola Gattinoni**

**Tesi di laurea di: Comella Paola**

**Matricola: 820264**

**Anno accademico 2015/2016**

## Ringraziamenti

Desidero innanzitutto ringraziare il Professor Vincenzo Francani e la Professoressa Paola Gattinoni per avermi guidato ed ispirato durante questi mesi di lavoro, mostrando professionalità, pazienza e disponibilità.

Ringrazio inoltre il Professore Marco Masetti per aver manifestato interesse verso il lavoro svolto.

Il mio primo pensiero va ai miei genitori, perché grazie a loro ho avuto la possibilità di studiare e di raggiungere questo traguardo. Grazie papà e grazie mamma, perché in questi anni di permanenza a Milano, così come in ogni momento vissuto finora, siete stati il mio faro e l'esempio a cui ispirarmi.

A mia sorella Michela e Mauro, soprattutto per avermi donato il regalo più grande: mio nipote Pietro, a cui auguro in futuro di avere sempre fame di conoscenze, come io ne ho avuta in questi anni.

Ringrazio tutti i compagni di avventura, in particolare Carlotta, che ha condiviso con me questi due anni di specialistica ed è stata per me un importante punto di riferimento, scolastico e non.

Come dimenticare le mie coinquiline di Via Marciano 8: grazie per aver reso piacevole la mia vita nella City, perché mi sono davvero sentita parte di una Famiglia Felice.

Un enorme ringraziamento va agli amici e le amiche di sempre. Rivolgo un pensiero speciale a Sari e Sara, le mie amiche P, la mia seconda famiglia: grazie per avermi sostenuta e supportata in questo periodo, come in mille altre occasioni. Sempre libere di separarsi, senza separarsi mai.

Per ultimo, ma non in ordine di importanza, ringrazio Daniele, per la dolcezza e la delicatezza con cui ha condiviso con me questi mesi. Grazie per avermi sempre trasmesso coraggio ogni volta che mi sentivo abbattuta, per aver assecondato il mio interesse verso i miei studi e per avermi ascoltata quando con l'entusiasmo di una bambina ti raccontavo dei miei traguardi, ma soprattutto grazie per aver scelto di essere il mio complice.

## Sintesi

Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) sono processi indotti dalla gravità che coinvolgono interi versanti, dislocando volumi di roccia di centinaia di migliaia di metri cubi; di conseguenza, anche se le velocità di movimento sono molto basse (mm/anno o cm/anno), possono danneggiare le infrastrutture locali o innescare dissesti secondari.

La presente Tesi mostra il caso studio della DGPV di Colzate-Vertova (BG), posizionata in Val Seriana, con lo scopo di descriverne lo sviluppo, nonché di valutare i fattori che influenzano la sua evoluzione. Attraverso l'analisi del caso in esame, si vuole giungere alla definizione dei caratteri geologici, geomorfologici e strutturali che possono contribuire all'identificazione delle aree potenzialmente soggette a DGPV.

L'area di studio è composta da rocce sedimentarie, di natura prevalentemente calcarea e argillitica. Queste rocce sono altamente fratturate, a causa della presenza di differenti sistemi di faglia, che governano anche l'assetto idrogeologico. Sulla base dei dati geologici, strutturali, geomorfologici e geomeccanici disponibili, è stato ricostruito il modello concettuale della frana: grazie alla deformazione dello strato di argillite, all'interno delle sovrastanti formazioni calcaree si sviluppano piani di debolezza lungo i quali avviene il movimento. Tali superfici, caratterizzate da elevato grado di fratturazione, costituiscono punti preferenziali per l'infiltrazione di acqua nel pendio, con conseguenti ripercussioni sulla stabilità.

Sulla base di tale modello concettuale, sono state implementate varie simulazioni numeriche, utilizzando un modello agli elementi finiti in campo dapprima bidimensionale e poi tridimensionale, con lo scopo di valutare lo sviluppo e l'evoluzione della DGPV, considerando anche gli effetti laterali.

I risultati del modello 2-D per il caso di Colzate-Vertova mostrano lo sviluppo di un campo di spostamenti tipico di un Sackung, come conseguenza del detensionamento derivante dal processo di erosione della Valle.

L'analisi mostra inoltre che la circolazione idrica può influenzare localmente la stabilità del pendio, determinando una riduzione del fattore di sicurezza, ma senza raggiungere le condizioni limite.

Tale risultato non si adatta alle condizioni reali osservate in sito, dove un certo numero di piccole frane spesso si sviluppa lungo tutto il versante. L'analisi di sensitività effettuata sui parametri di resistenza ha evidenziato che la rottura potrebbe essere raggiunta solo a seguito di una rilevante riduzione delle caratteristiche geomeccaniche dei materiali, dovuta all'azione di agenti climatici o ad attività tettonica.

Il modello tridimensionale rende possibile un'analisi più completa dell'evoluzione delle DGPV, considerando anche gli effetti laterali e l'effettiva geomorfologia del versante. I risultati del caso studio mostrano che il profilo convesso del pendio favorisce lo sviluppo di movimenti laterali lungo la Val Vertova, posizionata in destra orografica rispetto alla Val Seriana, con conseguente riduzione del fattore di sicurezza. Questo porta alla conclusione che l'area interessata dall'instabilità dovrebbe essere ampliata, considerando la possibilità che la DGPV si estenda lungo il versante affacciato sulla Val Vartova.

Lo studio ha quindi messo in luce come la presenza di livelli di roccia fratturati, connessi a faglie di estensione regionale, e di strutture geologiche particolarmente vulnerabili, quali superfici di debolezza all'interno degli ammassi rocciosi, possano costituire un'importante causa predisponente per grandi movimenti di massa.

In particolare, un importante fattore geologico comune alle aree colpite da DGPV è costituito dall'evoluzione morfologica dei versanti, modellati nel corso degli anni dal processo di erosione delle Valli e, lungo tutto l'arco alpino e in parte in quello prealpino, dallo scioglimento dei ghiacciai.

Anche gli aspetti idrogeologici acquistano nel contesto un ruolo significativo per lo sviluppo di questi dissesti, poiché possono influenzare l'evoluzione dei movimenti gravitativi profondi.

Infine, il confronto dei risultati ottenuti con i modelli 2-D e 3-D permette di valutare gli effetti tridimensionali sulla modellazione numerica delle DGPV e suggerisce che le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante dovrebbero essere studiate tramite modellazione 3D, in modo da avere una visione più completa del fenomeno.

## Abstract

Deep seated gravitational slope deformations (DSGSD) are processes induced by gravity that affect entire hillslopes, displacing volumes of rock about hundreds of thousands of cubic meters; consequently, even if the displacement rates are low (mm/year or cm/year), they may damage local infrastructures or trigger smaller failures.

This Thesis presents the case study of the DSGSD of Colzate-Vertova (BG), located in Seriana Valley, in order to describe its development as well as evaluate the factors influencing its evolution. The case study leads to the definition of the geological, geomorphological and structural characters that could identify potential areas of DGPV.

The study area is composed by sedimentary rocks, mainly limestone and claystone. These rocks are highly fractured, because of the presence of different fault systems, which also rule the hydrogeological setting. The available geological, structural, geomorphological and geomechanical data enable the formulation of the conceptual model of the landslide: the limestone formation is interested by weakness plans, along which the movements take place, due to the deformation of the clay layer. These surfaces, characterized by high degree of fracturing, represent preferential points for water infiltration, with consequent impact on stability conditions.

According to the conceptual model, numerical simulations were developed using a finite element model, first of all with a two-dimensional domain and later with a three-dimensional one, with the aim of assessing the development and evolution of DSGSD, also considering the side effects.

The results of 2-D model of Colzate-Vertova case show the development of a displacement field typical of a Sackung, as a consequence of the detensioning arising from the erosion process of the Valley.

The analysis also shows that water circulation can locally affect the slope stability, bringing about a reduction in the safety factor, but without reaching failure conditions. Such a result does not fit the real conditions observed on site, where a number of small failures often develop all along the hillslope. The sensitivity analysis carried out on the strength parameters pointed out that slope

failures could be reached only for relevant reduction of the geotechnical characteristics, due to the actions of climatic or tectonic agents.

Three-dimensional model makes possible to have a more comprehensive analysis of the evolution of DSGSD, also considering the side effects and effective geomorphology of slope. The results show that the convex profile of slope favors the development of lateral movements along Vertova Valley, located on the right bank of Seriana Valley, with a relevant reduction in the safety factor. This discovery leads to the conclusion that the area involved in instability should be widened, considering the DSGSD also extending along the slope facing on Val Vartova.

The study revealed that the presence of fractured rock layers, connected to regional extension faults, and vulnerable geological structures, such as weakness surfaces, could be an important predisposing cause for great mass movements.

In particular, a significant common geological factor is the morphological evolution of slopes, modeled over years by the erosion of valleys and melting glaciers along the entire Alps and partly in the Alpine foothills.

Even the hydrogeological features play a considerable role, since they can influence the evolution of deep gravitational movements.

Finally, the comparison of the results obtained by 2-D and 3-D numerical models allows assessing the 3D effects on numerical modeling of DSGSD, and then leads to the conclusion that DSGSD should be studied by 3D model, in order to have a more comprehensive view of the phenomenon.

## Sommario

Ringraziamenti .....	I
Sintesi .....	II
Abstract .....	IV
Sommario .....	VI
Indice delle figure.....	II
Indice delle tabelle .....	IX
Indice dei grafici .....	X
Capitolo 1 - Introduzione .....	1
1.1 - Premessa .....	1
1.2 - Sintesi dello stato dell'arte .....	2
1.3 - Obiettivi dello studio.....	2
1.4 - Organizzazione del lavoro .....	3
Capitolo 2 - Stato dell'arte sul tema .....	5
2.1 - Le DGPV: definizioni e principali caratteristiche.....	5
2.1.1 - Tipologie di Deformazione Gravitativa Profonde di Versante.....	7
2.1.2 - Fattori che influenzano lo sviluppo di una DGPV.....	10
2.2 - Studio delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante: reologia, indagini e modellazione numerica del fenomeno .....	13
2.2.1 - Indagini per la conoscenza del fenomeno .....	14
2.2.2 - Reologia del fenomeno e definizione del modello concettuale della DGPV .....	16
2.2.3 - La modellazione numerica .....	18
Capitolo 3 - Caso di studio .....	25
3.1 - Introduzione.....	25
3.2 - Inquadramento dell'area di studio .....	25

3.3 - Litologia della zona e assetto tettonico - strutturale.....	28
3.3.1 - Inquadramento litologico .....	28
3.3.2 - Assetto tettonico - strutturale .....	31
3.4 - Geomorfologia del territorio.....	31
3.5 - Lineamenti idrogeologici.....	35
Capitolo 4 - Ricostruzione del modello concettuale della DGPV .....	38
4.1 - Introduzione.....	38
4.2 - Rilievo geomorfologico .....	38
4.3 - Ricostruzione della struttura geologica .....	40
4.4 - Ricostruzione dell'assetto idrogeologico .....	42
4.5 - Stima delle proprietà meccaniche dei materiali .....	43
4.6 - Influenza della DGPV sui processi geomorfologici presenti nell'area in esame.....	55
Capitolo 5 - Dal modello concettuale alla modellazione numerica 2D .....	57
5.1 - Introduzione.....	57
5.2 - Geometria .....	57
5.3 - Proprietà dei materiali .....	59
5.4 - Implementazione del modello numerico.....	60
5.4.1 - Definizione della mesh.....	60
5.4.2 - Assegnazione dei materiali .....	61
5.4.3 - Condizioni iniziali e condizioni al contorno.....	61
Capitolo 6 - Analisi numeriche 2D: i risultati .....	63
6.1 - Introduzione.....	63
6.2 - Analisi in condizioni asciutte.....	63
6.3 - Analisi con presenza di acqua .....	81
6.4 - Analisi di sensitività.....	95

Capitolo 7 -	Gli effetti laterali: la modellazione tridimensionale .....	97
7.1 -	Introduzione .....	97
7.2 -	Geometria e proprietà dei materiali .....	97
7.3 -	Implementazione del modello numerico.....	98
7.3.1 -	Definizione della mesh .....	98
7.3.2 -	Assegnazione delle proprietà dei materiali .....	99
7.3.3 -	Condizioni iniziali e condizioni al contorno.....	99
7.4 -	Risultati delle analisi con dominio tridimensionale .....	100
7.4.1 -	Analisi in condizioni asciutte .....	100
7.4.2 -	Analisi 3D con presenza di acqua .....	109
Capitolo 8 -	Conclusioni .....	117
Appendice 1 -	Il modello numerico .....	120
Bibliografia	.....	129
Allegato 1 –	Carta Geologica	
Allegato 2 –	Carta Geomorfologica	

## Indice delle figure

Figura 1: Elementi morfologici associati alle DGPV: a) soppiamenti di cresta, b) scarpate, c) controscarpate, d) ed e) trincee, f) rigonfiamenti (Agliardi et al., 2001) .....	7
Figura 2: Esempio di sackung (Varnes et al., 1978) .....	8
Figura 3: Lateral Spread di formazioni fragili sovrastanti unità duttili (a sinistra) e in rocce omogenee (a destra) (Varnes et al., 1978) .....	9
Figura 4: Esempi di scorrimenti in blocchi (Varnes et al., 1978).....	9
Figura 5: Parametri geometrici che descrivono una DGPV.....	11
Figura 6: Schematizzazione delle fasi di studio di una DGPV .....	14
Figura 7: Schema esempio di una scarpata .....	15
Figura 8: Schema esempio di una contro scarpata.....	15
Figura 9: Schema esempio di una trincea .....	15
Figura 10: Modelli reologici di un versante interessato da sackung: a) “non-shearing model” proposto da Menci (1968); b) modello di rottura plastica proposto da Savage & Varnes (1987); 1 = zona a deformazione viscosa; 2 = zona di rottura per taglio; 3 = zona di taglio nella zona fragile, poco profonda; la linea tratteggiata in a) indica il profilo del versante non deformato.....	17
Figura 11: Modellazione numerica del fenomeno di detensionamento (Agliardi et al., 2001): A) Condizione iniziale, B) Condizione Finale, C) Spostamenti totali, D) Livello plastico (superficie di scorrimento).....	19
Figura 12: Esempio di simulazione di Pressioni all'interno della DGPV in Vallemaggia (Preisig et al., 2016) .....	20
Figura 13: Esempio di simulazione di spostamenti lungo la superficie basale della DGPV in Vallemaggia (Preisig et al., 2016).....	20
Figura 14: Esempio di modellazione della variazione del reticolo fessurativo dovuto alle fluttuazioni di pressione neutra nella DGPV in Vallemaggia (Preisig et al., 2016).....	21

Figura 15: Esempio di risultati ottenuti con modelli a larga scala (a: Global model) e a scala locale (b: Local model). L'accuratezza dei dati aumenta progressivamente dal caso 1 al caso 4. (Longoni et al., 2015).....	23
Figura 16: Inquadramento geografico del territorio (Studio geologico di supporto al PRG per il comune di Colzate) .....	26
Figura 17: DGPV di Colzate-Vertova oggetto di questo studio: in alto a sinistra si può osservare la posizione della Val Seriana all'interno della Regione Lombardia. ....	26
Figura 18: Carta dei principali dissesti presenti nell'area del Foglio Clusone (Note Illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 077 Clusone); all'interno del cerchio blu si trova la DGPV di Colzate-Vertova.....	27
Figura 19: Processi geomorfologici (immagine estratta dalla Carta Geomorfologica).....	34
Figura 20: Sorgenti all'interno dell'area della DGPV (dettaglio da Carta Geologica) .....	36
Figura 21: foto aerea del versante del Monte Cavlera che si affaccia sulla Val Seriana; i segni rossi delimitano i fenomeni gravitativi (fonte: Google Earth).....	39
Figura 22: Modello Digitale del Terreno su cui sono riportate le superfici di movimento e le trincee di DGPV .....	39
Figura 23: Rete paramassi finalizzata alla protezione della strada che collega Bondo a Colzate .....	40
Figura 24:Traccia (in alto, estratta da Carta Geologica) e Sezione geologica (in basso) .....	41
Figura 25: Inviluppo di rottura di Mohr – Coulomb (Scesi et al., 2015) .....	44
Figura 26: Tabella per la stima del parametro $m_i$ (Hoek e Brown, 1988).....	46
Figura 27: Abaco per la stima del parametro GSI in funzione dei gradi di fratturazione e delle condizioni di alterazione dell'ammasso roccioso (Hoek e Brown, 1988) .....	47
Figura 28: Criterio di Hoek e Brown curvilineo e linearizzato (Scesi et al., 2015) .....	48
Figura 29: Localizzazione dei punti di rilevamento GSI (dettaglio dalla Carta Geologica in Allegato 1) .....	49
Figura 30: Dolomia Principale (si noti come la roccia appaia in buono stato nonostante la presenza di discontinuità) .....	50
Figura 31: Dettaglio delle discontinuità presenti nella Dolomia Principale .....	50

Figura 32: Evidenza di distacco di blocchi all'interno della formazione del Calcare di Zu .....	51
Figura 33: Famiglie di discontinuità presenti nel Calcare di Zu .....	51
Figura 34: Stato di fratturazione dell'Argillite di Riva di Solto.....	52
Figura 35: Frammenti di roccia appartenenti alla formazione dell'Argillite di Riva di Solto.....	52
Figura 36: Esempio di schematizzazione del dissesto in esame .....	55
Figura 37: Geometria del dominio 2D utilizzato per le simulazioni numeriche: a) senza faglie, b) con faglie.....	58
Figura 38: Geometria del dominio 2D utilizzato per la simulazione del processo di erosione (si riporta a titolo esemplificativo solo quella in cui sono state inserite le faglie).....	59
Figura 39: Mesh del dominio 2D: a) senza faglie, b) con faglie .....	61
Figura 40: Condizioni al contorno applicate sul contorno del dominio (a titolo esemplificativo si riporta solo la geometria con le faglie).....	62
Figura 41: Stato di sforzo verticale iniziale nel caso di pendio asciutto (in alto: geometria senza faglie, in basso: geometria con le faglie) .....	64
Figura 42: Variazione dello stato di sforzo orizzontale nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3) .....	65
Figura 43: Variazione dello stato di sforzo verticale nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	66
Figura 44: Variazione dello stato di sforzo orizzontale nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	67
Figura 45: Variazione dello stato di sforzo verticale nel caso di geometria con faglie pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	68
Figura 46: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3) .....	71
Figura 47: Spostamenti verticali nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	72
Figura 48: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	73

Figura 49: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso (fase 1, fase 2, fase 3).....	74
Figura 50: Spostamenti verticali nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3).....	75
Figura 51: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso : fase 1, fase 2, fase 3).....	76
Figura 52: Vettori spostamento in fase 3 nel caso di pendio asciutto (zoom sul blocco in moto, in alto geometria senza faglie, in basso geometria con le faglie).....	77
Figura 53: Deformata del sistema in fase 3 nel caso di pendio asciutto (in alto nel caso di geometria senza faglie, in basso in caso di geometria con le faglie) .....	78
Figura 54: Sforzi di taglio nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto .....	79
Figura 55: Deformazioni a taglio nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto.....	79
Figura 56: Sforzi di taglio nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto .....	80
Figura 57: Carico idraulico totale nel caso di geometria senza faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	82
Figura 58: Carico idraulico totale nel caso di geometria con faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	83
Figura 59: Pressione dell'acqua nel caso di geometria senza faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	84
Figura 60: Pressione dell'acqua nel caso di geometria con faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	85
Figura 61: Velocità di filtrazione nell'acquifero del Calcere di Zu nel caso di geometria senza faglie .....	86
Figura 62: Velocità di filtrazione nell'acquifero della Dolomia Principale nel caso di geometria senza faglie.....	86
Figura 63: Velocità di filtrazione dell'acqua nell'acquifero del Calcere di Zu nel caso di geometria con faglie .....	87

Figura 64: Velocità di filtrazione dell'acqua nell'acquifero della Dolomia Principale nel caso di geometria con faglie .....	87
Figura 65: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua .....	88
Figura 66: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua.....	88
Figura 67: Spostamenti verticali nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua .....	89
Figura 68: Spostamenti verticali nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua.....	89
Figura 69: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua .....	90
Figura 70: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua .....	90
Figura 71: Rigonfiamento verso valle (direzione x) nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua.....	91
Figura 72: Rigonfiamento verso valle (direzione x) nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua.....	91
Figura 73: Deformata complessiva nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua .....	92
Figura 74: Deformata complessiva nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua.....	92
Figura 75: Distribuzione degli sforzi di taglio nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua (Nel tondo viene evidenziata la zona in cui si verifica un leggero incremento dello sforzo di taglio rispetto al caso asciutto).....	93
Figura 76: Deformazioni a taglio nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua .....	93
Figura 77: Sforzi di taglio nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua (Nel tondo viene evidenziata la zona in cui si verifica un leggero incremento dello sforzo di taglio rispetto al caso asciutto) .....	94
Figura 78: Dominio per modellazione tridimensionale .....	98
Figura 79: Mesh 3D .....	99
Figura 80: Sforzo verticale in caso di geometria 3D e pendio asciutto .....	101
Figura 81: Sforzi di taglio (x-z) in caso di geometria 3D e pendio asciutto.....	102
Figura 82: Piano di sezione (x-z).....	102

Figura 83: Sforzi di taglio (x-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio asciutto .....	103
Figura 84: Sforzi di taglio (y-z) in caso di geometria 3D e pendio asciutto.....	104
Figura 85: Piano di sezione (y-z).....	104
Figura 86: Sforzi di taglio (y-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio asciutto .....	105
Figura 87: Spostamenti in direzione y in caso di geometria 3D e pendio asciutto .....	105
Figura 88: Spostamenti in direzione x in caso di geometria 3D e pendio asciutto.....	106
Figura 89: Spostamenti in direzione z in caso di geometria 3D e pendio asciutto.....	107
Figura 90: Spostamenti complessivi (rappresentati su configurazione deformata) in caso di geometria 3D e pendio asciutto .....	107
Figura 91: Deformazioni a taglio in caso di geometria 3D e pendio asciutto.....	108
Figura 92: Carico idraulico in caso di geometria 3D (in alto in assenza in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	110
Figura 93: Pressione dell'acqua in caso di geometria 3D (in alto in assenza in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio) .....	111
Figura 94: Spostamenti in direzione x in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	112
Figura 95: Spostamenti in direzione y in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	112
Figura 96: Spostamenti in direzione z in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	113
Figura 97: Spostamenti complessivi (rappresentati su configurazione deformata) in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	113
Figura 98: Sforzi di taglio (x-z) in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	114
Figura 99: Sforzi di taglio (x-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	115
Figura 100: Sforzi di taglio (y-z) in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	115
Figura 101: Sforzi di taglio (y-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio con acqua.....	116

Figura 102: Deformazioni a taglio in caso di geometria 3D e pendio con acqua .....	116
Figura 103: Legame costitutivo elastico-lineare (fonte: Midas Manual).....	121
Figura 104: Legame costitutivo elastico perfettamente-plastico (fonte: Midas Manual).....	121
Figura 105: Legame costitutivo elastico non lineare (fonte: Midas Manual).....	122
Figura 106: Legame costitutivo incoerente (fonte: Midas Manual).....	122
Figura 107: Legame costitutivo di Cam-Clay (fonte: Midas Manual) .....	123
Figura 108: Schematizzazione di un ammasso roccioso fratturato (fonte: Midas manual) .....	123
Figura 109: Schema di riferimento per la comprensione del funzionamento dell'analisi Construction Stage: a) situazione iniziale, b) forze che l'oggetto A esercita sull'oggetto B, c) forze che l'oggetto B esercita sull'oggetto A (fonte: Midas Manual) .....	125
Figura 110: Metodo SRM: in alto) punto di Gauss di un elemento, in basso a sinistra)cerchio di Mohr associato allo stato di sforzo nel punto A, in basso a destra) cerchio di Mohr a rottura (fonte: Midas Manual) .....	127

## Indice delle tabelle

Tabella 1: Bilancio idrologico Val Seriana .....	37
Tabella 2: Bilancio idrologico caso studio in esame .....	37
Tabella 3: Valori di permeabilità dei materiali.....	43
Tabella 4: Tabella riassuntiva dei calcoli per la stima dei parametri di resistenza degli ammassi rocciosi .....	53
Tabella 5: Tabella riassuntiva dei valori dei parametri elastici degli ammassi rocciosi.....	54
Tabella 6: Valori definitivi dei parametri geomeccanici delle formazioni rocciose .....	55
Tabella 7: Valori dei parametri dei diversi materiali inseriti nel modello numerico .....	60
Tabella 8: Analisi di sensitività al variare dei parametri di resistenza del Calcare di Zu .....	95

## Indice dei grafici

Grafico 1: Andamento di FS in funzione dell'angolo di attrito .....	96
Grafico 2: Andamento di FS in funzione della coesione .....	96

## Capitolo 1 - Introduzione

### 1.1 - Premessa

L'Italia è uno dei paesi europei maggiormente interessati da fenomeni franosi, con ben 528903 frane che coprono un'area di 22176 km<sup>2</sup>, pari al 7.3% del territorio nazionale (Ispra, 2015). Ogni anno infatti sono circa un centinaio gli eventi principali di frana che causano vittime, feriti, evacuati e danni a edifici, beni culturali e infrastrutture lineari di comunicazione primarie.

Tali dati lasciano intendere che l'Italia è uno dei paesi maggiormente esposti a rischio idrogeologico. Questo deriva dalle caratteristiche geologiche del Paese, basti pensare infatti che circa il 77% del territorio è costituito da aree montuose o collinari, fattore che favorisce lo sviluppo di frane e dissesti. Inoltre si tratta di un territorio geologicamente giovane e molto attivo a livello tettonico e sismico, il quale presenta anche aree ricoperte da depositi sciolti, che per la loro natura sono molto sensibili all'azione instabilizzante della gravità e dell'infiltrazione da parte delle acque meteoriche.

Quando si parla di frane, si è soliti riferirsi alla classificazione del fenomeno secondo i criteri definiti da Varnes nel 1978. Le frane più veloci sono certamente molto pericolose, in quanto caratterizzate da movimenti improvvisi che non permettono l'evacuazione dell'area esposta al rischio; tuttavia vi sono alcuni fenomeni che seppure presentino movimenti lenti, quasi impercettibili, sono altrettanto pericolosi, in quanto coinvolgono volumi di roccia molto grandi e sono spesso causa di frane secondarie al loro interno. Tali fenomeni prendono il nome di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (spesso indicate con l'acronimo DGPV o, richiamandone la definizione inglese, DSGSD, Deep Seated Gravitational Slope Deformation), e possono interessare anche interi versanti: i lenti movimenti tipici di tale dissesto, che all'apparenza producono soltanto piccole deformazioni, come ad esempio l'apertura di fratture di trazione, possono però causare enormi danni alle infrastrutture antropiche e ai centri abitati.

Ciò nonostante, il campo di conoscenze sullo studio delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante è ancora incompleto; infatti, nonostante le numerose ricerche condotte negli ultimi anni, la conoscenza del fenomeno presenta ancora dubbi e lacune, soprattutto in fase di previsione, per cui può essere considerata una materia in divenire.

## **1.2 - Sintesi dello stato dell'arte**

Le DGPV sono processi indotti dalla gravità che possono avere un'evoluzione molto lenta ed interessare interi versanti, dislocando volumi di roccia anche di centinaia di migliaia di metri cubi (Dramis e Soriso-Valvo, 1985). Questi fenomeni sono spesso chiamati "frane lente o non catastrofiche", in quanto sono caratterizzate da spostamenti molto piccoli, con valori dell'ordine dei cm/anno o mm/anno.

La massa rocciosa in deformazione non mostra necessariamente una zona di rottura ben definita, tuttavia in superficie sono presenti alcune strutture geomorfologiche tipiche di questo dissesto, quali scarpate, creste sdoppiate, trincee, fessure di trazione e forma convessa al piede.

Lo studio delle DGPV si è ampiamente sviluppato negli ultimi anni, anche se si può ritenere che le conoscenze di questo fenomeno siano ancora in corso di consolidamento. La loro importanza è strettamente legata al fatto che i piccoli spostamenti del versante spesso innescano dissesti secondari, non a caso all'interno dell'area afflitta da instabilità sono presenti numerose frane minori o vecchi collassi. Per tutti questi motivi, gli Autori si sono adoperati per ricostruire lo sviluppo e l'evoluzione delle DGPV.

L'approccio utilizzato per studiare queste frane è basato sulla modellazione numerica del fenomeno, a seguito della ricostruzione del modello concettuale del dissesto. Le simulazioni numeriche permettono di analizzare lo sviluppo delle DGPV a seguito del fenomeno di detensionamento dovuto alla fusione dei ghiacciai o al processo erosivo delle Valli, nonché di definire l'entità degli spostamenti e le modalità di deformazione degli ammassi rocciosi e valutare gli effetti della circolazione idrica sulla loro evoluzione.

Sulla base delle conoscenze acquisite, il presente elaborato si concentra sullo studio delle DGPV localizzata in Val Seriana, nei pressi dei comuni di Colzate e Vertova (BG).

## **1.3 - Obiettivi dello studio**

Lo scopo del presente elaborato consiste in un'attenta analisi del fenomeno volta alla comprensione delle cause e delle dinamiche che caratterizzano le Deformazioni Gravitative

Profonde di Versante, con specifico riferimento al caso della DGPV che interessa i comuni di Colzate e Vertova in Val Seriana (BG).

Grazie alla ricostruzione del modello concettuale e numerico della DGPV di Colzate-Vertova, ci si pone l'obiettivo di individuare le possibili cause che portano allo sviluppo di questi dissesti, oltre che i fattori che ne influenzano la dinamica e l'evoluzione, quali peculiarità strutturali, litologiche e morfologiche presenti nell'area soggetta ad instabilità.

Attraverso l'analisi del caso di studio si ricercano così i caratteri distintivi che possono identificare aree potenzialmente soggette alla stessa tipologia di fenomeno, così da poterli utilizzare come criterio di classificazione per le DGPV.

#### **1.4 - Organizzazione del lavoro**

Per raggiungere lo scopo prefissato, si sceglie di organizzare il lavoro in diverse fasi che saranno brevemente descritte nel presente paragrafo.

Dopo aver esaminato la letteratura riguardante le DGPV, sintetizzandone le principali caratteristiche e descrivendo gli approcci utilizzati per il loro studio, ci si concentrerà sul caso in esame nel presente elaborato, eseguendo un'analisi del territorio ai fini di inquadrare l'area e definire la struttura geologica, tettonica e geomorfologica del dissesto.

Una volta raccolte tutte le informazioni riguardanti la DGPV di Colzate-Vertova, si procederà con la ricostruzione del modello concettuale della frana, schematizzandone le litologie coinvolte, la tipologia di dissesto e la possibile modalità di deformazione.

Per confermare quanto asserito dal modello concettuale e completare il quadro di conoscenze sulla DGPV, si implementerà infine un modello numerico: in un primo momento, le analisi saranno condotte su modello bidimensionale, con lo scopo di ricostruire lo sviluppo della frana a seguito del processo erosivo in Val Seriana e valutare le ripercussioni della circolazione idrica sulle modalità di deformazione del versante. In seguito si implementerà un modello tridimensionale con lo scopo di analizzare gli effetti della modellazione 3D sull'evoluzione della DGPV.

Terminate le analisi, alla luce di un commento critico dei risultati ottenuti si cercheranno i fattori predisponenti che possono identificare le aree potenzialmente soggette al fenomeno di DGPV.

Si descrive ora in estrema sintesi l'organizzazione dell'elaborato di tesi e i contenuti dei capitoli successivi:

- Capitolo 2: Stato dell'arte sul tema, descrizione delle principali caratteristiche delle DGPV e definizione del metodo di studio di questi dissesti.
- Capitolo 3: Caso studio, inquadramento geologico, geomorfologico e idrogeologico del territorio.
- Capitolo 4: Ricostruzione del modello concettuale della DGPV, definizione delle litologie coinvolte e schematizzazione della tipologia del dissesto.
- Capitolo 5: Implementazione del modello numerico della DGPV, ipotesi e metodologia utilizzati per valutare lo sviluppo e l'evoluzione del dissesto.
- Capitolo 6: Risultati delle analisi del modello bidimensionale, ricostruzione delle modalità di deformazione del versante e analisi degli effetti dell'acqua.
- Capitolo 7: Analisi e modellazione 3D, valutazione degli effetti laterali.
- Capitolo 8: Conclusioni.

## Capitolo 2 - Stato dell'arte sul tema

### 2.1 - Le DGPV: definizioni e principali caratteristiche

Le DGPV sono processi indotti dalla gravità che possono avere un'evoluzione molto lenta ed interessare interi versanti, dislocando volumi di roccia anche di centinaia di migliaia di metri cubi (Dramis e Soriso Valvo, 1985; Soldati et al., 2006).

Questi fenomeni non possono essere riferiti ai comuni meccanismi che regolano le frane, bensì devono essere collocati in una posizione intermedia tra i normali fenomeni franosi ed i fenomeni di tettonica gravitativa. Dai primi le DGPV differiscono per la generica assenza di una superficie di scivolamento ben definita e per la profondità raggiunta nel versante dalla zona di deformazione basale, mentre dai secondi si distinguono sia per i volumi coinvolti, più ridotti, sia per i fattori di innesco, che nel caso di tettonica gravitativa sono dovuti ad effetti tensionali direttamente collegati a deformazioni profonde della crosta terrestre, piuttosto che agli sforzi legati alle caratteristiche del rilievo.

Alla luce degli studi condotti in merito, è possibile affermare che le DGPV presentano le seguenti caratteristiche comuni:

- Le dimensioni del fenomeno sono comparabili a quelle dell'intero versante (Agliardi et al., 2001). Si parla quindi di volumi dell'ordine di alcune centinaia di migliaia o più (anche milioni) di metri cubi (Dramis e Soriso-Valvo, 1994; Onida, 2001); lo spessore del materiale interessato da DGPV è di alcune decine o centinaia di metri (la profondità minima è di circa 60 metri), mentre le estensioni in larghezza possono essere dell'ordine dei chilometri.
- L'entità degli spostamenti nel tempo è piccola in confronto alle dimensioni planimetriche del fenomeno (Dramis e Soriso-Valvo, 1994). Tipicamente si tratta di mm/anno (Agliardi et al., 2001): Varnes et al. (1990) definiscono dei valori di spostamento tipici compresi tra 4 e 5 mm/anno. Tuttavia l'evoluzione nel tempo delle deformazioni è variabile in funzione di molteplici fattori: alcuni fenomeni hanno un'evoluzione dominata da deformazione per creep a velocità costante (Chigira, 1985), altri invece mostrano fasi di riattivazione e accelerazione a seguito di forti eventi piovosi o per sollecitazioni sismiche (Dramis e Soriso-Valvo, 1994). Proprio per la caratteristica inerente al tasso di spostamento, le DGPV vengono anche

chiamate “frane lente o non catastrofiche”, anche se in particolari casi lo stato deformativo del versante può evolvere in maniera catastrofica, dando origine a fenomeni denominati Rock Avalanches.

- Si tratta di fenomeni che tendenzialmente nello stadio iniziale e intermedio della deformazione seguono un comportamento meccanico denominato creep gravitazionale, caratterizzato da deformazioni di taglio in evoluzione molto lenta nel tempo, la cui velocità è controllata principalmente da un comportamento reologico più o meno plastico della roccia (Genevois e Perstininzi, 1979). Negli stadi finali precedenti al collasso, però, le velocità possono raggiungere anche i 20 cm/giorno (Muller, 1968), passando così ad un creep accelerato, a cui segue la rottura.
- La massa rocciosa in deformazione non necessita la presenza di una superficie o zona di rottura continua, a differenza dei comuni fenomeni franosi. In ogni caso, la continuità dell'eventuale superficie di rottura non è indispensabile per spiegare le deformazioni che avvengono in superficie (Dramis e Soriso-Valvo, 1994; Onida, 2001).
- Il versante coinvolto nel dissesto presenta morfostrutture quali sdoppiamenti di vetta, scarpate, controscarpate, trincee e fratture tensionali (Zischinsky, 1966; Beck, 1968). Queste strutture superficiali, rappresentate in Figura 1, costituiscono le tipiche evidenze morfologiche delle DGPV. In accordo con Agliardi et al. (2001), il versante può essere interessato da depressioni simili a graben, costituenti un sistema di scarpate e contro scarpate spesso a geometria listrica, con piani di taglio ad alto angolo presenti nella zona di cresta, sdoppiamenti di vetta, depressioni presenti sia lungo la cresta che all'interno del versante e fratture tensionali aperte. Alle DGPV sono anche collegati fenomeni di rigonfiamento al piede del versante. La maggior parte delle trincee dovute a questo dissesto ha una forma stretta e allungata con il fondo spesso riempito di materiale detritico con scarsa matrice. In svariati casi le trincee e le altre morfostrutture assumono forma a gradinata più o meno arcuata in pianta (Soriso-Valvo, 1979).

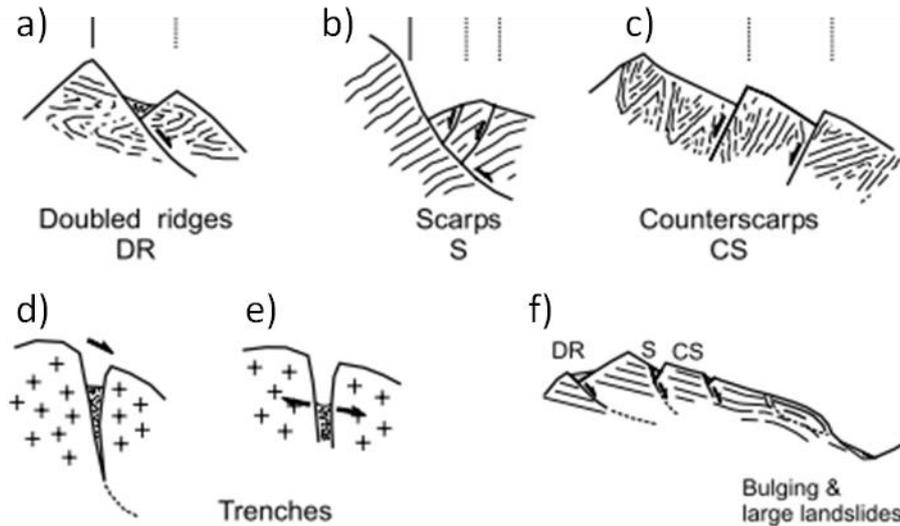


Figura 1: Elementi morfologici associati alle DGPV: a) soppiamenti di cresta, b) scarpate, c) controscarpate, d) ed e) trincee, f) rigonfiamenti (Agliardi et al., 2001)

- All'interno dei volumi di roccia coinvolti dal dissesto vi è la presenza di frane minori e di vecchi collassi, spesso concentrati nel settore inferiore del versante.

### 2.1.1 - Tipologie di Deformazione Gravitativa Profonde di Versante

Gli Autori che hanno studiato le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante hanno potuto osservarne differenti tipologie, in base alla modalità di movimento e ai materiali coinvolti.

Se ne propone nel seguito una breve descrizione.

#### a) Sackung:

I sackungen (in italiano il termine può essere tradotto con "insaccamento") sono corpi di dimensioni variabili, che manifestano una deformazione guidata dalla gravità, in cui non si individuano necessariamente distinte superfici basali di scivolamento. Interessano prevalentemente rocce metamorfiche scistose e sono causati da movimenti lenti e continui (creep) lungo una serie di micro-piani di discontinuità o da una lenta deformazione plastica della massa rocciosa.

Ne esistono diverse tipologie, ma in linea generale il sackung è accompagnato da un complesso di rotture e deformazioni superficiali, come raffigurato in Figura 2, le più significative delle quali si

trovano sia verso la cima sia al piede del versante, dove la pressione confinante è minima e la roccia si comporta rigidamente.

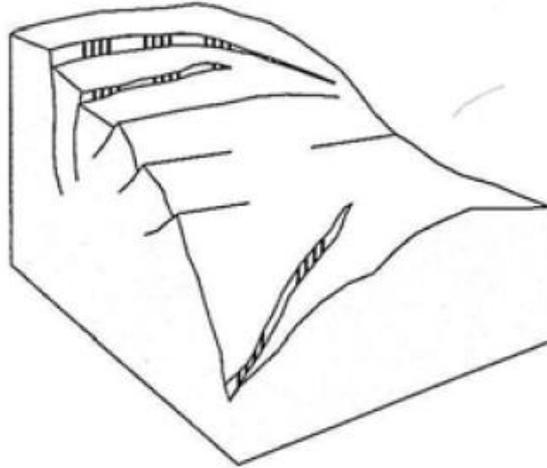


Figura 2: Esempio di sackung (Varnes et al., 1978)

Nelle aree sommitali la deformazione, di tipo distensivo, genera famiglie di fratture e una serie di superfici di movimento e di cedimento immerse a franapoggio e reggipoggio, che possono portare alla formazione di trincee naturali e scarpate in contropendenza; nelle aree basali, dove prevale una deformazione di tipo compressivo, si genera una fratturazione sub-orizzontale.

Dal punto di vista morfologico il profilo del versante si articola in una parte alta concava e in un piede convesso, con rigonfiamento della massa in movimento.

*b) Lateral spread o espandimento laterale:*

Per lateral spread si intende l'espandimento laterale di blocchi di roccia rigidi al di sopra di un substrato più duttile (di solito rocce massive o calcari vulcanici sovrastanti rocce argillose). Il fenomeno può avvenire su una superficie definita, quando rocce rigide sovrastano livelli plastici in deformazione (Figura 3 a sinistra), oppure senza lo sviluppo di tale superficie, quando il fenomeno interessa invece rocce fratturate o di tipo scistoso senza la presenza di livelli plastici sottostanti (Figura 3 a destra).

I movimenti sono molto lenti e discontinui e in caso di terremoti possono accelerare notevolmente, modificando repentinamente lo stato tensionale esistente.

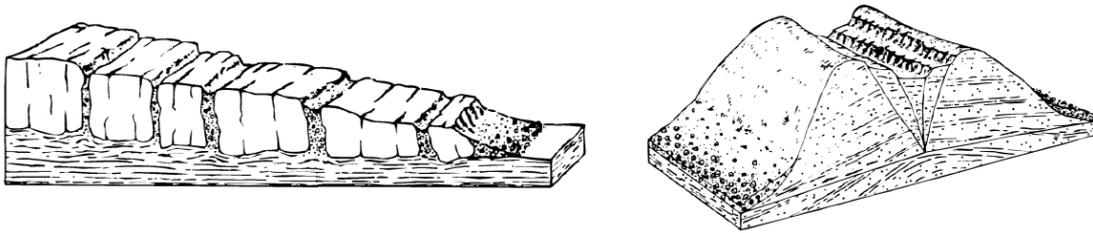


Figura 3: Lateral Spread di formazioni fragili sovrastanti unità duttili (a sinistra) e in rocce omogenee (a destra) (Varnes et al., 1978)

c) Block Slide o scorrimento in blocchi:

Il Block Slide è il fenomeno di scorrimento di grossi blocchi rocciosi, che può arrivare a coinvolgere un intero versante, raggiungendo, in questi casi, dimensioni superiori rispetto a quelle riscontrate normalmente negli altri due tipi di DGPV. Se ne riportano alcuni esempi in Figura 4.

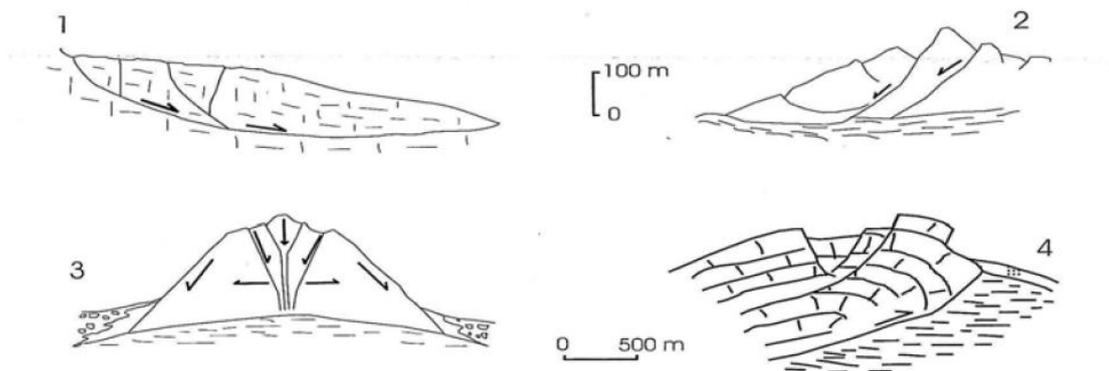


Figura 4: Esempi di scorrimenti in blocchi (Varnes et al., 1978)

Questi sovrascorrimenti interessano grandi masse caratterizzate da moto generalmente traslazionale, lungo una o più superfici o zone di taglio più o meno definite. Nella parte alta della massa in movimento si formano delle depressioni di tipo graben. Nonostante la somiglianza dei fenomeni, la differenza con i lateral spread consiste, oltre che nella diversa modalità deformativa, nel rapporto altezza-lunghezza della massa in deformazione: in questo caso le rocce rigide sono interessate da discontinuità strutturali, ma non sono ridotte in blocchi, come avviene nel Lateral Spread. Anche questo tipo di deformazione è caratterizzato da una lunga fase di creep che può eventualmente evolvere alla fase finale di creep accelerato e al collasso. Rispetto agli altri tipi di deformazioni gravitative, un ruolo decisivo per l'innesco di questo fenomeno è giocato dalla

presenza di fratture e faglie di origine tettonica sottoposte a stress tettonico regionale o interessate da attività sismica.

d) Meccanismi complessi

I Meccanismi complessi si verificano quando il versante si deforma secondo modalità ibride, che comprendono più tipi tra quelli fondamentali descritti. Si osservano frequentemente associazioni scorrimento - colata o espandimenti laterali - scorrimenti. Spesso al fenomeno principale seguono fenomeni collaterali che interessano sia le superfici di distacco sia le zone di accumulo. Si osservano inoltre fenomeni quali creep, rottura progressiva, vaporizzazione di acqua con la conseguente formazione di un cuscino di vapore e spostamenti veloci, fusione di porzioni rocciose lungo la banda di scorrimento e riduzione del coefficiente di attrito, anche a causa di eventi sismici.

### **2.1.2 - Fattori che influenzano lo sviluppo di una DGPV**

Le DGPV sono controllate da diversi fattori, connessi all'interazione tra l'attività endogena ed esogena (fattori geodinamici) e alla natura ed assetto dei materiali rocciosi interessati.

Innanzitutto, per avere un'idea della dimensione e della geometria del fenomeno, è necessario definire i parametri che descrivono una DGPV, rappresentati in Figura 5:

- $L$  = lunghezza massima del versante.
- $V_{max}$  = profondità verticale massima.
- $\delta$  = profondità massima misurata tra la corda  $L$  e la superficie di scivolamento.
- $\alpha$  = pendenza rispetto all'orizzontale.

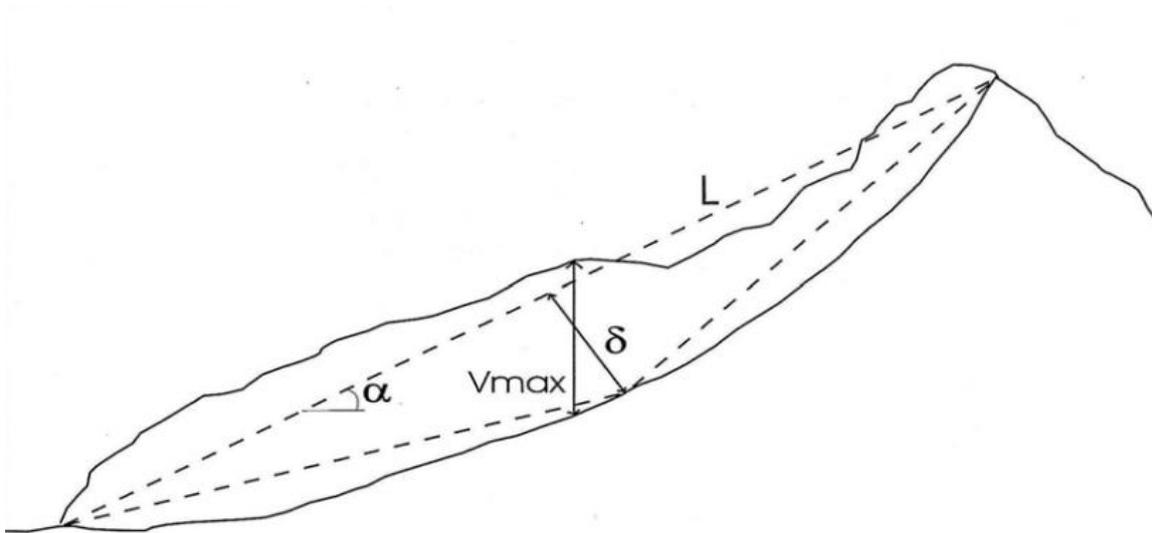


Figura 5: Parametri geometrici che descrivono una DGPV

Tra i fattori che influenzano lo sviluppo troviamo:

1. L'energia del rilievo, o stress topografico, è l'elemento morfologico decisivo per rendere possibile l'innescio di una DGPV e rappresenta il dislivello tra la parte superiore e quella inferiore del versante in deformazione: deve essere tale da permettere la messa in gioco di masse di adeguato spessore. Nelle Alpi occidentali è stato verificato che il 50% dei fenomeni oggetto di studio avviene su versanti con energia del rilievo compresa tra 500 e 1000 m (Mortara e Sorzana, 1987).
2. La pendenza del versante mostra invece rapporti meno univoci: a parità di condizioni, l'instabilità cresce con l'aumentare della pendenza, generalmente compresa tra 18° e 50°. Per valori di pendenza superiori a quelli sopra citati i processi che si sviluppano sono più rapidi.
3. Le caratteristiche litologiche delle rocce che costituiscono il rilievo influenzano non solo la forma e il comportamento meccanico del versante, ma ne determinano anche le condizioni di stabilità. Esistono diverse litologie interessate generalmente da deformazioni gravitative profonde: in versanti dominati da rocce scistose, le DGPV si manifestano tendenzialmente sotto forma di Sackungen; invece nel caso di versanti caratterizzati dalla sovrapposizione di unità sedimentarie massicce (calcari, areniti, dolomie o conglomerati) su unità più tenere (argilliti, siltiti o marne) si sviluppa tipicamente il Lateral Spread; infine, i versanti costituiti da rocce ignee generalmente manifestano fenomeni di Block Slide.

La litologia determina inoltre le caratteristiche meccaniche della roccia, rendendola più o meno scadente, anche in relazione al grado di alterazione della stessa. Materiali poco coerenti tendono

in effetti a cedere anche su dislivelli moderati e su versanti poco acclivi, mentre solo materiali coerenti possono costituire versanti di dislivello elevato. Si verifica pertanto che sono proprio le rocce più coerenti ad essere più suscettibili allo sviluppo di fenomeni gravitativi profondi di maggiori dimensioni.

4. L'assetto strutturale del versante e quindi le proprie caratteristiche rispetto alla fratturazione, alla scistosità e alla stratificazione risultano di grande importanza, forse maggiore rispetto a quella attribuita alla litologia, per la comprensione dei fattori che influenzano l'innescò di DGPV. La genesi dei Sackungen spesso è collegata alla presenza di faglie attive nella zona di interesse, mentre lo sviluppo di trincee è fortemente controllato dall'assetto strutturale. Una delle condizioni maggiormente suscettibili allo sviluppo di tale dissesto, in caso di rocce metamorfiche, è la situazione in cui l'inclinazione del versante è parallela alla giacitura della scistosità (ovvero scistosità a franapoggio) o, in caso di litotipi massicci, quando il versante si dispone parallelamente alla direzione dei giunti.

5. L'attività tettonica è il principale fattore genetico del rilievo ed esercita la sua influenza sull'instabilità di esso secondo modalità differenti, rappresentate essenzialmente dagli sforzi residui derivanti dalle vicende tettoniche passate e dalla tettonica attiva. Per questo motivo la relazione tra attività tettonica e movimenti di versante può essere diretta o indiretta. I lineamenti tettonici (faglie, pieghe, ecc) possono agire in maniera passiva, come superfici di discontinuità preferenziali lungo le quali avviene il movimento gravitativo, o, attivamente, quando agiscono sull'evoluzione del versante modificandone l'energia del rilievo, l'assetto geometrico e, più in generale, le condizioni di stabilità dello stesso.

6. L'occorrenza di forti terremoti può provocare assestamenti gravitativi. Nel caso di sismi di forte intensità, le scosse agiscono in modi diversi: sconnettono le masse rocciose facendone diminuire la coerenza, variano la pressione interstiziale delle acque, determinano variazioni dell'acclività dei versanti, inducono deformazioni della superficie topografica e producono elevate accelerazioni normali al pendio. L'azione combinata di tali effetti con lo scuotimento può essere sufficiente a provocare rotture nelle rocce che costituiscono i pendii, innescando movimenti gravitativi di grandi dimensioni.

7. I fattori climatici regolano l'attività dei movimenti gravitativi. Condizioni favorevoli si creano grazie a processi di alterazione profonda ad opera di acque sotterranee e per eventi meteorici estremi (Starkel, 1976). L'aumento improvviso della pressione dell'acqua a causa di precipitazioni eccezionali può alterare, anche in maniera sostanziale, l'equilibrio delle forze

presenti sul versante. Effetti di instabilità dei versanti vallivi si possono sviluppare anche in seguito al rapido ritiro dei ghiacciai dovuto a cambiamenti del clima. Il rilascio tensionale per perdita di carico a seguito del ritiro delle masse glaciali sembra essere la principale causa di innesco delle maggiori Deformazioni Gravitative di Versante che interessano l'arco alpino. Per la mancanza di sostegno operata dal ghiacciaio pleistocenico, i versanti sono soggetti a fenomeni di detensionamento che inducono tipicamente sistemi di fratture paralleli al versante.

## **2.2 - Studio delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante: reologia, indagini e modellazione numerica del fenomeno**

Come accennato in precedenza, lo studio delle DGPV è ancora una disciplina in divenire: numerose sono le analisi effettuate da differenti Autori, ma le conoscenze del fenomeno sono ancora ampiamente incomplete. In questo paragrafo si propongono le linee guida utilizzate dagli esperti per studiare le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante.

Come risulta evidente dalla trattazione precedente, è emerso che le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante sono caratterizzate da una notevole complessità dovuta sia ai processi geologici coinvolti, sia alla loro intrinseca variabilità spaziale (Longoni et al., 2015). In linea generale lo studio di questa tipologia di dissesto è condotto secondo una serie di fasi precise, come si evince da Figura 6. Dapprima si esegue una fase di indagini preliminari finalizzate all'inquadramento del territorio dal punto di vista geologico, indicando area, volumi e litologie coinvolte nel dissesto; in seguito, si procede alla definizione degli elementi morfologici caratteristici ed all'individuazione delle condizioni tettonico-strutturali predisponenti. Contestualmente si effettua un'attenta campagna di raccolta dati finalizzata alla valutazione della qualità meccanica dell'ammasso roccioso coinvolto, mediante prove in sito ed in laboratorio; infine il modello concettuale così ricostruito viene implementato tramite codici numerici alle differenze finite o agli elementi finiti, per giungere a previsioni circa il comportamento tensio-deformativo della DGPV (Apiani T., Rossi M., Masetti M., 2005).

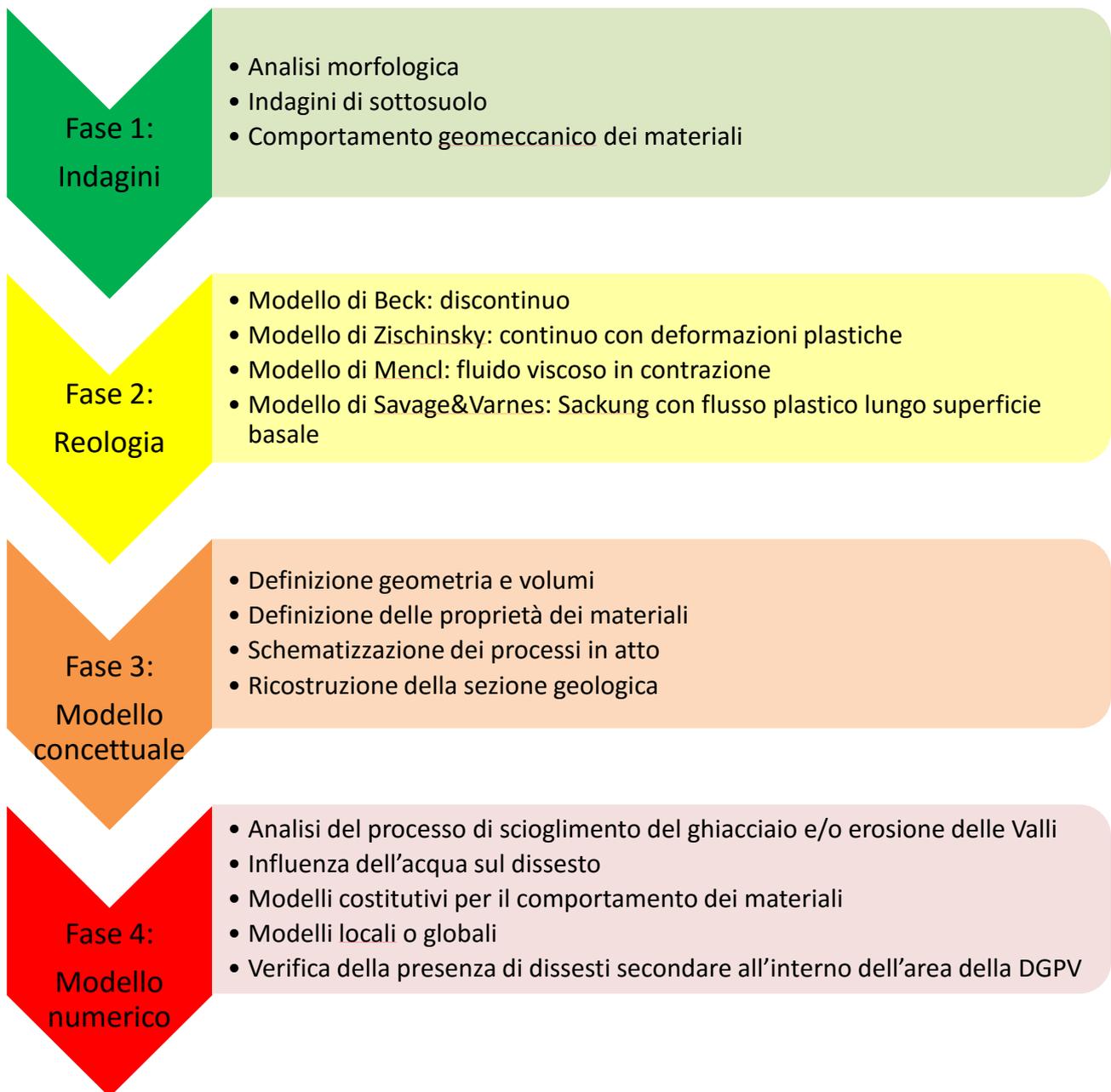


Figura 6: Schematizzazione delle fasi di studio di una DGPV

### 2.2.1 - Indagini per la conoscenza del fenomeno

Date le operazioni elencate nel paragrafo di introduzione precedente e note la dimensione e la litologia dell'area di interesse, il punto di partenza dello studio è necessariamente l'analisi morfologica, che permette di mappare le forme tipiche di questi dissesti, grazie a osservazioni dirette sul campo o all'analisi di foto aeree (Jomard et al. 2014). In accordo con la definizione proposta da Agliardi et al. (2001), un versante affetto da deformazione gravitativa profonda di versante può presentare le seguenti caratteristiche:

- Scarpate (Figura 7), che sono l'espressione morfologica di un movimento verso il basso del versante, talvolta indice di imminente collasso.



Figura 7: Schema esempio di una scarpata

- Controscarpate (Figura 8), che sono la prova che le discontinuità si immergono verso la parte interna del massiccio roccioso.



Figura 8: Schema esempio di una contro scarpata

- Trincee (Figura 9), ovvero tagli lineari e profondi, che sono l'espressione di un movimento estensivo delle discontinuità.

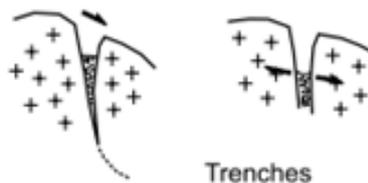


Figura 9: Schema esempio di una trincea

- Eventuale presenza di frane profonde, caratterizzate da grandi volumi di roccia che si muovono lungo piani di debolezza ben definiti.

Questi "segni" morfologici sono un chiaro sintomo della possibile presenza di una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante e suggeriscono la necessità di approfondire lo studio dell'area, per valutare le condizioni di stabilità del pendio affetto da deformazione. Per questo motivo si eseguono indagini di sottosuolo, come ad esempio studi geofisici o geoelettrici, con lo scopo di

riconoscere l'eventuale presenza di una superficie di scorrimento profonda. Tale operazione è utile ai fini di identificare il limite inferiore della DGPV, in modo da poter definire il dominio geometrico.

Una volta ricostruito il modello geometrico, è necessario definire il comportamento geomeccanico dei materiali: dopo una prima fase di schematizzazione del problema reale, secondo la quale, attraverso l'introduzione di una serie di ipotesi e semplificazioni, vengono indicate le dimensioni del volume di controllo su cui effettuare i calcoli, è necessario caratterizzare dal punto di vista geomeccanico i materiali coinvolti nel problema. I parametri di resistenza sono stimati mediante rilievi in sito, prove di laboratorio su roccia intatta (Point Load Test), prove di taglio su giunto e prove di scorrimento (Tilt Test) (Apuani et al., 2005). Il risultato di tali prove è rappresentato da indici di qualità dell'ammasso roccioso, quali RMR (Rock Mass Rating, Bieniawski, 1989) o GSI (Geological Strength Index, Hoek et al., 2004). Attraverso poi il criterio di rottura degli ammassi rocciosi di Hoek e Brown vengono stimate le resistenze degli stessi, le loro proprietà elastiche ed i parametri equivalenti di Mohr-Coulomb, ovvero coesione ed angolo di attrito (Apuani T., Rossi M., Masetti M., 2005).

### **2.2.2 - Reologia del fenomeno e definizione del modello concettuale della DGPV**

Una volta definito il modello geometrico ed il comportamento geomeccanico dei materiali, la fase successiva di analisi prevede lo studio della reologia del fenomeno. Gli studi in merito alle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante iniziarono nella seconda metà del 1900 quando, parlando di reologia, furono proposti numerosi modelli concettuali per descrivere tale dissesto.

Un primo approccio di modellazione reologica fu portato avanti da Beck (1968), che considerò l'ammasso roccioso come un mezzo discontinuo formato da blocchi rigidi separati da discontinuità planari di varia estensione e spaziatura. Questo tipo di schematizzazione è indicato per lo studio di Block Slides e Lateral Spreads, ma non per la modellizzazione dei Sackungen, che sono tipicamente accompagnati da deformazioni plastiche e viscosi.

Zischinsky (1969), invece, fu il primo a proporre un modello geomeccanico che considera le rocce come un mezzo continuo interessato da deformazioni di tipo plastico-viscoso.

Il modello più accreditato tuttavia è quello di Mencl (1968), rappresentato in Figura 10 a), che derivò la sua formulazione dai lavori di Zischinsky. Egli postula che nella parte centrale del versante, dove la pressione di confinamento è alta e quindi gli sforzi deviatorici sono troppo bassi perché generino deformazione per taglio, l'ammasso roccioso si comporti come un fluido viscoso in contrazione.

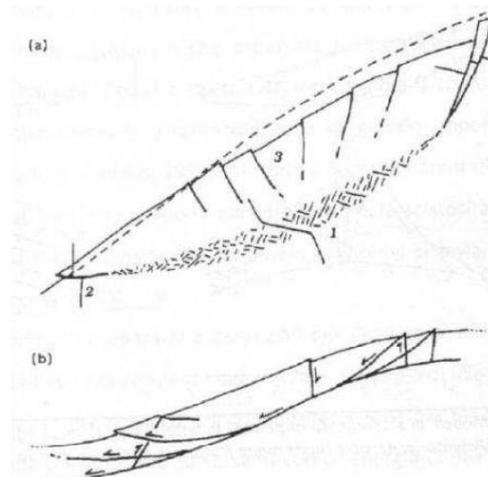


Figura 10: Modelli reologici di un versante interessato da sackung: a) "non-shearing model" proposto da Mencl (1968); b) modello di rottura plastica proposto da Savage & Varnes (1987); 1 = zona a deformazione viscosa; 2 = zona di rottura per taglio; 3 = zona di taglio nella zona fragile, poco profonda; la linea tratteggiata in a) indica il profilo del versante non deformato

Invece nelle parti superiore e inferiore del versante coinvolto dal fenomeno, dove le pressioni di confinamento sono minori, gli sforzi deviatorici sono tali da poter generare deformazioni per taglio lungo determinate superfici. Tali superfici si genereranno ed emergeranno sotto forma di morfostrutture solamente nelle parti più superficiali, poiché in profondità le alte pressioni inducono una deformazione plastica all'interno dell'ammasso non causando necessariamente l'origine di una superficie di taglio basale continua.

Più recentemente fu introdotto da Savage e Varnes (Savage e Varnes, 1987) un modello di Sackung secondo cui la sollecitazione di taglio agente in profondità nel versante darebbe luogo a un flusso plastico lungo una superficie basale continua di scorrimento (Figura 10 b)). Questa assunzione è in contraddizione con una delle caratteristiche essenziali dei Sackungen, secondo la quale non esiste una superficie di rottura continua e ben definita. Assumendo come corretto lo schema di Mencl, il modello di Savage e Varnes può essere riferito allo stadio finale dell'evoluzione di un Sackung, in altre parole quando la deformazione di taglio ha portato il versante a collasso.

In realtà l'assenza di una superficie continua di scivolamento basale come carattere diagnostico di una DGPV rimane ancora un tema fortemente dibattuto. Mentre in passato questo fattore era preso come limite convenzionale tra una DGPV e un semplice movimento di massa superficiale, ora molti Autori stanno mettendo in discussione questo concetto. Infatti, numerosi movimenti di massa superficiali, descritti in letteratura come "confinati", non mostrano una superficie di scivolamento ben evidente. Al contrario, molte DGPV osservate nelle Alpi Centrali sono caratterizzate dalla presenza di un confinamento basale ben sviluppato ed ereditato da preesistenti superfici di origine tettonica (Agliardi et al., 2001).

### **2.2.3 - La modellazione numerica**

Una volta definito il modello concettuale, l'evoluzione delle DGPV può essere modellata matematicamente mediante approccio alle differenze finite, agli elementi finiti o agli elementi distinti. Infatti, un modello numerico ha il forte vantaggio di prevedere il cinematismo della massa in movimento (Longoni et al., 2014) e di individuare i fattori che influenzano e inducono il versante e/o parte di esso al collasso.

Per quanto riguarda gli approcci alla modellazione, Preisig et al. (2016) suddividono la storia di un versante instabile in quattro fasi: la fase iniziale rappresenta la situazione prima del collasso, durante la quale non si manifestano significative deformazioni, a cui seguono una fase di "primo collasso", una fase di "post collasso" e la fase di riattivazione. Di queste, la fase di "primo collasso" è riferita al meccanismo di ritiro dei ghiacciai e di erosione delle Valli, durante le quali, a causa del detensionamento, si assiste ad un rilascio tensionale che può causare l'innescò di una DGPV. Tale fenomeno viene infatti riprodotto dai modelli matematici con lo scopo di ricostruire lo stato di sollecitazione che porta il versante alla deformazione e ai conseguenti spostamenti, come mostrato nell'esempio in Figura 11.

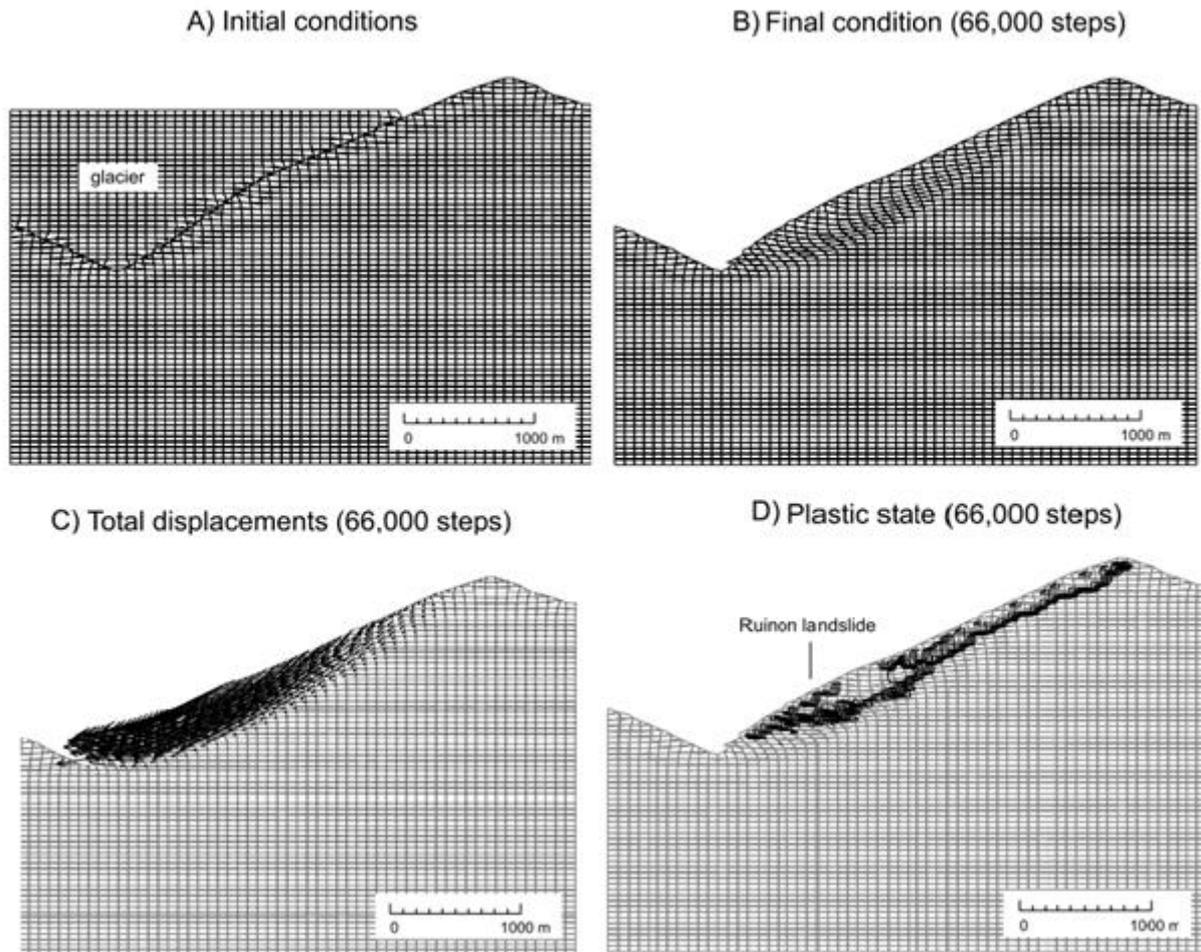


Figura 11: Modellazione numerica del fenomeno di detensionamento (Agliardi et al., 2001): A) Condizione iniziale, B) Condizione Finale, C) Spostamenti totali, D) Livello plastico (superficie di scorrimento)

La fase di riattivazione viene invece associata alla variazione dello stato di sforzo dovuta a eventi occasionali, quali cicli sismici o cambiamenti nella distribuzione delle pressioni neutre nel pendio. I terremoti sono fattori di innesco sicuramente molto gravi, che interessano l'intero versante, ma la loro frequenza di accadimento è più bassa rispetto a quella legata al disturbo indotto dalla variazione di pressione dell'acqua. Infatti, la modellazione matematica cerca di tenere conto anche dell'effetto della presenza di acqua nel versante, descrivendo i fenomeni di fatica idromeccanica e termomeccanica (Preisig et al., 2016).

La fatica idromeccanica è legata alla variazione del livello idrico della falda acquifera dovuta a scioglimento delle nevi o a periodi di intensa piovosità, mentre la fatica termomeccanica è legata all'evapotraspirazione per effetto del riscaldamento stagionale dello strato più superficiale di terreno. Tra i due fenomeni, il primo è sicuramente più influente rispetto al secondo e un modello

numerico permette di analizzare la variazione del campo di spostamenti e il progressivo collasso del versante nel tempo, in relazione alla distribuzione delle pressioni dell'acqua. Un esempio di risultati è riportato in Figura 12 e Figura 13, che sono riferite ad uno studio condotto sulla DGPV in Vallemaggia.

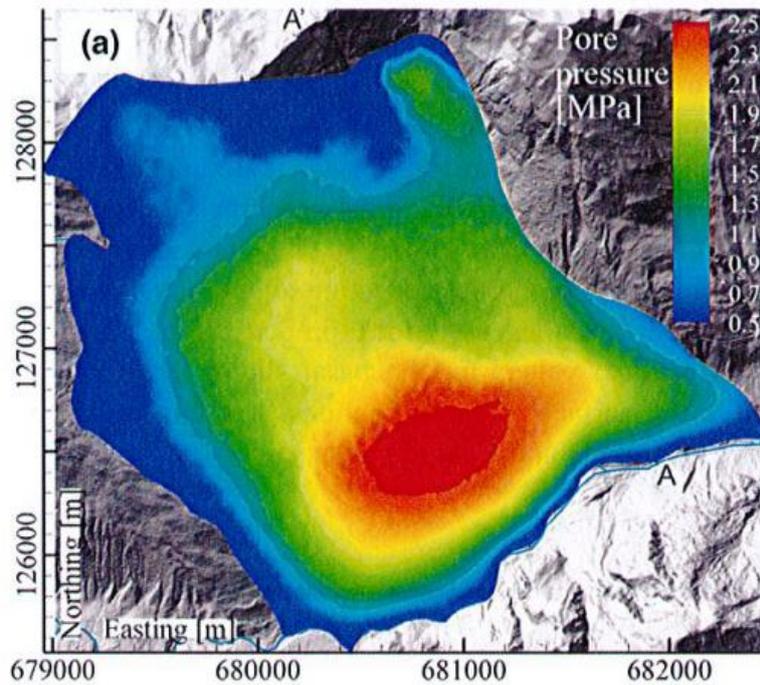


Figura 12: Esempio di simulazione di Pressioni all'interno della DGPV in Vallemaggia (Preisig et al., 2016)

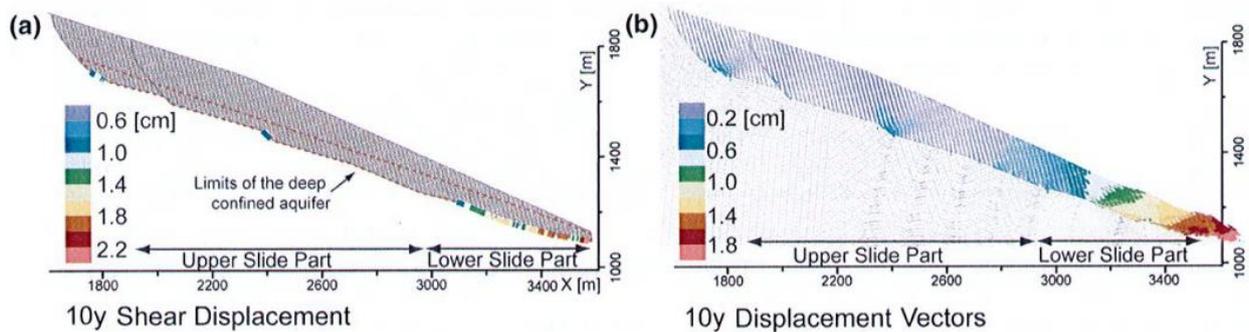


Figura 13: Esempio di simulazione di spostamenti lungo la superficie basale della DGPV in Vallemaggia (Preisig et al., 2016)

Le fluttuazioni cicliche della pressione possono anche causare un progressivo danneggiamento dell'ammasso roccioso, con l'insorgenza di fratture e sistemi di discontinuità, la cui apertura aumenta progressivamente fino al collasso (si veda ad esempio Figura 14). In letteratura esistono modelli numerici che permettono di stabilire quale sia il grado di danneggiamento critico della roccia.

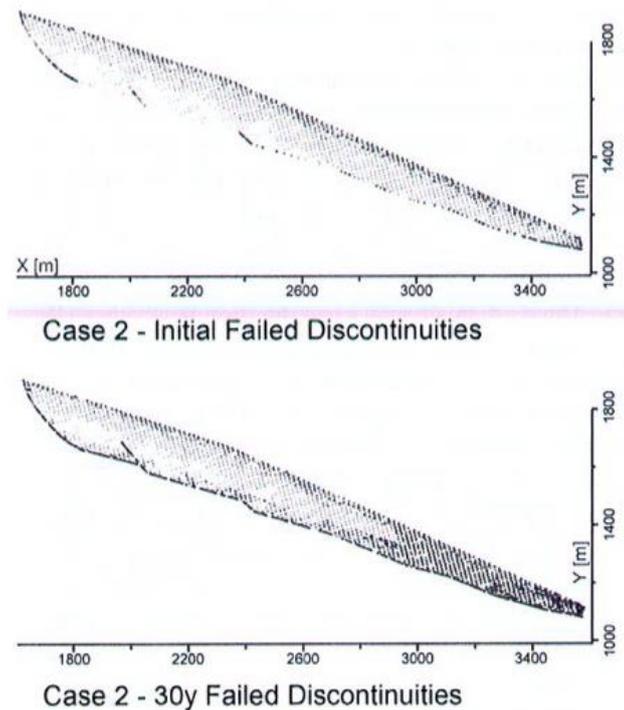


Figura 14: Esempio di modellazione della variazione del reticolo fessurativo dovuto alle fluttuazioni di pressione neutra nella DGPV in Vallemaggia (Preigis et al., 2016)

In conclusione si può affermare che un modello numerico permette di valutare quale sia il comportamento di una DGPV, per cui è necessario definire il modello costitutivo dei materiali coinvolti.

Tenendo conto che il fenomeno è controllato da processi di creep gravitazionale (riferimento a paragrafo 2.2.2 - *Reologia del fenomeno e definizione del modello concettuale della DGPV*), gli Autori che hanno affrontato il problema hanno proposto tre modelli per la descrizione del comportamento dell'ammasso roccioso: elasto-plastico equivalente, visco-elastico di Maxwell e infine elasto-visco-plastico di Burger (Apiani et al., 2005).

Il modello elasto-plastico, che genericamente è il più utilizzato per la modellazione delle frane, si basa sul criterio di rottura di Hoek e Brown e risulta essere poco adeguato alla descrizione del comportamento delle DGPV, poiché non considera le reazioni del materiale prima del raggiungimento delle condizioni di massima resistenza mobilitata lungo il piano di scorrimento (le così dette condizioni di picco); le Deformazioni Gravitative Profonde si sviluppano lentamente e con velocità estremamente ridotte, trend che i modelli elasto-plastici non riescono a spiegare, poiché associano ad un minimo spostamento una resistenza mobilitata immediatamente pari a quella di picco.

Il modello visco-elastico tiene conto delle deformazioni differite nel tempo, per cui risulta essere più indicato rispetto al precedente. Tuttavia gli studi hanno evidenziato che tale modello risulta comunque incompleto, poiché, in base ai risultati delle simulazioni numeriche condotte dagli Autori, non si generano evidenti fenomeni di instabilità che potrebbero essere associati alle DGPV.

Il modello più completo per la simulazione numerica dell'evoluzione delle DGPV è sicuramente il modello elasto-visco-plastico, che prevede stati deformativi e tensionali compatibili con quelli che definiscono i processi di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante. Chiaramente l'utilizzo di tale modello ha il vantaggio di descrivere in maniera più veritiera il campo di spostamenti e le deformazioni associate al dissesto, ma presenta lo svantaggio di richiedere un numero di dati in input non indifferente.

La disponibilità di dati è sicuramente un fattore molto importante che influenza la scelta del modello utilizzato per descrivere il comportamento di una DGPV: qualora si abbiano a disposizione grandi quantità di dati, è preferibile condurre un'analisi utilizzando il modello elasto-visco-plastico. Nella realtà molto spesso i dati a disposizione non sono sufficienti all'applicazione di tale modello, motivo per cui le analisi numeriche utilizzano frequentemente un modello elasto-plastico o visco-plastico.

I dati in input ad un modello numerico possono essere acquisiti inoltre con differenti tecniche, possono essere puntuali o diffusi, a seconda della metodologia di campionamento scelta, e potrebbero avere differente accuratezza se provengono da diverse fonti. Lavorare e unire dati provenienti da fonti differenti può essere particolarmente complesso per le frane molto estese come le DGPV, a causa della loro intrinseca variabilità spaziale (Longoni et al.,2015). Per questo

motivo è necessario stabilire quale sia la scala spaziale del modello e l'accuratezza dei dati richiesta per simulare l'effettivo campo di spostamenti del versante in esame. Longoni et al. (2015) hanno condotto un'analisi in merito, concentrandosi su un dissesto minore mobilitato all'interno dell'area della DGPV. Tale scelta è dettata dal fatto che le DGPV sono spesso lo sfondo e la causa predisponente per lo sviluppo di un dissesto secondario. Lo studio ha messo in evidenza infatti che il cinematismo dell'area attiva è generalmente molto influenzato dal comportamento dell'intero versante, per cui un modello globale fornisce una visione completa e maggiormente affidabile di ciò che realmente accade sull'intera area di studio. I modelli locali o a piccola scala si avvalgono invece dell'utilizzo di dati più specifici e accurati, fornendo un'analisi più dettagliata con attenzione però alla sola area di movimento attiva (Figura 15).

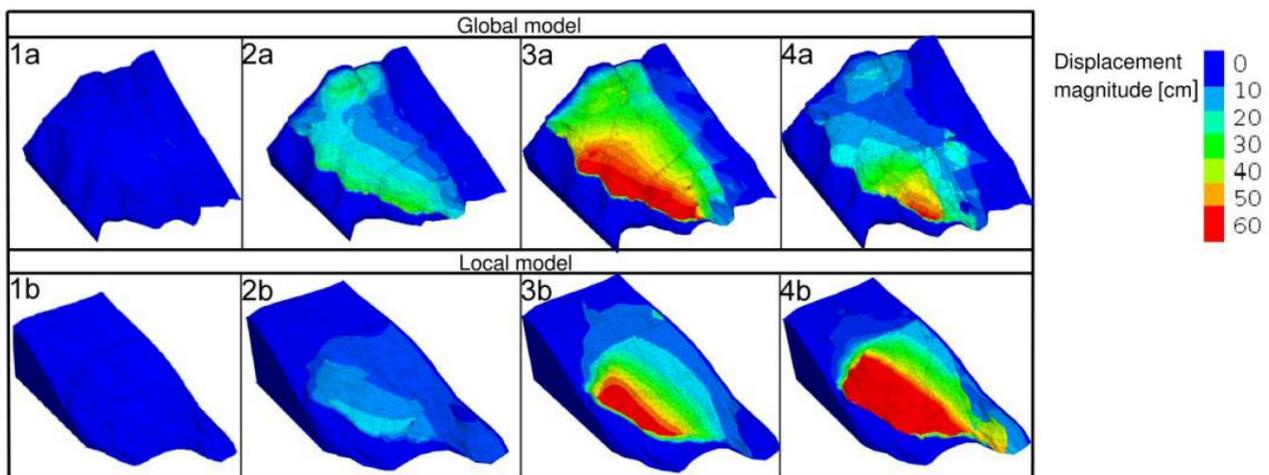


Figura 15: Esempio di risultati ottenuti con modelli a larga scala (a: Global model) e a scala locale (b: Local model). L'accuratezza dei dati aumenta progressivamente dal caso 1 al caso 4. (Longoni et al., 2015)

Come sopra riportato, la presenza delle DGPV sul versante può influenzare il verificarsi di dissesti secondari localizzati in determinate zone di esso. Alla luce di ciò, l'evoluzione delle DGPV costituisce un fattore predisponente per il verificarsi di frane, ma il legame tra i due fenomeni deve essere ancora chiarito (Capitani et al., 2013). Per questo motivo alcuni studiosi hanno condotto analisi numeriche di suscettibilità al franamento basate su un approccio statistico, secondo il quale la suscettibilità è legata alla densità di frane che interessano un versante, sapendo che si è verificata una certa combinazione di fattori predisponenti (Teorema della probabilità condizionata di Bayes). Tali analisi hanno portato alla conclusione che la presenza di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante controlla la distribuzione spaziale delle frane e dei dissesti secondari, ottenendo così il titolo di fattore predisponente per l'instabilità.

Concludendo, è quindi possibile affermare che il metodo più indicato per lo studio di una DGPV è sicuramente quello della modellazione numerica, visti i numerosi vantaggi descritti in precedenza. Molteplici studi sono stati condotti con modello bidimensionale lungo sezioni di interesse del versante affetto da instabilità, ma per avere una visione più completa del dissesto il modello tridimensionale risulta essere lo strumento più efficace, poiché permette di tenere conto di eventuali condizioni al contorno e di possibili effetti dovuti alla presenza di dissesti in prossimità della DGPV.

## **Capitolo 3 - Caso di studio**

### **3.1 - Introduzione**

Nel presente capitolo saranno mostrati gli elementi distintivi che qualificano l'oggetto di studio, ovvero la DGPV che si estende sul versante idrografico destro della media Val Seriana, descrivendoli dal punto di vista geografico, geomorfologico, geologico e idrogeologico. In questo modo si otterrà un quadro delle caratteristiche dell'area che consentirà di comprendere il contesto in cui è inserito il dissesto di cui sopra, cercando di sottolineare quali siano i fattori geologici, geomorfologici e strutturali che incidono sulla DGPV.

L'inquadramento del territorio sarà accompagnato dalla redazione di opportune Carte Geologica e Geomorfologica (si vedano Allegati).

### **3.2 - Inquadramento dell'area di studio**

Oggetto di studio della presente Tesi è la Deformazione Gravitativa Profonda di Versante sita nel territorio dei comuni di Colzate e Vertova (BG), che si trovano sul versante idrografico destro della media Val Seriana (inquadramento geografico in Figura 16). I comuni confinano a nord con Oneta e Casnigo, ad est con Casnigo, a sud con Fiorano al Serio e Gazzaniga, mentre ad ovest con Cornalba. Il dissesto è rappresentato in Figura 17.

Il territorio del Comune di Colzate si estende sui versanti orientali del Monte Cavlera (1178 m s.l.m.) e della Cima di Cavlera (1320 m s.l.m.), proseguendo verso Ovest lungo lo spartiacque che divide la Val Vertova dalla Valle del Riso, a partire dalla Cima di Cavlera fino al monte Secretondo (1504 m s.l.m.). Le quote altimetriche inferiori si trovano presso il fiume Serio (da 415 a 390 m s.l.m.).

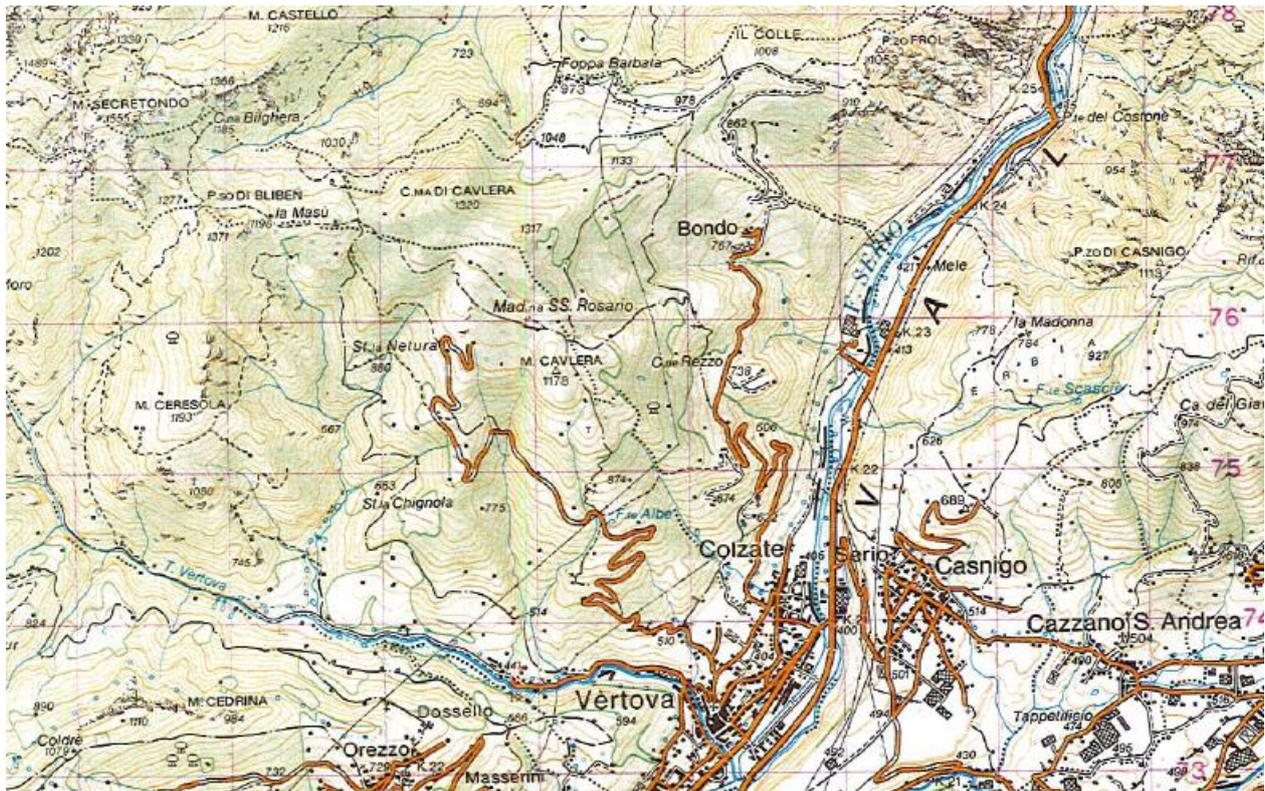


Figura 16: Inquadramento geografico del territorio (Studio geologico di supporto al PRG per il comune di Colzate)

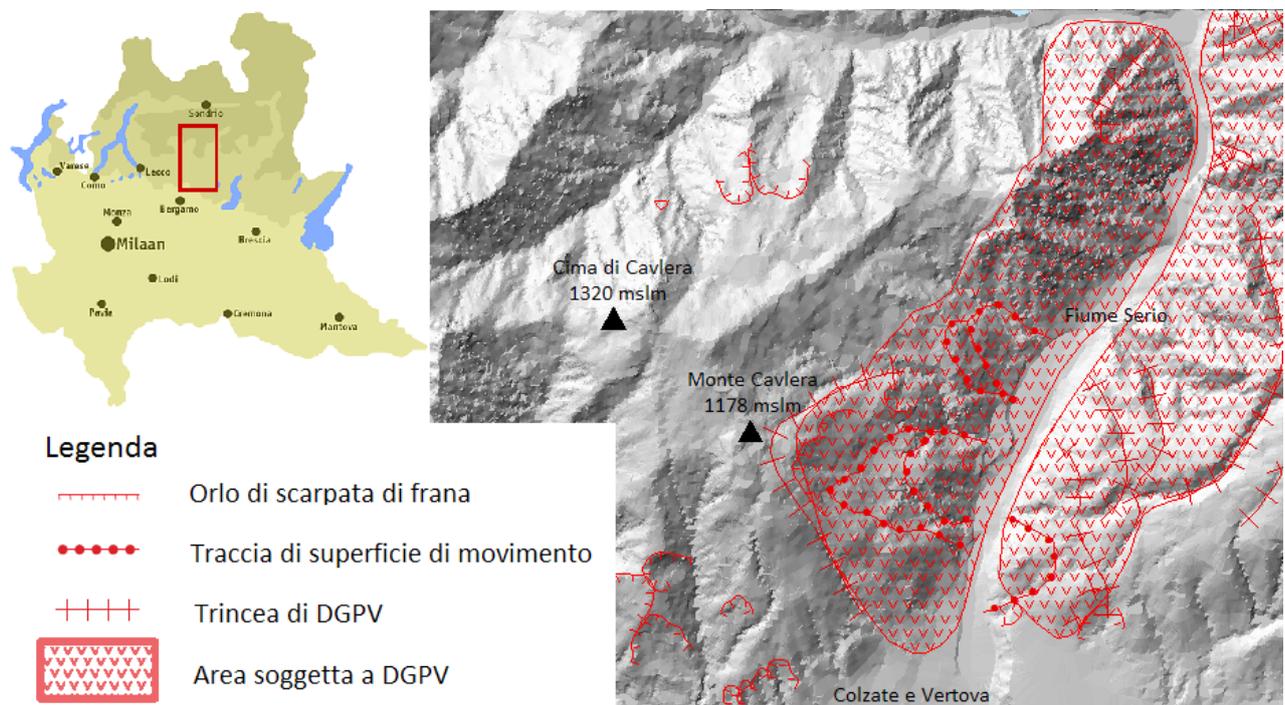


Figura 17: DGPV di Colzate-Vertova oggetto di questo studio: in alto a sinistra si può osservare la posizione della Val Seriana all'interno della Regione Lombardia.

Il Comune di Vertova sorge invece alla confluenza del Torrente Vertova nel Fiume Serio: il bacino sotteso da tale Torrente ha una superficie di circa 24 Km<sup>2</sup> e si sviluppa principalmente in direzione Sud Est – Nord Ovest fino alla Cima Campelli (1899 m s.l.m.). Il lato meridionale del bacino è delimitato dalla dorsale che comprende le cime dei monti Cloca (594 m s.l.m.), Cedrina (1110 m s.l.m.) e Poieto (1360 m s.l.m.), mentre ad occidente il confine è segnato dal Passo Forca (1060 m s.l.m.), dal monte Succhello (1541 m s.l.m.) e dalla Cima Campelli. Il Monte Secretondo costituisce lo spartiacque nordorientale, assieme alla Cima di Cavlera e al Monte Cavlera.

La Deformazione Gravitativa Profonda di cui sopra è situata lungo il versante del Monte Cavlera, estendendosi dalla sua cima fino alla piana del Fiume Serio e proseguendo verso l'alta Val Seriana. Il dissesto in esame viene indicato all'interno del cerchio blu con il numero 2.1 nella Figura 18, che rappresenta la Carta dei principali dissesti riportata all'interno del volume *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 077 Clusone*, da cui è possibile notare che viene delimitata dal Torrente Vertova e dal Torrente Riso.

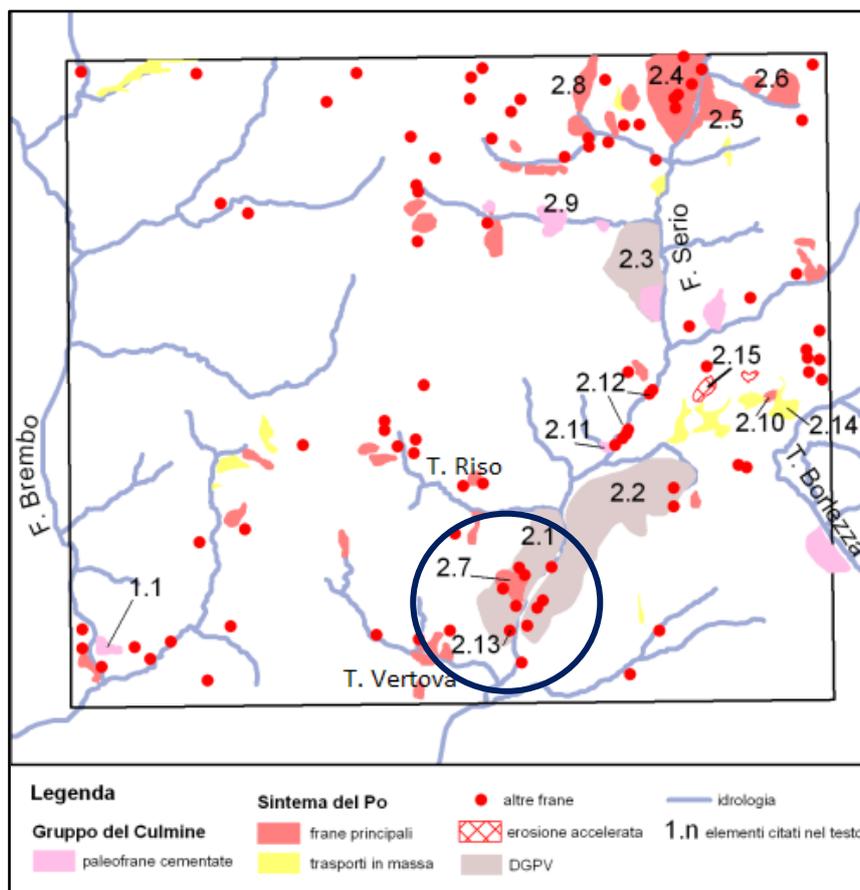


Figura 18: Carta dei principali dissesti presenti nell'area del Foglio Clusone (Note Illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 077 Clusone); all'interno del cerchio blu si trova la DGPV di Colzate-Vertova.

Dall'attenta lettura delle Note Illustrative si è potuto concludere questa tipologia di dissesto è molto diffusa nell'ambito della Val Seriana. Ciò è legato al fatto che il maggiore fattore di modellamento del rilievo è stato l'azione della gravità, che interviene quando l'erosione altera l'equilibrio delle masse rocciose, asportando materiale. Tutti i versanti della Valle principale e delle Valli laterali, come è evidente dalla carta precedente, mostrano diffuse Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, i cui piani di movimento spesso sono impostati lungo le principali direttrici di fratturazione della compagine rocciosa (Note Illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 077 Clusone).

Per meglio comprendere quale sia il contesto geologico e geomorfologico in cui si inserisce la DGPV in esame, si sceglie di descrivere la litologia e la geomorfologia della zona dei comuni di Colzate e Vertova, mediante la redazione e l'utilizzo delle Carte Geologica e Geomorfologica mostrate in Allegato 1 e 2.

### **3.3 - Litologia della zona e assetto tettonico - strutturale**

#### **3.3.1 - Inquadramento litologico**

Le osservazioni effettuate direttamente in zona hanno permesso di individuare diverse unità litologiche, suddivise nelle due principali famiglie di terreni di copertura appartenenti alla successione sedimentaria quaternaria, oltre che formazioni rocciose appartenenti alla successione sedimentaria delle Alpi Meridionali.

In base ai fenomeni che hanno contribuito alla loro formazione, tra i terreni di copertura troviamo i depositi antropici, i depositi di versante, legati alla disgregazione chimico-fisica operata sulle masse rocciose, i depositi fluviali, connessi all'azione delle acque, e quelli fluvioglaciali, originatisi dall'azione combinata di acque fluviali e glaciali.

#### **DEPOSITI ANTROPICI**

- Detriti di riporto (Quaternario): terreni di composizione variabile, derivanti in parte dal rimaneggiamento in sito dei terreni naturali e da pavimentazioni, in parte da scavi e demolizioni edili; si tratta di materiali detritici grossolani misti con quantità variabili di terra, da argilloso - limoso a sabbiosa.

## DEPOSITI DI VERSANTE

- Terreni eluvio colluviali (Quaternario): limi e argille sabbiose di colore rossastro miste a ghiaia e frammenti rocciosi derivanti da processi di rimaneggiamento gravitativo che hanno coinvolto sia suoli di alterazione della roccia in sito, sia altri terreni. Sono presenti in modo diffuso e continuo nella zona edificata dei Comuni.
- Detriti di falda sciolti (Quaternario): si tratta di sedimenti generati dalla disgregazione fisica e chimica delle rocce e dal lento agire della forza di gravità sui versanti acclivi circostanti. Sono formati da materiali grossolani e granulari, costituiti da frammenti rocciosi spigolosi, sciolti ed eterometrici con matrice limoso - sabbiosa. Lo spessore è vario, a causa del loro processo formativo.
- Detriti di falda cementati (Quaternario): questi sedimenti hanno le stesse modalità di formazione dei precedenti, ma si tratta di depositi più antichi e in alcuni casi riferibili ad una topografia diversa dall'attuale; questi hanno conseguito una maggiore stabilità, anche per effetto di una cementazione, che spesso ha raggiunto un grado elevato. Nell'area in esame sono piuttosto rari.
- Depositi di frana (Quaternario): si tratta di depositi di terreni detritici formati da blocchi eterometrici con scarsa matrice sabbiosa; sono in relazione con repentini movimenti gravitativi di versante. Questo tipo di depositi è concentrato nei dintorni di Bondo e nella parte superiore del Canal di Frà, ovvero nelle zone montane del comune di Colzate.

## DEPOSITI FLUVIALI

- Alluvioni attuali e recenti (Quaternario): sono i sedimenti sciolti che si trovano lungo l'alveo del Serio e nella parte terminale del Torrente Vertova, con spessore minore.
- Alluvioni antiche (Quaternario): terreni analoghi ai precedenti, ma terrazzati rispetto al corso d'acqua attuale, per cui non più interessati dall'erosione delle acque fluviali. Essi costituiscono la piana alluvionale sopra la quale sorge la zona industriale di Colzate.
- Depositi di conoide (Quaternario): sono sedimenti che formano tipiche morfologie convesse che si aprono "a ventaglio" alle porte delle principali valli affluenti dell'asta principale.

## DEPOSITI FLUVIOGLACIALI

- Depositi fluvioglaciali sciolti (Quaternario): sono formati da ciottoli e ghiaie immerse in matrice argillosa e costituiscono il terrazzo allo sbocco della Val Vertova e lungo il fiume Serio.
- Depositi fluvioglaciali cementati (Quaternario): sono litotipi analoghi ai precedenti, ma presentano una diffusa cementazione da sostanze calcaree e mancanza di matrice argillosa. Essi sono diffusi al piede dei versanti.

Le formazioni rocciose dell'area, invece, fanno parte della copertura mesozoica delle Alpi Meridionali e sono costituite in ordine cronologico dalla più recente alla più antica:

- Filoni porfiritici (Terziario): rocce vulcaniche verdastre. Sono presenti in pochi punti dell'area: a monte dei Piani di Rezzo, in località Prat Predù, sul versante sinistro della Valle degli Uccelli e trasversalmente al Canal di Frà.
- Calcare di Moltrasio (Carixiano – Sinemuriano): calcari marnosi con selce nera stratificati. La formazione è presente principalmente sulla sommità del Monte Cavlera.
- Calcare di Sedrina (Hettangiano): calcari marnosi grigio-nerastri stratificati, che affiorano principalmente sotto la precedente formazione sul Monte Cavlera.
- Formazione dell'Albenza (Dolomia a Choncodon) (Retico Superiore): calcari grigio chiaro massicci. L'unità è affiorante sul monte Cavlera ed è a contatto stratigrafico e tettonico con il sottostante Calcare di Zu.
- Calcare di Zu (Retico Medio): calcari, marne ed argilliti stratificate. Questa formazione affiora nei pressi della Cima di Cavlera, di Bondo, dei Piani di Rezzo e del Canal di Frà e possiede uno spessore di 400 m circa.
- Argillite di Riva di Solto (Retico Inferiore): argilliti e marne argillose, fittamente laminate. L'unità è abbondantemente presente sul fondovalle Vertovese, con spessore che si riduce progressivamente verso Colzate, nella zona del Santuario di San Patrizio. Per le sue caratteristiche litologiche, l'Argillite di Riva di Solto costituisce un importante orizzonte impermeabile.
- Calcare di Zorzino (Norico): dolomie debolmente calcaree, ben stratificate. Tale formazione affiora in modo irregolare a monte dell'abitato di Colzate, dove risulta in parte eteropica con le Dolomia Zonate, e costituisce inoltre la quasi totalità del Monte Cloca.

- Dolomia Zonata (Norico): dolomie debolmente calcaree, ben stratificate, che affiorano in aree limitate a monte delle zone abitate.
- Dolomia Principale (Norico): dolomie grigio-rosate massicce, che costituiscono la quasi totalità del territorio Colzatese e Vertovese. Tale formazione affiora ininterrottamente dalla Valle Chignola al monte Alben ed il suo spessore non è riscontrabile in quanto la base della formazione stessa non affiora.

### **3.3.2 - Assetto tettonico - strutturale**

Sulla Carta Geologica in Allegato 1 sono riportate anche le principali faglie che attraversano l'area in esame. La Carta mette in evidenza che l'area può essere suddivisa in due zone e il limite tra le due è rappresentato dalla linea di sovrascorrimento che si estende dalla Cima di Cavlera in direzione NNE-SSO, per mezzo della quale si ha la sovrapposizione della massa dolomitica sulle formazioni più recenti dell'Argillite di Riva di Solto e del Calcare di Zu.

Rispetto al sovrascorrimento, nel settore nord-occidentale è prevalente una tettonica fragile, che si esplica con una diffusa fessurazione delle masse rocciose e l'evidenza di faglie importanti.

Il settore sud-orientale invece rivela una fratturazione delle rocce molto minore e una prevalenza dello stile plicativo. In questa zona vi è la presenza di un fascio di faglie sub verticali ad andamento N-S e NNO-SSE, che comportano un abbassamento relativo dei margini orientali.

Associate alle principali faglie sono le fasce cataclastiche, cioè zone in cui la roccia risulta minutamente e profondamente fratturata, come ad esempio nei pressi di Bondo, nella Valle di Rezzo e nel Canal di Frà. In queste località si assiste anche alla presenza di emergenze idriche e di consistenti fenomeni gravitativi, tra cui caduta massi, fenomeni di creep e frane in roccia.

### **3.4 - Geomorfologia del territorio**

La morfologia del territorio in esame è di tipo strutturale, da imputare cioè alla natura rocciosa e quindi alla disposizione degli strati ed alla loro differente erodibilità. Nel loro complesso le masse rocciose presentano giaciture variamente inclinate, con valori compresi tra i 20° e i 40°. Uno dei principali segni presenti sul territorio è sicuramente la faglia di notevole entità sopra descritta, che

segna il passaggio tra la Dolomia Principale (più antica) e il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Solto (più recenti).

In particolare, nell'area di studio vi si distinguono un settore occidentale, con rocce altamente fratturate e numerose forme carsiche, ed una zona orientale, costituita da rocce più tenere e terrene sciolti.

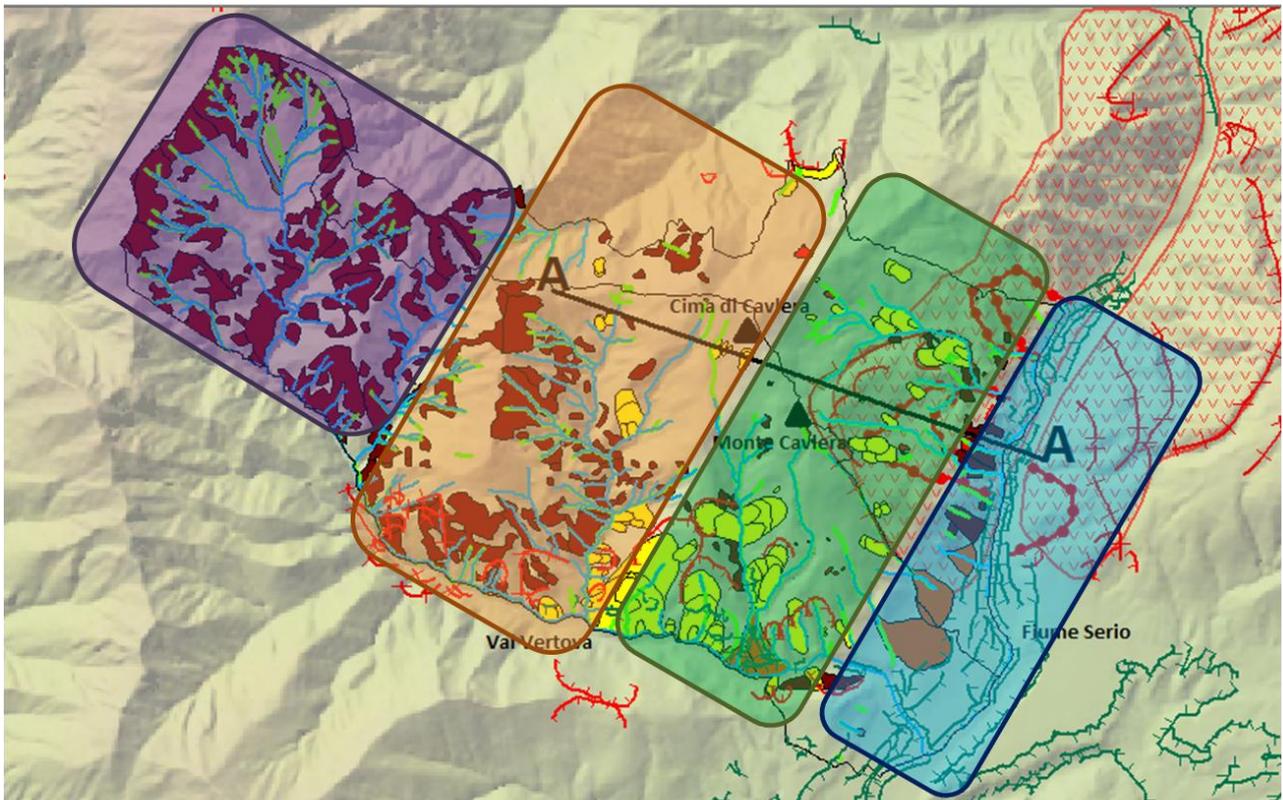
Alcune forme del paesaggio derivano dalle azioni di agenti geomorfici antichi, quali i ghiacciai che nel Quaternario occupavano la Val Seriana. Ad essi si sono aggiunte le azioni delle acque superficiali e sotterranee e la forza di gravità, che attualmente concorrono a modellare il territorio della zona. È bene specificare che non deve essere trascurata l'azione antropica, che ha rimodellato il territorio adattandolo alle proprie esigenze.

I principali processi geomorfologici che competono alla modellazione del territorio, rappresentati in Figura 19, sono così classificabili:

- Aree a prevalente morfologia strutturale: si tratta di zone dove le rocce sono affioranti o sub affioranti. In tali contesti la morfologia è controllata dai caratteri litologici della roccia e dal suo assetto strutturale. Qui agiscono efficacemente i cicli di gelo e disgelo, la forza disgregante delle radici e la forza di gravità e tali fenomeni si manifestano con stacchi di blocchi dagli orli di scarpate rocciose, oltre che con locali scivolamenti lungo fratture, che possono evolvere in vere e proprie frane in roccia. Nel territorio in esame, questa categoria comprende le aree più estese, con particolare attenzione alla zona del Monte Cavlera e di Cima di Cavlera.
- Aree a prevalente morfologia gravitativa: si tratta di versanti formati prevalentemente da terreni sciolti (detriti di versante attivi o stabilizzati) e/o cementati (quelli più antichi). Questa categoria comprende talvolta anche ripidi pendii rocciosi, dove sono frequenti gli stacchi di frazioni rocciose e di massi. L'agente di trasporto e di accumulo di questi materiali è principalmente la forza di gravità e la dinamica è favorita ovviamente dallo stato di disgregazione delle stesse masse rocciose. All'interno di questa categoria rientrano le zone che raccordano i versanti meridionale e orientale del Monte Cavlera e della Cima di Cavlera con il fondovalle.

- Aree a prevalente morfologia fluviale, fluvioglaciale e di esondazione fluviale: comprendono le zone adiacenti il Fiume Serio e alcuni settori lungo il versante sinistro della Val Vertova.
- Aree a prevalente morfologia carsica: settori caratterizzati da forme ondulate sub pianeggianti con presenza di doline, ovvero depressioni sub-circolari. Queste aree sono circoscritte alle zone più alte della Cima di Cavlera e del monte Cavlera e corrispondono a punti preferenziali per l'infiltrazione delle acque superficiali.
- Aree di conoide: sono zone caratterizzate da tipiche morfologie convesse dolcemente acclivi che si aprono a ventaglio alla base dei versanti, allo sbocco dei corsi d'acqua a regime torrentizio e con forte trasporto solido. Sono formate dalla sedimentazione rapida presso la confluenza nell'asta principale dei materiali trasportati dalla corrente impetuosa al repentino variare del profilo del corso d'acqua. In occasione di eventi alluvionali particolarmente intensi, le conoidi possono essere investite da colate di detriti rocciosi e fango che tracimano dall'alveo (debris flow).

Osservando la Carta Geomorfologica in Allegato 2, è possibile notare come vi sia un'abbondante presenza di frane di crollo o ribaltamento e di scivolamenti rototraslativi. In particolare, all'interno dell'area della DGPV si segnala la frana di crollo in corrispondenza della strada che collega la frazione Bondo con il Capoluogo, che nel 2002 causò la morte di un'intera famiglia.



**Legenda**



Figura 19: Processi geomorfologici (immagine estratta dalla Carta Geomorfologica)

Si sottolinea inoltre che, sebbene la DGPV si estenda dal Monte Cavleria verso il fondovalle del Fiume Serio, il versante che si affaccia sulla Val Vertova presenta comunque numerosi fenomeni gravitativi, tra cui frane di crollo o ribaltamento e scivolamenti rototraslazionali.

### 3.5 - Lineamenti idrogeologici

L'assetto idrogeologico della zona è strettamente legato ai caratteri geomorfologici e strutturali. Data infatti la natura rocciosa del territorio, vi è la forte presenza di acquiferi in roccia e, quindi, i bacini di alimentazione delle acque sotterranee e i relativi punti di recapito sono fortemente influenzati dalla natura del substrato roccioso e dalle caratteristiche delle discontinuità presenti in esso. Se da un lato la composizione calcarea e dolomitica delle rocce e il loro grado di fratturazione favoriscono la circolazione idrica sotterranea, dall'altro l'assenza di un bacino imbrifero e di una struttura geologica che concentri le acque in esso disegna una situazione sfavorevole per la presenza di accumuli sotterranei e recapiti significativi. Alcuni studi hanno inoltre evidenziato che le fluttuazioni del livello di falda sono direttamente legate alle precipitazioni atmosferiche e in generale gli incrementi sono più rapidi dei successivi decrementi: la rete acquifera si carica più rapidamente di quanto si svuoti.

Dal punto di vista idrogeologico l'area può essere suddivisa in due zone:

- La zona a Nord Ovest rispetto alla linea di sovrascorrimento comprende aree sorgentizie molto importanti. Queste emergenze rappresentano i punti di recapito di circuiti idrici impostati nel reticolo fessurativo della Dolomia Principale; il loro affioramento è legato a elementi strutturali, quali faglie e sovrascorrimenti, oltre che a elementi litostratigrafici, quali contatti tra formazioni permeabili e impermeabili.
- Nel settore a Oriente rispetto alla linea di sovrascorrimento le strutture idrogeologiche sono di minore importanza, poiché le aree sono dominate da rocce poco permeabili (calcari marnosi) o addirittura impermeabili (argilliti). Le infiltrazioni sono ridotte al minimo e la mancanza a monte di un bacino di raccolta determina la conseguente presenza di sorgenti a scarsa portata.

Alla luce di tali considerazioni, è possibile affermare che vi è la presenza di due acquiferi principali: il primo, la cui circolazione avviene nelle fratture e nelle cavità carsiche della Dolomia, ed il secondo, separato dal precedente dalla formazione impermeabile dell'Argillite di Riva di Solto, all'interno della formazione del Calcarea di Zu, in cui la circolazione idrica è sicuramente più esigua. Le principali emergenze idriche si trovano lungo i lineamenti tettonici e lungo i limiti geologici tra una formazione e l'altra.

All'interno dell'area della DGPV in esame, come evidenziato in Figura 20, si osservano importanti sorgenti che emergono al limite tra l'Argillite di Riva di Solto e la Dolomia Principale, mentre nella formazione del Calcare di Zu le venute a giorno di acqua sono sicuramente più modeste.



Figura 20: Sorgenti all'interno dell'area della DGPV (dettaglio da Carta Geologica)

Il regime pluviometrico dell'area in esame è di tipo "sub continentale alpino" ed è caratterizzato da precipitazioni medie annue comprese tra i 1500 e i 1600 mm. Effettuando un bilancio idrogeologico, è stato possibile stimare i valori della portata d'infiltrazione nel terreno. I risultati sono riassunti in Tabella 1 e Tabella 2.

<b>BILANCIO IDROLOGICO VAL SERIANA</b>					
	<b>Val Seriana</b>		<b>Area Montana</b>		<b>Valore medio</b>
	<b>mm/anno</b>	<b>Coefficienti [/]</b>	<b>mm/anno</b>	<b>Coefficienti [/]</b>	<b>Coefficienti [/]</b>
Afflussi	1780	1	1680	1	1
Ruscellamento	1413	0.79	1105	0.66	0.72
Infiltrazione	111	0.06	180	0.11	0.08
Evapotraspirazione	228	0.13	300	0.18	0.15
Perdite generiche	28	0.02	95	0.06	0.05

Tabella 1: Bilancio idrologico Val Seriana

	<b>CASO STUDIO</b>			
	<b>mm/anno</b>	<b>mm/sec</b>	<b>m/sec</b>	<b>m<sup>3</sup>/(sec m<sup>2</sup>)</b>
Afflussi	1500	$4.76 \cdot 10^{-5}$	$4.76 \cdot 10^{-8}$	$4.76 \cdot 10^{-8}$
Ruscellamento	1080	$3.42 \cdot 10^{-5}$	$3.42 \cdot 10^{-8}$	$3.42 \cdot 10^{-8}$
Infiltrazione	120	$3.8 \cdot 10^{-6}$	$3.8 \cdot 10^{-9}$	$3.8 \cdot 10^{-9}$
Evapotraspirazione	225	$7.1 \cdot 10^{-6}$	$7.1 \cdot 10^{-9}$	$7.1 \cdot 10^{-9}$
Perdite generiche	75	$2.4 \cdot 10^{-6}$	$2.4 \cdot 10^{-9}$	$2.4 \cdot 10^{-9}$

Tabella 2: Bilancio idrologico caso studio in esame

I risultati confermano che la portata infiltrante nel terreno, che alimenta gli acquiferi sopra citati, ha un valore molto ridotto, dovuto alla scarsa permeabilità dei materiali presenti sul territorio.

## **Capitolo 4 - Ricostruzione del modello concettuale della DGPV**

### **4.1 - Introduzione**

Dopo aver presentato nei capitoli precedenti l'area in esame, si vogliono esporre in questo capitolo i risultati ottenuti dall'approfondimento effettuato ai fini di caratterizzare l'assetto geomorfologico e idrogeologico della DGPV e le proprietà dei materiali coinvolti.

Si descrive in seguito il modello concettuale geologico e idrogeologico dell'area e i sondaggi eseguiti per la stima dei parametri di resistenza dei materiali coinvolti. Si fornisce in conclusione una schematizzazione del dissesto in esame.

### **4.2 - Rilievo geomorfologico**

Il rilievo geomorfologico di dettaglio si propone, assieme a quello geologico, di fornire utili informazioni per ricostruire il modello concettuale del dissesto e di individuarne le cause predisponenti e scatenanti. In particolare, questa fase di analisi ha lo scopo di evidenziare l'eventuale presenza di alcune forme tipiche riconducibili alle DGPV, esposte nei capitoli precedenti.

Interpretando le immagini satellitari e osservando attentamente la ricostruzione della superficie topografica attraverso la creazione di un DTM, si è potuto evidenziare la presenza di consistenti fenomeni gravitativi sul versante del Monte Cavlera. Tali fenomeni, segnati anche sulla Carta Geomorfologica in Allegato 2, consistono nello spostamento verso il fondovalle Seriano per effetto della gravità di una porzione di versante, delimitata dalle linee in rosso in Figura 21 e Figura 22.



Figura 21: foto aerea del versante del Monte Cavlera che si affaccia sulla Val Seriana; i segni rossi delimitano i fenomeni gravitativi (fonte: Google Earth)

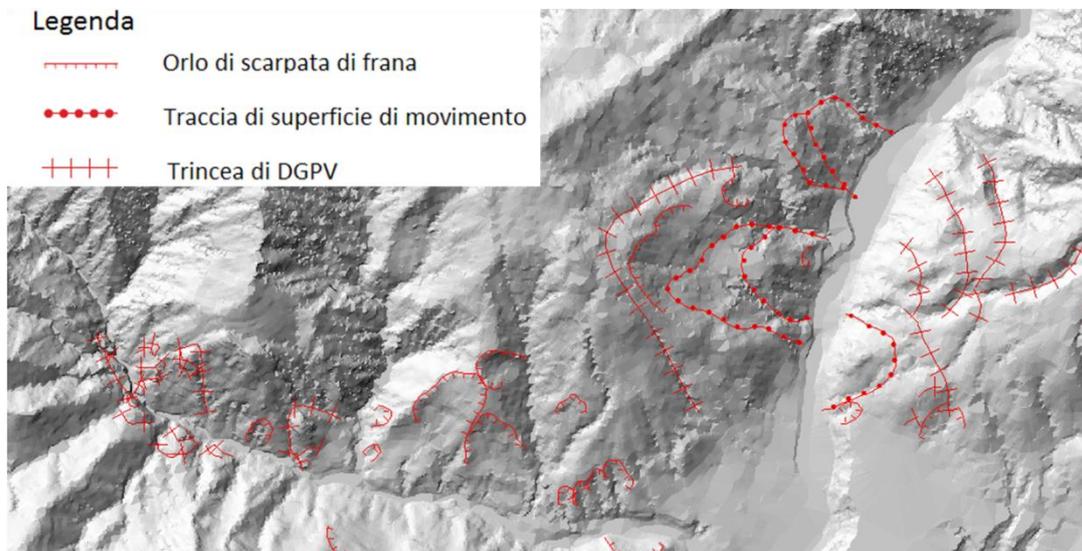


Figura 22: Modello Digitale del Terreno su cui sono riportate le superfici di movimento e le trincee di DGPV

Inoltre si segnala che il territorio studiato è ampiamente protagonista di frane di crollo: a tal proposito, si riporta a titolo esemplificativo che in corrispondenza della strada che collega la frazione Bondo con il Comune di Colzate vi è la presenza di una nicchia di distacco di una frana di caduta massi, che nel 2002 causò la morte di una famiglia. In Figura 23 viene mostrata la rete paramassi, che ha lo scopo di proteggere la strada da eventuali blocchi in caduta.



Figura 23: Rete paramassi finalizzata alla protezione della strada che collega Bondo a Colzate

### **4.3 - Ricostruzione della struttura geologica**

Sulla base dell'osservazione della Carta Geologica e Geomorfologica, è stato possibile ricostruire la sezione geologica di dettaglio, che consente di descrivere l'andamento delle diverse formazioni anche in profondità.

Si è scelto di ubicare tale sezione lungo la linea di massima pendenza del versante del Monte Cavlera, come evidenzia la traccia riportata sulla carta in Allegato 1 ed in Figura 24.

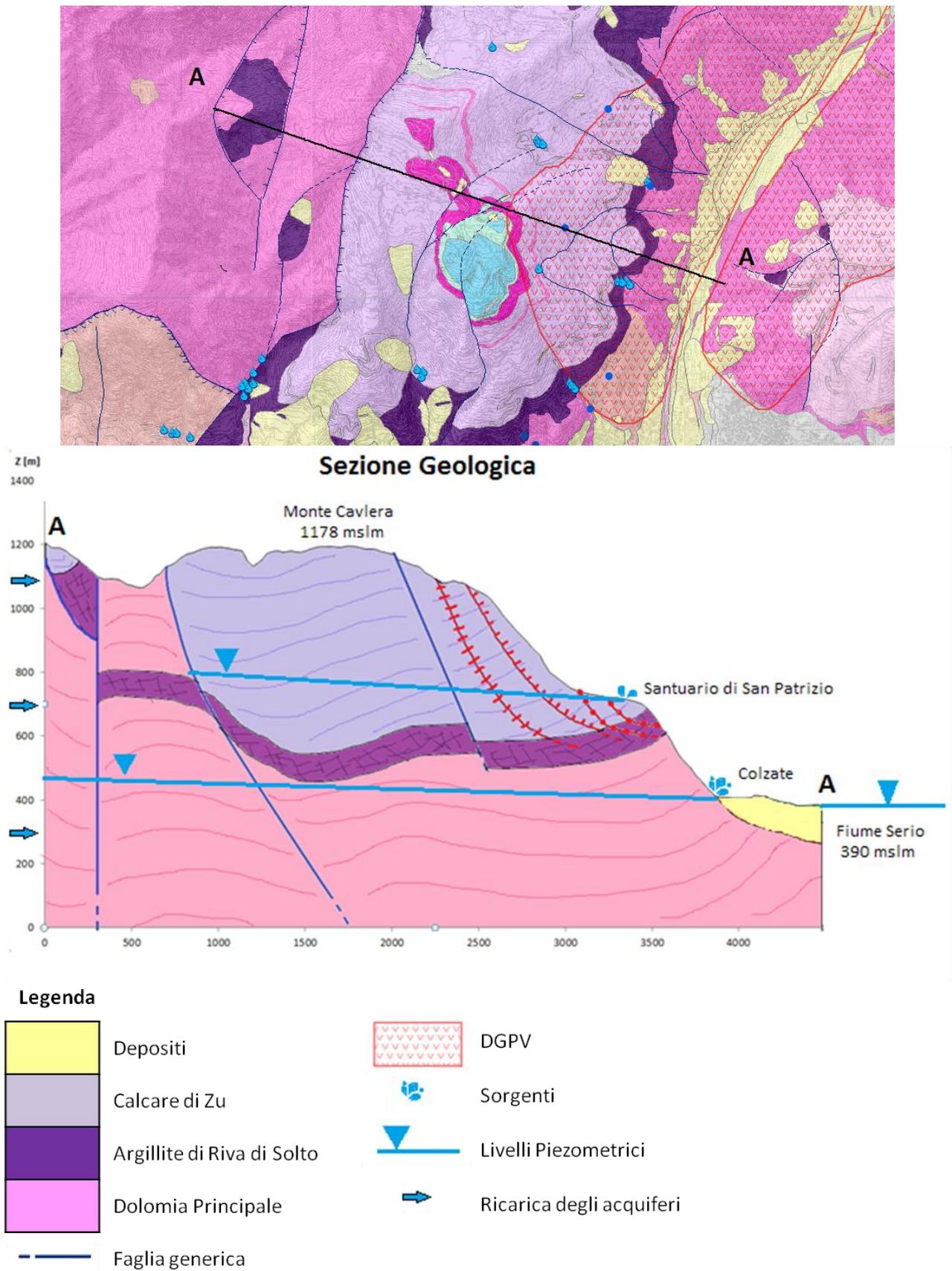


Figura 24:Traccia (in alto, estratta da Carta Geologica) e Sezione geologica (in basso)

La sezione geologica (Figura 24) evidenzia la presenza di uno strato di Argillite di Riva di Soltò sovrastato dalla formazione del Calcare di Zu, che costituisce la quasi totalità del Monte Cavlera. Il substrato roccioso è costituito da Dolomia Principale, il cui spessore non è valutabile in quanto il membro basale della stessa non è affiorante. Verso il fondovalle, dove scorre il Fiume Serio, è presente uno strato di poche decine di metri di spessore costituito da depositi. La sezione evidenzia anche la presenza di alcune faglie, tra cui spicca il sovrascorrimento tra la formazione della Dolomia Principale e quelle più recenti.

#### **4.4 - Ricostruzione dell'assetto idrogeologico**

A causa della complessità geologica del sito e della scarsità di dati piezometrici rispetto all'estensione dell'area, non è stato possibile ricostruire una vera e propria carta piezometrica, ma le informazioni fornite dalla Carta Geologica hanno permesso di identificare l'ubicazione delle sorgenti di maggior interesse e quindi di ricostruire l'assetto idrogeologico dell'area.

In particolare, osservando la zona del Monte Cavlera soggetta a DGPV (si faccia riferimento alla Figura 20 nel paragrafo 3.5 - *Lineamenti idrogeologici*), si può affermare che le principali sorgenti sono posizionate lungo i lineamenti tettonici e lungo i limiti geologici tra le diverse formazioni.

L'osservazione della quota altimetrica delle emergenze idriche permette di effettuare alcune considerazioni importanti:

- Le sorgenti posizionate in Val Vertova, che interessano la formazione del Calcare di Zu, si trovano a una quota media di circa 850 mslm. Tali sorgenti sono caratterizzate da una scarsa portata, poiché la circolazione idrica nell'ammasso fratturato dello Zu è relativamente esigua per via della scarsa permeabilità del sistema.
- Ai piedi del versante del Monte Cavlera scorre il Fiume Serio, la cui quota piezometrica si trova a circa 390 m s.l.m. Tale corso d'acqua viene alimentato lateralmente dalle risorse idriche proveniente dalla circolazione all'interno della Dolomia Principale, che è interessata oltretutto da fenomeni di carsismo e gode di un ampio bacino di ricarica a monte della linea di sovrascorrimento.

Le osservazioni appena effettuate permettono di ipotizzare l'esistenza di due acquiferi nel sistema studiato, riportati sulla sezione geologica in Figura 24:

- L'acquifero profondo interessa la formazione della Dolomia Principale e gode di una falda alimentata abbondantemente dalle precipitazioni che si abbattano sulla formazione e dalle acque provenienti da monte.
- L'acquifero superficiale interessa invece la formazione del Calcarea di Zu, in cui l'acqua, sostanzialmente proveniente da ricarica piovana che si abbatte su tale formazione, circola nel reticolo fessurativo dell'ammasso roccioso. A causa però della scarsa permeabilità della roccia in esame, l'importanza di tale acquifero è sicuramente minore rispetto a quello profondo.

I due acquiferi sono separati dalla presenza dello strato di Argilliti, la cui scarsissima permeabilità non permette una circolazione idrica al suo interno.

Alla luce di quanto ottenuto dalle ricerche bibliografiche, in assenza di prove di permeabilità, si è potuto assegnare un valore di permeabilità indicativo per ciascuna formazione presente sul territorio. I risultati sono sintetizzati in Tabella 3 e confermano quanto affermato fino ad ora.

Formazione	k [m/s]
Dolomia Principale	$10^{-3}$
Calcarea di Zu	$10^{-6}$
Argillite di Riva di Solto	$10^{-9}$

Tabella 3: Valori di permeabilità dei materiali

#### 4.5 - Stima delle proprietà meccaniche dei materiali

Per valutare la stabilità di un versante, è necessario definire il comportamento meccanico delle formazioni che lo compongono, tramite la stima dei parametri di resistenza della roccia.

In conformità a quanto affermato nel paragrafo 2.2.3 - *La modellazione numerica*, il modello costitutivo più completo per la descrizione del comportamento dei materiali è sicuramente quello elasto-visco-plastico, poiché permette una riproduzione maggiormente precisa del campo tensio-deformativo rispetto agli altri modelli. Data però la numerosità di dati in input richiesti da questo, generalmente un modello numerico si avvale dell'utilizzo di un modello costitutivo elasto-plastico, con criterio di rottura di Mohr-Coulomb.

Il criterio di rottura di Mohr-Coulomb può essere applicato sia a rocce intatte sia a materiali sciolti e prevede l'esistenza di una proporzionalità diretta tra sforzi normali efficaci e resistenza al taglio del materiale a rottura, secondo la seguente relazione (Equazione 1):

$$\tau = c' + (\sigma - u) * \tan(\varphi') \quad \text{(Equazione 1)}$$

dove:

- $\tau$  = resistenza al taglio del materiale ( $\text{kN/m}^2$ ).
- $c'$  = coesione efficace del materiale ( $\text{kN/m}^2$ ).
- $\sigma$  = sforzo normale totale sulla superficie di movimento ( $\text{kN/m}^2$ ).
- $u$  = pressione neutra sulla superficie di movimento ( $\text{kN/m}^2$ ).
- $(\sigma - u) = \sigma'$  sforzo normale efficace sulla superficie di movimento ( $\text{kN/m}^2$ ).
- $\varphi'$  = angolo di attrito interno efficace del terreno ( $^\circ$ ).

La relazione di Mohr-Coulomb, illustrata in Figura 25, rappresenta la retta di involucro degli infiniti cerchi di Mohr.

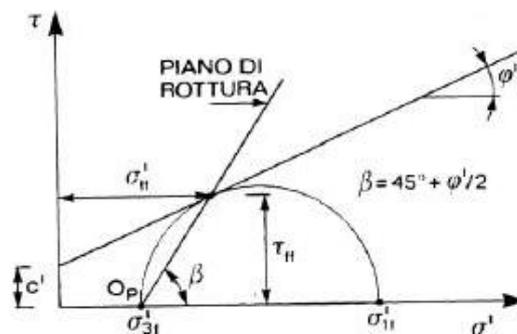


Figura 25: Involuppo di rottura di Mohr – Coulomb (Scesi et al., 2015)

Per gli ammassi rocciosi spesso si preferisce utilizzare il criterio di rottura definito da Hoek e Brown, che mette in evidenza l'influenza dei caratteri petrografici e tessiturali della roccia sulla sua resistenza a rottura. Gli Autori definiscono la relazione di rottura per gli ammassi rocciosi espressa in Equazione 2.

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma'_{ci} \left( m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma'_{ci}} + s \right)^a \quad (\text{Equazione 2})$$

dove:

- $\sigma'_1$  e  $\sigma'_3$  = sforzi principali efficaci massimi e minimi applicati a rottura.
- $\sigma'_{ci}$  = resistenza a compressione monoassiale della roccia intatta.
- $m_b, s, a$  = coefficienti che dipendono dall'ammasso roccioso, calcolati secondo le seguenti formule (da Equazione 3 a Equazione 5).

$$m_b = m_i e^{\frac{GSI-100}{28-14D}} \quad (\text{Equazione 3})$$

$$s = e^{\frac{GSI-100}{9-3D}} \quad (\text{Equazione 4})$$

$$a = 0.5 + \frac{1}{6} \left( e^{\frac{GSI}{15}} - e^{\frac{20}{3}} \right) \quad (\text{Equazione 5})$$

dove:

- $m_i$  = coefficiente connesso ai caratteri petrografici della roccia e alla sua tessitura. In assenza di prove di laboratorio, viene stimato tramite la tabella in Figura 26.
- $GSI$  = Geological Strength Index, è un indice di qualità dell'ammasso roccioso, variabile tra 5 e 100 in funzione delle condizioni geomeccaniche e del grado di alterazione della roccia. Generalmente questo parametro può essere determinato mediante l'abaco in Figura 27.
- $D$  = fattore di disturbo che tiene conto dell'impatto delle tecnologie di scavo sugli ammassi rocciosi e/o delle deformazioni subite dall'ammasso prima o dopo lo scavo; varia tra 0 (ammassi non disturbati) e 1 (ammassi molto disturbati).

Rock type	Class	Group	Texture			
			Coarse	Medium	Fine	Very fine
SEDIMENTARY	Clastic		Conglomerates* (21 ± 3)	Sandstones 17 ± 4	Siltstones 7 ± 2	Claystones 4 ± 2
			Breccias (19 ± 5)		Greywackes (18 ± 3)	Shales (6 ± 2) Marls (7 ± 2)
	Non-Clastic	Carbonates	Crystalline Limestone (12 ± 3)	Sparitic Limestones (10 ± 2)	Micritic Limestones (9 ± 2)	Dolomites (9 ± 3)
		Evaporites		Gypsum 8 ± 2	Anhydrite 12 ± 2	
	Organic				Chalk 7 ± 2	
METAMORPHIC	Non Foliated		Marble 9 ± 3	Hornfels (19 ± 4) Metasandstone (19 ± 3)	Quartzites 20 ± 3	
	Slightly foliated		Migmatite (29 ± 3)	Amphibolites 26 ± 6		
	Foliated**		Gneiss 28 ± 5	Schists 12 ± 3	Phyllites (7 ± 3)	Slates 7 ± 4
IGNEOUS	Plutonic	Light	Granite 32 ± 3	Diorite 25 ± 5		
		Dark	Gabbro 27 ± 3	Dolerite (16 ± 5)		
	Hypabyssal		Porphyries (20 ± 5)		Diabase (15 ± 5)	Peridotite (25 ± 5)
	Volcanic	Lava		Rhyolite (25 ± 5) Andesite 25 ± 5	Dacite (25 ± 3) Basalt (25 ± 5)	Obsidian (19 ± 3)
		Pyroclastic	Agglomerate (19 ± 3)	Breccia (19 ± 5)	Tuff (13 ± 5)	

\* Conglomerates and breccias may present a wide range of  $m_i$  values depending on the nature of the cementing material and the degree of cementation, so they may range from values similar to sandstone to values used for fine grained sediments.

\*\* These values are for intact rock specimens tested normal to bedding or foliation. The value of  $m_i$  will be significantly different if failure occurs along a weakness plane.

Figura 26: Tabella per la stima del parametro  $m_i$  (Hoek e Brown, 1988)

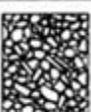
<p><b>GEOLOGICAL STRENGTH INDEX FOR JOINTED ROCKS (Hoek and Marinos, 2000)</b></p> <p>From the lithology, structure and surface conditions of the discontinuities, estimate the average value of GSI. Do not try to be too precise. Quoting a range from 33 to 37 is more realistic than stating that GSI = 35. <u>Note that the table does not apply to structurally controlled failures.</u> Where weak planar structural planes are present in an unfavourable orientation with respect to the excavation face, these will dominate the rock mass behaviour. The shear strength of surfaces in rocks that are prone to deterioration as a result of changes in moisture content will be reduced if water is present. When working with rocks in the fair to very poor categories, a shift to the right may be made for wet conditions. Water pressure is dealt with by effective stress analysis.</p>		<p><b>SURFACE CONDITIONS</b></p> <p><b>VERY GOOD</b> Very rough, fresh unweathered surfaces</p> <p><b>GOOD</b> Rough, slightly weathered, iron stained surfaces</p> <p><b>FAIR</b> Smooth, moderately weathered and altered surfaces</p> <p><b>POOR</b> Slickensided, highly weathered surfaces with compact coatings or fillings or angular fragments</p> <p><b>VERY POOR</b> Slickensided, highly weathered surfaces with soft clay coatings or fillings</p>				
<p><b>STRUCTURE</b></p>		<p><b>DECREASING SURFACE QUALITY</b> →</p>				
 <p><b>INTACT OR MASSIVE</b> - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities</p>	90			N/A	N/A	
 <p><b>BLOCKY</b> - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets</p>	80	70				
 <p><b>VERY BLOCKY</b>- interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets</p>		60	50			
 <p><b>BLOCKY/DISTURBED/SEAMY</b> - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity</p>			40	30		
 <p><b>DISINTEGRATED</b> - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces</p>				20		
 <p><b>LAMINATED/SHEARED</b> - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes</p>	N/A	N/A			10	
<p><b>DECREASING INTERLOCKING OF ROCK PIECES</b> ↓</p>						

Figura 27: Abaco per la stima del parametro GSI in funzione dei gradi di fratturazione e delle condizioni di alterazione dell'ammasso roccioso (Hoek e Brown, 1988)

Il criterio di Hoek e Brown esprime un legame tra sforzi di tipo non lineare, infatti presenta un dominio curvo, specialmente nella parte relativa a bassi sforzi di confinamento, come si evince da Figura 28.

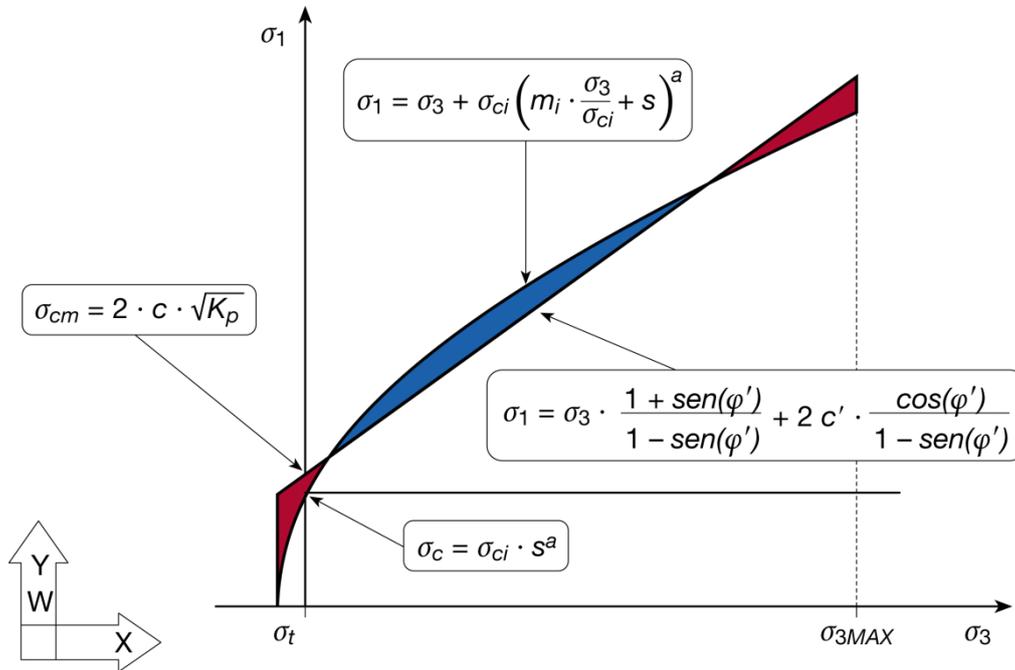


Figura 28: Criterio di Hoek e Brown curvilineo e linearizzato (Scesi et al., 2015)

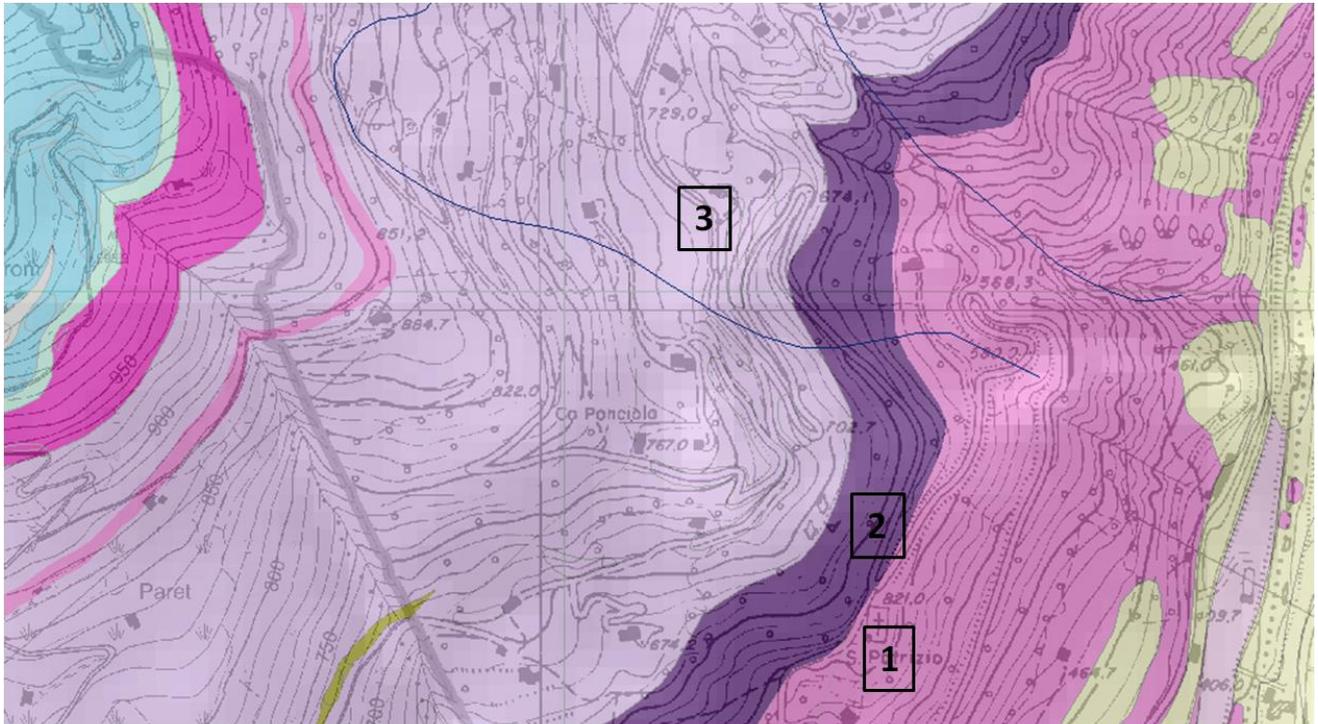
Tale caratteristica costituisce un problema nell'implementazione delle analisi numeriche, perciò gli Autori forniscono un criterio di rottura lineare alla Mohr-Coulomb "equivalente" a quello curvilineo. Pertanto, è necessario determinare angolo di attrito e coesione equivalenti per l'ammasso roccioso. Il risultato si ottiene sostituendo la curva rappresentativa dell'equazione di Hoek e Brown nel piano  $\sigma_1 - \sigma_3$  con una retta che ne approssimi l'andamento (Figura 28). I parametri della retta vengono così ottimizzati uguagliando le aree sopra e sotto la retta di Mohr-Coulomb, ottenendo così i seguenti risultati (Equazione 6 e Equazione 7):

$$c' = \frac{\sigma_{ci}[(1 + 2a)s + (1 - a)m_b \sigma'_{3n}](s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}}{(1 + a)(2 + a) \sqrt{1 + \frac{6am_b(s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}}{(1 + a)(2 + a)}}} \quad (\text{Equazione 6})$$

$$\varphi' = \sin^{-1} \left[ \frac{6am_b(s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}}{2(1 + a)(2 + a) + 6am_b(s + m_b \sigma'_{3n})^{a-1}} \right] \quad (\text{Equazione 7})$$

con  $\sigma'_{3n} = \frac{\sigma_{3max}}{\sigma_{ci}}$ , dove  $\sigma_{3max}$  corrisponde al valore massimo di sforzo di confinamento.

Alla luce della teoria sopra esposta e sulla base delle osservazioni effettuate in sito, è stato possibile stimare il valore del parametro GSI in relazione allo stato di fatturazione delle rocce affioranti sul territorio e poi stimare i parametri di resistenza delle stesse. I sondaggi sono stati eseguiti nei punti riportati in Figura 29.



**Legenda**

	Depositi	1	Affioramenti Dolomia Principale
	Calcare di Zu	2	Affioramenti Argillite di Riva di Solto
	Argillite di Riva di Solto	3	Affioramenti Calcare di Zu
	Dolomia Principale		
	Faglia generica		

Figura 29: Localizzazione dei punti di rilevamento GSI (dettaglio dalla Carta Geologica in Allegato 1)

La formazione della Dolomia Principale, che costituisce il substrato, come evidenziato nella sezione in Figura 24, affiora abbondantemente nei pressi del Santuario di San Patrizio (punto di sondaggio numero 1 in Figura 29) nel comune di Colzate. Il Santuario infatti è eretto su uno sperone di roccia che appartiene proprio alla formazione di cui sopra. Dalle immagini in Figura 30 e Figura 31 scattate in sito è possibile notare come la roccia presenti alcune famiglie di discontinuità, ma in generale l'ammasso può essere considerato relativamente intatto.



Figura 30: Dolomia Principale (si noti come la roccia appaia in buono stato nonostante la presenza di discontinuità)



Figura 31: Dettaglio delle discontinuità presenti nella Dolomia Principale

Le condizioni di fratturazione peggiorano quando si parla di Calcarea di Zu, i cui affioramenti si trovano percorrendo la strada comunale che collega il Comune di Colzate con la frazione Bondo (punto di sondaggio numero 3 nella Figura 29): tale tratto di strada fu protagonista della frana di crollo nel 2002, non a caso la roccia si trova completamente imbrigliata all'interno di reti paramassi e sistemi corticali. Dalle immagini in Figura 32 e Figura 33 si evince che il Calcarea di Zu presenta numerose famiglie di discontinuità, che lo rendono fortemente fratturato.



Figura 32: Evidenza di distacco di blocchi all'interno della formazione del Calcarea di Zu



Figura 33: Famiglie di discontinuità presenti nel Calcarea di Zu

La formazione dell'Argillite di Riva di Solto costituisce però il problema principale del versante, in quanto è caratterizzata da uno stato di fratturazione tale per cui può essere definita disintegrata (Figura 34 e Figura 35). Affiorante anch'essa nei pressi della strada comunale che prosegue dopo il Santuario di San Patrizio (punto di sondaggio numero 2 in Figura 29), la roccia risulta completamente distrutta dalle discontinuità presenti ed è possibile affermare che con una lieve sollecitazione si può assistere allo sfarinamento della stessa.



Figura 34: Stato di fratturazione dell'Argillite di Riva di Solto



Figura 35: Frammenti di roccia appartenenti alla formazione dell'Argillite di Riva di Solto

Alla luce di quanto osservato in sito, è stato assegnato ad ogni formazione rocciosa un valore del parametro GSI e, in seguito, tramite le formule riportate in precedenza, si è potuto stimare il valore dei parametri di resistenza delle stesse. I risultati sono riportati in Tabella 4.

		Dolomia Principale	Calcere di Zu	Argillite di Riva di Solto
GSI	Grado di fratturazione	Intact or massive	Very Blocky	Disintegrated
	Condizioni di alterazione	Good	Fair	Poor
	GSI [/]	75	45	25
Parametri Hoek- Brown	$\sigma_{ci}$ [MPa]	200	100	50
	$m_i$ [/]	10	8	4
	D [/]	0	0	0
	a [/]	0.50	0.51	0.53
	s [/]	0.06	0.002	0.0002
	$m_b$ [/]	4.09	1.12	0.27
	Spessore formazione [m]	800	200	100
	$\rho$ [Kg/m <sup>3</sup> ]	2700	2500	1800
	$\gamma$ [N/m <sup>3</sup> ]	27	25	18
	$\sigma'_{3max}$ [MPa]	21.19	4.91	1.77
$\sigma'_{3n}$ [/]	0.11	0.05	0.04	
Parametri di resistenza	$c'$ [MPa]	10.84	1.57	0.33
	$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	10843.79	1572.14	328.21
	$\phi$ [rad]	0.77	0.52	0.36
	$\phi$ [°]	44.38	30.02	20.68

Tabella 4: Tabella riassuntiva dei calcoli per la stima dei parametri di resistenza degli ammassi rocciosi

Oltre ai parametri di resistenza è utile conoscere anche i moduli elastici delle formazioni rocciose, in particolare si vuole stimare il valore di modulo di Young  $E$  e coefficiente di Poisson  $\nu$ . Tale operazione può essere condotta attraverso la stima dell'indice di Bieniawski  $BRMR$  (Basic RMR), correlato al parametro  $GSI$  precedentemente calcolato secondo l'Equazione 8:

$$BRMR = GSI + 5 \quad (\text{Equazione 8})$$

Ottenuto il valore di  $BMRM$  per ogni formazione rocciosa, è possibile calcolare il modulo di elasticità  $E$  secondo l'Equazione 9:

$$E = 10^{\frac{BRMR-10}{40}} \quad (\text{Equazione 9})$$

Per quanto riguarda il coefficiente di Poisson, esso è frutto di una ricerca bibliografica. I risultati ottenuti sono sintetizzati in Tabella 5.

	Dolomia Principale	Calcarea di Zu	Argillite di Riva di Solto
<b>GSI [/]</b>	75	45	25
<b>BMRM [/]</b>	80	50	30
<b>E [kN/m<sup>2</sup>]</b>	56234132.52	10000000	3162277.66
<b><math>\nu</math> [/]</b>	0.35	0.30	0.25

Tabella 5: Tabella riassuntiva dei valori dei parametri elastici degli ammassi rocciosi

Si specifica che, ai fini di semplificare il modello in vista delle analisi numeriche, si è deciso di arrotondare i valori dei parametri di ottenuti come segue in Tabella 6.

	Dolomia Principale	Calcere di Zu	Argillite di Riva di Solto
$\phi$ [°]	45	30	20
$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	10844	1572	328
$E$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$5.62 \cdot 10^7$	$10^7$	$3.16 \cdot 10^6$
$\nu$ [/]	0.35	0.3	0.25

Tabella 6: Valori definitivi dei parametri geomeccanici delle formazioni rocciose

#### 4.6 - Influenza della DGPV sui processi geomorfologici presenti nell'area in esame

Lo studio dettagliato del dissesto in esame ha permesso di schematizzarne la tipologia, la cui modalità di deformazione può essere ricondotta a quella di un Sackung, rappresentato in maniera schematica in Figura 36.

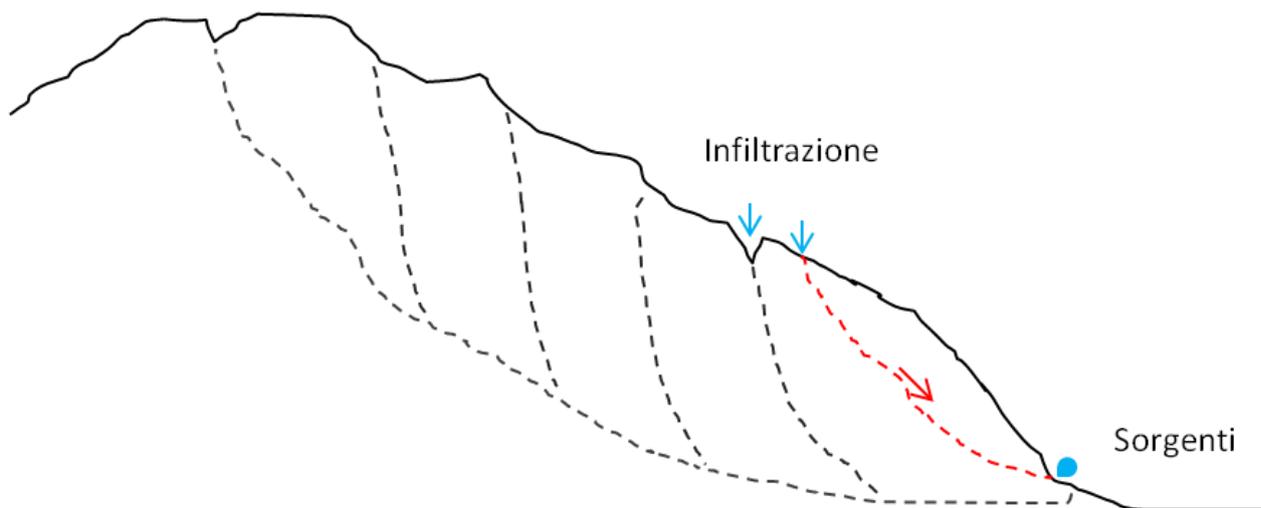


Figura 36: Esempio di schematizzazione del dissesto in esame

Il substrato roccioso, costituito da Dolomia Principale, è separato dalla formazione più debole del Calcere di Zu dallo strato di Argillite di Riva di Solto; le Argilliti, altamente fratturate, potrebbero costituire la superficie di scorrimento lungo la quale avviene il movimento lento. Tale deformazione dovrebbe favorire lo sviluppo di piani di debolezza all'interno del Calcere di Zu, che si suddividerebbe in blocchi liberi di muoversi sullo strato di Argillite.

Riprendendo la Figura 36 e la sezione geologica in Figura 24, si può concludere che le faglie presenti nello spaccato rappresentano gli orizzonti di debolezza del Calcere di Zu. Essendo poi le

faglie zone caratterizzate da elevato stato di fratturazione, esse costituiscono punti preferenziali per l'infiltrazione dell'acqua di precipitazione all'interno del versante e, di conseguenza, la circolazione idrica potrebbe modificare l'entità degli spostamenti.

Alla luce delle considerazioni appena effettuate, è utile porre attenzione all'influenza che la DGPV esercita sui processi geomorfologici che si sono verificati all'interno dell'area del dissesto e ai possibili sviluppi futuri:

- Lungo il versante che si affaccia sul fiume Serio sono presenti numerosi punti dove sono stati osservati o sono possibili stacchi di blocchi da pareti rocciose; questi fenomeni sono favoriti dall'elevata fratturazione delle rocce e dall'elevata inclinazione dei pendii. Per la sua significatività si ricorda a titolo di esempio la frana di crollo lungo la strada comunale che collega Colzate e Bondo, già citata in precedenza nel testo. La presenza di questi punti suscettibili al franamento, combinata con i lenti movimenti della DGPV, potrebbe favorire la riattivazione dei punti sorgente e il verificarsi di ulteriori frane di crollo.
- Osservando i versanti che si affacciano sulla Val Vertova, si può evidenziare la presenza di numerose frane di crollo e alcune frane di scivolamento. Anche questi fenomeni potrebbero essere legati alla lenta deformazione dovuta alla DGPV.

## **Capitolo 5 - Dal modello concettuale alla modellazione numerica 2D**

### **5.1 - Introduzione**

Integrando i dati e le informazioni precedentemente illustrate, è stato possibile completare la caratterizzazione geologico-tecnica dell'area, in base alla quale si è potuto procedere alla ricostruzione del modello concettuale della frana e alla successiva implementazione del modello matematico per la valutazione della dinamica del versante.

Successivamente sono state condotte le analisi attraverso modellazione numerica, che hanno permesso di simulare il processo di erosione della Val Seriana e in seguito di stimare il fattore di sicurezza associato al sistema. Ciò è stato eseguito nell'ipotesi di pendio asciutto. Per poter valutare se la presenza di acqua potesse influenzare il campo di spostamenti, si è poi condotta un'analisi di stabilità in condizioni sature.

Nel seguito verranno illustrate le varie fasi di implementazione del modello numerico.

### **5.2 - Geometria**

Le analisi sono state condotte considerando due geometrie differenti, riportate in Figura 37. Entrambe derivano dalla sezione in Figura 24, ma nel primo caso, rappresentato in alto in figura seguente, si è scelto di considerare il pendio senza l'inserimento delle faglie, mentre nel secondo caso vengono invece presi in considerazione i lineamenti tettonici come vere e proprie entità geometriche. Si è dunque scelto di condurre le analisi con entrambe le geometrie, con lo scopo di valutare l'effetto dell'inserimento delle faglie sulle simulazioni numeriche.

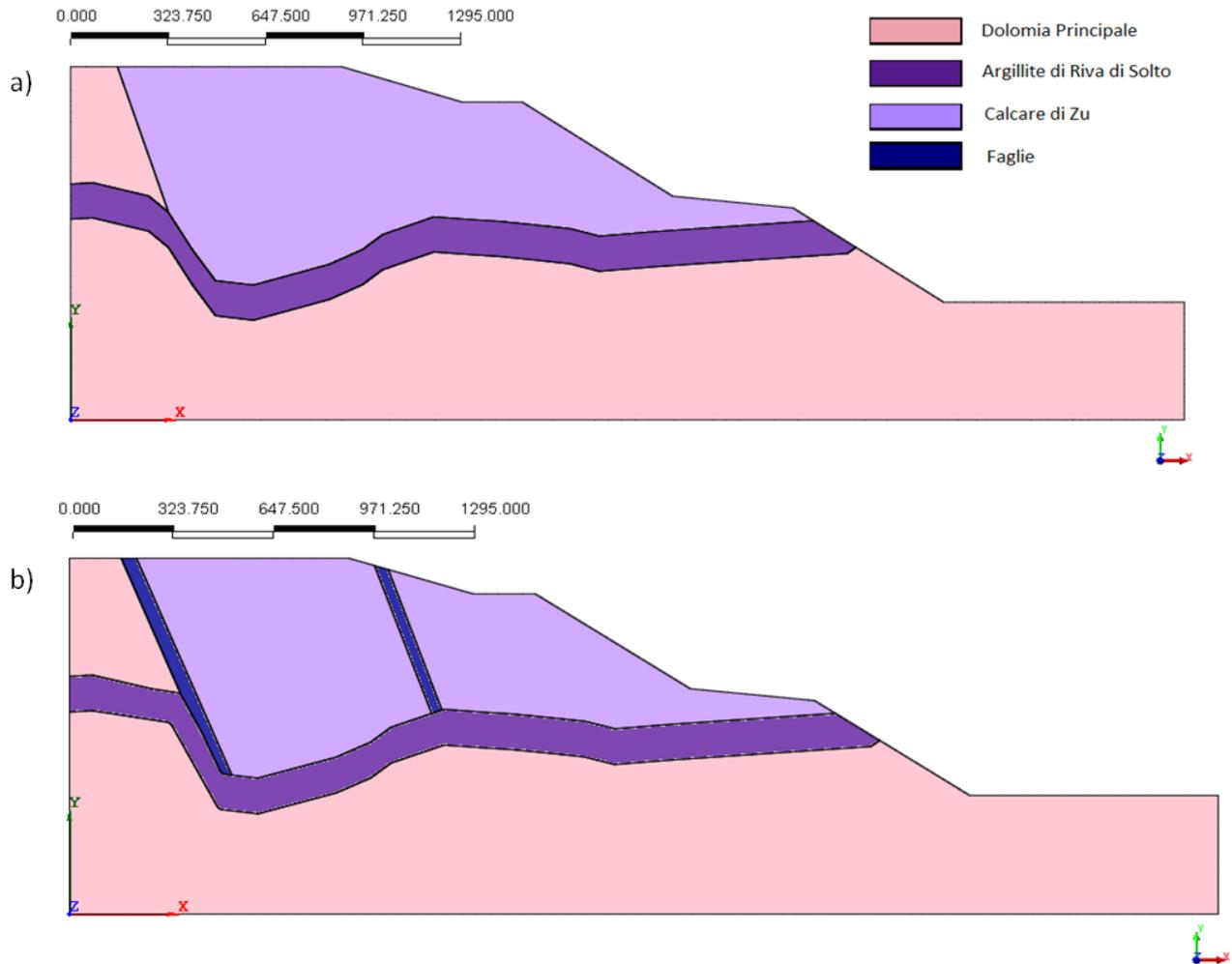


Figura 37: Geometria del dominio 2D utilizzato per le simulazioni numeriche: a) senza faglie, b) con faglie

Nel caso in cui si consideri la geometria con le faglie, queste vengono modellizzate come uno strato di spessore pari a 40 m, il cui materiale possiede caratteristiche meccaniche scadenti; tale assunzione è stata effettuata per simulare lo stato di fratturazione delle rocce in corrispondenza delle linee di faglia. Si assume che i lineamenti tettonici disegnati nella sezione attraversino la formazione del Calcare di Zu e si arrestino in corrispondenza dello strato di Argilliti; ciò è dovuto al fatto che la Dolomia Principale costituisce il substrato roccioso nel dominio in esame.

Per ricostruire lo stato di sforzo del versante, si sceglie di simulare in entrambi i casi il processo erosivo della Val Seriana. Si è quindi ipotizzato di schematizzare l'erosione del materiale in tre fasi successive, come ad esempio riportato in Figura 38.

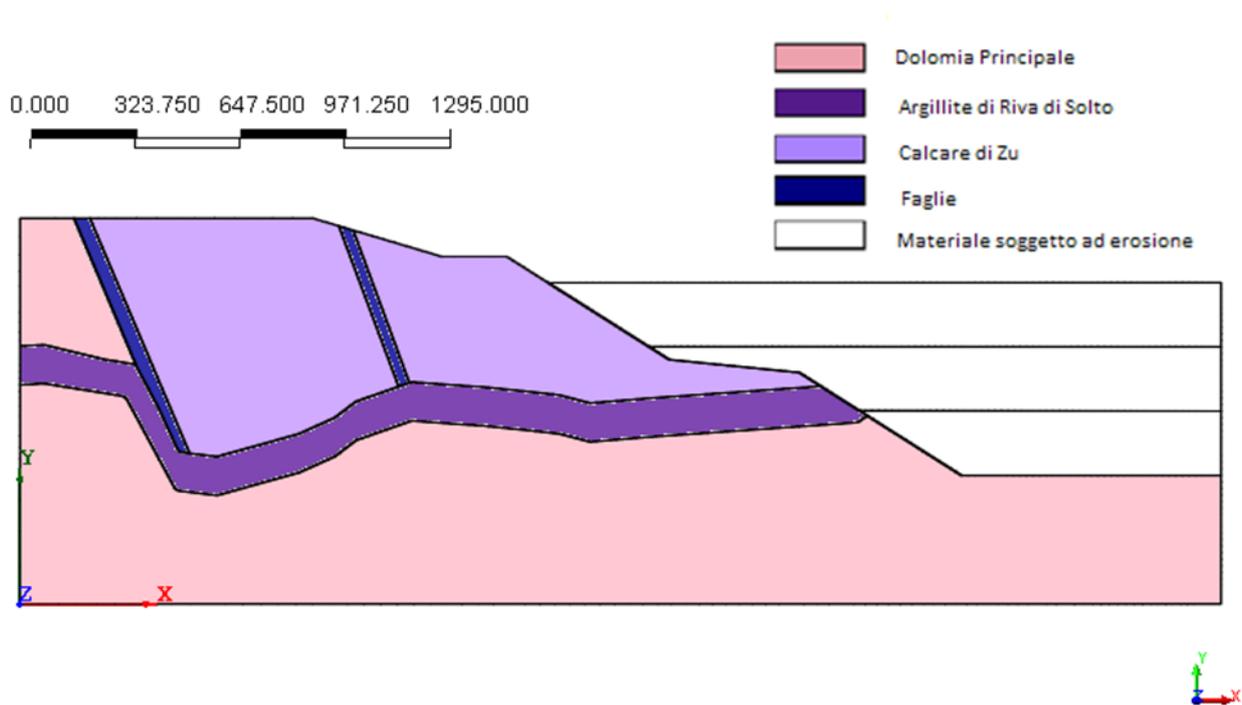


Figura 38: Geometria del dominio 2D utilizzato per la simulazione del processo di erosione (si riporta a titolo esemplificativo solo quella in cui sono state inserite le faglie)

### 5.3 - Proprietà dei materiali

Sulla base del modello concettuale esposto in precedenza, è stato possibile giungere alla definizione dei parametri meccanici e idraulici relativi ai diversi materiali coinvolti nel modello. Per quanto riguarda la modellazione costitutiva, il modello scelto per descrivere il comportamento delle rocce è quello che prevede un legame costitutivo elasto-plastico perfetto con criterio di rottura alla Mohr-Coulomb. Si è pertanto scelto di applicare tale assunzione a tutti i materiali, determinando i parametri meccanici che ne consentano l'implementazione.

Si specifica che nel caso di analisi con presenza di acqua nel pendio, ai fini di simulare la circolazione idrica, si è ritenuto opportuno aggiungere uno strato superficiale di materiale scadente con spessore pari a 40 m nella formazione del calcare di Zu; questa zona dovrebbe rappresentare la porzione di roccia maggiormente alterata, ovvero quella in cui l'acqua tende a circolare in modo preferenziale.

I valori dei parametri meccanici e idraulici che verranno utilizzati nelle analisi successive sono riportati in Tabella 7.

	Dolomia Principale	Calccare di Zu	Calccare di Zu fratturato	Argillite di Riva di Solto	Faglie
$\phi$ [°]	45	30	25	20	10
$c'$ [kN/m <sup>2</sup> ]	10844	1572	1256	328	0.5
$E$ [kN/m <sup>2</sup> ]	$5.62 \cdot 10^7$	$10^7$	$5.62 \cdot 10^6$	$3.16 \cdot 10^6$	$10^5$
$\nu$ [/]	0.35	0.3	0.25	0.25	0.3
$\gamma_{sat}$ [N/m <sup>3</sup> ]	27	25	25	18	25
$\gamma'$ [N/m <sup>3</sup> ]	17	15	15	8	15
$k$ [m/s]	$10^{-3}$	$10^{-6}$	$10^{-4}$	$10^{-9}$	$10^{-2}$

Tabella 7: Valori dei parametri dei diversi materiali inseriti nel modello numerico

## 5.4 - Implementazione del modello numerico

Per analizzare le condizioni di stabilità del pendio in esame sono state eseguite diverse simulazioni numeriche. Definito il dominio di calcolo, si è proceduto con la sua discretizzazione e con l'assegnazione delle proprietà dei materiali. Infine, imposte le condizioni iniziali e al contorno, si è potuto inizializzare il modello, determinando lo stato di sforzo geostatico.

### 5.4.1 - Definizione della mesh

Il dominio è stato discretizzato, in entrambi i casi di geometria considerati, con una mesh a maglia quadrangolare rappresentata in Figura 39.

Gli elementi hanno una dimensione massima di 50 m; a partire da sinistra, spostandosi lungo la direzione orizzontale, la griglia è stata infittita progressivamente fino ad arrivare a dimensioni pari a 20 m. In maniera analoga è stato fatto per la direzione verticale, lungo la quale, all'aumentare della profondità, aumenta la dimensione della mesh. In corrispondenza delle faglie e dello strato di Argillite, le dimensioni degli elementi quadrangolari sono state imposte pari a 20 m, al fine di ottenere un maggior dettaglio spaziale per le zone di maggior interesse.

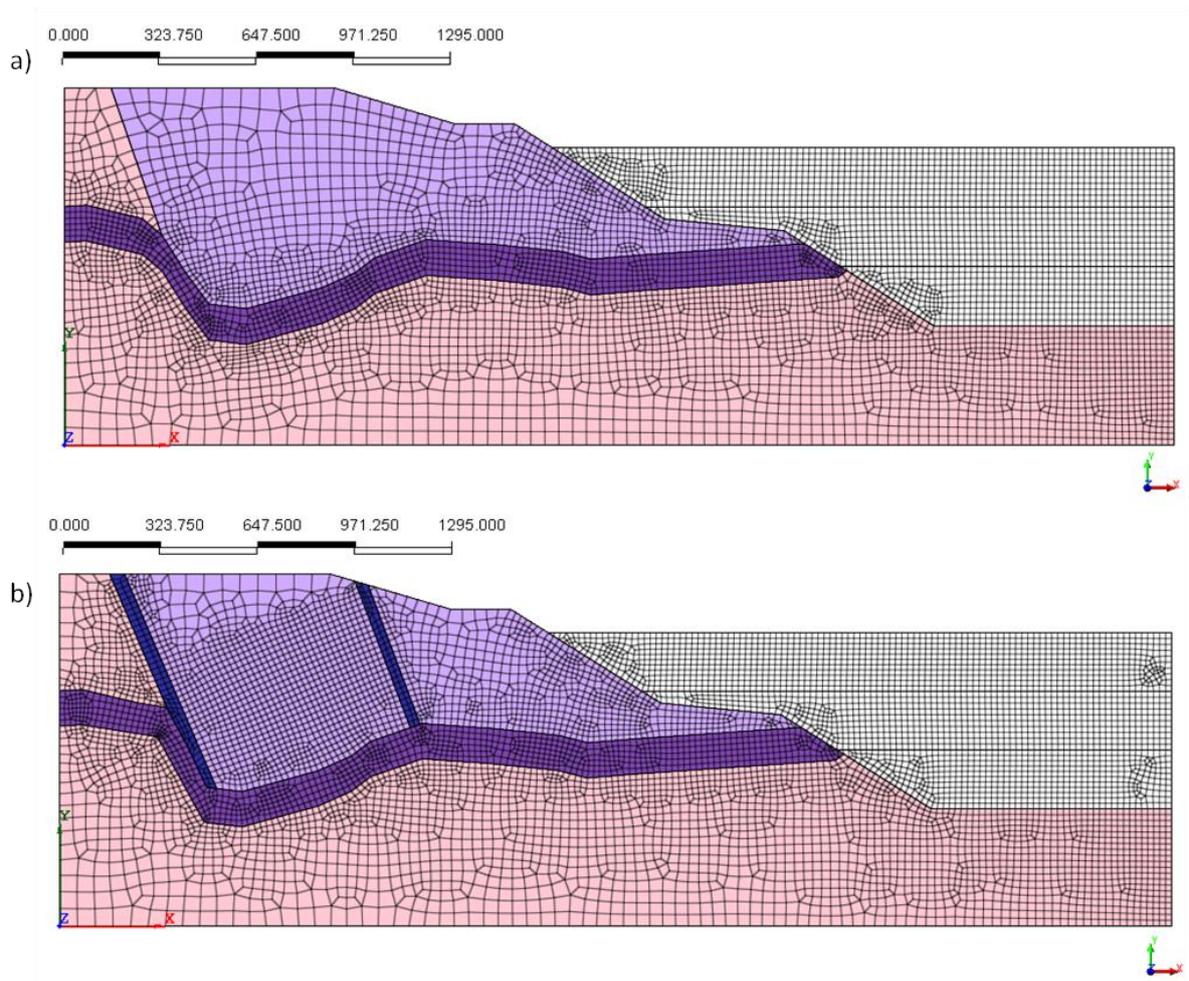


Figura 39: Mesh del dominio 2D: a) senza faglie, b) con faglie

#### 5.4.2 - Assegnazione dei materiali

Come già discusso nel Paragrafo 5.3 - *Proprietà dei materiali*, il modello costitutivo utilizzato per descrivere il comportamento meccanico dei materiali è quello di Mohr-Coulomb. I parametri richiesti da tale modello sono stati riportati in Tabella 7.

#### 5.4.3 - Condizioni iniziali e condizioni al contorno

Per quanto concerne le condizioni al contorno e le condizioni iniziali, in entrambi i casi geometrici si sono considerati:

- Spostamenti nulli in direzione orizzontale in corrispondenza dei bordi verticali del dominio.
- Spostamenti nulli in direzione sia orizzontale sia verticale lungo la base del dominio.
- Stato di sforzo iniziale dipendente dal peso proprio del materiale.

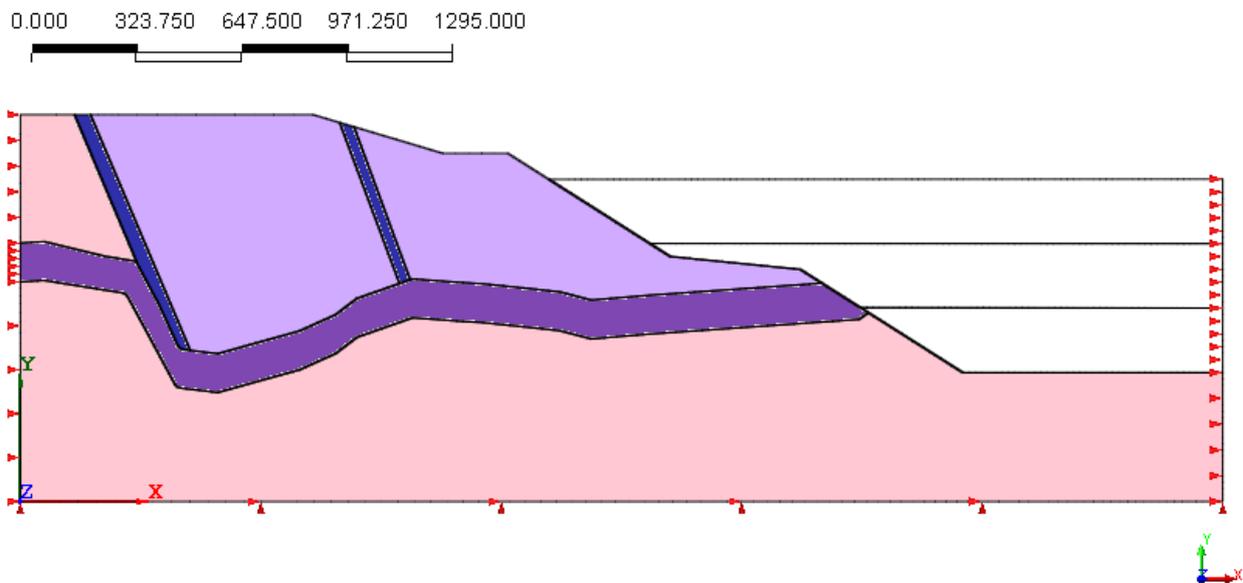


Figura 40: Condizioni al contorno applicate sul contorno del dominio (a titolo esemplificativo si riporta solo la geometria con le faglie)

Inoltre, per le analisi con l'acqua si sono considerate le seguenti condizioni al contorno aggiuntive:

- Carico costante a monte dell'acquifero più superficiale (che interessa la formazione del Calcere di Zu), pari a 850 m s.l.m.
- Carico costante a monte dell'acquifero più profondo (nella Dolomia Principale), pari a 530 m s.l.m.
- Carico costante a valle dettato dalla quota del Fiume Serio, pari a 390 m s.l.m.
- Ricarica per infiltrazione lungo il profilo topografico, calcolata a partire dai dati di pioggia depurati dalle perdite dovute a ruscellamento ed evapotraspirazione in seguito ad analisi idrologica (Tabella 1 e Tabella 2).
- Ricarica dell'acquifero più superficiale proveniente da monte dalla Dolomia al Calcere di Zu. Tale portata è stimata sulla base del bilancio idrologico descritto in precedenza e assume valore pari a  $1.14 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ .

Una volta imposte le condizioni al contorno, è stato possibile avviare le analisi. I risultati verranno discussi nel capitolo successivo.

## **Capitolo 6 -      Analisi numeriche 2D: i risultati**

### **6.1 - Introduzione**

Implementato il modello matematico del sistema, si sono condotte le simulazioni numeriche, considerando diversi scenari.

Innanzitutto si è simulato il processo di erosione in condizioni asciutte, per poi introdurre l'acqua, ai fini di valutarne l'influenza sul campo di spostamenti. Per ciascuna delle analisi effettuate si è calcolato il fattore di sicurezza associato.

Nel seguito verranno mostrati i prodotti delle analisi condotte e si cercherà di spiegare e giustificare i risultati ottenuti, effettuando anche un confronto tra il modello senza le faglie e il modello con le faglie.

### **6.2 - Analisi in condizioni asciutte**

La prima analisi che è stata condotta è quella in condizioni di pendio asciutto. Tale operazione ha lo scopo di valutare l'eventuale campo di spostamenti nel pendio causato dal processo erosivo della Val Seriana e lo stato di sollecitazione a cui è sottoposto il versante.

Durante la fase iniziale, ovvero in assenza di incisione valliva, è possibile osservare come lo stato di sforzo verticale, rappresentato in Figura 41, sia puramente geostatico, indipendentemente dall'introduzione delle faglie nella geometria del dominio.

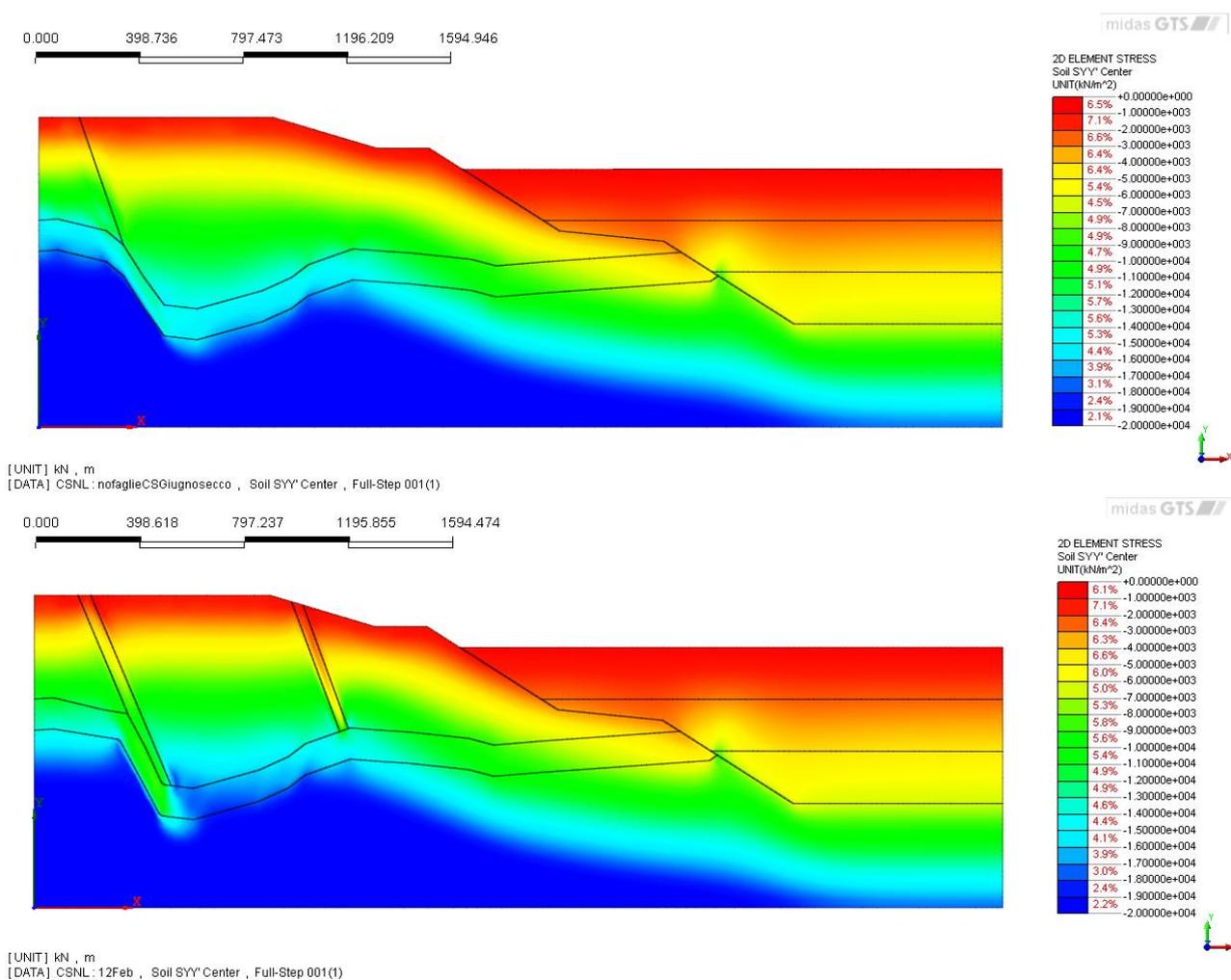


Figura 41: Stato di sforzo verticale iniziale nel caso di pendio asciutto (in alto: geometria senza faglie, in basso: geometria con le faglie)

Con la progressiva erosione del solco vallivo del Fiume Serio si assiste al fenomeno di rilascio tensionale da parte del pendio a causa dell'asportazione di materiale. Si nota infatti una variazione nella distribuzione degli sforzi che risulta sostanzialmente in uno scaricamento del pendio (Figura 42, Figura 43, Figura 44 e Figura 45). Prestando particolare attenzione alla zona superficiale del profilo topografico, si osserva che la fascia colorata in rosso, che indica lo sforzo nullo, si espande lungo tutto il profilo della sezione all'approfondimento del solco vallivo. La presenza di fasce di frattura associate alle faglie non determina sostanziali variazioni nella distribuzione dello sforzo verticale, mentre lo stato di sforzo orizzontale mostra invece alcune differenze tra i due casi: i risultati delle analisi con geometria più semplice evidenziano detensionamenti localizzati in corrispondenza delle zone di faglia, anche se esse non sono state introdotte esplicitamente nel modello. Questo effetto è frutto del processo di erosione, che ha causato il detensionamento delle zone di faglia stesse.

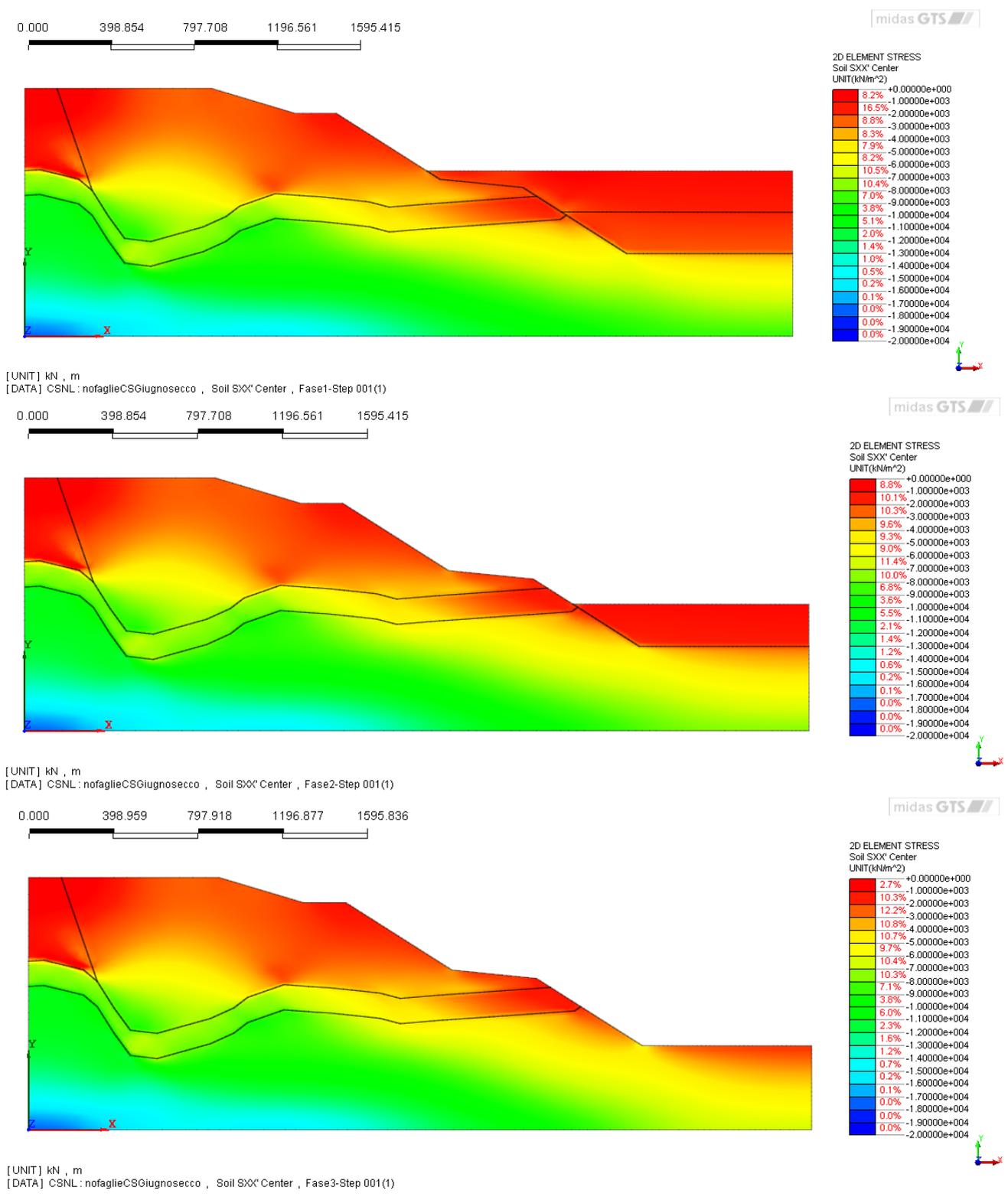


Figura 42: Variazione dello stato di sforzo orizzontale nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

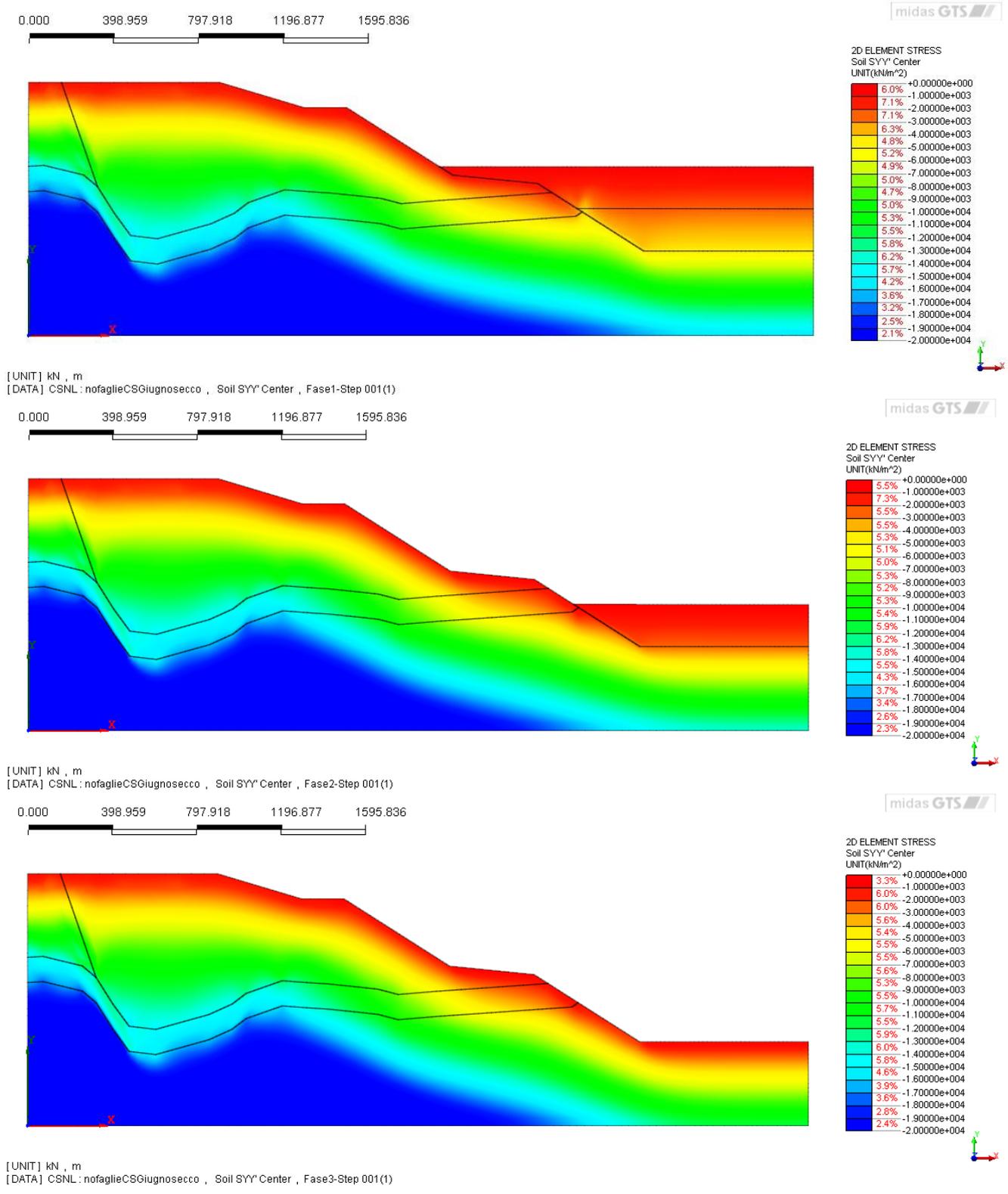


Figura 43: Variazione dello stato di sforzo verticale nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

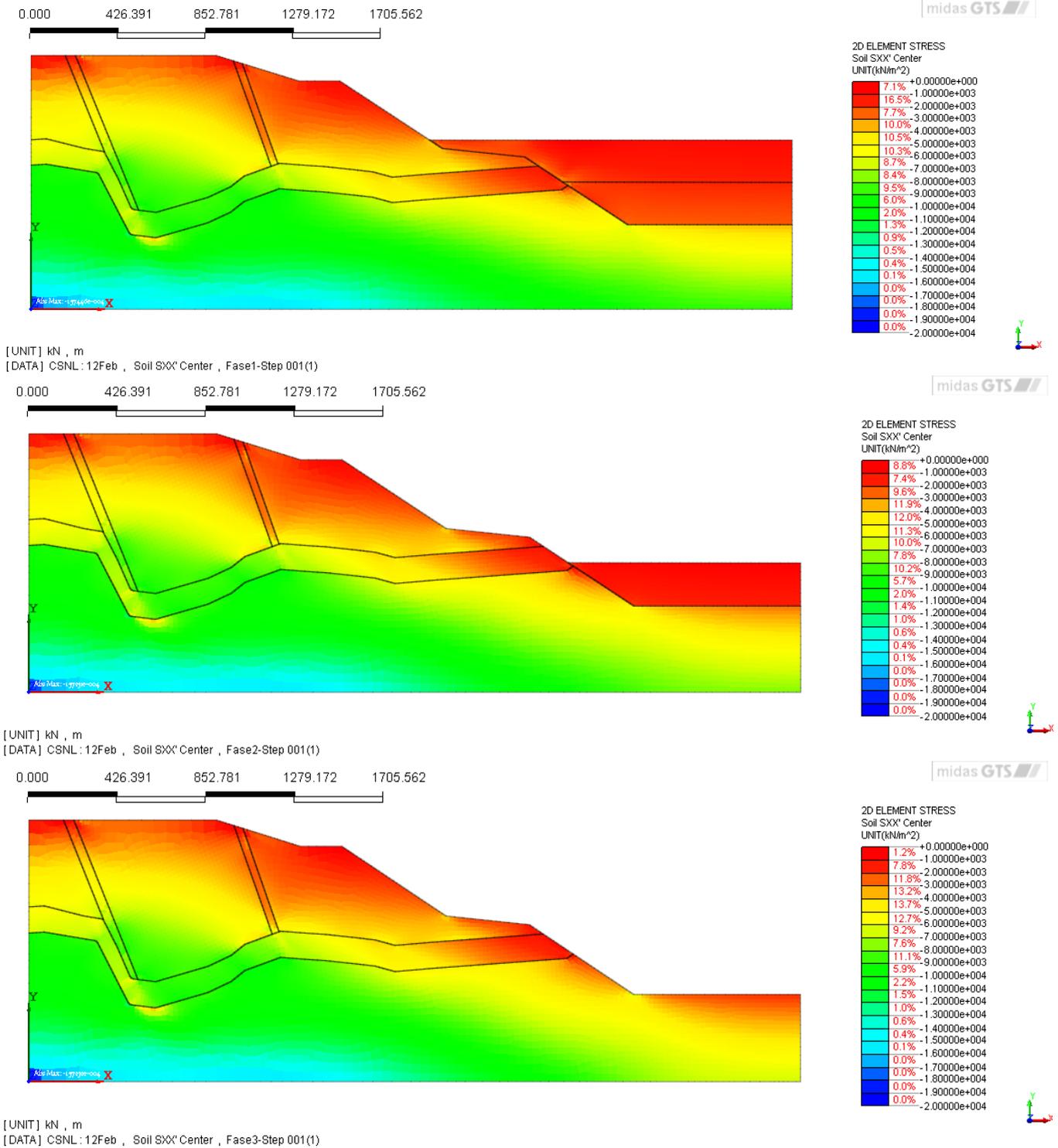


Figura 44: Variazione dello stato di sforzo orizzontale nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

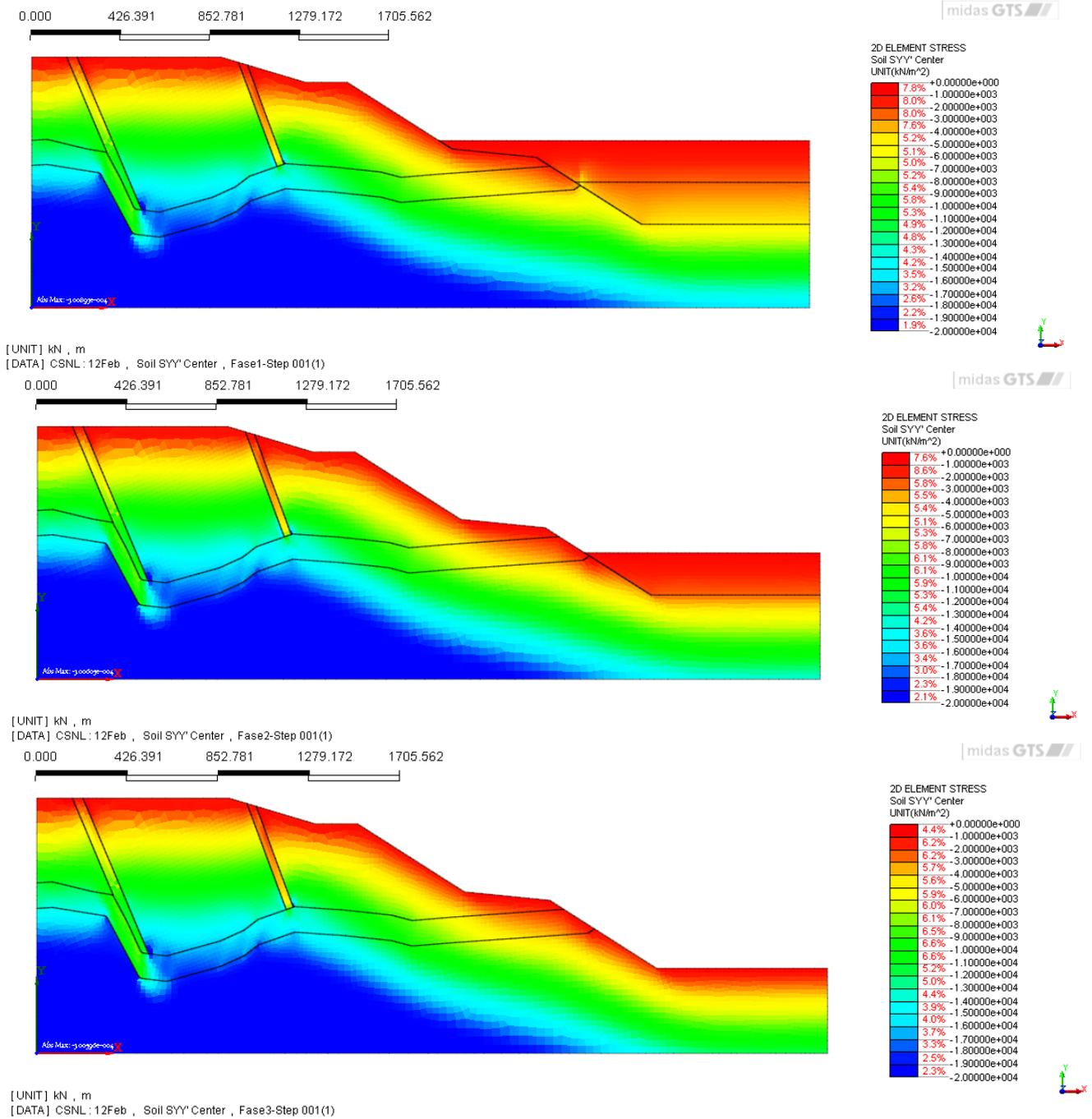


Figura 45: Variazione dello stato di sforzo verticale nel caso di geometria con faglie pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

Alla variazione dello stato di sforzo dovuta all'“alleggerimento” del pendio stesso per via dell'erosione è connessa l'insorgenza di spostamenti lungo il pendio, che aumentano fino al raggiungimento della completa incisione. Le immagini da Figura 46 a Figura 51 mostrano gli spostamenti in direzione orizzontale, in direzione verticale e la risultante nel piano (x-y) ottenuti per entrambi i casi di geometria considerati.

È importante sottolineare che gli spostamenti sono concentrati nella zona superiore del pendio e quindi interessano principalmente le formazioni del Calcere di Zu e dell'Argillite di Riva di Solto. I valori ottenuti sono contenuti e variano tra  $10^{-2}$  m e  $10^{-1}$  m, per cui sono compatibili con l'ipotesi di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante.

Per quanto riguarda lo spostamento orizzontale, esso assume valori positivi, per cui il pendio si sposta verso valle man mano che l'incisione valliva aumenta. Lo spostamento verticale invece assume valori negativi, ovvero diretti verso il basso, in prossimità delle quote maggiori, mentre nella zona verso valle, all'aumentare delle fasi di erosione, sono positivi, ovvero diretti verso l'alto. Questo suggerisce una modalità di movimento associata ad un insaccamento a monte con rigonfiamento a valle del pendio.

È interessante osservare poi la risultante delle due componenti di spostamento nel piano (x-y). I valori in questo caso sono positivi e confermano che la zona maggiormente interessata dagli spostamenti è posizionata verso valle. Si osserva in Figura 48 e Figura 51 come la distribuzione degli spostamenti nel piano suggerisca l'esistenza di un insaccamento: il blocco in movimento infatti tende a scendere lievemente verso il basso nella zona superiore, mentre nella zona a valle tende a rigonfiare verso l'esterno e verso l'alto. Questo trend di spostamento viene evidenziato anche nella Figura 52, che mostra le direzioni dei vettori di movimento: le frecce schematizzano proprio un insaccamento del blocco. Questo viene confermato anche nella deformata del sistema, rappresentata in Figura 53, che mostra chiaramente il rigonfiamento verso valle del pendio e l'abbassamento delle quote superiori.

La modellazione delle deformazioni nella fase iniziale di sviluppo della DGPV, cioè durante il modellamento geomorfologico della Valle, ha evidenziato come la presenza di zone di frattura pre-esistenti lungo le faglie non rappresenti necessariamente una causa determinante della genesi delle DGPV. Infatti, non vi sono elementi che permettano di comprovare che la disposizione delle

superfici di faglia sia tale da determinare necessariamente il franamento, tanto che esse sono sempre sub - verticali e comunque con inclinazione superiore a quella del pendio.

Appare peraltro ragionevole ritenere che nel corso della genesi delle superfici di rottura le rocce di faglia abbiano subito una riattivazione (elemento emerso anche negli studi su altre frane, come quello condotto da Bouissou et al. (2012) su La Clapière), che ne ha prodotto un importante degrado e quindi favorito il movimento.

Per tale motivo risulta lecita l'ipotesi che le zone di frattura, inizialmente non determinanti, siano divenute importanti nell'evoluzione del fenomeno franoso, con il progredire del movimento stesso.

Al fine di tener conto di questa possibilità e di verificarne l'attendibilità, sono stati così elaborati i due modelli geometrici: quello con faglie e quello che inizialmente ne fosse privo.

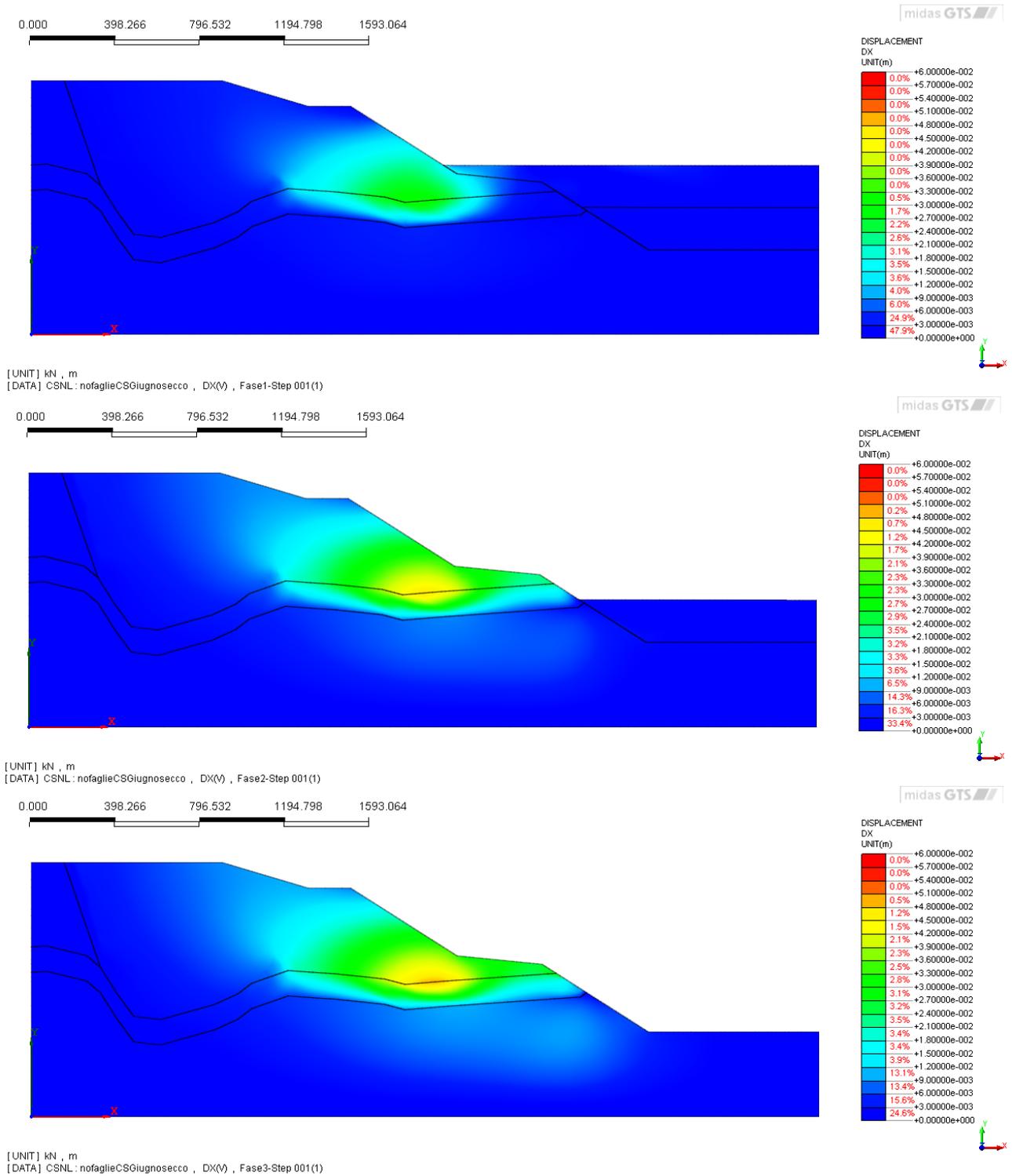


Figura 46: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

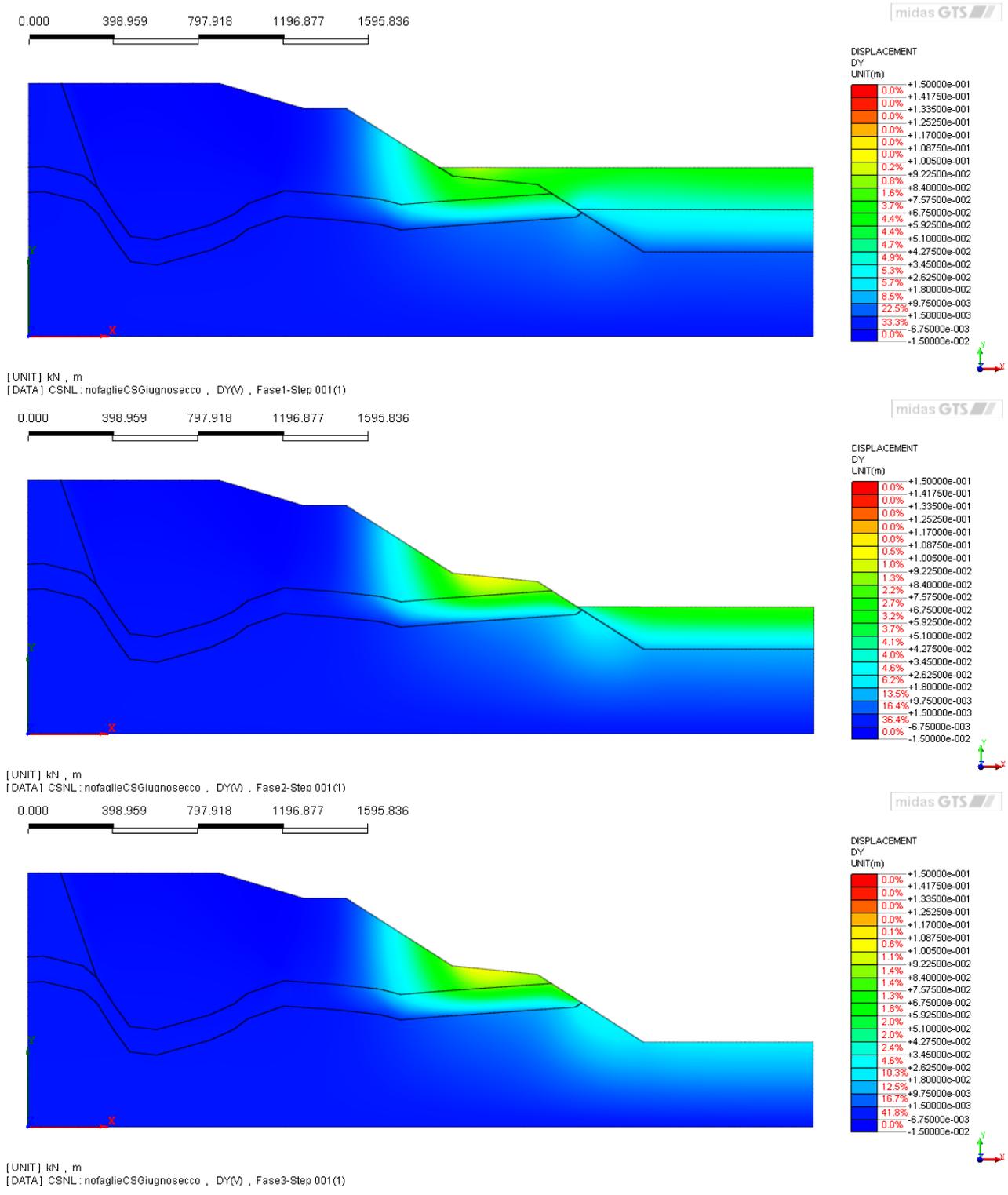


Figura 47: Spostamenti verticali nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

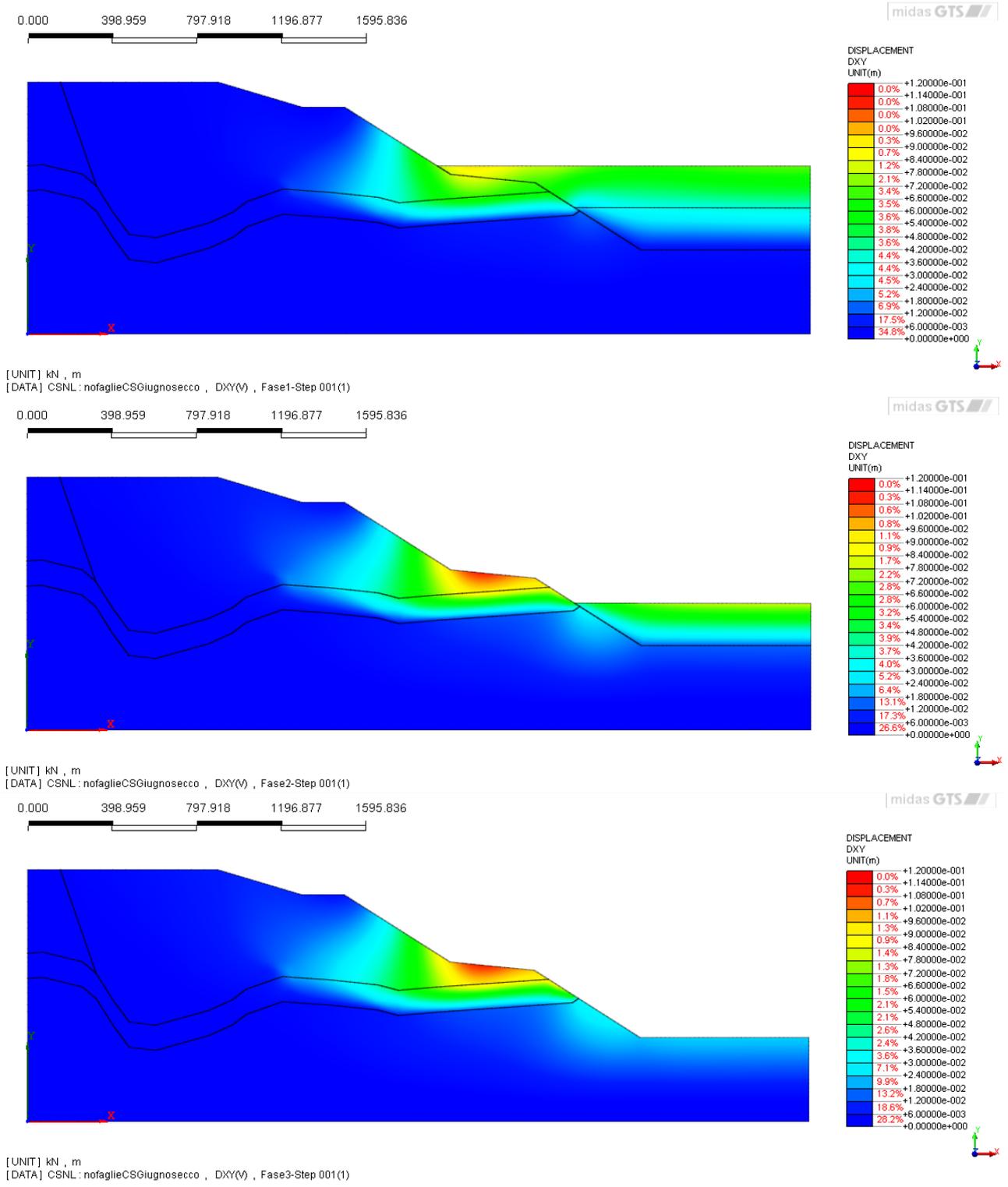


Figura 48: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

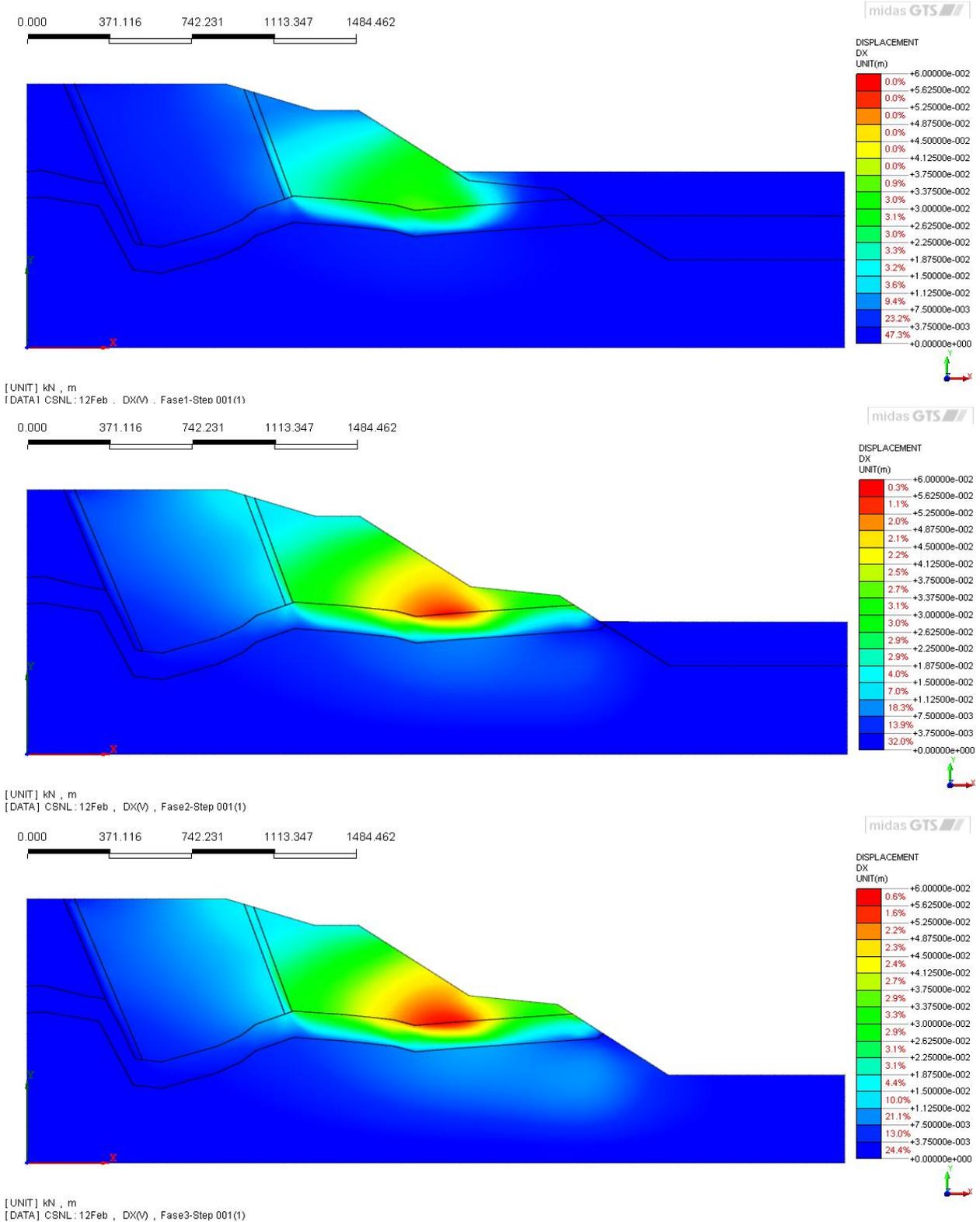


Figura 49: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso (fase 1, fase 2, fase 3))

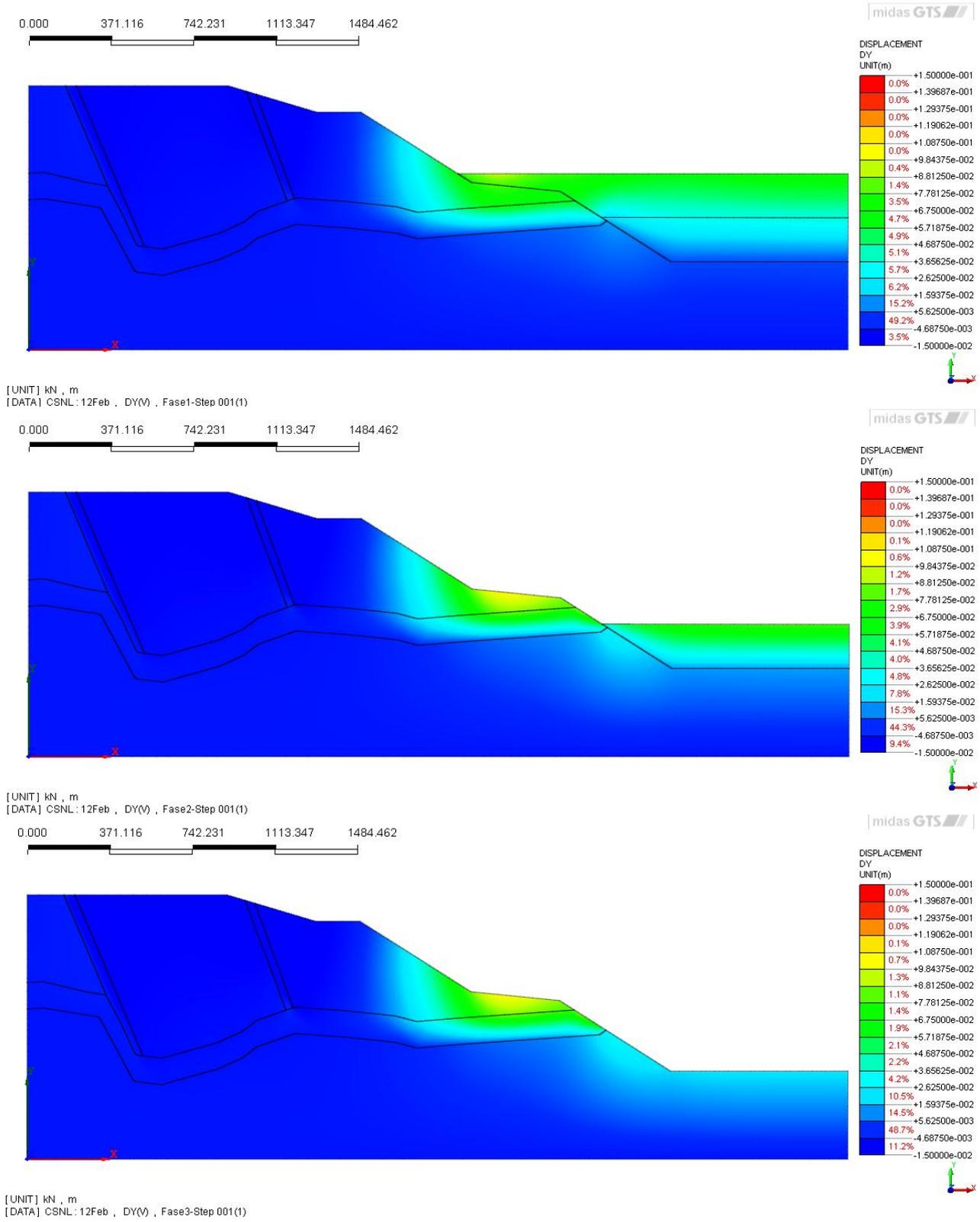


Figura 50: Spostamenti verticali nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso: fase 1, fase 2, fase 3)

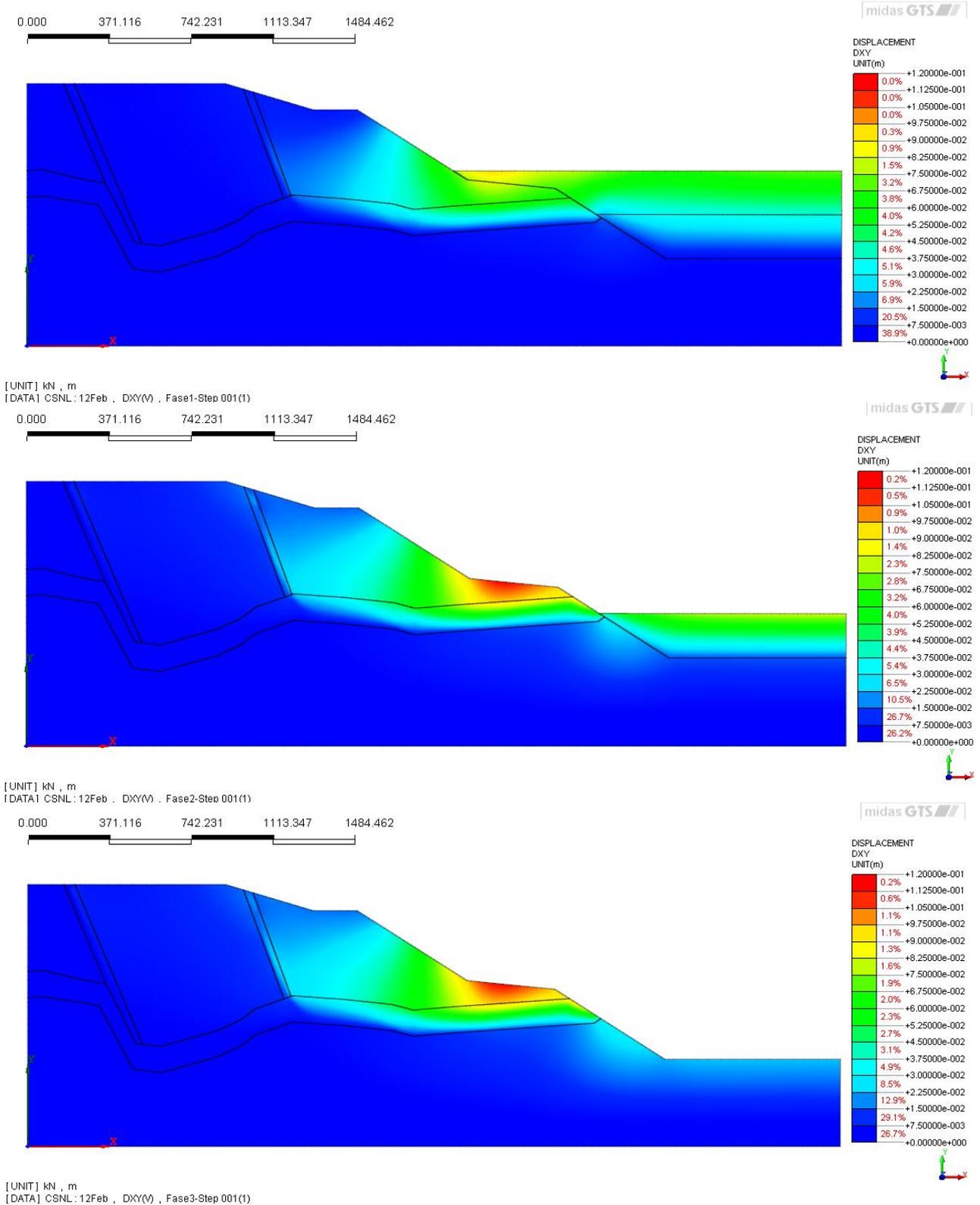


Figura 51: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto (dall'alto verso il basso : fase 1, fase 2, fase 3)

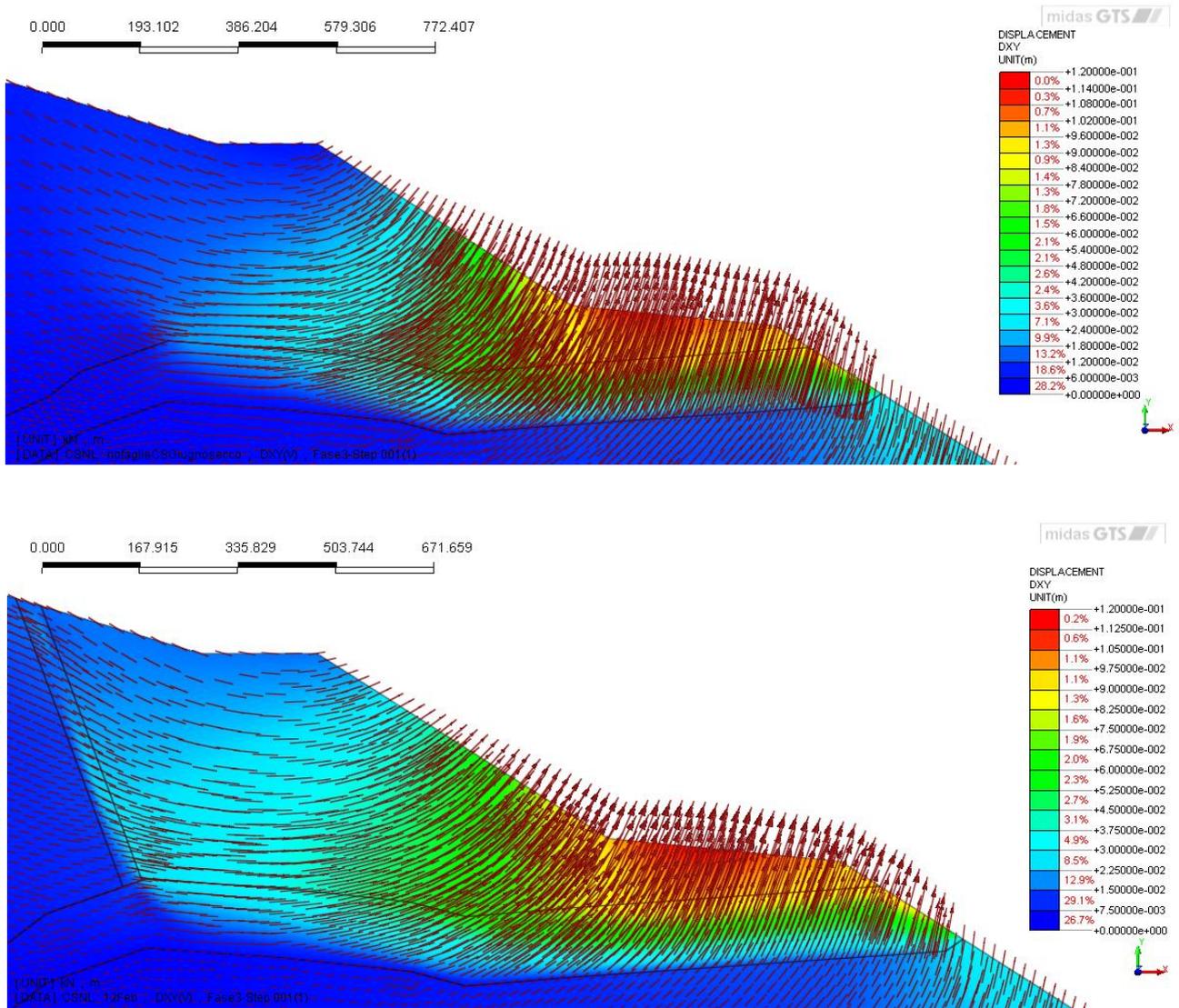


Figura 52: Vettori spostamento in fase 3 nel caso di pendio asciutto (zoom sul blocco in moto, in alto geometria senza faglie, in basso geometria con le faglie)

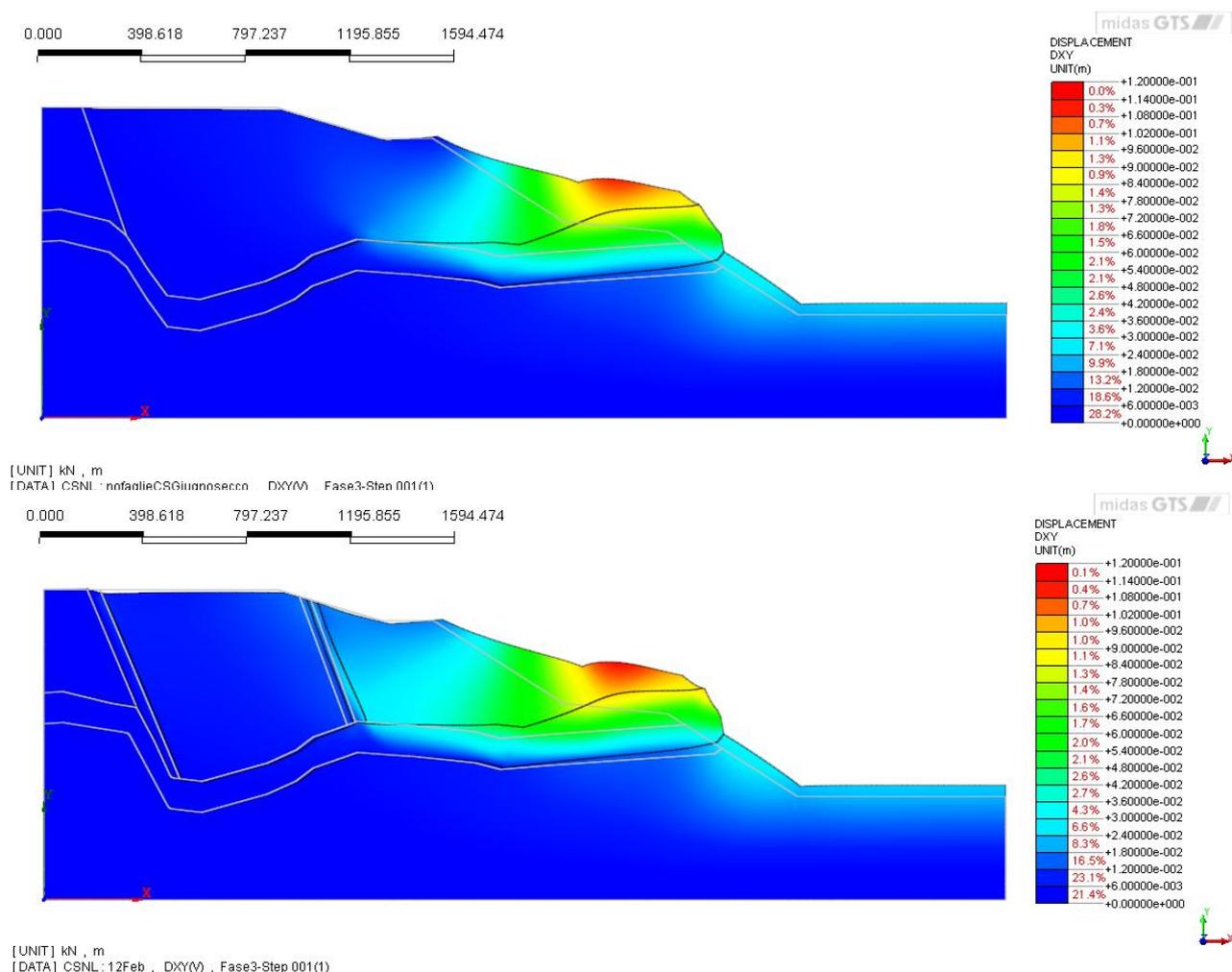


Figura 53: Deformata del sistema in fase 3 nel caso di pendio asciutto (in alto nel caso di geometria senza faglie, in basso in caso di geometria con le faglie)

Secondo quanto esposto, le faglie costituiscono quindi l'orizzonte di debolezza che agevola il movimento. Infatti la parte superiore del pendio può essere schematizzata in due blocchi, delimitati appunto dai lineamenti tettonici. Il blocco di monte, delimitato dalle due faglie, scivola verso il basso e conseguentemente, spostandosi lungo una traiettoria definita dalla giacitura dello strato di Argilliti, spinge verso l'alto il blocco più a valle, il quale si muove maggiormente rispetto al primo e determina il rigonfiamento del versante. Questo conferisce al pendio una configurazione morfologica simile a quella dei Sackungen, ovvero concava a monte e convessa a valle. Tale assunzione può essere confermata visualizzando gli sforzi di taglio e le deformazioni a taglio del sistema, rispettivamente in Figura 54 e Figura 55: gli sforzi di taglio sono concentrati nelle zone limitrofe alle faglie, mentre le deformazioni risultano essere concentrate maggiormente lungo la faglia di destra e nello strato di Argilliti. In Figura 55 la zona dai toni di colore più caldi indicherebbe la presunta superficie di scorrimento del blocco di valle.

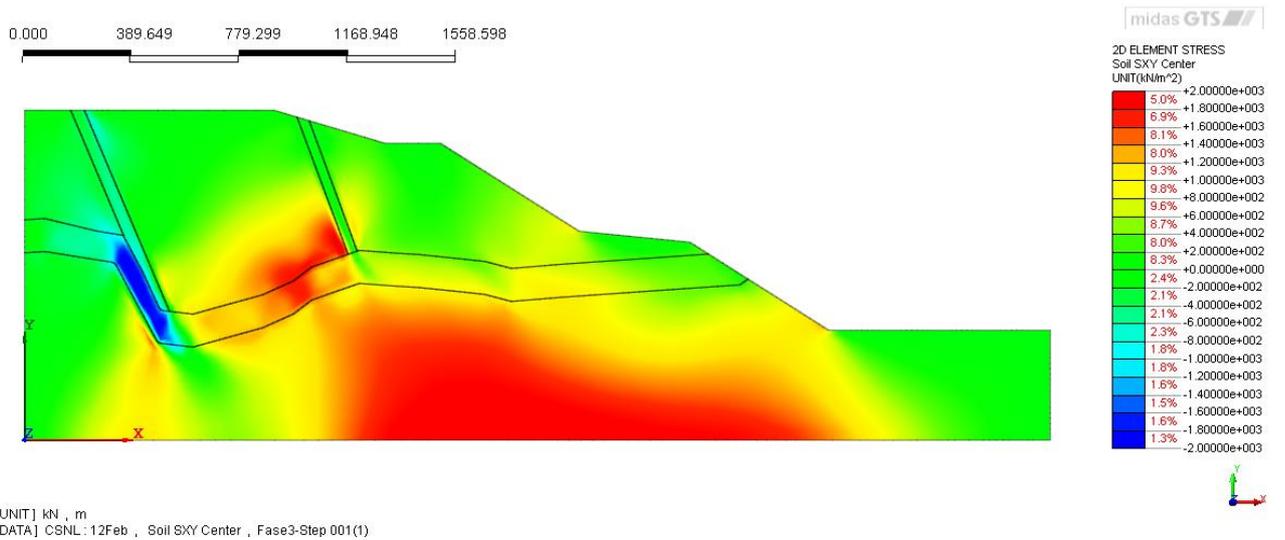


Figura 54: Sforzi di taglio nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto

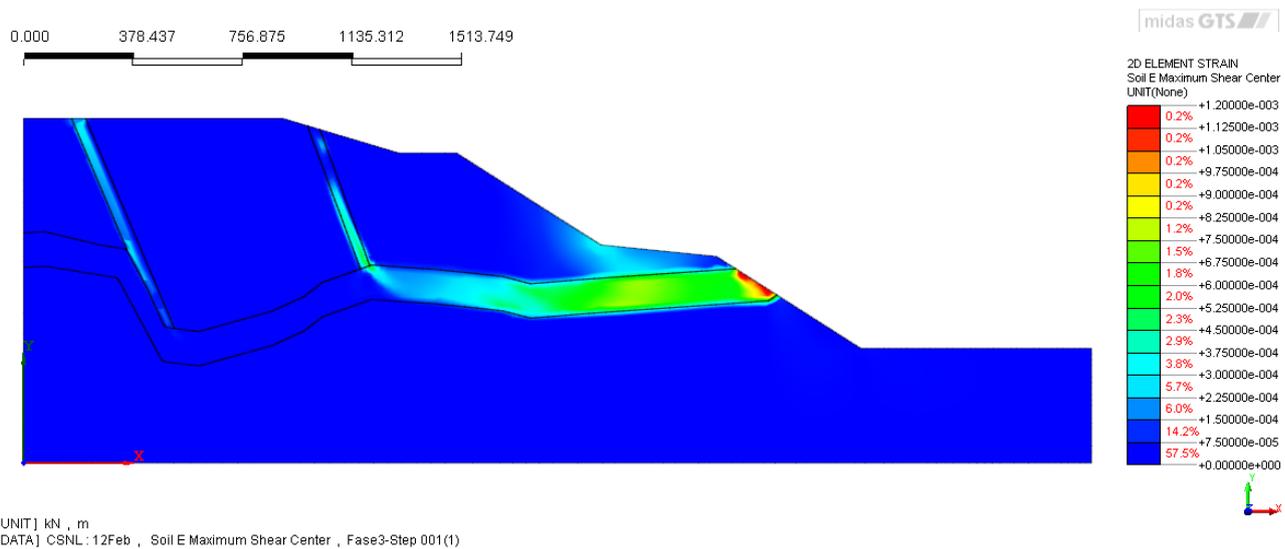


Figura 55: Deformazioni a taglio nel caso di geometria con faglie e pendio asciutto

Se si osserva invece la distribuzione degli sforzi di taglio per il modello senza faglie, in questo caso in Figura 56, è possibile notare come in corrispondenza delle zone maggiormente sollecitate (in blu e in rosso) andrebbero posizionati proprio i lineamenti tettonici. Queste aree corrispondono alle zone di detensionamento che apparivano nella distribuzione dello sforzo orizzontale, in Figura 42. Durante l'erosione, infatti, le zone di faglia hanno subito un detensionamento; a seguito dell'incisione valliva, che ha innescato il campo di spostamenti discusso in precedenza, le stesse zone concorrono a rappresentare le superfici di debolezza che agevolano il moto dei volumi di roccia. Per questo motivo sono fortemente sollecitate a taglio.

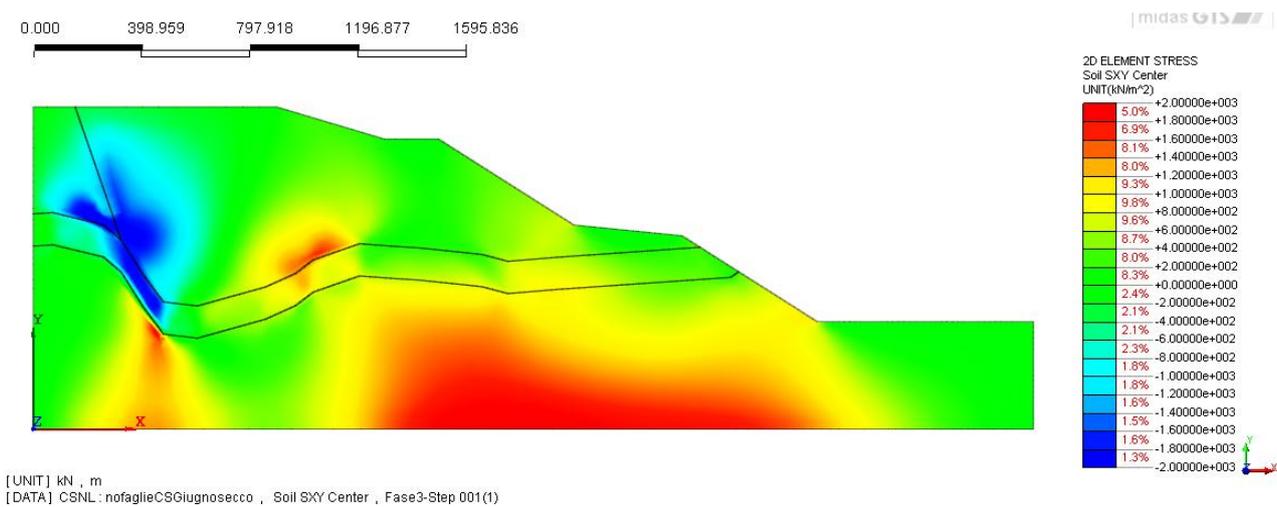


Figura 56: Sforzi di taglio nel caso di geometria senza faglie e pendio asciutto

Infine, si è calcolato il fattore di sicurezza del sistema, risultato pari a 2.3 nel caso di geometria senza faglie e 1.83 nel caso di geometria con le faglie; ciò suggerisce che in condizioni asciutte ci si trova in condizioni di stabilità. La differenza tra un caso e l'altro è dovuta alla presenza del materiale con caratteristiche più scadenti lungo le faglie.

In sintesi, l'analisi in condizioni asciutte ha permesso di verificare come la struttura geologica all'origine del movimento si componga di due elementi fondamentali:

- La presenza di zone di frattura lungo le faglie principali, che verosimilmente sono state coinvolte nelle deformazioni del versante dovute al detensionamento e sono state riattivate e ulteriormente indebolite nel corso dell'ampliarsi del dissesto.
- La presenza di unità argillitiche particolarmente deformabili, aventi giacitura sub orizzontale alla base delle masse più rigide e fratturate, costituite da dolomia e calcare.

Non appare poi secondaria per la stabilità dei pendii l'azione esercitata dalle acque sotterranee, come fattore che favorisce l'alterazione e l'incremento delle pressioni interstiziali. Si è ritenuto pertanto che la struttura geologica sia un elemento determinante nella genesi dei movimenti franosi profondi di quest'area e si è poi deciso di valutare l'effetto della presenza di acqua.

### 6.3 - Analisi con presenza di acqua

Dopo aver analizzato la stabilità del pendio in condizioni asciutte, è necessario investigare l'effetto della presenza di acqua.

Le simulazioni sono state condotte tramite analisi disaccoppiata e in diverse fasi, in cui si applicano le condizioni idrogeologiche al contorno illustrate nel capitolo precedente: in un primo step si impongono i carichi idraulici sul contorno del dominio e successivamente la ricarica. Infine si ripete l'analisi di stabilità del pendio, calcolandone sforzi, deformazioni e spostamenti.

Per comprendere i risultati ottenuti nelle simulazioni, si analizzano in primis le grandezze legate all'acqua. Innanzitutto si nota, in Figura 57 e Figura 58, come non vi siano assolutamente differenze tra il caso di geometria senza faglie e geometria con le faglie: dalle immagini si evince che il carico idraulico risente degli effetti dell'infiltrazione. Nella fase iniziale, ovvero in assenza di ricarica, il carico idraulico nel Calcare di Zu assume valore costante pari a 850 m (ciò dipende dalla condizione al contorno imposta a monte), mentre nella Dolomia Principale diminuisce spostandosi ovviamente da monte verso valle (Figura 57 e Figura 58 in alto). Questa distribuzione viene convalidata dall'andamento delle pressioni nel pendio (Figura 59 e Figura 60 in alto), che oltretutto conferma la presenza di due acquiferi distinti, l'uno superiore, la cui circolazione avviene nel Calcare di Zu, e l'altro profondo, sito nella Dolomia.

In presenza di ricarica, per effetto dell'infiltrazione, si evidenzia una lieve variazione del carico idraulico a valle (Figura 57 e Figura 58 in basso), in corrispondenza del contatto tra Calcare di Zu e Argillite. In questo caso il valore massimo si registra proprio in quella zona, a differenza della precedente fase in cui il valore massimo si verificava sulla frontiera sinistra. Questo potrebbe spiegare l'insorgenza di una sorgente lungo il profilo di valle del pendio, scaturita del progressivo aumento di acqua al proprio interno. La variazione di carico si riflette, anche questa volta, nella distribuzione delle pressioni (Figura 59 e Figura 60 in basso).

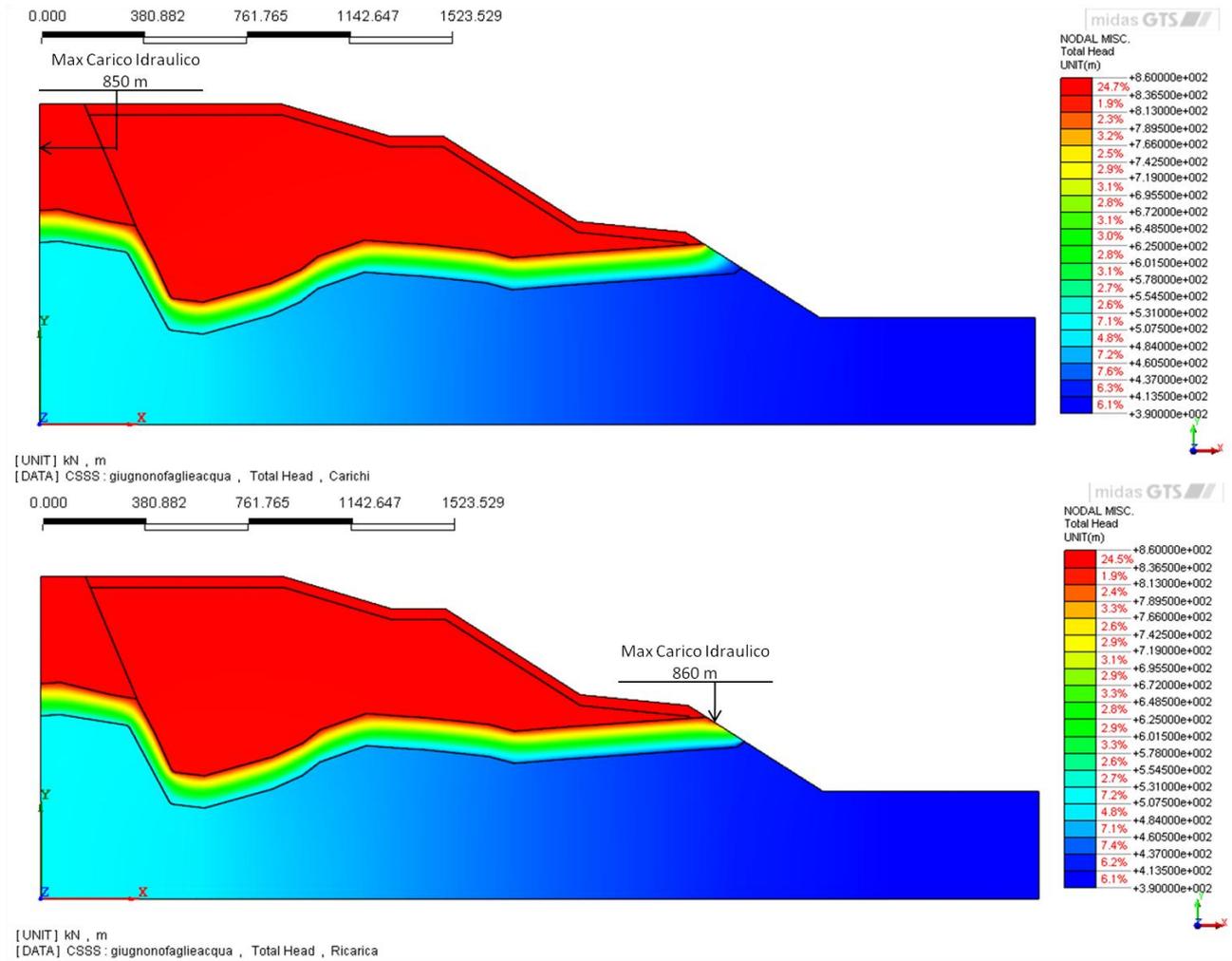


Figura 57: Carico idraulico totale nel caso di geometria senza faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

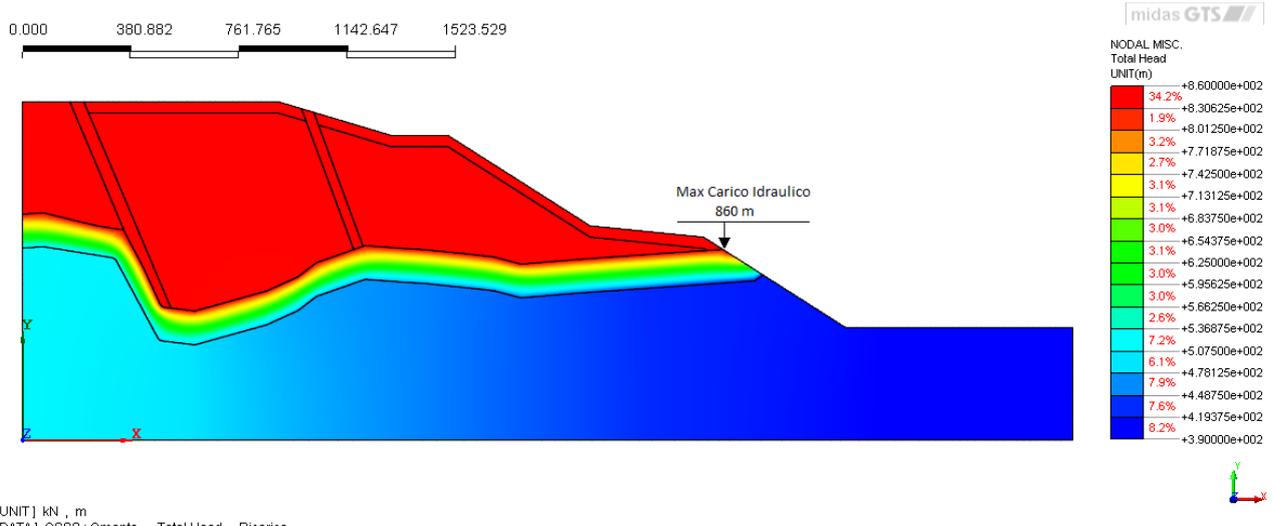
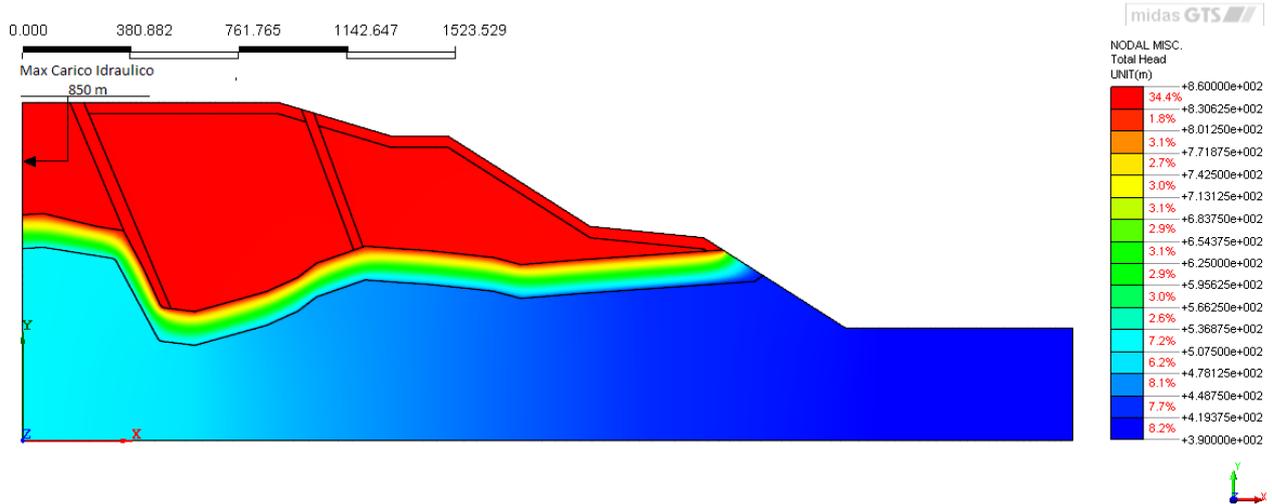


Figura 58: Carico idraulico totale nel caso di geometria con faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

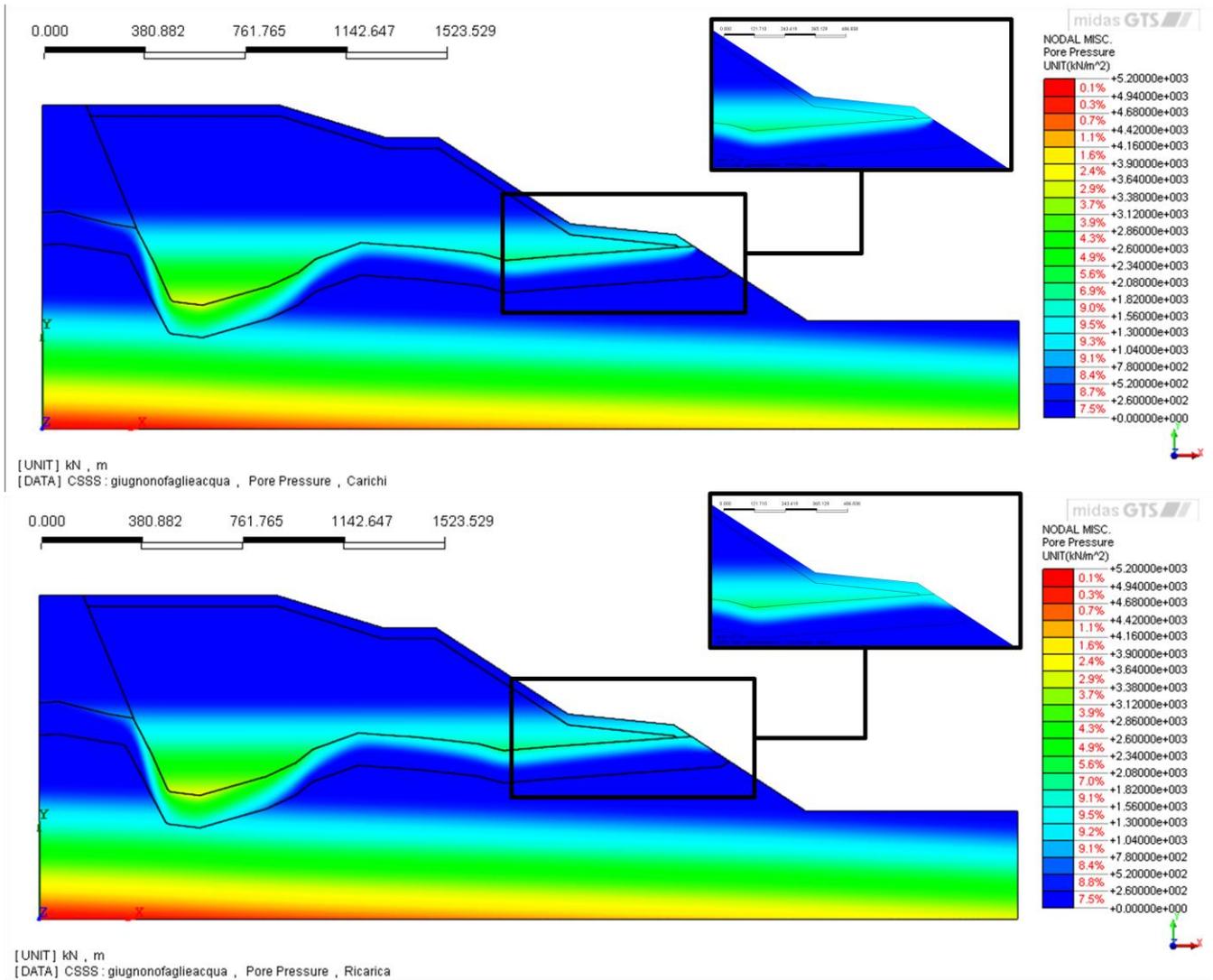


Figura 59: Pressione dell'acqua nel caso di geometria senza faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

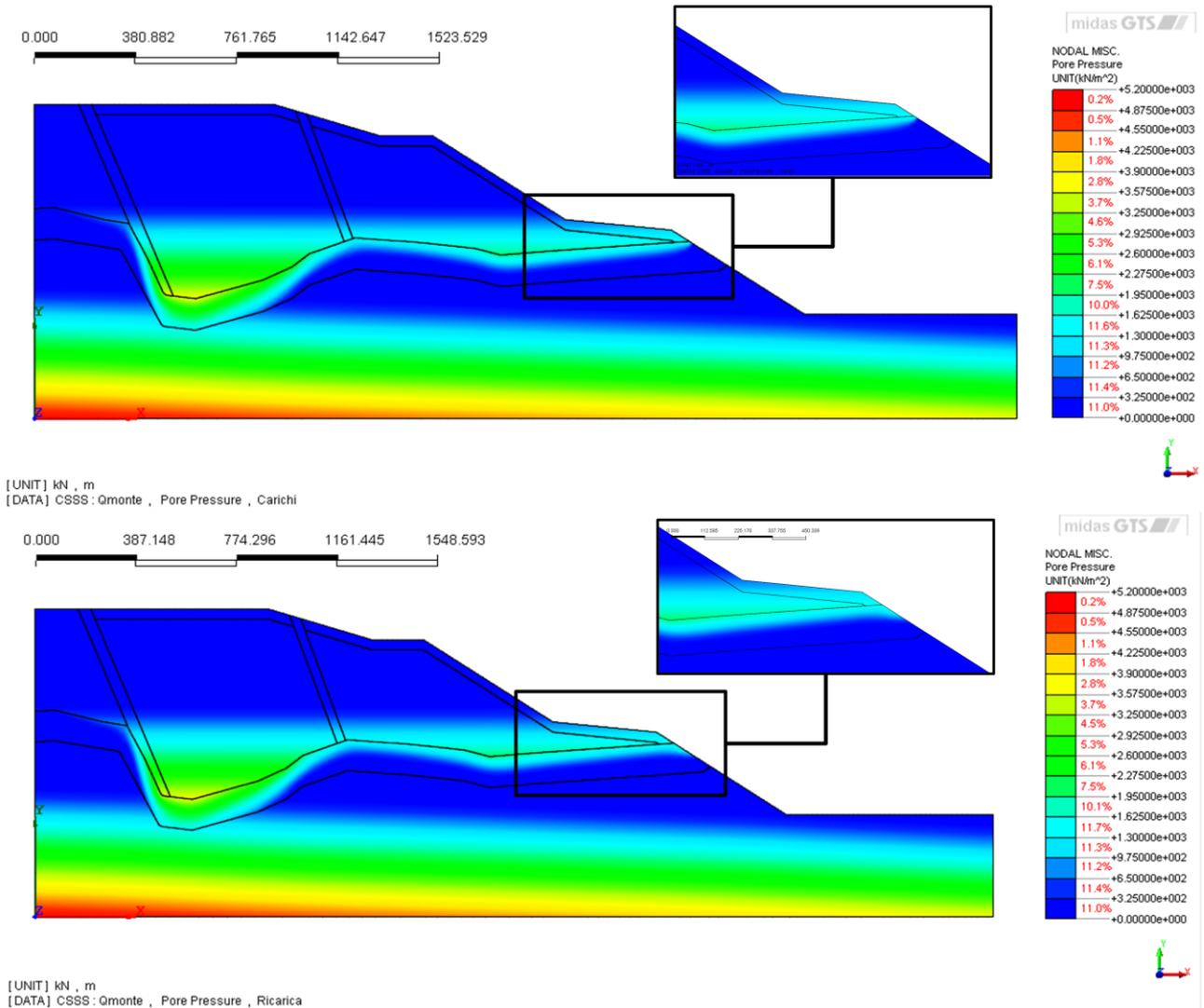


Figura 60: Pressione dell'acqua nel caso di geometria con faglie (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

Il fenomeno appena descritto è certamente dovuto all'infiltrazione di acqua all'interno della formazione del Calcarea di Zu per via delle precipitazioni, anche se la ricarica ha un valore molto contenuto a causa della scarsa permeabilità della roccia. In fase di ricarica, la situazione dell'acquifero profondo sito nella Dolomia rimane invece inalterata, poiché lo strato impermeabile di Argillite costituisce l'orizzonte di separazione tra i due acquiferi e non permette al flusso filtrante nello Zu di penetrare all'interno della sottostante Dolomia.

Per quanto riguarda le velocità di filtrazione (Figura 61, Figura 62, Figura 63 e Figura 64), è possibile affermare che la circolazione si svolge più rapidamente nell'acquifero della Dolomia, mentre nell'acquifero superficiale il flusso è più lento, fatta eccezione per le zone delle faglie e per lo strato superficiale di Zu alterato. In generale però è possibile affermare che l'acqua si muove preferibilmente all'interno della Dolomia Principale.

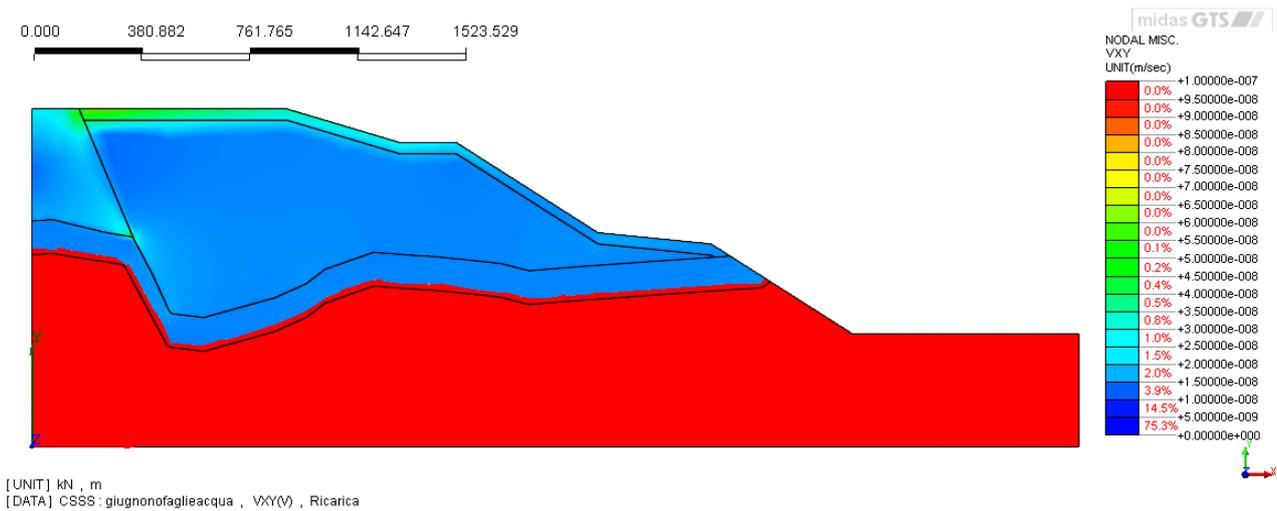


Figura 61: Velocità di filtrazione nell'acquifero del Calcare di Zu nel caso di geometria senza faglie

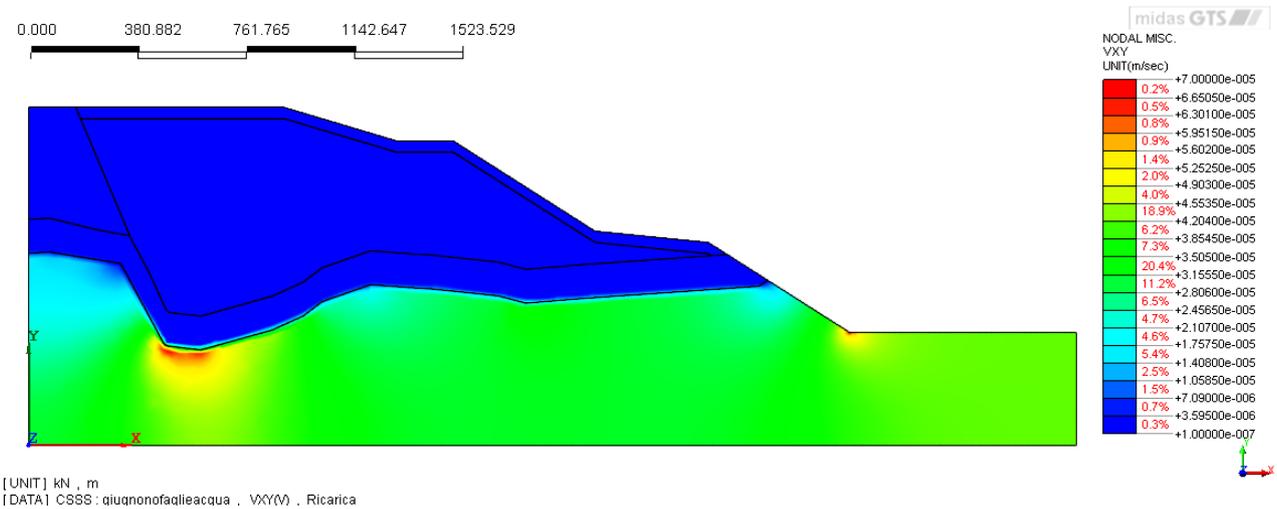


Figura 62: Velocità di filtrazione nell'acquifero della Dolomia Principale nel caso di geometria senza faglie

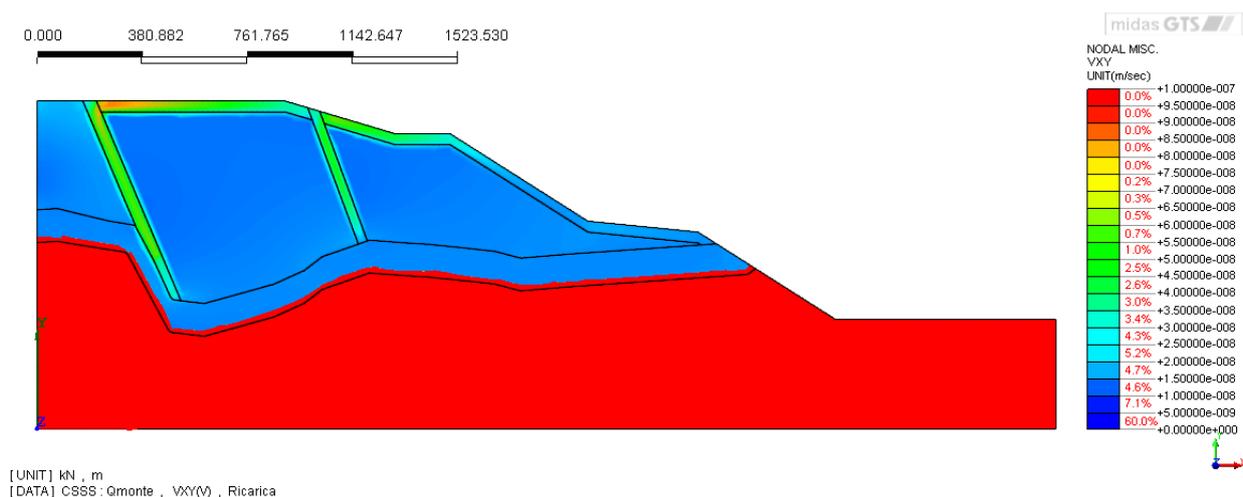


Figura 63: Velocità di filtrazione dell'acqua nell'acquifero del Calcare di Zu nel caso di geometria con faglie

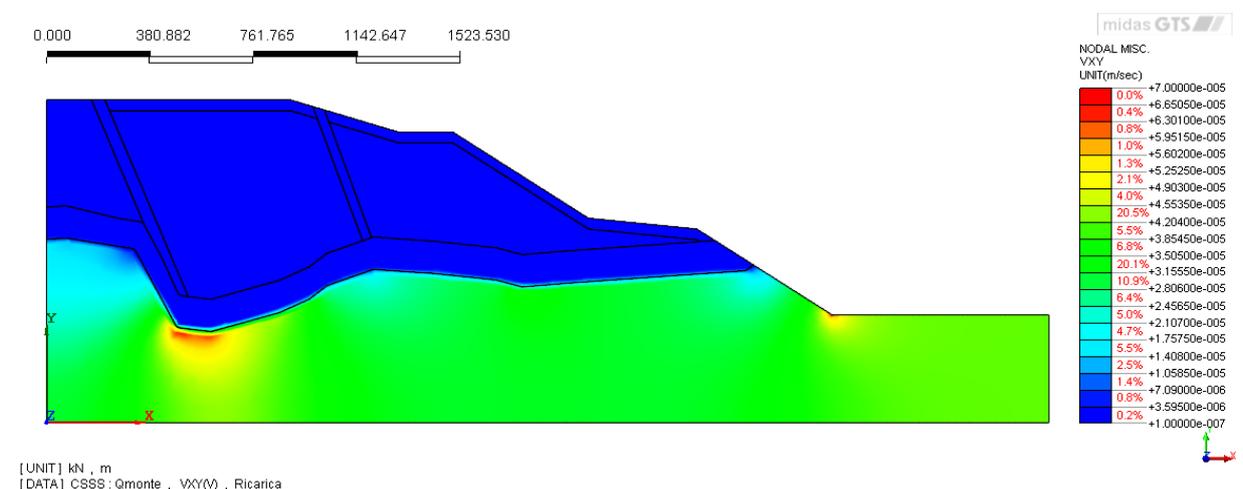


Figura 64: Velocità di filtrazione dell'acqua nell'acquifero della Dolomia Principale nel caso di geometria con faglie

Si sono poi valutati gli spostamenti che si instaurano in presenza di circolazione idrica. Osservando i risultati ottenuti, si notano immediatamente le differenze rispetto al caso di pendio asciutto, a partire dall'entità degli spostamenti, che nella fattispecie aumenta fino all'ordine di  $10^{-1}$  m. Inoltre, in questo caso, si sottolinea l'esistenza di alcune leggere differenze tra il modello senza faglie e il modello con le faglie.

Il risultato più interessante riguarda sicuramente l'espansione del moto verso monte, nelle zone più occidentali della sezione, soprattutto in presenza delle faglie, poiché i lineamenti tettonici concorrono a suddividere il pendio in blocchi e a definirne il meccanismo di movimento. Con la circolazione idrica in atto si assiste quindi all'attivazione del blocco di monte del sistema.

Per quanto concerne gli spostamenti in direzione orizzontale, ad esempio, se si osserva la Figura 65 riferita al caso di geometria semplificata, è evidente che essi abbiano subito un aumento rispetto al caso di pendio asciutto, anche se il modello non considera le faglie; tuttavia il trend di spostamenti risulta essere maggiormente chiaro quando la modellazione tiene conto dei lineamenti tettonici, per cui, come mostrato in Figura 66, si nota che il blocco di sinistra si mette in movimento e concorre a spingere verso valle il blocco di destra.

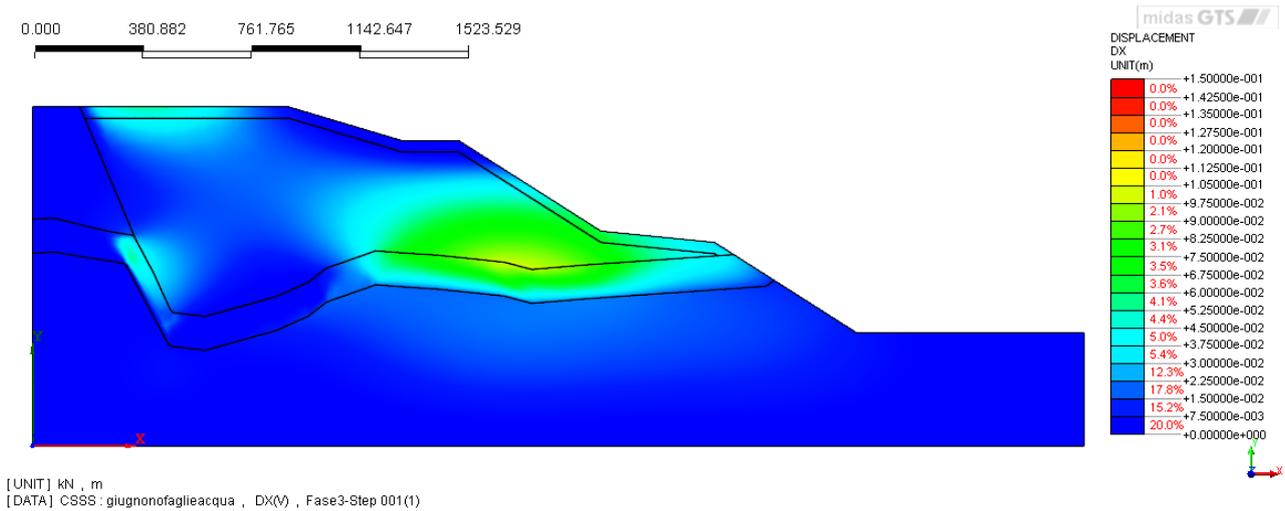


Figura 65: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua

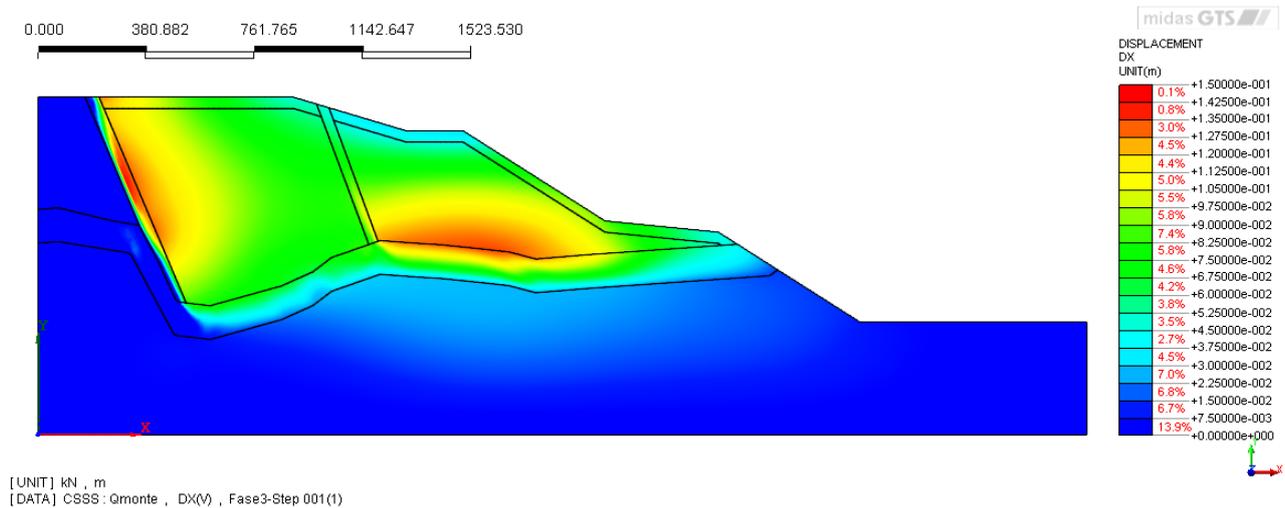


Figura 66: Spostamenti orizzontali nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

Gli spostamenti verticali, in Figura 67 e Figura 68, risultano essere negativi e in entrambi i casi mettono in luce un abbassamento del profilo topografico del pendio. Questo fenomeno è un sintomo molto importante della presenza di un Sackung ed è uno dei principali fattori che tipicamente viene messo in evidenza dalle campagne di misura degli spostamenti di un versante tramite tecnica a interferometria.

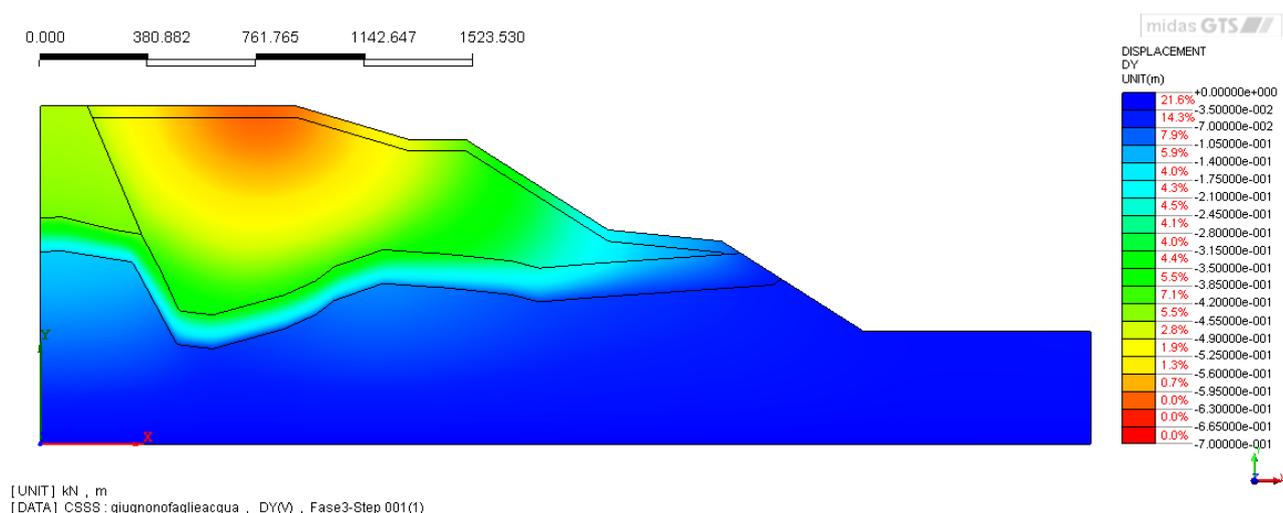


Figura 67: Spostamenti verticali nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua

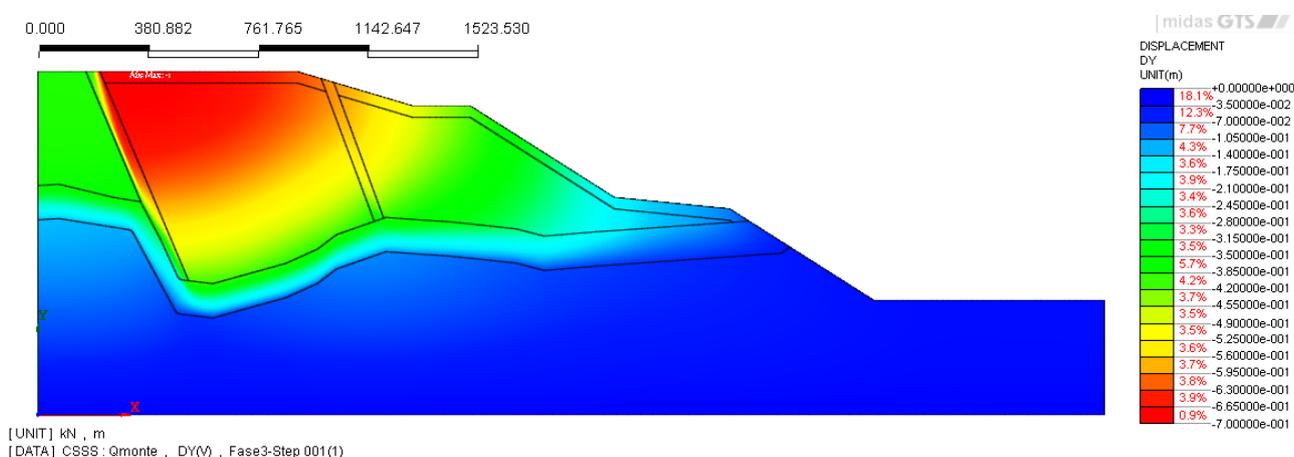


Figura 68: Spostamenti verticali nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

La risultante degli spostamenti, rappresentata in Figura 69 e Figura 70 rispettivamente per il modello senza faglie e il modello con le faglie, suggerisce un campo di spostamenti positivo nel piano (x-y) e in questo caso assomiglia ad un insaccamento in maniera più accentuata rispetto alle analisi con pendio asciutto. Il trend, molto simile per entrambe le geometrie considerate e rappresentato molto chiaramente attraverso la deformata del sistema (Figura 73 e Figura 74), conferma quindi che la presenza di acqua comporta degli effetti sul campo di spostamenti,

aumentandone l'entità. Il rigonfiamento verso valle, rappresentato in Figura 71 e Figura 72, è meno evidente in confronto al caso di analisi in condizioni asciutte e nella deformata complessiva è trascurabile rispetto all'abbassamento del profilo topografico: ciò è dovuto al fatto che nel caso di pendio asciutto la deformata subisce l'effetto del mancato confinamento laterale del materiale eroso, mentre ora prevale l'azione della gravità unita alle forze di filtrazione in direzione verticale.

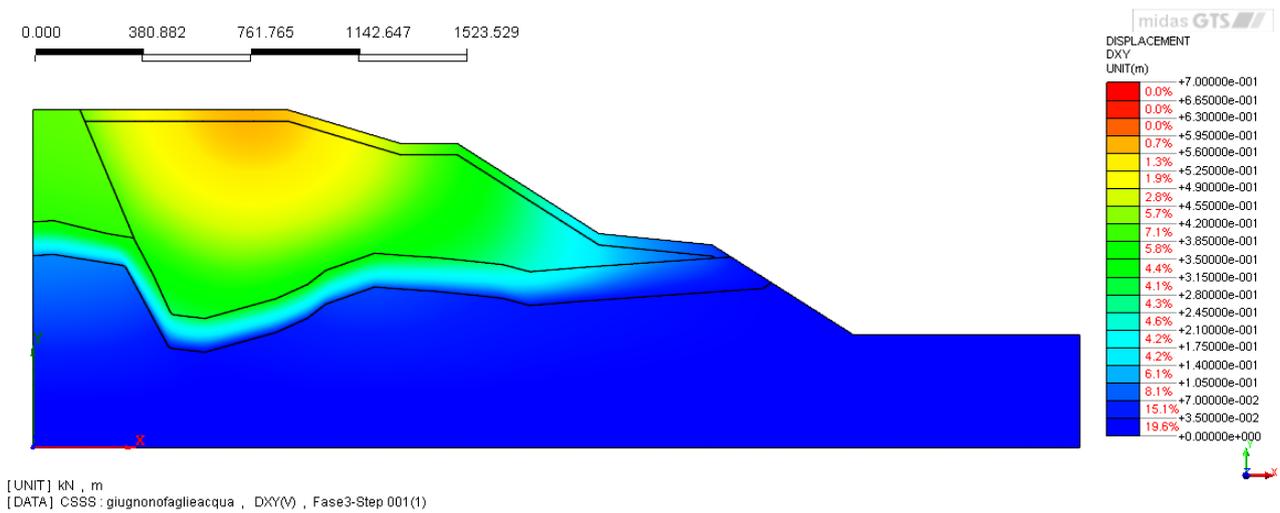


Figura 69: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua

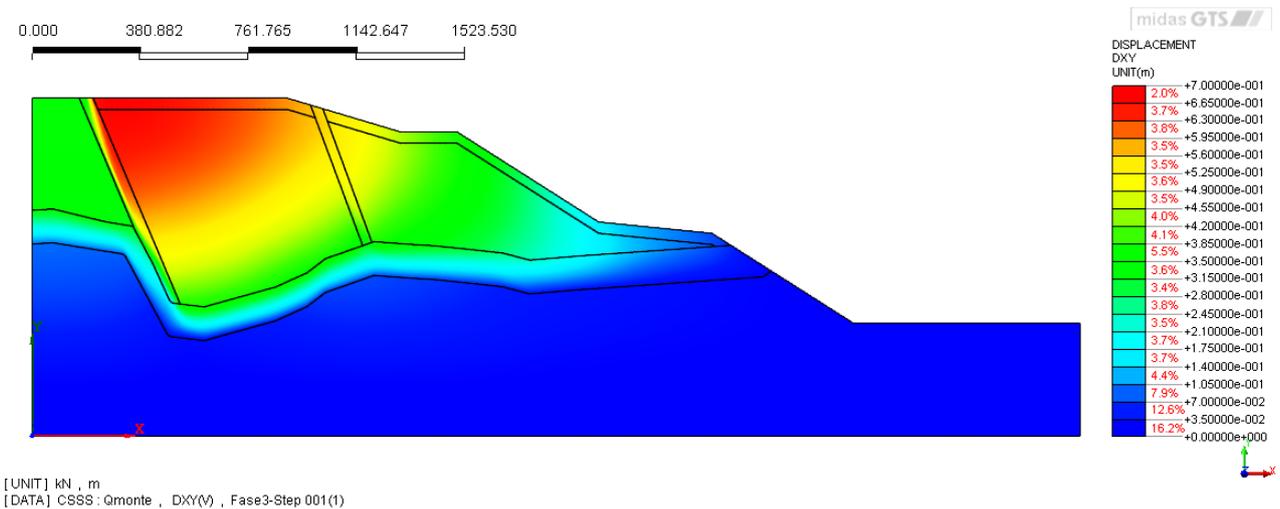


Figura 70: Spostamenti nel piano (x-y) nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

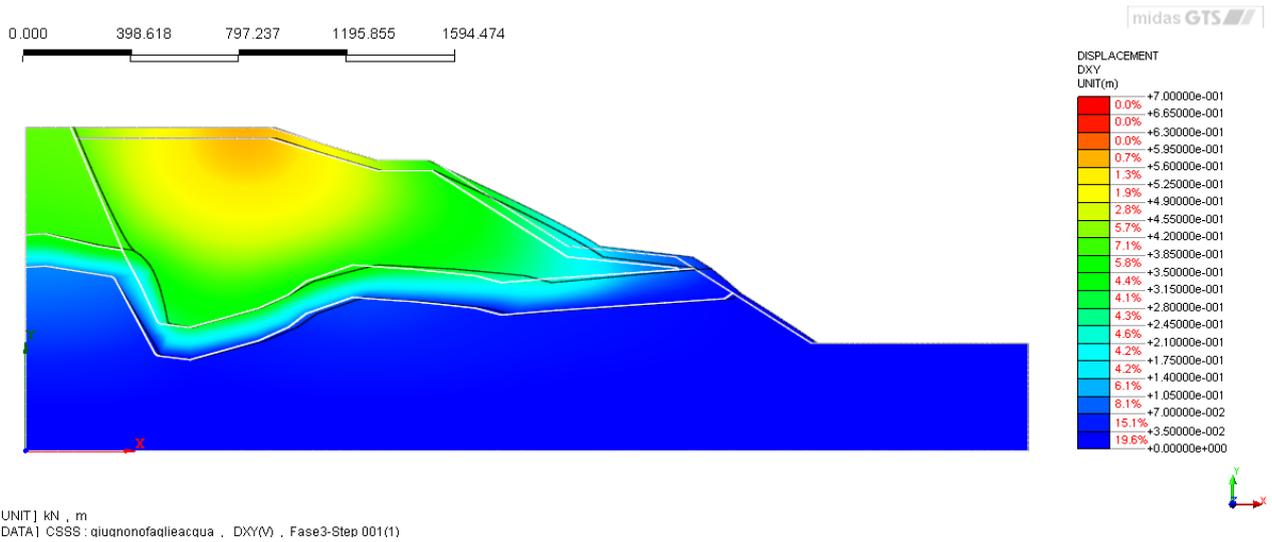


Figura 71: Rigonfiamento verso valle (direzione x) nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua

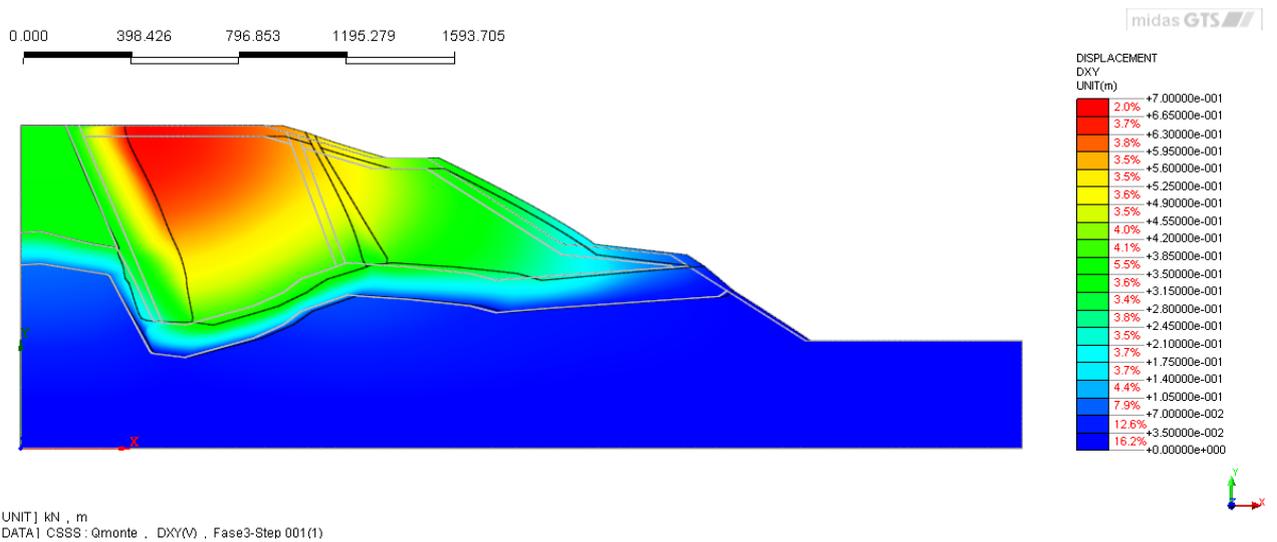


Figura 72: Rigonfiamento verso valle (direzione x) nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

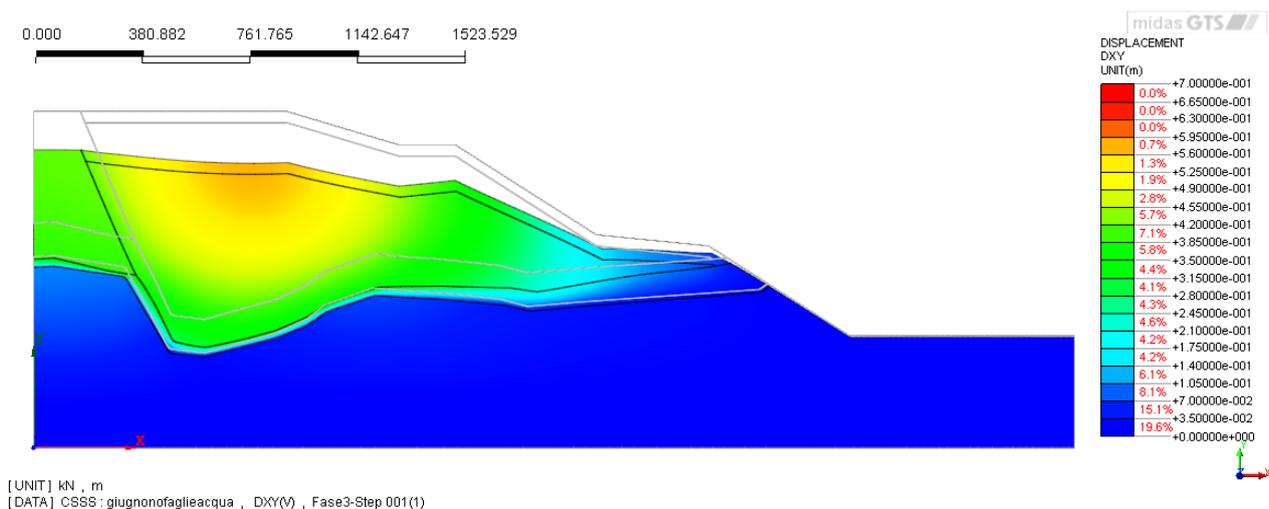


Figura 73: Deformata compressiva nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua

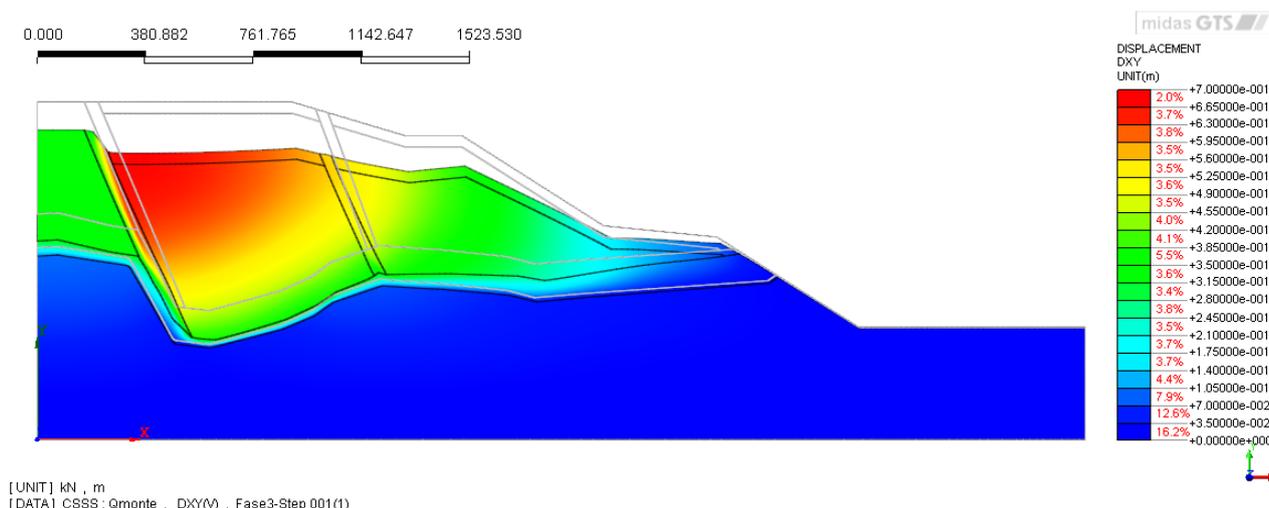


Figura 74: Deformata compressiva nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

Alla luce di quanto ottenuto finora, il movimento del pendio in esame può ancora una volta essere spiegato mediante l'utilizzo dei due blocchi citati in precedenza: il blocco di sinistra tende ad insaccarsi e a rigonfiare in direzione orizzontale, trascinando per congruenza verso il basso e verso valle il blocco di destra. Ciò viene evidenziato ancora una volta nella distribuzione degli sforzi di taglio e delle deformazioni a taglio (rispettivamente Figura 75 e Figura 76, nel caso di geometria con faglie): gli sforzi di taglio sono simili a quelli del pendio asciutto con la leggera differenza che la zona colorata in rosso vicino alla faglia di sinistra in Figura 75 è lievemente più estesa rispetto a quella in Figura 54 e ciò potrebbe essere spiegato con un incremento degli sforzi di taglio dovuto all'aumento dello spostamento del blocco di monte. Di conseguenza le deformazioni sono

concentrate maggiormente lungo la faglia più a monte del sistema. Questo è dovuto al fatto che l'insaccamento si verifica a partire dallo spostamento del blocco di sinistra, per cui la faglia di sinistra costituisce l'ipotetica superficie di scorrimento. Anche in questo caso, l'introduzione del materiale con caratteristiche scadenti per simulare le zone di faglia permette una miglior definizione dei blocchi del pendio, in quanto i lineamenti concorrono a definire in maniera migliore le superfici di scorrimento. Tuttavia le faglie possono essere viste interpretando la distribuzione degli sforzi di taglio del sistema anche nel caso di geometria semplificata: osservando la Figura 77, si nota infatti che in corrispondenza delle zone maggiormente sollecitate (in blu e in rosso) si dovrebbero posizionare i lineamenti tettonici.

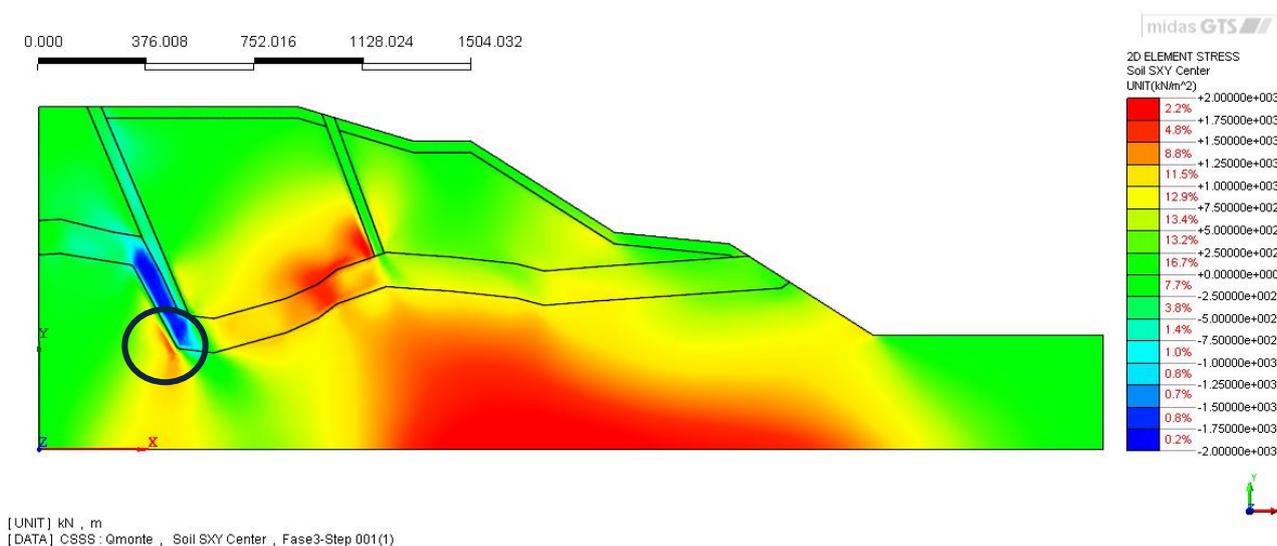


Figura 75: Distribuzione degli sforzi di taglio nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua (Nel tondo viene evidenziata la zona in cui si verifica un leggero incremento dello sforzo di taglio rispetto al caso asciutto)

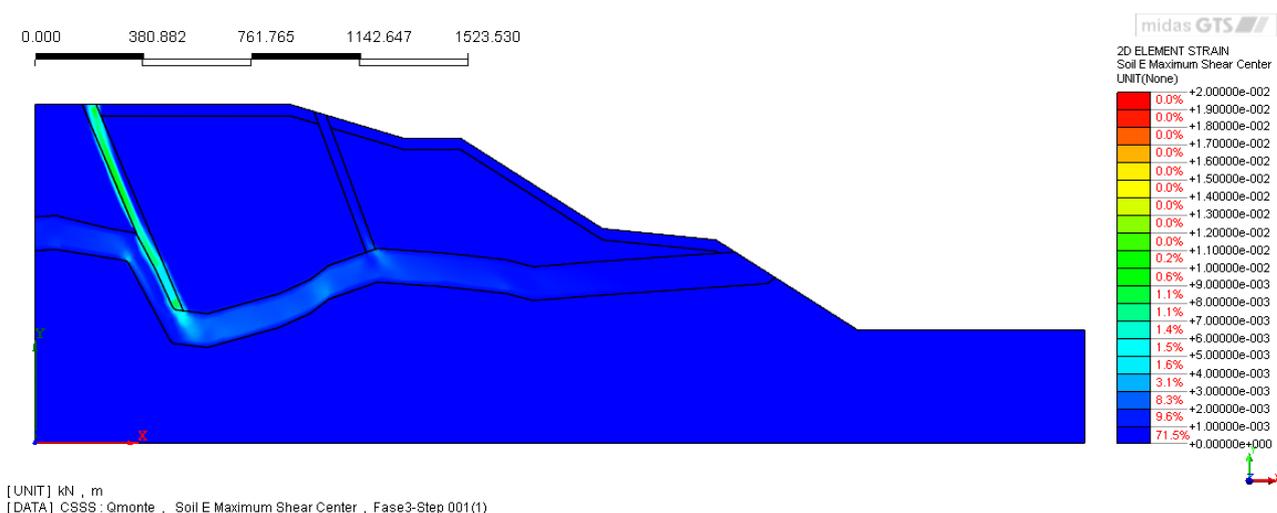


Figura 76: Deformazioni a taglio nel caso di geometria con faglie e pendio con acqua

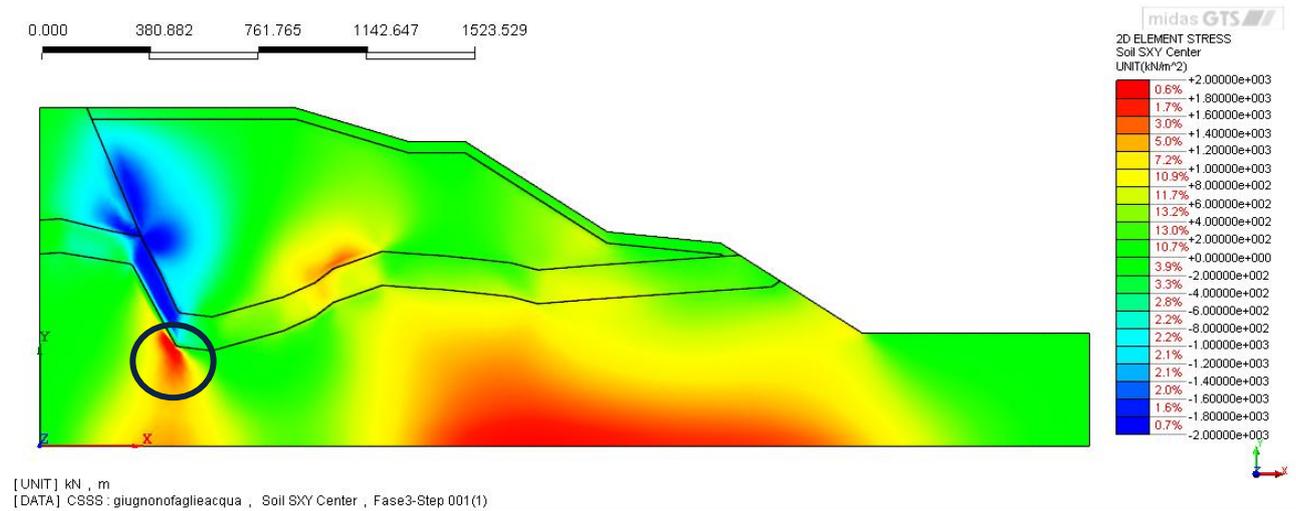


Figura 77: Sforzi di taglio nel caso di geometria senza faglie e pendio con acqua (Nel tondo viene evidenziata la zona in cui si verifica un leggero incremento dello sforzo di taglio rispetto al caso asciutto)

Infine, è stato calcolato il fattore di sicurezza, risultato pari a 2.13 nel caso di geometria senza faglie e pari a 1.81 nel caso invece di geometria con faglie. Ancora una volta la differenza è dovuta alla presenza o meno dei lineamenti tettonici, ma in entrambi i casi non vi è una situazione di imminente collasso, anche se per via del moto di filtrazione il sistema è meno stabile.

## 6.4 - Analisi di sensitività

Le analisi di stabilità hanno stimato un fattore di sicurezza molto maggiore di uno, che suggerisce che non vi è situazione di imminente collasso. Questo risultato però non è coerente con la situazione reale, poiché lungo il versante si verificano numerosi dissesti secondari. Tali fenomeni sono stati messi in evidenza dall'analisi geomorfologica e sono identificati come frane di crollo e/o ribaltamento che interessano principalmente la formazione del Calcare di Zu.

Si è quindi condotta un'analisi di sensitività al variare dei parametri di resistenza del Calcare di Zu: i valori di angolo di attrito e coesione sono stati progressivamente ridotti mediante l'utilizzo di opportuni coefficienti moltiplicativi e sono stati inseriti nelle analisi numeriche di stabilità, con lo scopo di trovare la coppia che portasse alla situazione di collasso, ovvero quella per cui il fattore di sicurezza risulta pari a 1. I risultati, sintetizzati in Tabella 8 e in Grafico 1 e Grafico 2, hanno messo in evidenza che il collasso può essere raggiunto soltanto dopo una sensibile riduzione delle caratteristiche geomeccaniche del materiale, precisamente quando angolo di attrito e coesione assumono rispettivamente i valori di circa 9° e 472 kN/m<sup>2</sup>. I valori ottenuti sono molto simili a quelli utilizzati per modellizzare il materiale costituente le faglie, per cui questo avvalorata la tesi che i lineamenti tettonici potrebbero costituire le superfici di taglio dei franamenti.

<b>Analisi di sensitività al variare dei parametri di resistenza del Calcare di Zu</b>			
<b>Parametri iniziali</b>			
	$\phi$ [°]	c' [kN/m <sup>2</sup> ]	FS
	30	1572	1.81
<b>Variazione dei parametri</b>			
Coefficienti	$\phi$ [°]	c' [kN/m <sup>2</sup> ]	FS
0.9	27	1414.92	1.8
0.8	24	1257.70	1.73
0.7	21	1100.49	1.66
0.6	18	943.28	1.58
0.5	15	786.06	1.48
0.4	12	628.85	1.33
0.3	9	471.64	1.03
0.2	6	314.42	0.71

Tabella 8: Analisi di sensitività al variare dei parametri di resistenza del Calcare di Zu

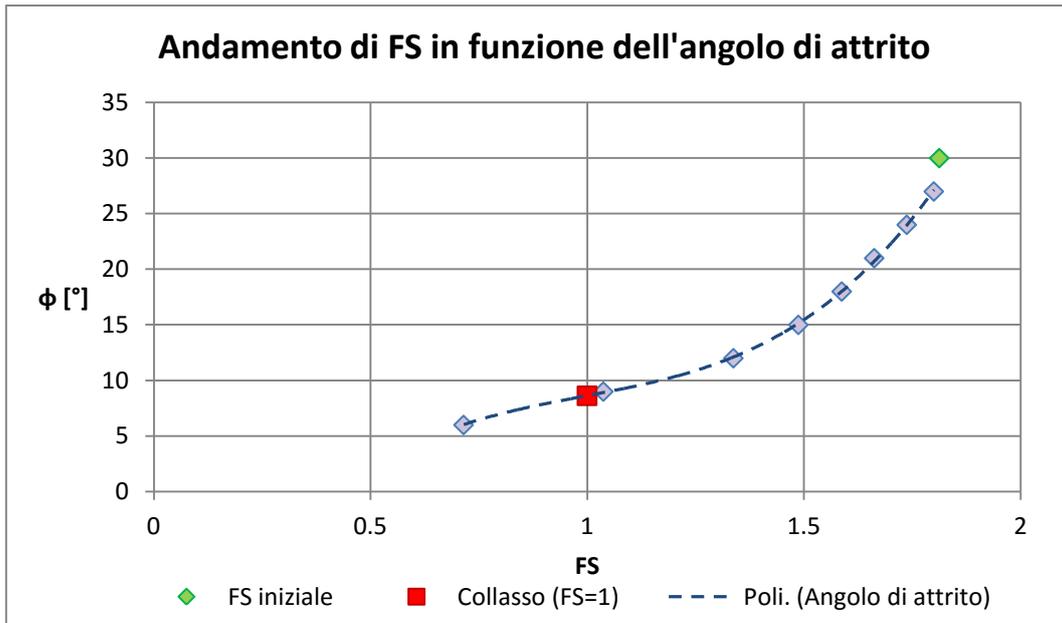


Grafico 1: Andamento di FS in funzione dell'angolo di attrito

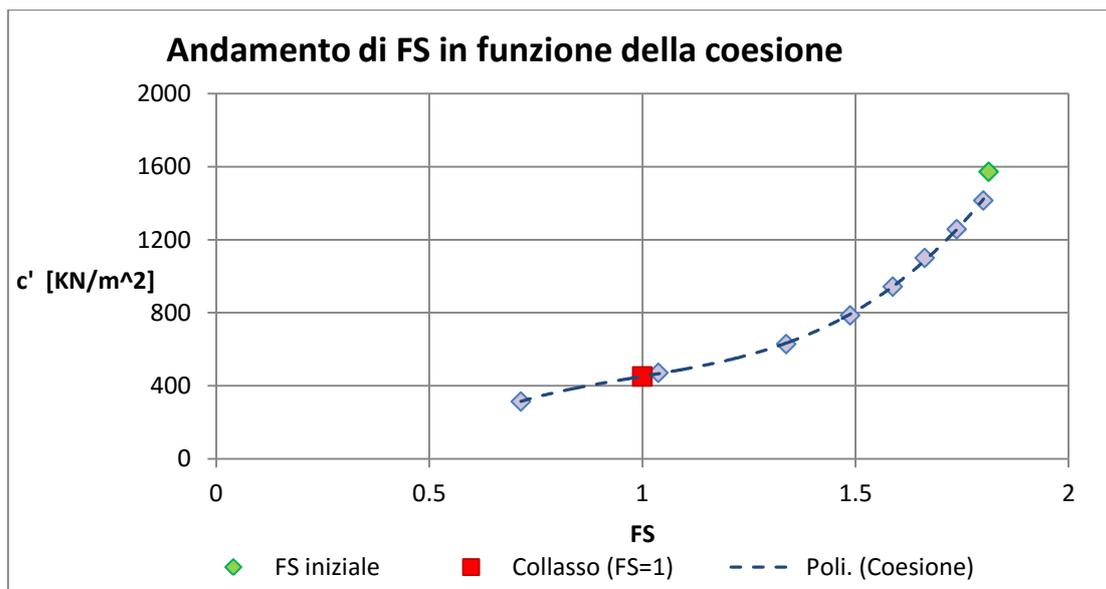


Grafico 2: Andamento di FS in funzione della coesione

Alla luce dei risultati ottenuti, si conclude che i dissesti secondari quali crolli o ribaltamenti nel Calcare di Zu possono verificarsi soltanto in seguito ad una rilevante diminuzione dei parametri geomeccanici, per esempio in conseguenza dell'azione di agenti climatici o di attività tettonica, eventi che possono comportare la formazione di superfici di debolezza all'interno dell'ammasso roccioso.

## Capitolo 7 - Gli effetti laterali: la modellazione tridimensionale

### 7.1 - Introduzione

Alla luce dei risultati ottenuti dalla modellazione bidimensionale, è stato poi implementato un modello tridimensionale, ai fini di valutare gli effetti laterali sulla modellazione numerica delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante. Infatti, lungo il versante del Monte Cavlera che si affaccia sulla Val Vertova sono presenti numerosi dissesti secondari, che potrebbero essere ricondotti alla presenza della Deformazione Gravitativa Profonda.

Le analisi con dominio tridimensionale sono state condotte su una geometria semplificata e hanno permesso di valutare la stabilità dell'area sia in condizioni asciutte sia in presenza di acqua.

Nel presente capitolo verrà presentata l'implementazione del modello matematico, basata sugli studi condotti sull'area esposti nei capitoli precedenti, e i risultati ottenuti.

### 7.2 - Geometria e proprietà dei materiali

Per ricostruire la geometria del sistema in 3D, si è utilizzato il modello digitale delle quote, che ha permesso di definire il solido che rappresenta la Vallata studiata, considerando un'area i cui confini sono definiti a nord e ad ovest dalle creste dei versanti, a est dal Fiume Serio e a sud dalla Val Vertova.

Per agevolare le analisi, il modello geologico è stato formulato con alcune semplificazioni:

- La geometria dei materiali è stata semplificata, con particolare attenzione per lo strato di Argillite di Riva di Solto, che in questo caso è rappresentato da un piano di spessore pari a circa 80 m (fonte: PGT dei Comuni di Colzate e Vertova), leggermente inclinato a reggipoggio rispetto al versante che si affaccia sul Fiume Serio.
- Per motivi computazionali, si è scelto di non considerare le faglie del sistema, in quanto non risulta comprovato che inizialmente le zone di frattura ad esse collegate presentassero caratteristiche meccaniche particolarmente scadenti.

La geometria del dominio di calcolo è quindi rappresentata in Figura 78.

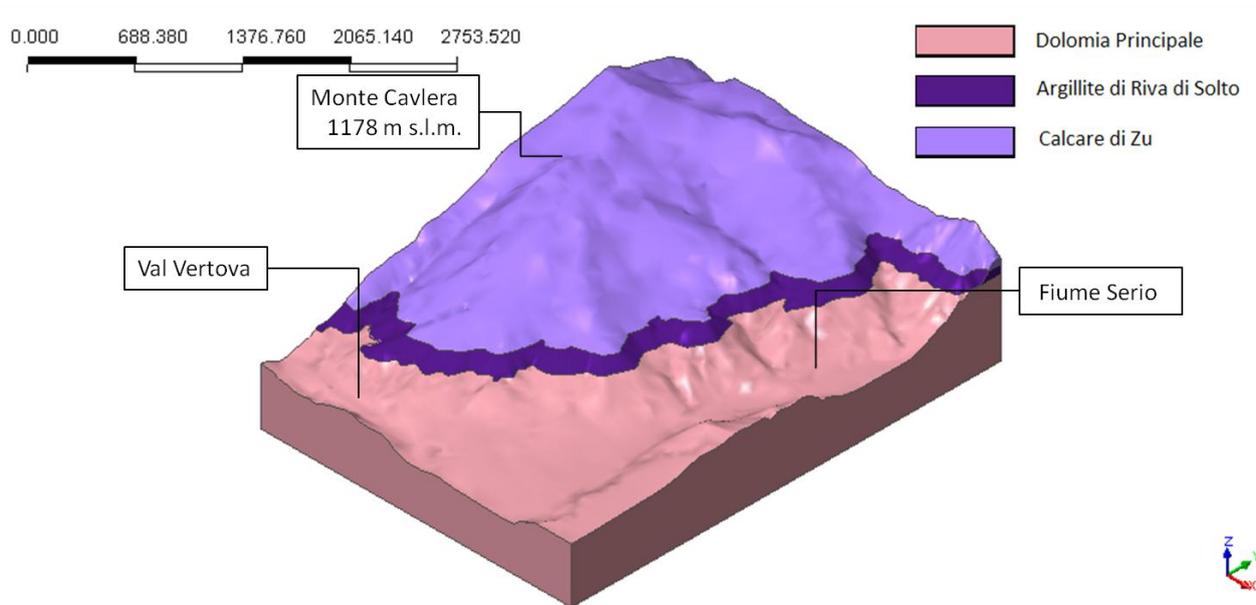


Figura 78: Dominio per modellazione tridimensionale

Sulla base del modello concettuale esposto in precedenza, è stato quindi possibile giungere alla definizione dei parametri meccanici e idraulici relativi ai diversi materiali coinvolti. Per quanto riguarda la modellazione costitutiva, anche per le analisi tridimensionali il modello scelto per descrivere il comportamento delle rocce è quello che prevede un legame costitutivo elasto-plastico perfetto con criterio di rottura alla Mohr-Coulomb. Si sono pertanto applicate ai materiali le proprietà riassunte in Tabella 7.

### 7.3 - Implementazione del modello numerico

Definito il dominio di calcolo, si è proceduto in maniera analoga al caso bidimensionale con la sua discretizzazione e con l'assegnazione delle proprietà dei materiali. Infine, imposte le condizioni iniziali e al contorno, si è potuto inizializzare il modello, determinando lo stato di sforzo geostatico.

#### 7.3.1 - Definizione della mesh

Il dominio è stato discretizzato con una mesh a maglia tetraedrica rappresentata in Figura 79.

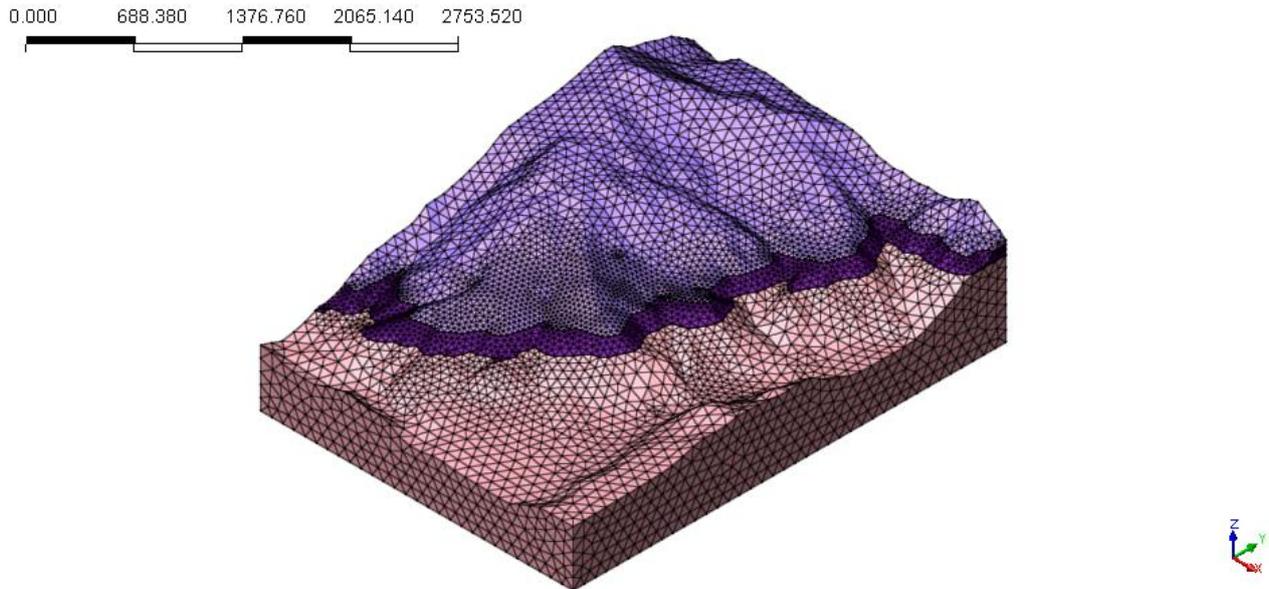


Figura 79: Mesh 3D

Gli elementi hanno una dimensione massima di 100 m, in corrispondenza della formazione della Dolomia Principale. La formazione del Calcare di Zu è stata suddivisa in tetraedri con dimensione pari a 80 m e, avvicinandosi allo strato di Argillite, la griglia si infittisce fino ad avere dimensione pari a 40 m.

### 7.3.2 - Assegnazione delle proprietà dei materiali

Come già discusso nel paragrafo precedente, il modello costitutivo utilizzato per descrivere il comportamento meccanico dei materiali è il modello di Mohr-Coulomb. I parametri richiesti da tale modello sono riportati in Tabella 7.

### 7.3.3 - Condizioni iniziali e condizioni al contorno

Per quanto concerne le condizioni al contorno e le condizioni iniziali, si sono considerati:

- Spostamenti nulli in direzione x e y, rispettivamente sulle facce del dominio ortogonali agli assi.
- Vincolo ad incastro imposto sulla base del dominio, che impedisce qualsiasi spostamento e rotazione degli elementi.
- Stato di sforzo iniziale dipendente solo ed esclusivamente dal peso proprio.

Nel caso di analisi con presenza di acqua nel pendio, si sono considerate le seguenti condizioni al contorno aggiuntive:

- Carico a monte superiore che interessa la formazione del Calcare di Zu, pari a 850 m s.l.m.
- Carico a monte inferiore per l'acquifero della Dolomia Principale, pari a 530 m s.l.m.
- Carichi a valle dettati dalla quota del Fiume Serio e della Val Vertova, pari a 390 m s.l.m.
- Ricarica superficiale sull'intero dominio, calcolata a partire dai dati di pioggia depurati dalle perdite dovute a ruscellamento ed evapotraspirazione in seguito ad analisi idrologica (Tabella 1 e Tabella 2).
- Ricarica da monte dell'acquifero superficiale, che simula l'acqua che attraverso il sovrascorrimento viene ceduta dalla Dolomia al Calcare di Zu. Tale portata assume valore pari a  $1.14 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s}$ , come per il caso bidimensionale.

#### **7.4 - Risultati delle analisi con dominio tridimensionale**

Le analisi di stabilità sono state condotte in primis in condizioni asciutte, per poi introdurre l'acqua nel versante, ai fini di valutare se la presenza idrica potesse influenzare il campo di spostamenti del pendio. Per ciascuna delle analisi effettuate si è calcolato il fattore di sicurezza associato.

##### **7.4.1 - Analisi in condizioni asciutte**

I risultati ottenuti per le analisi in condizioni asciutte verranno confrontati con i quelli ottenuti nel modello bidimensionale, ai fini di analizzare se vi sono variazioni nelle condizioni di stabilità.

Innanzitutto, viste le condizioni imposte al modello, è possibile notare come lo stato tensionale verticale rappresentato in Figura 80 sia puramente geostatico.

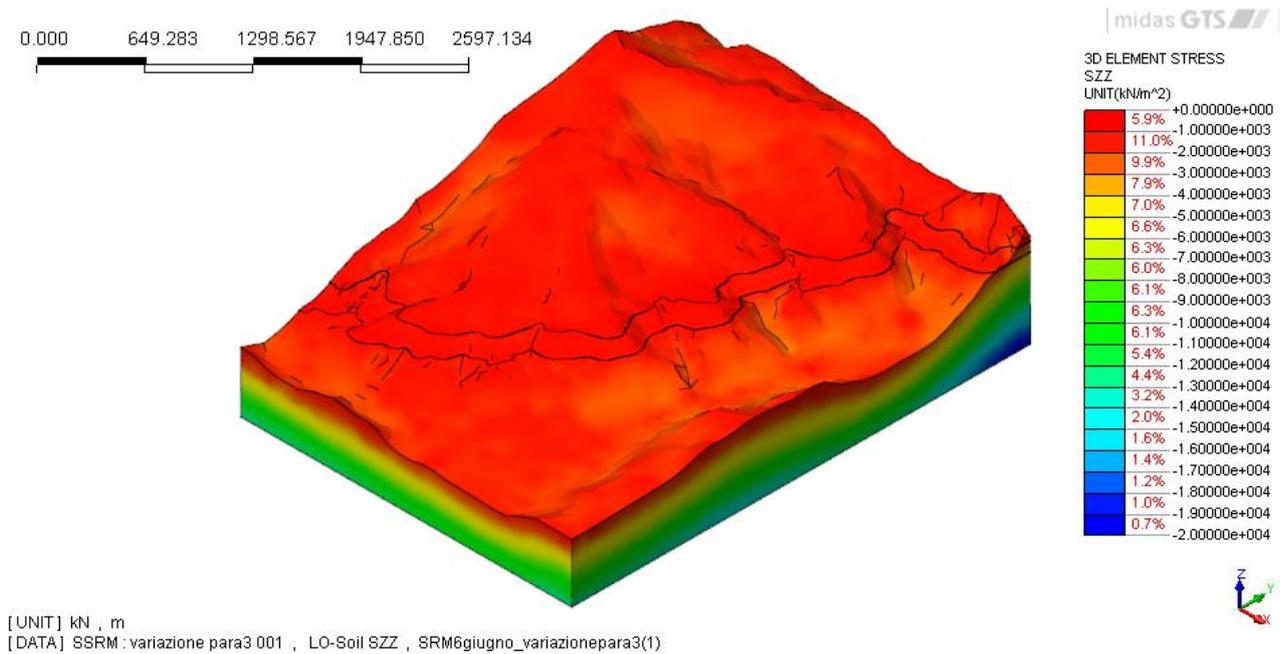


Figura 80: Sforzo verticale in caso di geometria 3D e pendio asciutto

Osservando invece la distribuzione degli sforzi di taglio e utilizzando dei piani per sezionare il dominio, è possibile visualizzare le zone interessate da concentrazione degli sforzi, che si localizzano proprio in corrispondenza della posizione dei lineamenti tettonici.

Lungo il piano (x-z), la distribuzione degli sforzi di taglio, in Figura 81, evidenzia due zone a maggior sollecitazione, la cui posizione coincide con quella delle faglie. Ciò è molto più chiaro se si osserva la Figura 83, rappresentante la distribuzione degli sforzi lungo un piano posizionato come in Figura 82: le zone colorate in rosso/giallo e in blu all'interno della formazione del Calcere di Zu possono essere associate a quelle del modello bidimensionale, in corrispondenza delle quali sono posizionati i lineamenti tettonici.

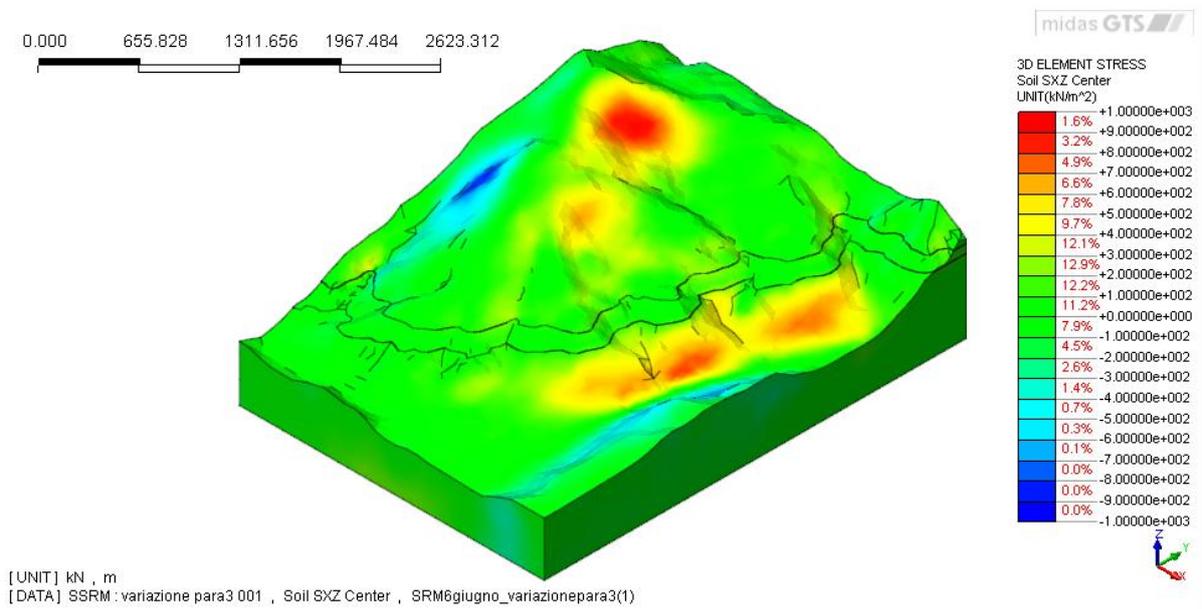


Figura 81: Sforzi di taglio (x-z) in caso di geometria 3D e pendio asciutto

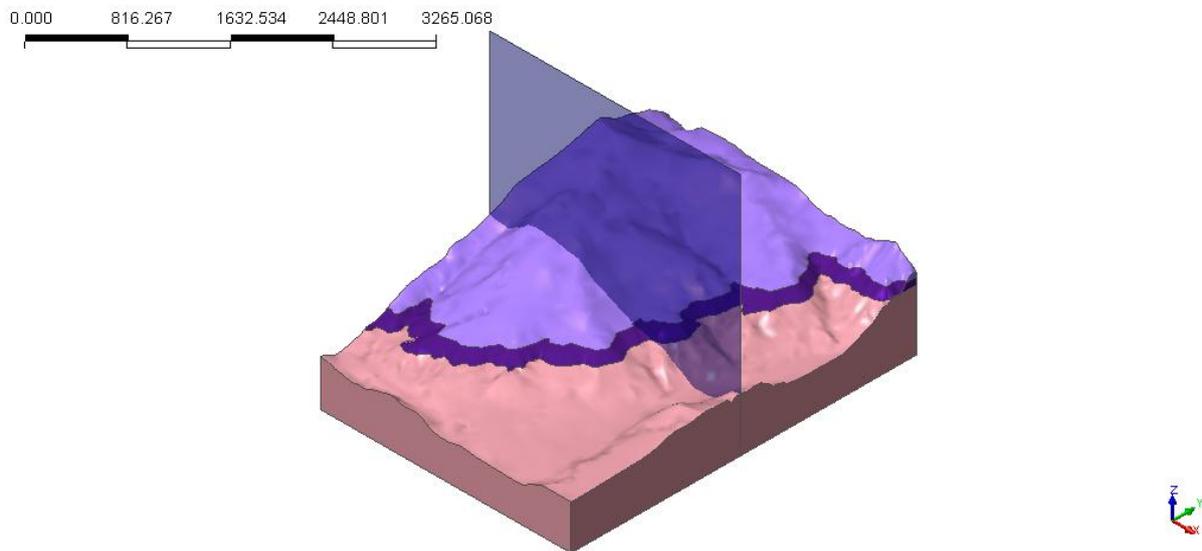


Figura 82: Piano di sezione (x-z)

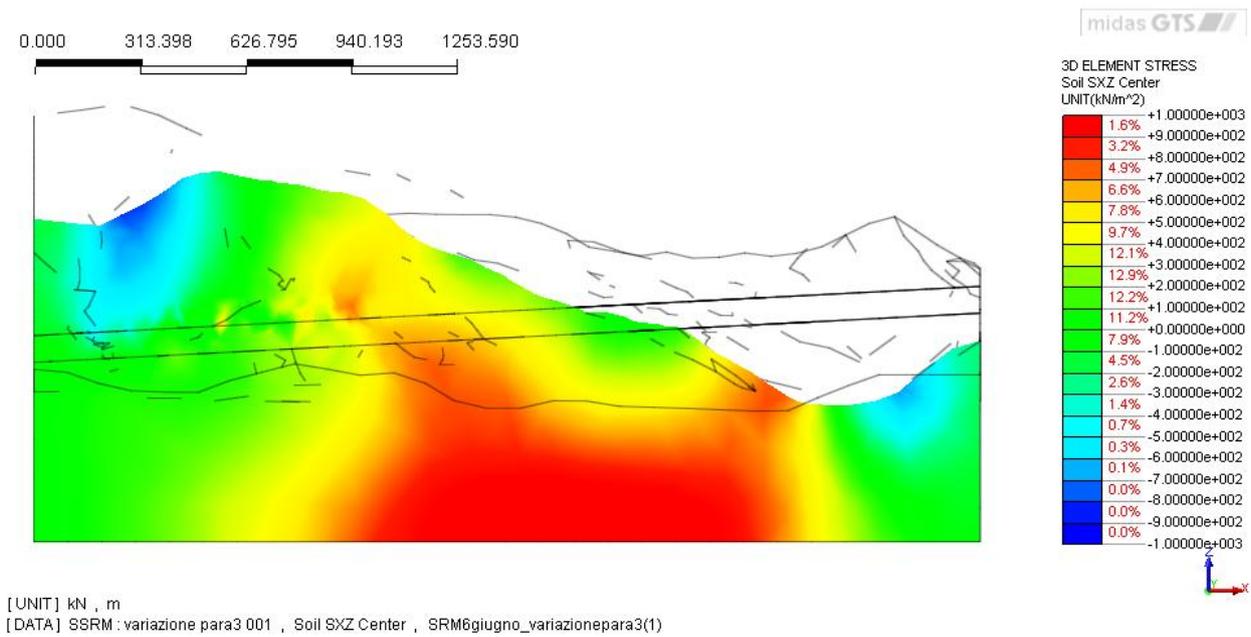


Figura 83: Sforzi di taglio (x-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio asciutto

La distribuzione degli sforzi evidenzia la superficie lungo la quale il blocco è portato a scivolare verso la Val Seriana: il movimento tende a generare sforzi di taglio positivi, ovvero in senso orario (banda colorata in rosso/giallo). La zona invece in cui gli sforzi di taglio sono negativi e quindi antiorari (banda blu) potrebbe corrispondere alla formazione della depressione a monte di essa.

Un ragionamento analogo può essere fatto per gli sforzi di taglio lungo il piano (y-z), rappresentati in Figura 84, che invece evidenziano un'area fortemente sollecitata che delimita la porzione di versante affacciato sulla Val Vertova. Tale distribuzione potrebbe far pensare alla presenza di una faglia che delimita il blocco del pendio che per gravità si muove verso valle (si veda la zona colorata in azzurro in Figura 86, che rappresenta la distribuzione degli sforzi di taglio lungo il piano (y-z) posizionato come in Figura 85).

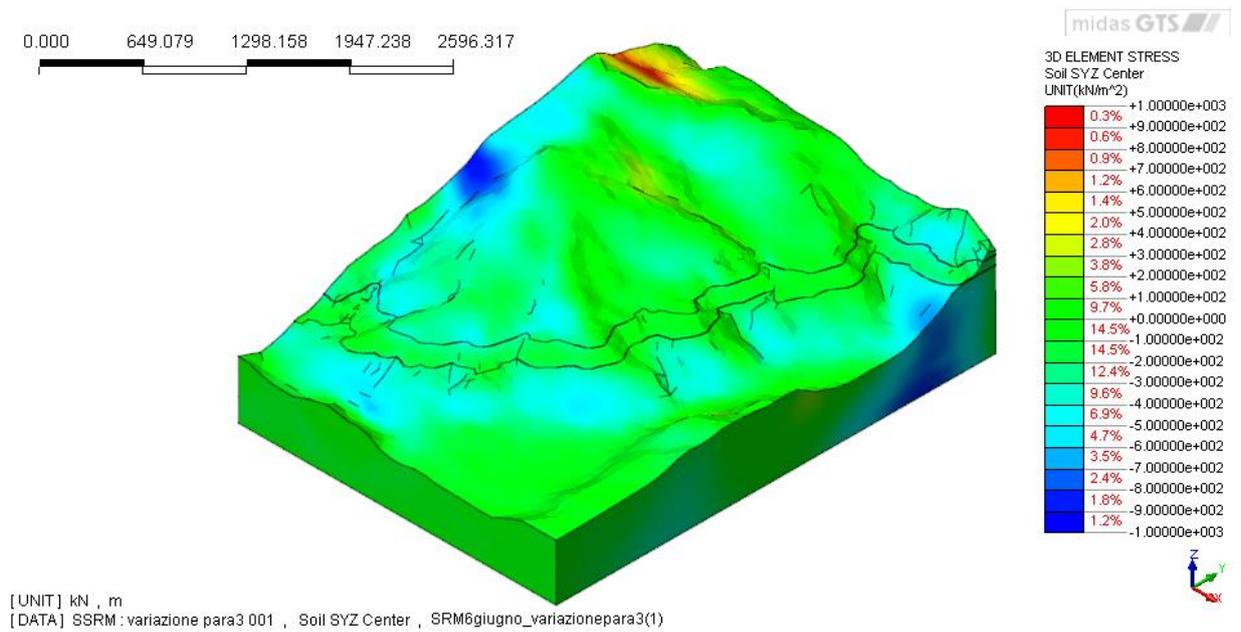


Figura 84: Sforzi di taglio (y-z) in caso di geometria 3D e pendio asciutto

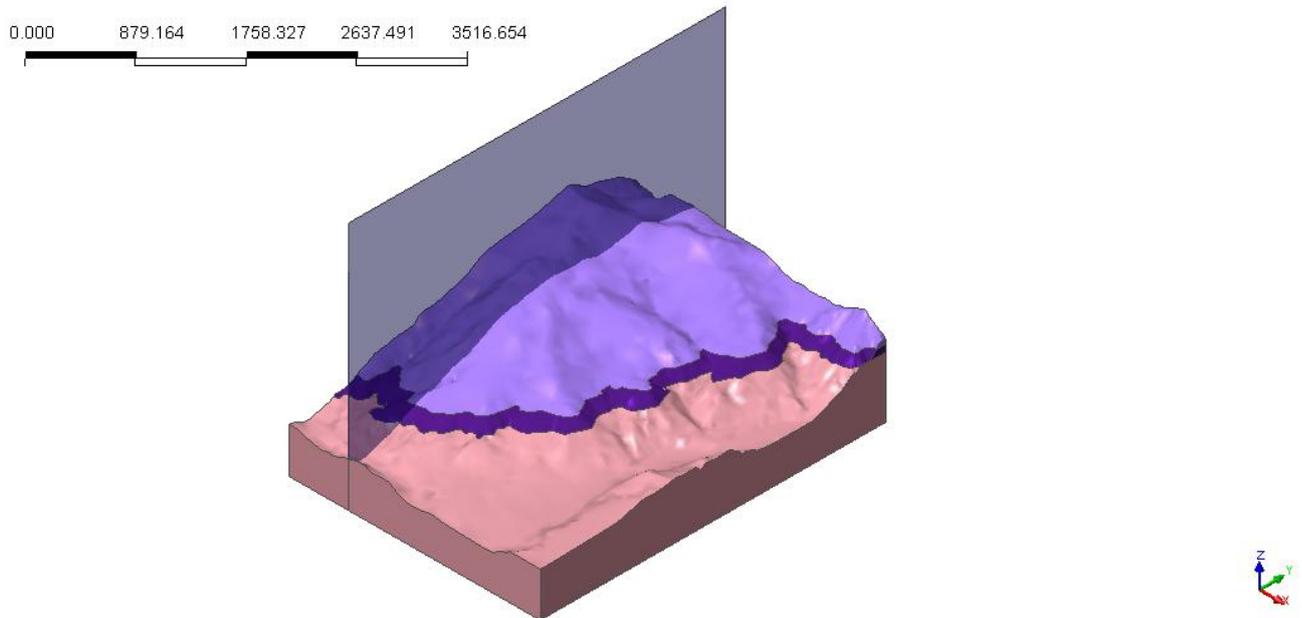


Figura 85: Piano di sezione (y-z)

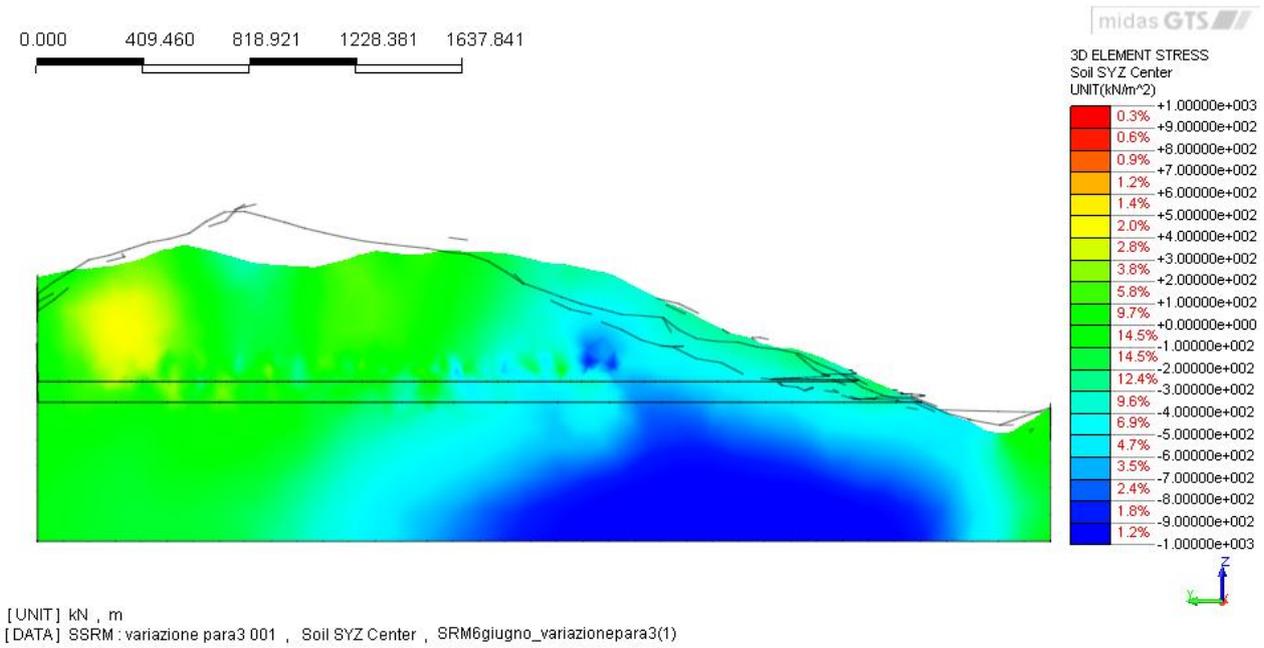


Figura 86: Sforzi di taglio (y-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio asciutto

Le analisi numeriche a livello tridimensionale non permettono di evidenziare in maniera precisa il campo di spostamenti a livello locale, a causa dell'elevata estensione del dominio scelto. Tuttavia consentono di fare alcune considerazioni in merito alla stabilità a livello globale. In particolar modo si è scelto di osservare proprio gli effetti laterali: i risultati mettono in luce l'insorgenza di una componente di spostamento proprio lungo il versante Vertovese, ovvero in direzione y.

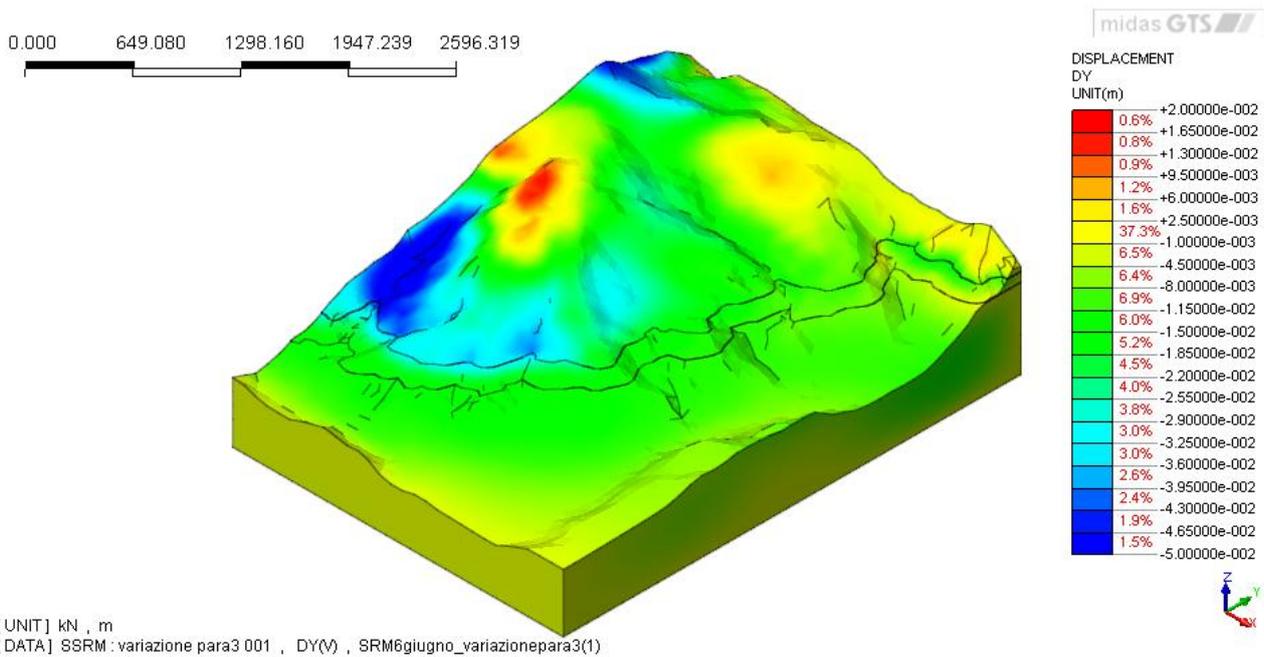


Figura 87: Spostamenti in direzione y in caso di geometria 3D e pendio asciutto

Facendo riferimento al fianco che si affaccia sulla Val Vertova, come si evince da Figura 87, la zona a quote minori tende a spostarsi verso valle (spostamenti negativi), mentre la sommità del pendio tende a spostarsi verso monte. Questo suggerisce l'esistenza di un moto estensivo del blocco in moto.

Tale componente di spostamento concorre insieme a quella lungo l'asse x, riportata in Figura 88, e lungo l'asse z, in Figura 89, a mostrare l'insaccamento della Vallata, che viene rappresentato in Figura 90.

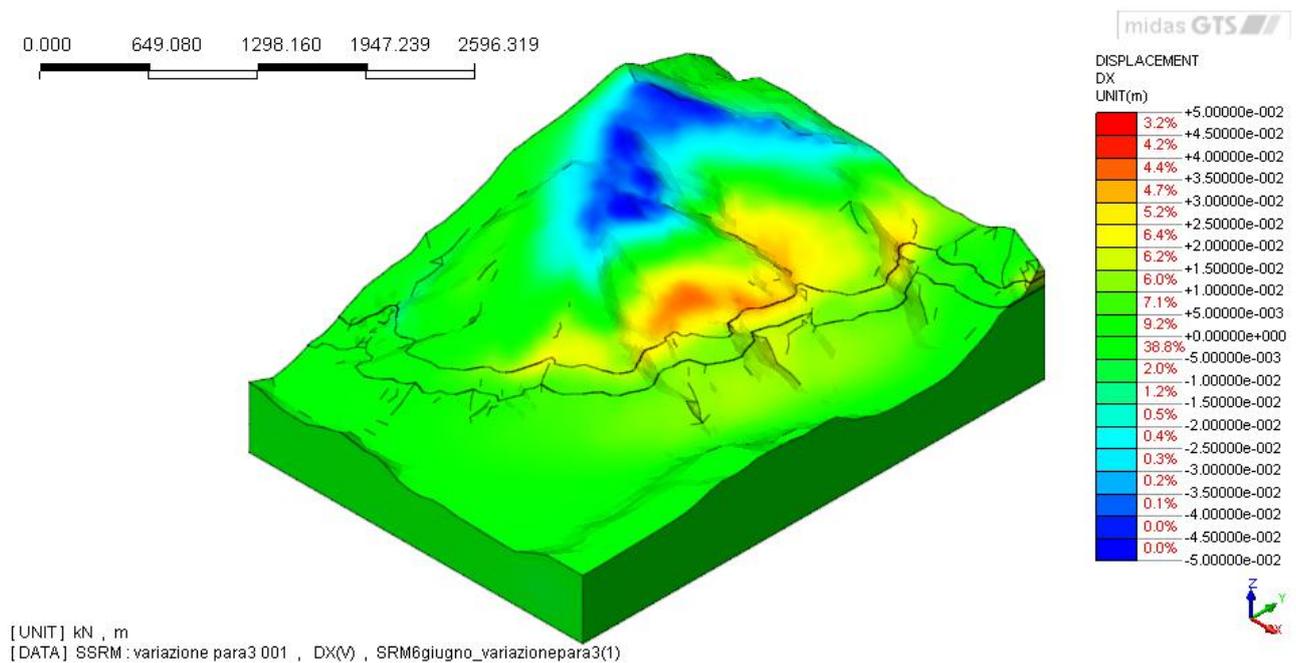


Figura 88: Spostamenti in direzione x in caso di geometria 3D e pendio asciutto

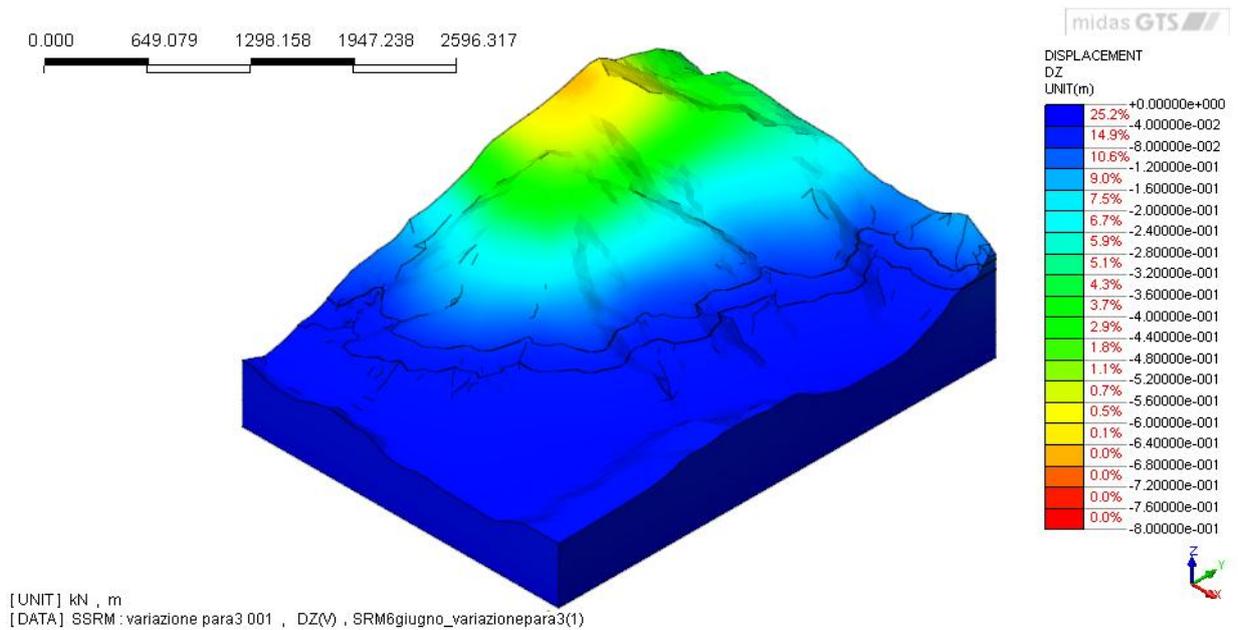


Figura 89: Spostamenti in direzione z in caso di geometria 3D e pendio asciutto

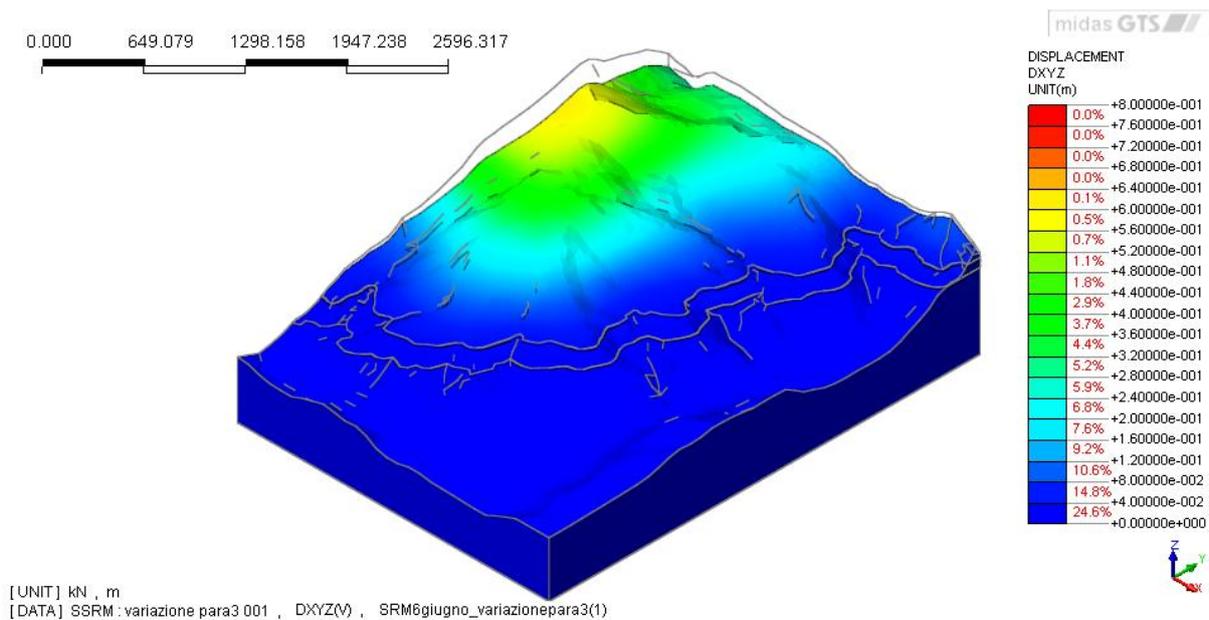


Figura 90: Spostamenti complessivi (rappresentati su configurazione deformata) in caso di geometria 3D e pendio asciutto

Gli spostamenti complessivi hanno una distribuzione pressoché identica a quelli lungo la direzione verticale, ciò è dovuto al fatto che prevale l'effetto di consolidazione rispetto alle altre componenti.

Infine, è stato calcolato il fattore di sicurezza, risultato pari a 1.16. Il valore è molto minore rispetto al caso bidimensionale e questa importante riduzione può essere giustificata proprio con gli effetti laterali: considerando la geometria a livello tridimensionale, la forma convessa del versante

favorisce lo sviluppo di movimenti laterali lungo il pendio che si affaccia sulla Val Vertova. Tali movimenti svincolano lateralmente il versante del Monte Cavlera, che franerà più facilmente verso la Val Seriana con conseguente diminuzione delle condizioni di stabilità.

A conferma della presenza degli effetti di sito, si riporta inoltre la distribuzione delle deformazioni a taglio sul dominio: in Figura 91, le zone maggiormente sollecitate sono concentrate nella formazione del Calcarea di Zu e delimitate dallo strato di Argillite. Oltre che la zona in corrispondenza delle superfici di distacco del versante Seriano, riportate sulla carte in Allegato 1 e 2, e la zona a monte di essa, che corrisponde alla presunta posizione di una faglia verticale in direzione NNO-SSE, è evidente la presenza di una superficie sollecitata a taglio che definisce i confini del blocco di versante che tende a muoversi verso la Valle laterale. Ciò conferma la presenza di spostamenti trasversali.

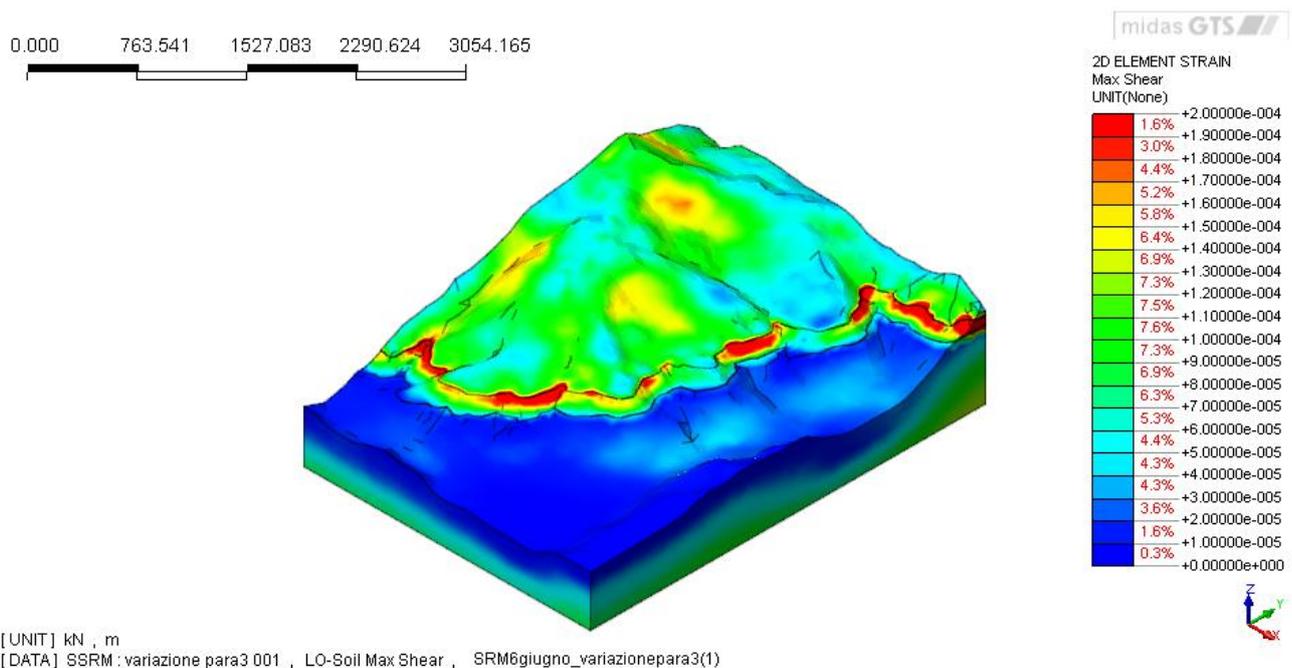


Figura 91: Deformazioni a taglio in caso di geometria 3D e pendio asciutto

Le analisi in condizione asciutte hanno quindi messo in luce gli effetti della geometria tridimensionale sulla modellazione delle DGPV. Ai fini di completare il quadro e valutare il comportamento del versante, si è deciso di simulare l'effetto della presenza di acqua nel pendio, che verrà discusso in seguito.

#### **7.4.2 - Analisi 3D con presenza di acqua**

Dopo aver analizzato la stabilità del pendio in condizioni asciutte, si è investigato l'effetto della presenza di acqua. Infatti, come già anticipato, la circolazione idrica all'interno degli ammassi rocciosi potrebbe portare ad un'ulteriore diminuzione delle condizioni di stabilità.

L'analisi è stata risolta in maniera disaccoppiata come per il caso bidimensionale, ovvero tramite diverse fasi, in cui si definiscono le condizioni idrogeologiche al contorno illustrate nel capitolo precedente: in un primo step quindi sono stati imposti i carichi idraulici sulle frontiere del dominio e successivamente la ricarica. Infine, si riesegue l'analisi di stabilità del pendio, calcolandone sforzi, deformazioni e spostamenti.

I risultati delle analisi hanno confermato quanto asserito sull'assetto idrogeologico dell'area studiata, evidenziando ancora una volta la presenza dei due acquiferi. Ciò è evidente se si osserva la distribuzione delle pressioni, in Figura 93. Per quanto riguarda la variazione delle grandezze legate all'acqua, vale quanto commentato per il modello bidimensionale: quando sul versante si abbattano le precipitazioni, la circolazione idrica all'interno della formazione del Calcere di Zu, sebbene modesta, concorre ad aumentare il carico idraulico, raffigurato in Figura 92, e conseguentemente la forza di filtrazione in corrispondenza del profilo topografico. A ciò consegue un aumento della pressione idrostatica e la formazione di punti sorgentizi. L'analisi tridimensionale ha messo però in evidenza un importante aspetto legato alla circolazione idrica, ovvero che l'acqua tende a muoversi preferibilmente verso la Val Vertova, come si evince dalla distribuzione delle pressioni in fase di ricarica (infatti in Figura 93 in basso si nota un'espansione della zona colorata in azzurro concentrata lungo la Val Vertova): per questo motivo si può affermare che il versante Vertovese è più carico di acqua (come per altro è testimoniato dalla distribuzione delle sorgenti della zona, visualizzabile sulla Carta Geologica in Allegato 1) e ciò si riflette sulle condizioni di stabilità.

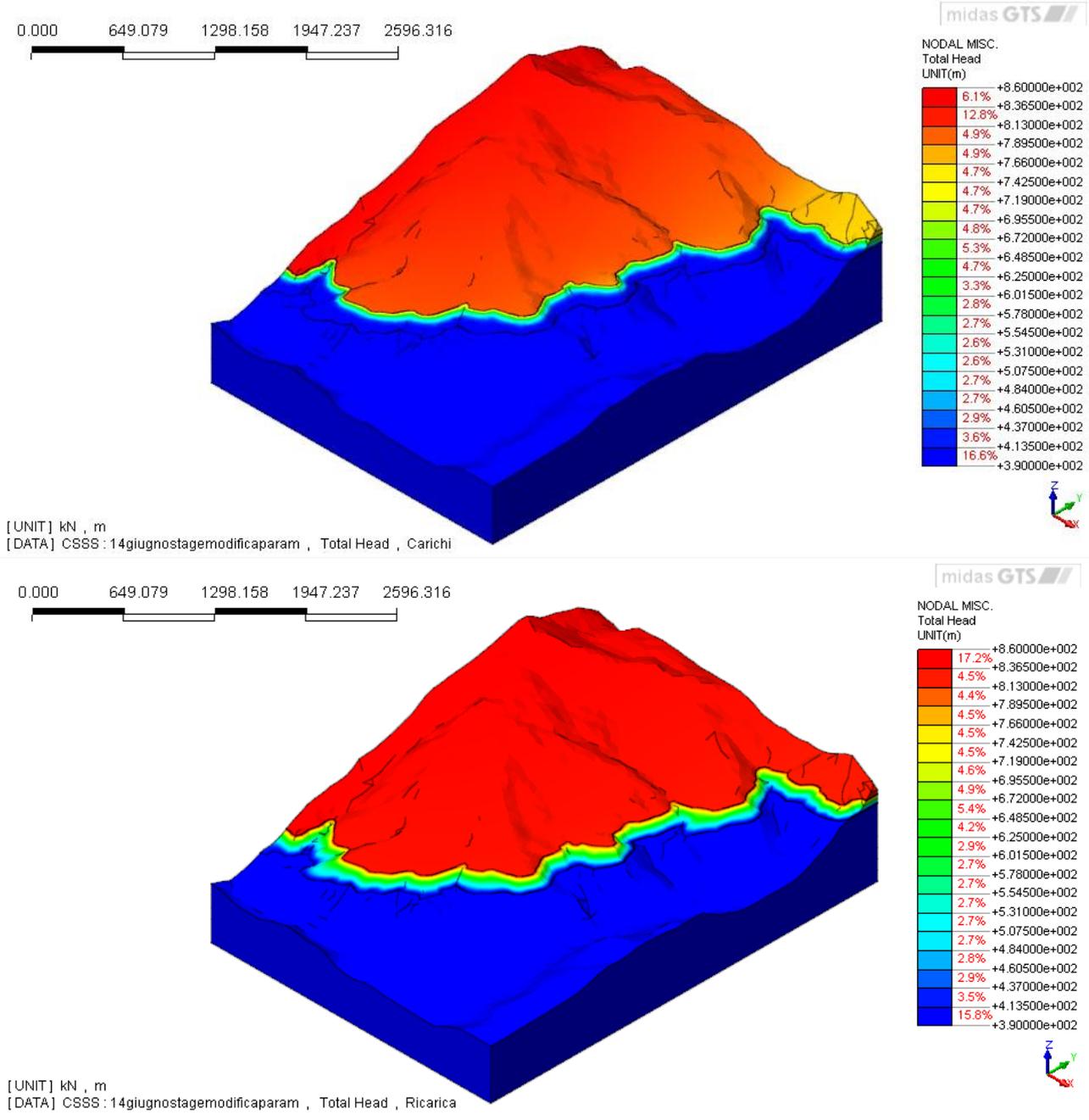


Figura 92: Carico idraulico in caso di geometria 3D (in alto in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

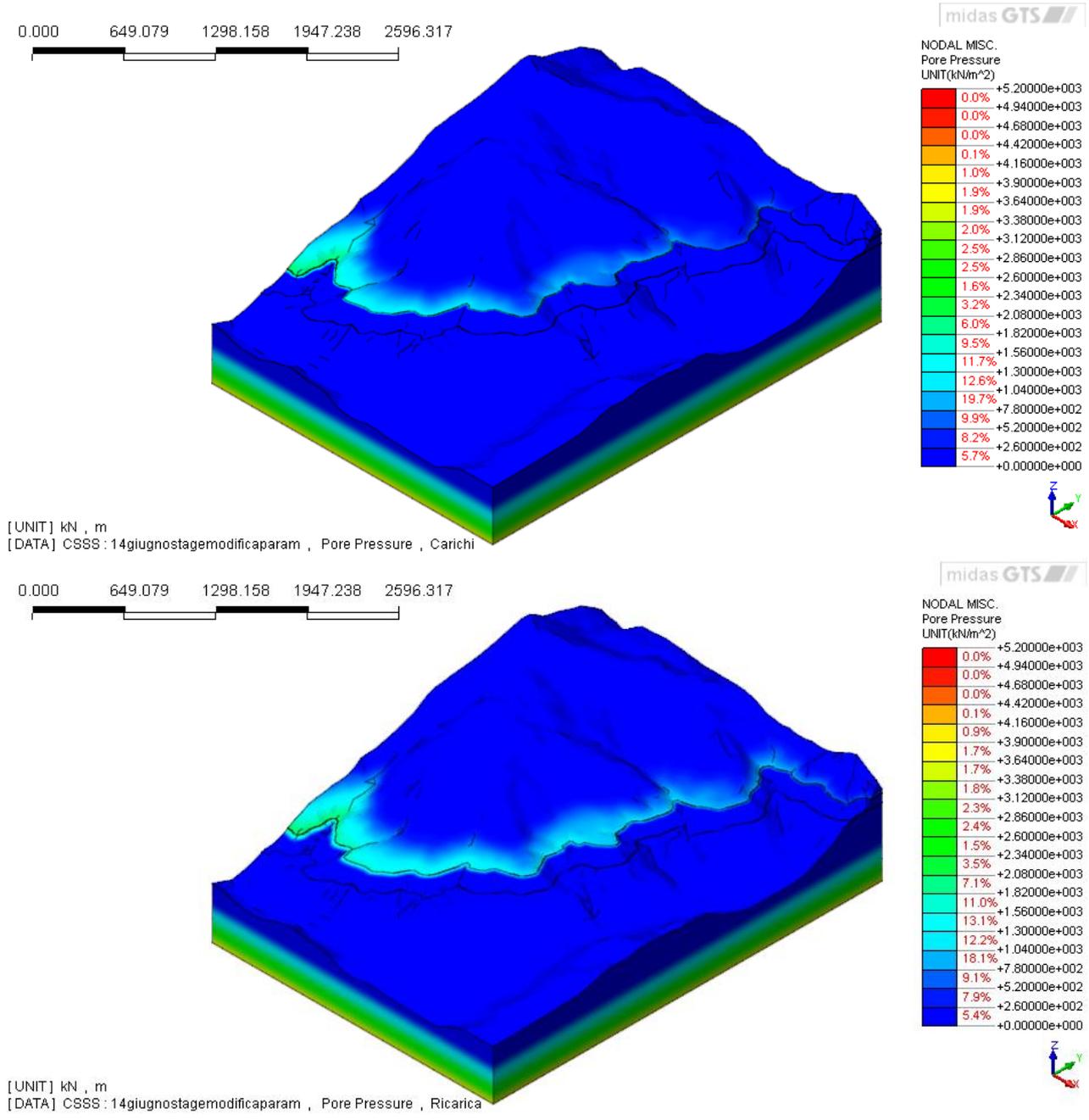


Figura 93: Pressione dell'acqua in caso di geometria 3D (in alto in assenza in assenza di ricarica, in basso con ricarica sul pendio)

Per gli spostamenti, vale quanto commentato per il caso di pendio asciutto, con la differenza che si registra in maniera generale un aumento degli stessi e un'espansione delle zone in moto, come si evince dalle Figura 94, Figura 95 e Figura 96. È comunque evidente anche in questo caso l'insaccamento della Vallata, rappresentato in Figura 97.

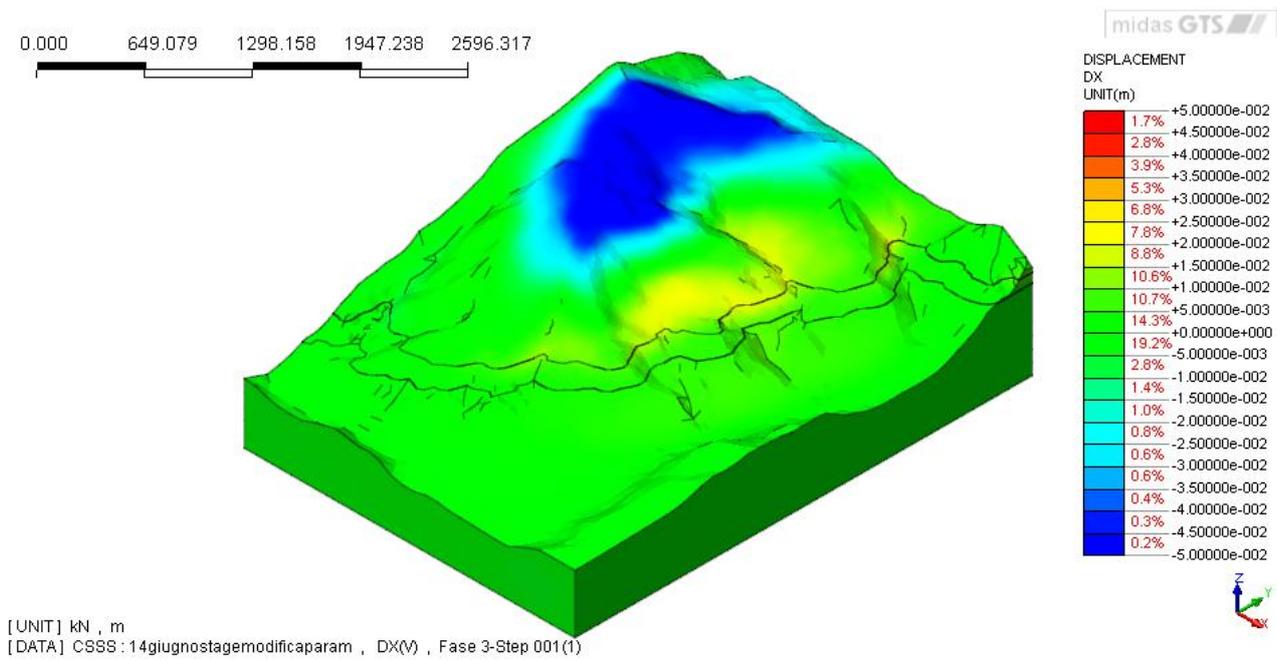


Figura 94: Spostamenti in direzione x in caso di geometria 3D e pendio con acqua

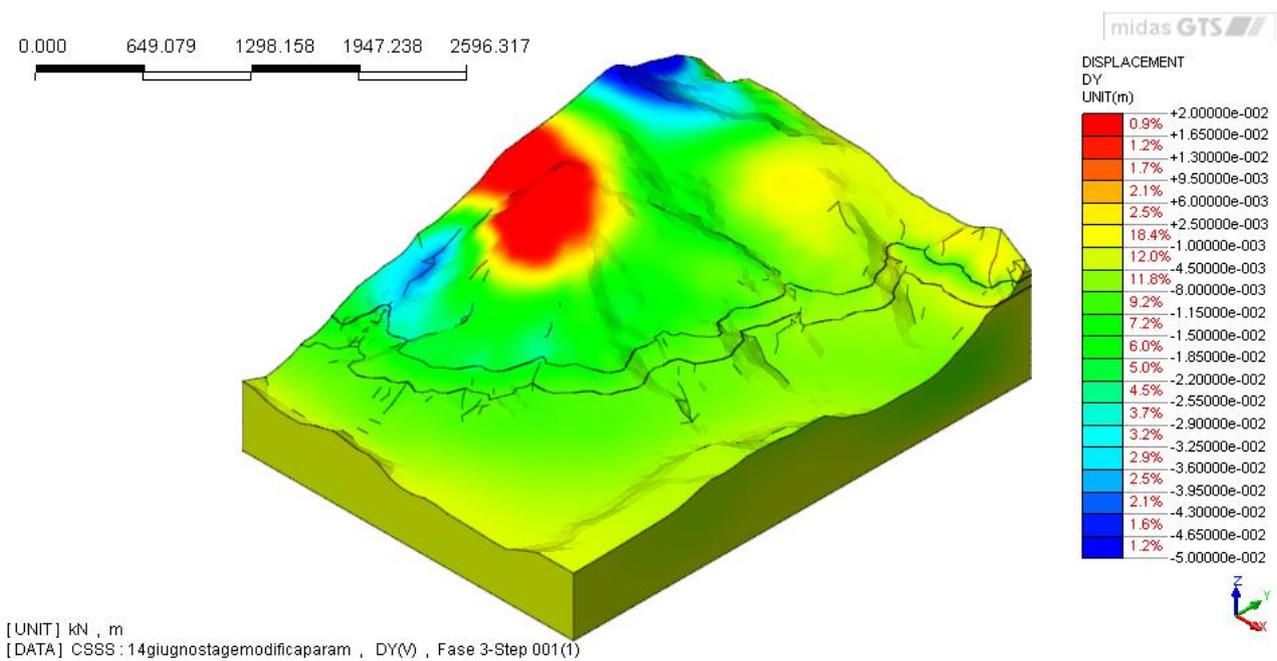


Figura 95: Spostamenti in direzione y in caso di geometria 3D e pendio con acqua

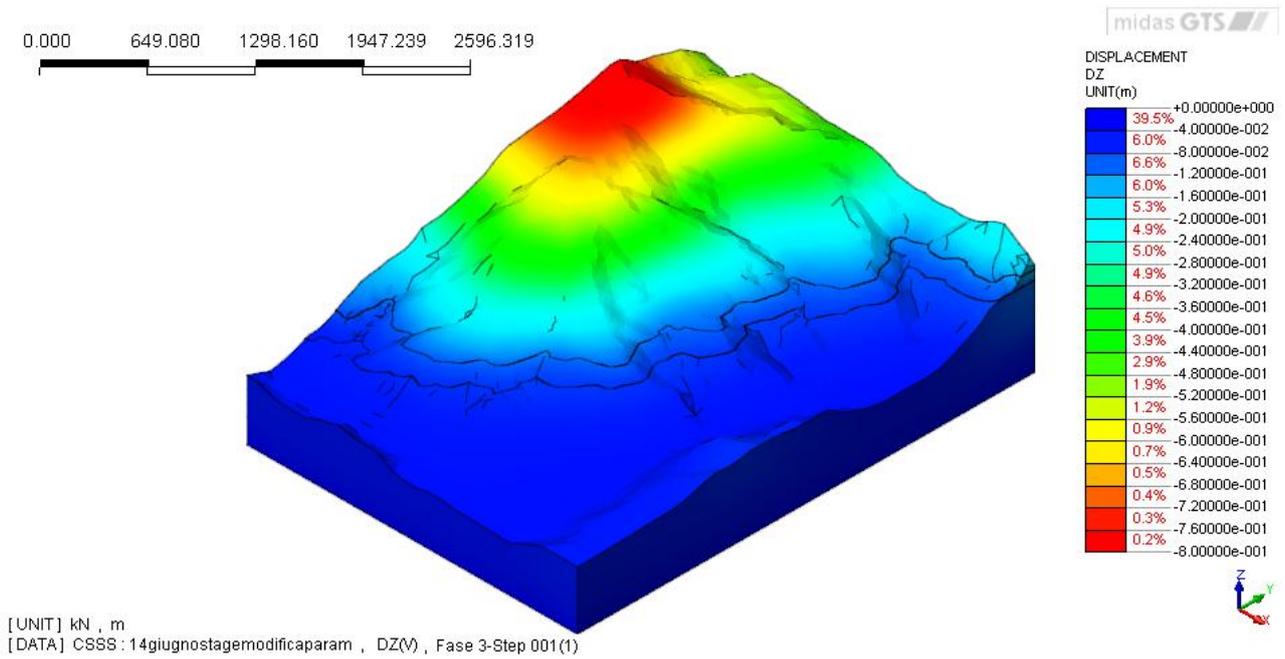


Figura 96: Spostamenti in direzione z in caso di geometria 3D e pendio con acqua

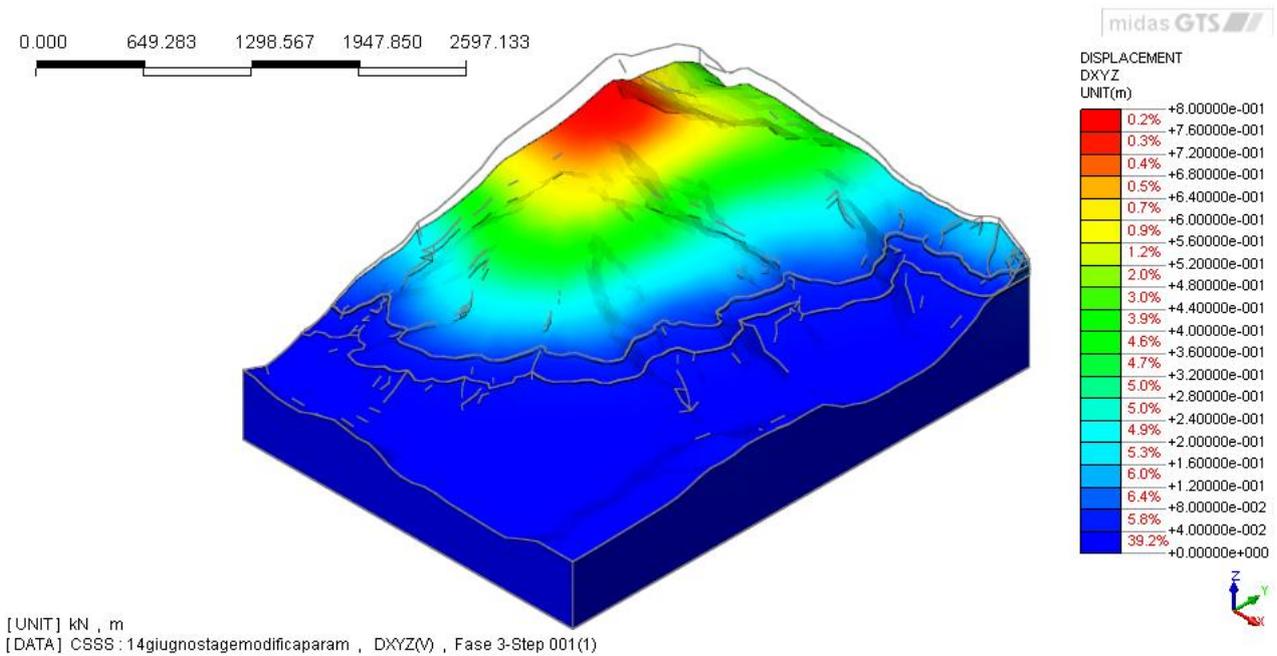


Figura 97: Spostamenti complessivi (rappresentati su configurazione deformata) in caso di geometria 3D e pendio con acqua

Infine si è ricalcolato il fattore di sicurezza, risultato pari a circa 1.01, per cui ci si trova in condizioni limite. Questo conferma che la presenza di acqua influenza l'evoluzione di una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante, peggiorando le condizioni di stabilità dell'area affetta dal dissesto. Il valore ottenuto, così basso, è legato ancora una volta agli effetti laterali, per cui la tridimensionalità del problema ha permesso di evidenziare i movimenti lungo il versante affacciato sulla Val Vertova. La presenza dell'acqua infatti comporta un aumento negli spostamenti del sistema che si riflette in una crescita degli sforzi di taglio e delle deformazioni di taglio, grandezze rappresentate da Figura 98 a Figura 102: la distribuzione degli sforzi di taglio subisce un incremento (Figura 98 e Figura 100), ancora una volta ben visibile lungo i piani di sezione in Figura 99 e Figura 101 (i piani utilizzati coincidono con quelli precedentemente illustrati in Figura 82 e Figura 85). All'aumento degli sforzi di taglio consegue un incremento delle omonime deformazioni, riportate in Figura 102: si presti particolare attenzione alla zona fortemente sollecitata che si affaccia sulla Val Vertova, a conferma della presenza dei discussi effetti laterali.

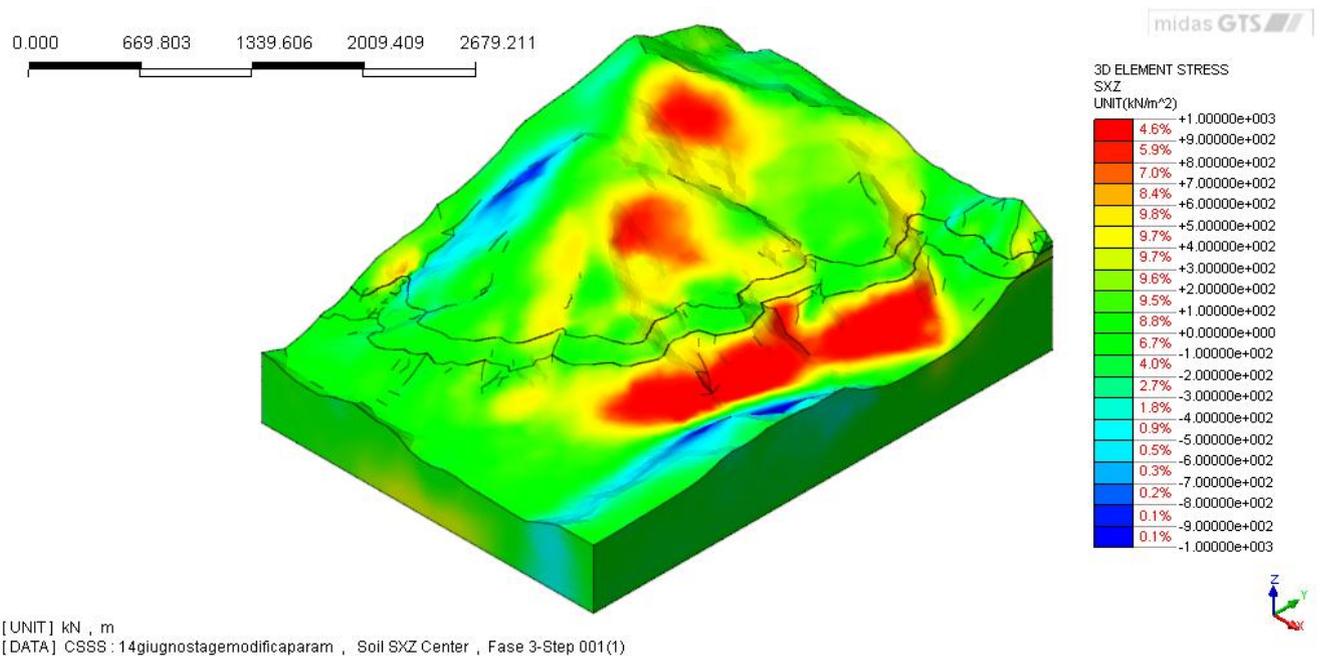


Figura 98: Sforzi di taglio (x-z) in caso di geometria 3D e pendio con acqua

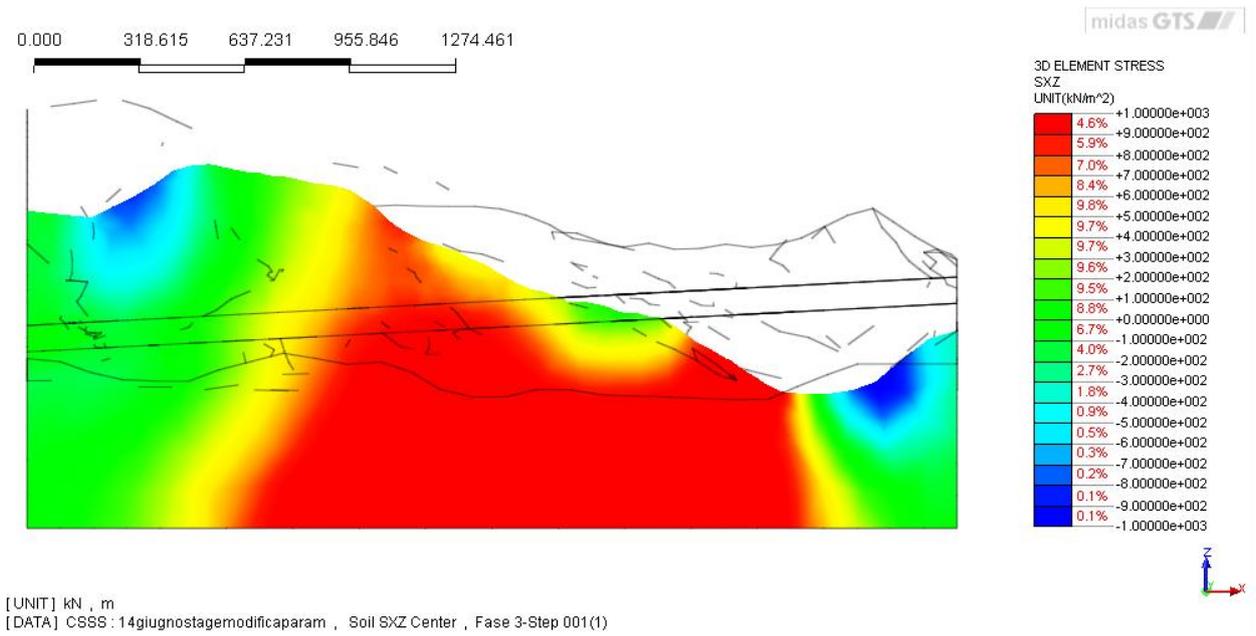


Figura 99: Sforzi di taglio (x-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio con acqua

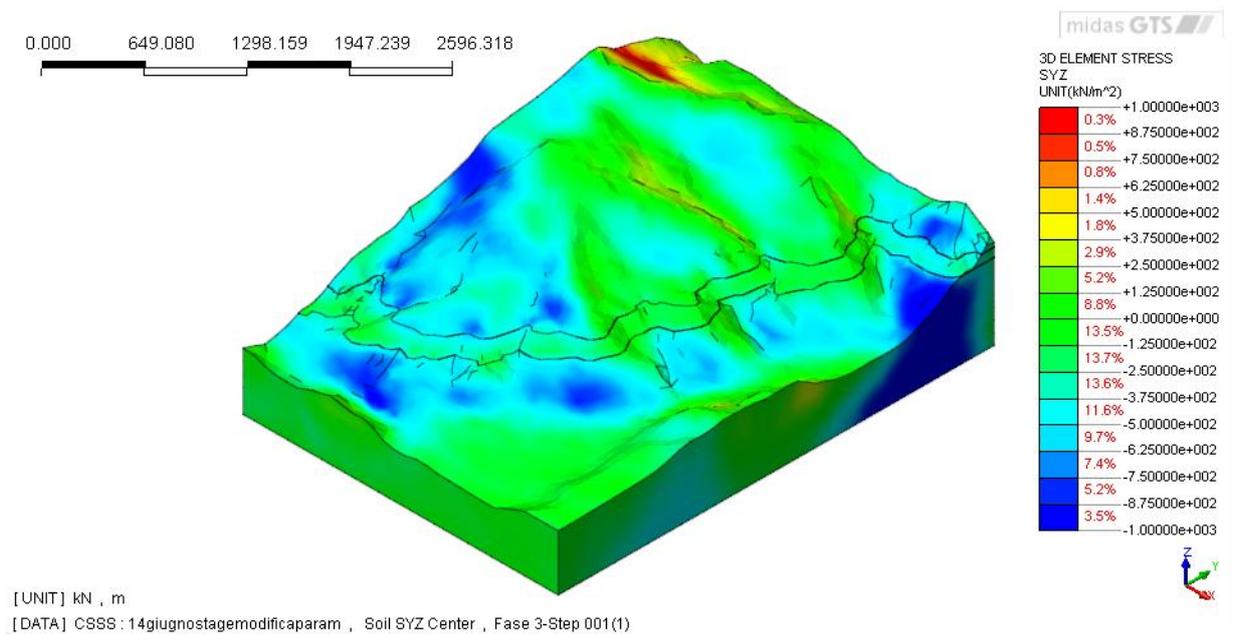


Figura 100: Sforzi di taglio (y-z) in caso di geometria 3D e pendio con acqua

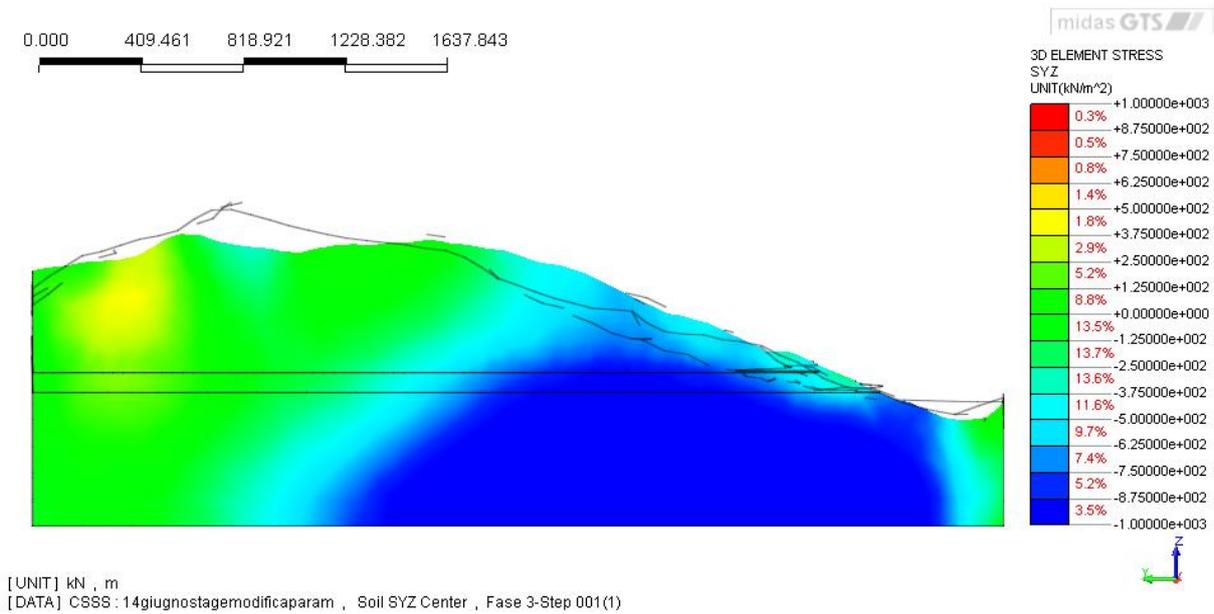


Figura 101: Sforzi di taglio (y-z) lungo il piano di sezione, in caso di geometria 3D e pendio con acqua

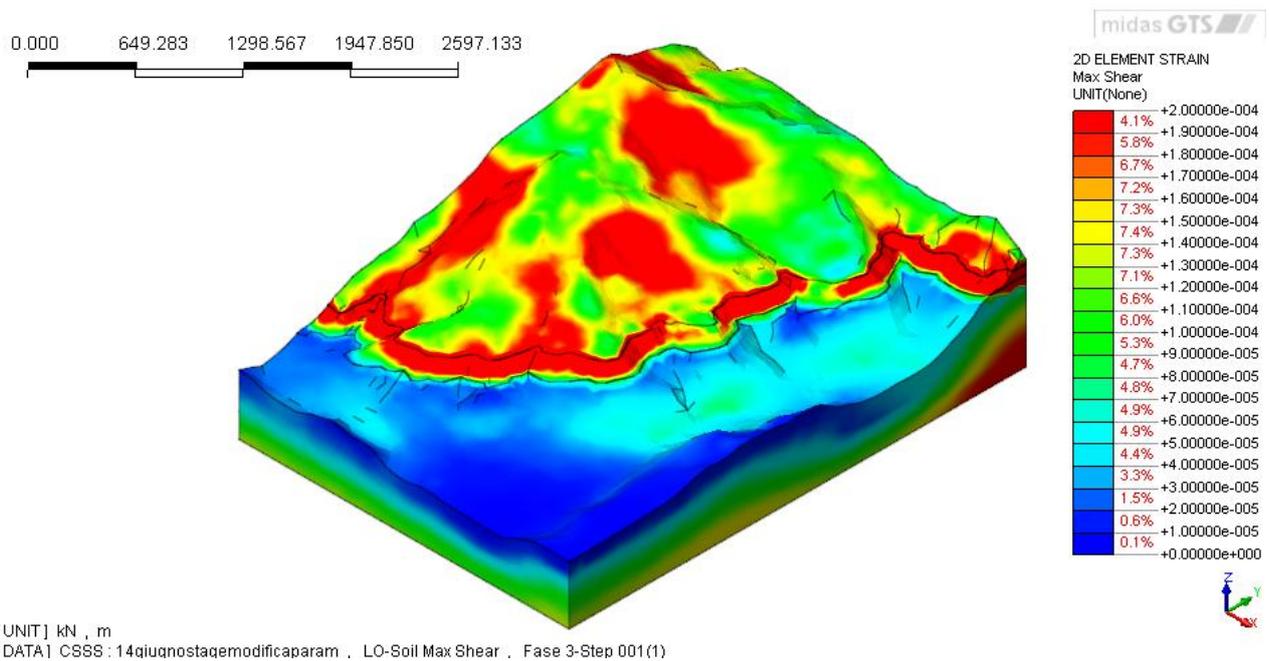


Figura 102: Deformazioni a taglio in caso di geometria 3D e pendio con acqua

## Capitolo 8 - Conclusioni

Lo studio è stato concentrato sui fattori geologici che favoriscono lo sviluppo di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, dissesti diffusi in tutto l'arco alpino, con estensione tale da interessare ampie porzioni di versanti. Tali aree sono accomunate dalla presenza di grandi movimenti di massa (falde di ricoprimento), sovrascorrimenti e faglie di estensione regionale.

Il fatto che queste circostanze siano comuni a tutte le aree interessate da questi grandi movimenti di versante (che hanno estensione di molti chilometri quadrati e profondità anche superiori ai 100 m) porta alla conclusione che la combinazione di questi fattori possa favorire lo sviluppo di DGPV.

Si nota che un altro importante fattore geologico comune a tutte le aree colpite da tali dissesti è costituito dall'evoluzione morfologica dei versanti: infatti, tutti i settori interessati dal dissesto hanno subito gli effetti dell'incisione di profondi avvallamenti (come nel caso in esame) nel corso degli ultimi 10000 anni e, lungo tutto l'arco alpino e in parte in quello prealpino, del ritiro dei ghiacciai. In particolare, l'erosione delle valli profonde per opera dei corsi d'acqua (nel caso in oggetto, il Fiume Serio e il Torrente Vertova), ha esposto all'instabilità i versanti. L'asportazione di materiale confinante durante il processo di modellamento ha determinato così uno stato di equilibrio precario degli ammassi rocciosi costituenti i rilievi.

Gli aspetti idrogeologici acquistano in questo contesto una significativa importanza, infatti è stato rimarcato da alcuni Autori come essi possano influenzare lo sviluppo e l'evoluzione dei movimenti gravitativi profondi.

Lo studio eseguito si è così concentrato sull'analisi dei fattori geologici che possono avere guidato la creazione di superfici di discontinuità profonde e favorito lo spostamento di grandi volumi di versante. Si è considerato il fatto che il movimento gravitativo profondo possa infatti avvenire lungo superfici di debolezza precostituite dalla presenza di strutture geologiche particolarmente vulnerabili ai fenomeni di instabilità.

Infatti la struttura geologica che è all'origine del movimento nel caso di Colzate-Vertova si compone di due elementi fondamentali:

- La presenza di zone di frattura lungo le faglie principali, che verosimilmente sono state coinvolte nelle deformazioni del versante dovute al detensionamento e sono state riattivate e ulteriormente indebolite nel corso dell'ampliarsi del dissesto.
- La presenza di unità argillitiche particolarmente deformabili, poste con giacitura sub orizzontale alla base delle masse più rigide e fratturate costituite da dolomia e calcare.

Si è concluso pertanto che la struttura geologica sia un elemento determinante nella genesi dei movimenti franosi profondi di quest'area, per la combinazione di superfici di debolezza con assetto geometrico particolarmente sfavorevole per la stabilità.

Queste superfici generalmente possono consistere soprattutto in zone di frattura legate alla presenza di faglie, lungo le quali avvengono gli originali distacchi. Tali superfici vengono nel tempo coinvolte e ampliate dal movimento franoso, subendo un progressivo deterioramento delle caratteristiche di resistenza del materiale, anche a causa dell'alterazione dovuta alla circolazione idrica.

Si è riscontrato, come risulta da studi di letteratura condotti da Bonzanigo et al (2007), che dove queste fasce di minore resistenza si dispongono secondo alcune geometrie particolarmente sfavorevoli alla stabilità, si determinano condizioni marcate di squilibrio che coinvolgono ampi volumi di roccia.

Un altro elemento geologico che può favorire la genesi e lo sviluppo del movimento franoso profondo, come si verifica nel caso studio, è la presenza di livelli di roccia costituiti da elevati spessori di materiali duttili, ad esempio argilliti o marne.

L'analisi e l'elaborazione dei risultati del rilievo geomorfologico e geologico di dettaglio hanno permesso di descrivere le formazioni geologiche presenti nella zona interessata dal dissesto di Colzate-Vertova, consentendo la determinazione delle proprietà tecniche delle rocce e dell'assetto idrogeologico dell'area, nonché la geometria delle fasce di debolezza, responsabile della genesi delle condizioni di instabilità

Questo ha poi permesso la costruzione di un modello concettuale della frana, a partire dal quale è stato poi implementato un modello matematico bidimensionale.

I risultati del modello bidimensionale mostrano lo sviluppo di un campo di spostamenti tipico di un Sackung, come conseguenza del detensionamento derivante dal processo di erosione in Val Seriana. Lo studio mostra che la circolazione idrica può influenzare localmente la stabilità del pendio, determinando una riduzione del fattore di sicurezza, ma senza raggiungere le condizioni di instabilità. Questo permette di consolidare la constatazione che la presenza di acqua influenza i meccanismi di sviluppo di una Deformazione Gravitativa Profonda di Versante.

L'analisi di sensitività condotta sui parametri di resistenza ha poi permesso di giustificare la presenza di dissesti secondari che si verificano lungo tutto il versante del Monte Cavlera, evidenziando che il collasso si raggiunge solo dopo una rilevante riduzione delle caratteristiche geomeccaniche dei materiali.

In una seconda fase si sono analizzati gli effetti della modellazione tridimensionale sulle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante, implementando un modello matematico che tenesse conto della presenza di fenomeni di crollo e ribaltamento lungo la Val Vertova, posizionata in destra orografica rispetto alla Val Seriana. I risultati mostrano che il profilo convesso del versante favorisce lo sviluppo di movimenti laterali con conseguente importante riduzione il fattore di sicurezza. Ciò porta alla conclusione che l'area interessata instabilità dovrebbe essere ampliata, considerando la possibilità che la DGPV si estenda anche lungo il versante affacciato sulla Val Vertova; questo permetterebbe di spiegare la presenza dei dissesti secondari lungo la Valle laterale.

Infine il confronto dei risultati ottenuti con i modelli numerici bidimensionale e tridimensionale permette di affermare che, sebbene il modello 3D sviluppato per questo caso studio non consenta di entrare nello specifico, le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante dovrebbero essere studiate e analizzate mediante modellazione tridimensionale, in modo da avere una visione più completa del fenomeno.

## **Appendice 1 - Il modello numerico**

Midas GTS è modello numerico 3D agli elementi finiti che permette di simulare problemi geotecnici complessi, tenendo conto delle interazioni con le strutture e dell'accoppiamento idromeccanico.

Il metodo agli elementi finiti consente la determinazione di stato di sforzo e deformazione, quindi di spostamenti, di strutture per cui risulterebbe impossibile ricavare una soluzione analitica. I problemi fisico-matematici generalmente affrontati sono descritti da sistemi di equazioni differenziali, che vengono poi ridotti in sistemi di equazioni algebriche. La fase caratteristica dell'applicazione di questo metodo consiste nella discretizzazione del continuo. In questo modo gli infiniti gradi di libertà che lo caratterizzano vengono ridotti ad un numero finito, anche se certamente questo comporta un'approssimazione della soluzione del problema. Questa discretizzazione avviene suddividendo il continuo in un insieme di elementi di dimensioni finite, reciprocamente connessi in determinati punti chiamati nodi, di cui si andranno a determinare gli spostamenti. La griglia utilizzata per questa suddivisione è detta mesh e risulta composta da elementi definiti da una specifica forma elementare, che varia con la geometria del problema e con il grado di dettaglio desiderato.

Ciascun elemento si comporta secondo il legame sforzi-deformazioni che gli viene assegnato, tenendo conto delle forze applicate e delle condizioni al contorno.

Tra i modelli costitutivi per la descrizione del comportamento dei materiali troviamo:

- **Elastico - lineare:** è il più semplice modello costitutivo, secondo il quale le deformazioni sono direttamente proporzionali agli sforzi attraverso il modulo di elasticità  $E$ , come rappresentato in Figura 103.

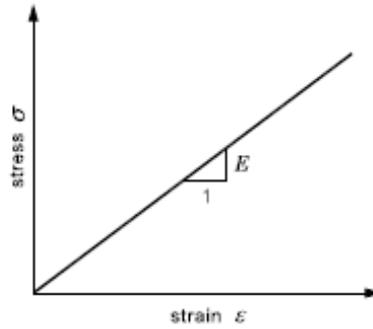


Figura 103: Legame costitutivo elastico-lineare (fonte: Midas Manual)

- Elastico perfettamente plastico: gli sforzi e le deformazioni sono direttamente proporzionali fino a che non si raggiunge il punto di snervamento (yield point), oltre il quale la curva che relaciona le grandezze diventa orizzontale, come mostrato in Figura 104.

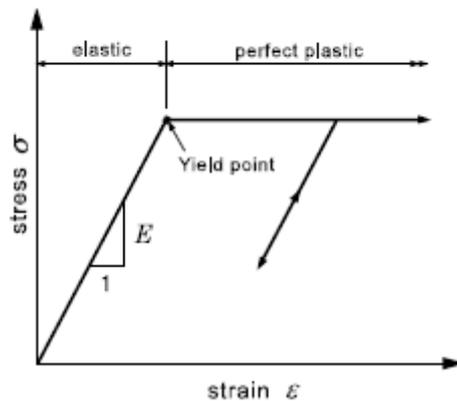


Figura 104: Legame costitutivo elastico perfettamente-plastico (fonte: Midas Manual)

- Elastico non lineare: tiene conto del decadimento dei parametri di resistenza dei materiali, che peggiorano progressivamente fino al raggiungimento della situazione di collasso. Infatti la curva sforzi-deformazioni è rappresentata da una funzione parabolica, come quella mostrata in Figura 105.

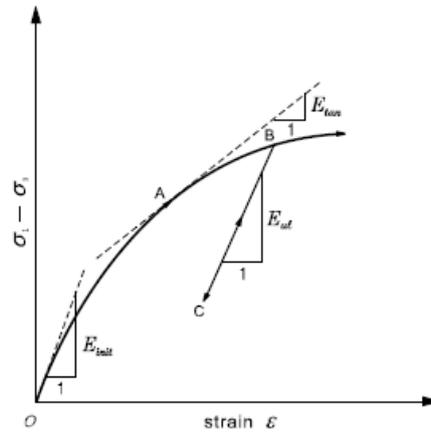


Figura 105: Legame costitutivo elastico non lineare (fonte: Midas Manual)

- Softening: rappresentato in Figura 106, il comportamento prevede deformazioni nulle fino al raggiungimento del massimo sforzo di taglio, a cui segue una diminuzione della resistenza che termina con il raggiungimento dello sforzo residuo.

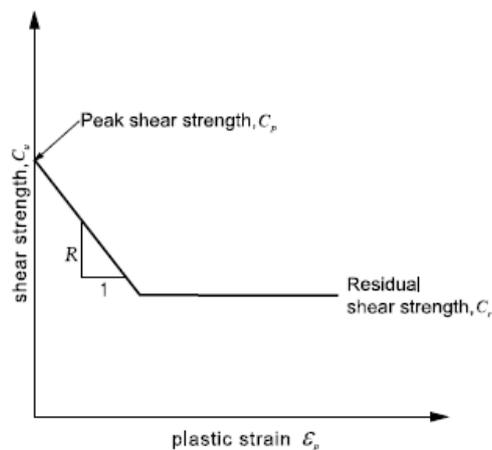


Figura 106: Legame costitutivo incrudente (fonte: Midas Manual)

- Cam-Clay modificato: è un modello elasto-plastico che tiene conto del fenomeno di hardening, ovvero dell'incremento delle resistenze all'aumentare delle deformazioni. La curva sforzi-deformazioni è rappresentata in Figura 107.

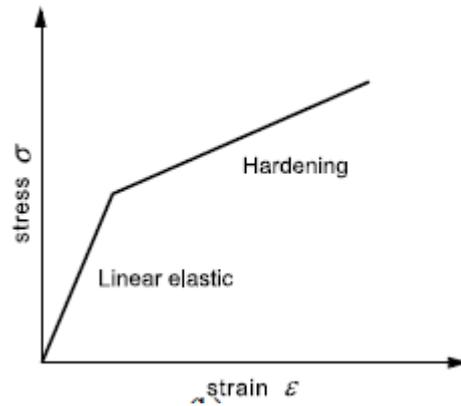


Figura 107: Legame costitutivo di Cam-Clay (fonte: Midas Manual)

- JRC (Jointed Rock Model): è il modello utilizzato per descrivere il comportamento degli ammassi rocciosi fratturati, schematizzati come in Figura 108.

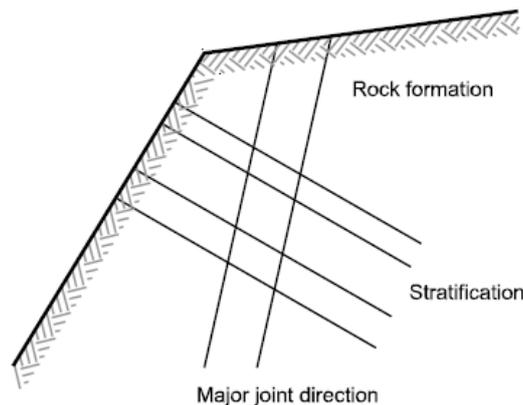


Figura 108: Schematizzazione di un ammasso roccioso fratturato (fonte: Midas manual)

- Mohr –Coulomb modificato: rappresenta un comportamento dato dalla combinazione di modello elastico non lineare ed elasto-plastico.

Nel presente elaborato si sceglie di utilizzare il modello elasto-plastico con criterio di rottura alla Mohr-Coulomb. Si rimanda al paragrafo 4.5 - *Stima delle proprietà meccaniche dei materiali* per maggiori informazioni in merito.

Una volta definito il legame costitutivo del materiale, il modello numerico permette di risolvere il problema impostato mediante differenti analisi.

Le analisi forniscono come risultati le seguenti grandezze:

- Spostamenti complessivi e nelle diverse componenti.
- Sforzi, secondo la convenzione per cui positivi sono gli sforzi di trazione e gli sforzi di taglio orari.
- Deformazioni.
- Grandezze idrauliche, quali carichi, pressione neutra e velocità di filtrazione (in caso di analisi con presenza di acqua).

Per risolvere il caso studio del presente elaborato si sono scelte le seguenti analisi:

- Analisi di tipo Construction Stage: permette di simulare i problemi geotecnici suddivisi in fasi, ad esempio gli scavi. Questo tipo di analisi viene utilizzata in questa sede per simulare l'erosione della Val Seriana.
- Analisi di tipo Slope Stability SRM: tramite lo Strength reduction method permette di valutare le condizioni di stabilità di un pendio e di calcolare il fattore di sicurezza FS in condizioni asciutte o sature.
- Analisi di tipo Seepage: permette di simulare la filtrazione in stato stazionario all'interno dei materiali.

In seguito se ne propone una breve trattazione.

### **Construction Stage**

Per simulare l'erosione della Valle viene utilizzata l'analisi denominata Construction Stage, che normalmente viene scelta per la simulazione del comportamento del terreno durante uno scavo. Nel caso in esame il concetto è analogo, poiché il processo erosivo può essere assunto come uno scavo del terreno.

L'analisi consiste in una serie di fasi in cui variano le condizioni al contorno, i carichi imposti al sistema e gli elementi che costituiscono il dominio di calcolo.

Midas GTS permette effettuare le seguenti operazioni in un'analisi di tipo Construction Stage:

- Definizione delle fasi di calcolo.
- Definizione degli elementi della griglia attivi o non attivi in ciascuna fase.
- Definizione delle condizioni al contorno e dei carichi agenti in ciascuna fase.

Così facendo, l'attivazione o la disattivazione degli elementi ed eventuali variazioni di carichi e di condizioni al contorno vengono applicate all'inizio di ciascuna fase. Tra una fase e l'altra gli sforzi, le deformazioni e di conseguenza il campo di spostamenti vengono ricalcolati a partire dal passo precedente.

Per meglio comprenderne il principio di funzionamento si consideri la Figura 109 e si immagini che l'oggetto A venga rimosso dall'oggetto B.

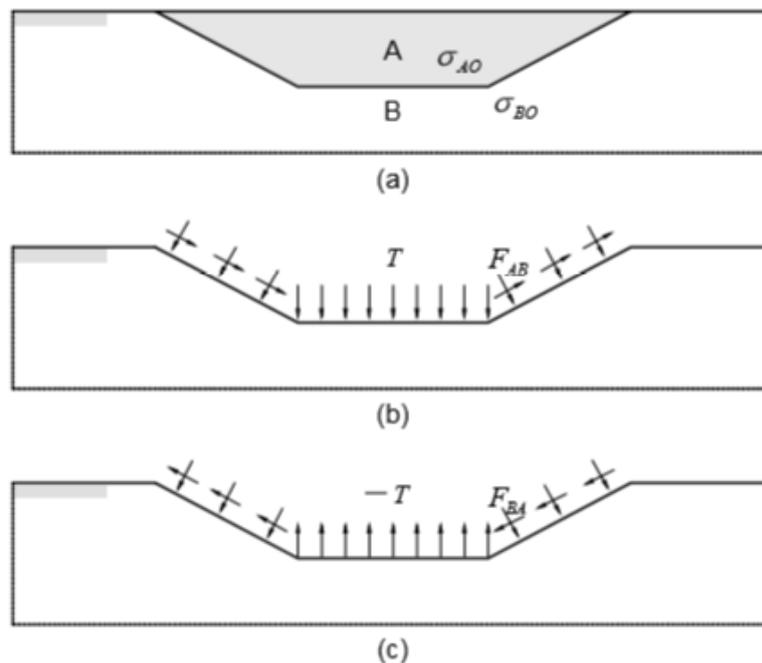


Figura 109: Schema di riferimento per la comprensione del funzionamento dell'analisi Construction Stage: a) situazione iniziale, b) forze che l'oggetto A esercita sull'oggetto B, c) forze che l'oggetto B esercita sull'oggetto A (fonte: Midas Manual)

Inizialmente i due oggetti si trovano in equilibrio e pertanto si scambiano forze uguali e contrarie applicate alla frontiera, come si evince da Figura 109 b) e c). Successivamente, lo scavo genera una variazione nello stato di sforzo, che dipende dal peso proprio degli elementi coinvolti nello scavo.

Per calcolare lo stato di sforzo in sito Midas GTS permette di scegliere tra le seguenti opzioni:

- Metodo  $K_0$

Il metodo  $K_0$  è quello per cui la tensione iniziale è ottenuta calcolando le sollecitazioni orizzontali dalle sollecitazioni verticali, utilizzando la costante  $K_0$  ( $K_0 = \sigma_h / \sigma_v$ ). Lo sforzo verticale  $\sigma_v$  viene ricavato dal peso proprio, mentre la spinta orizzontale può essere calcolato secondo l'espressione  $\sigma_h = K_0 * \sigma_v$ . La sollecitazione di taglio viene assunta pari a 0. Se la superficie del terreno è orizzontale questo metodo non presenta alcun problema. Se invece la superficie non è orizzontale lo stato di sforzo determinato non sarà in equilibrio con le sollecitazioni dovute al peso proprio. Pertanto, al fine di stabilire l'equilibrio, l'analisi deve essere eseguita introducendo una fase nulla in cui non vi sono variazioni di condizioni. Dopo la fase nulla il sistema totale rimane in equilibrio e lo stato di sforzo corrispondente è usato come lo stato di sollecitazione iniziale.

- Metodo dell'analisi del peso proprio

In questo caso invece lo stato tensionale iniziale è determinato dallo stato di sforzo legato al peso proprio. Se la superficie del terreno è orizzontale, questo metodo è identico a quello del metodo  $K_0$ , con  $K_0 = \frac{\sigma_v}{1 - \sigma_v}$ .

Se invece non è orizzontale, i risultati differiscono e si creerà una sollecitazione a taglio. Per questo motivo il presente metodo è più adatto per una superficie di terreno inclinata.

Nel presente elaborato, analizzando lo stato di sforzo di un pendio, è stato scelto il metodo dell'analisi del peso proprio.

### Slope stability SRM

Lo Strength Reduction Method è un metodo diretto che riduce gradualmente la resistenza a taglio dei materiali, ovvero i parametri angolo di attrito  $\phi'$  e coesione  $c$ , fino ad arrivare al collasso. La rottura si presume sia raggiunta quando l'analisi non converge e il fattore di riduzione della resistenza nella fattispecie diventa il fattore di sicurezza del sistema.

Il metodo fu suggerito da Zienkiewicz (1975) e dimostrato a partire dallo schema in Figura 110. Si osservi un punto di Gauss A di un elemento: lo stato di sollecitazione di questo punto è rappresentato dal cerchio di Mohr in Figura 110 in basso a sinistra. La sollecitazione di taglio nel

punto viene divisa per un fattore di sicurezza FS, che fa in modo che il cerchio di Mohr associato allo stato tensionale della superficie di scorrimento fittizia diventi tangente al criterio di rottura (Figura 110 in basso a destra). Ciò significa che lo stato tensionale viene portato al punto di rottura. Nel momento in cui la soluzione agli elementi finiti diverge, l'analisi si arresta e il valore limite di FS diventa il fattore minimo di sicurezza.

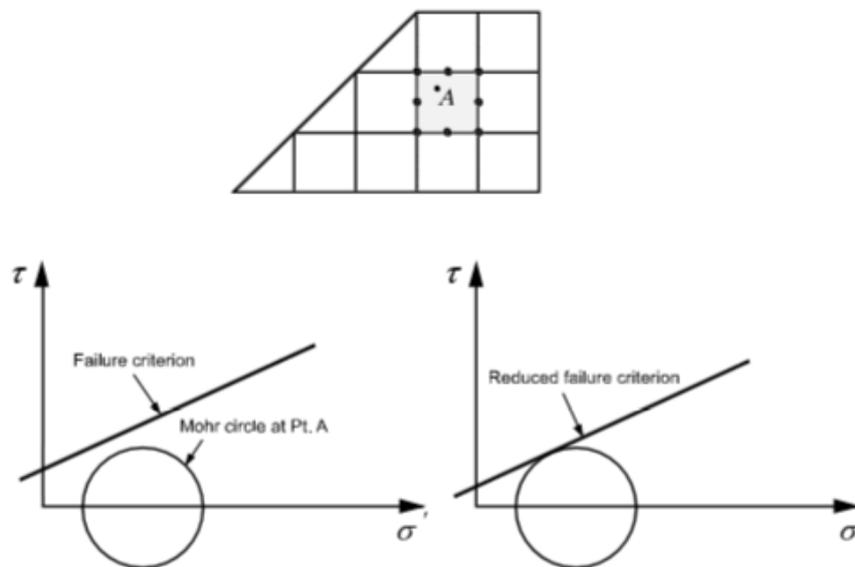


Figura 110: Metodo SRM: in alto) punto di Gauss di un elemento, in basso a sinistra) cerchio di Mohr associato allo stato di sforzo nel punto A, in basso a destra) cerchio di Mohr a rottura (fonte: Midas Manual)

Il fattore di sicurezza minimo pertanto viene determinato come segue (Equazione 10):

$$FS = \frac{\tau}{\tau_{rott}} \quad (\text{Equazione 10})$$

Dove  $\tau$  è lo sforzo di taglio del materiale e  $\tau_{rott}$  è lo sforzo di taglio a rottura, ovvero quello riferito alla superficie di scorrimento. Lo sforzo di taglio a rottura si calcola secondo l'espressione di Mohr Coulomb (Equazione 11):

$$\tau_{rott} = c_{rott} + \sigma \tan \varphi_{rott} \quad (\text{Equazione 11})$$

dove coesione e angolo di attrito sono i valori corretti dal fattore di riduzione SRF, come espresso in Equazione 12 e Equazioni 13.

$$c_{rott} = \frac{c}{SRF} \quad (\text{Equazione 12})$$

$$\varphi_{rott} = \tan^{-1}\left(\frac{\tan \varphi}{SRF}\right) \quad (\text{Equazione 13})$$

## Seepage

L'analisi di tipo Seepage viene utilizzata in caso di presenza di acqua e permette di valutare gli effetti della filtrazione sulla stabilità di una struttura geotecnica.

La filtrazione può avvenire in modalità stazionarie se le condizioni al contorno che determinano il moto di acqua, quali carichi idraulici o portate di ricarica, non cambiano nel tempo o in modalità transitorie se invece vi è una variazione delle condizioni imposte. In entrambi i casi l'analisi si basa sull'applicazione della legge di Darcy, espressa come segue (Equazione 14):

$$v = -k \nabla h \quad (\text{Equazione 14})$$

dove  $v$  rappresenta il vettore velocità,  $k$  rappresenta il tensore della permeabilità, che nel caso di materiale isotropo si riduce ad una costante, e  $\nabla h$  il gradiente idraulico, ovvero la variazione di carico nello spazio.

La legge di Darcy solitamente è applicata in condizioni di suolo saturo. Tuttavia, se la permeabilità è espressa in funzione del contenuto di acqua o della pressione dell'acqua, la relazione è applicabile anche nel caso di materiale parzialmente saturo.

Nel caso in esame si è considerato il pendio completamente saturo e il tensore di permeabilità ridotto ad una singola costante, ovvero si è ipotizzato per tutti i materiali un comportamento idraulico isotropo.

Quando si effettua un'analisi di filtrazione di questo tipo, il modello numerico esegue un'analisi disaccoppiata, ovvero prima risolve il problema idraulico, poi quello meccanico, ricalcolando gli sforzi, in accordo con la teoria dello sforzo efficace di Terzaghi. La simulazione quindi permette di stimare la distribuzione delle grandezze meccaniche e idrauliche nel dominio di calcolo.

## Bibliografia

Agliardi F., (2012) - Slow, deep-seated rock slope deformation (DSGSD), Educational Project Geological Field Trip and Workshop.

Agliardi F., Crosta G. B., Zanchi A. (2001) - Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. - *Engineering Geology*, 59, 83–102.

Ambrosi C., Crosta G. B. (2006). - Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps - *Engineering Geology*, 83, 183–200.

Apuani T., Rossi M., Masetti M. (2005) - Applicazione di modelli reologici tempo dipendenti nell'evoluzione di deformazioni gravitative profonde - *Giornale Di Geologia Applicata*, 2, 99–105.

Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G., Sciarra N. (2011) - DSGSDs induced by post-glacial decompression in central Apennine (Italy) - *Proceedings of the Second World Landslide Forum*.

Barla G. (2009) - Grandi movimenti di versante in ambiente alpino - Conferenza Del 17 Giugno 2009, 18.

Baroň I., Supper R. (2013) - Application and reliability of techniques for landslide site investigation, monitoring and early warning: outcomes from a questionnaire study - *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 3157–3168.

Beck A.C. (1968) – Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment – *New Zeland Journal of Geology Geophysics.*, 191 – 199.

Bieniawski (1989) – Rock Mass Rating.

Bonzanigo L., Eberhardt E., Loew S. (2007) - Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock . Part I . Geological and hydromechanical factors controlling the Campo Vallemaggia landslide. - *Engineering Geology*, 1180, 1157–1180.

- Bossi G., Frigerio S., Mantovani M., Schenato L., Pasuto A., Marcato G. (2013) - Hazard assessment of a potential rock avalanche in South Tyrol, Italy: 3D modeling and risk scenarios - *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 6, 221–227.
- Bouissou S., Chemenda A., Bois T. (2010) - Influence of inherited structural heterogeneities and alteration on gravitational slope failure: Physical and numerical modeling.
- Bouissou S., Darnault R., Chemenda A., Rolland Y. (2012) - Evolution of gravity-driven rock slope failure and associated fracturing : Geological analysis and numerical modelling.- *Tectonophysics*, 157-166.
- Brückl E., Brunner F. K., Kraus K. (2006) - Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data - *Engineering Geology*, 149–159.
- Brückl E., Mertl S. (2006) - Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements Monitoring sites - *Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides Seismic*, 571–580.
- Brückl E., Parotidis M. (2005) - Prediction of slope instabilities due to deep-seated gravitational creep - *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 155–172.
- Brückl E., Zangeri C., Tentschert E. (2004) - Geometry and deformation mechanisms of a deep seated gravitational creep in crystalline rocks - *Rock Engineering Theory and Practice*, 228–232.
- Capitani M., Ribolini A., Federici P. R. (2013) - Influence of deep-seated gravitational slope deformations on landslide distributions: A statistical approach - *Geomorphology*, 201, 127–134.
- Chigira M. (1985) - Minor structures formed by gravitational mass rock creep - *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo*, 419-428.
- Crosta G. B., Di Prisco C., Frattini P., Frigerio G., Castellanza R., Agliardi F. (2014) - Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide - *Landslides*, 11, 747–764.
- Crosta G. B., Frattini P., Agliardi F. (2013) - Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps - *Tectonophysics*, 605, 13–33.

Di Maggio C., Madonia G., Vattano M. (2014) -Deep-seated gravitational slope deformations in western Sicily: Controlling factors, triggering mechanisms, and morphoevolutionary models - *Geomorphology*, 208, 173–189.

Dramis F., Soriso-Valvo M. (1994) - Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics - *Engineering Geology*, 38, 231–243.

Federico L., Faccini F., Torchio S., Roccati A., Crispini L., Vigo A., Capponi G. (2012) - Deep seated gravitational slope deformation in an alpine ophiolites massif : The case of “ Badia di Tiglieto ” (Voltri Massif , northern Italy) - *RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 22, 83–85.

Genevois R., Prestininzi A. (1979) - Time-dependent behaviour of granitic rocks related to their alteration grade - *Proceedings of the 4th InternationalCongress on Rock Mechanics, Montreux*, 153-159

Gritti A., Locatelli C. (2010) - Relazione geologico-tecnica del Comune di Colzate.

Gritti A., Locatelli C. (2010) - Relazione geologico-tecnica del Comune di Vertova.

Guerricchio A., Biamonte V., Pagnotta A., Ponte M. (2006) - Rischio idrogeologico e sismico nel territorio di Aiello Calabro (Cosenza-Calabria centro-settentrionale) - *Deformazioni Gravitative Profonde di Versante ( DGPV ), grandi frane e debris flow - Giornale Di Geologia Applicata*, 3, 91–99.

Guerricchio A., Doglioni A., Fortunato G., Galeandro A., Guglielmo E., Versace P., Simeone V. (2012) - Landslide hazard connected to deep seated gravitational slope deformations and prolonged rainfall: Maierato landslide case history - *RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 21, 574–576.

Guerricchio A., Doglioni A., Simeone V. (2012) - Tectonic-gravitational deep-seated failures and macro-landslides in Scilla and Punta Pezzo area ( Southern Calabria - Italy ) - *RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 21, 367–369.

Guerricchio A., Fortunato G., Guglielmo E. A., Ponte M., Simeone V. (2010) - Condizionamenti idrogeologici e da DGPV nell'attivazione della grande frana di Maierato (VV) del 2010.

Guglielmi Y., Cappa F. (2010) - Regional-scale relief evolution and large landslides: Insights from geomechanical analyses in the Tinée Valley (southern French Alps) - *Geomorphology*, 117, 121–129.

Hippolyte J., Brocard G., Tardy M., Nicoud G., Bourlès D., Braucher R., Souffaché B. (2006) - The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and Be dating approach. - *Tectonophysics*, 418, 255–276.

Hoek E, Marinos V., Marinos P. (2004) – The geological strength index: applications and limitations – *Bull Eng. Environ*, 55-65.

Hoek E. , Brown E.T (1988) - The Hoek-Brown failure criterion - a 1988 update - 15th Canadian Rock Mech. Symp. (ed. J.C. Curran), 31-38.

ISPRA (2015) - Dissesto idrogeologico in Italia: pericolosità e indicatori di rischio - Rapporto 2015.

Jaboyedoff M., Oppikofer T., Abellàn A., Derron M. H., Loye A., Metzger R., Pedrazzini A. (2012) - Use of LIDAR in landslide investigations: A review - *Natural Hazards*, 61, 5–28.

Jadoul F., Berra F., Bini A., Ferliga C., Mazzoccola D., Papani L., Piccin A., Rossi R., Rossi S., Trombetta G.L. (ISPRA, 2012) - Note Illustrative della carta geologica d'Italia: foglio 077 Clusone.

Jomard H., Lebourg T., Guglielmi Y. (2014) - Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control? - *Landslides*, 11, 107–117.

Lari S., Frattini P., Crosta G. B. (2014) - A probabilistic approach for landslide hazard analysis - *Engineering Geology*, 182, 3–14.

Lebourg T., Mickael H., Hervé J., Samyr E. B., Bois T., Swann Z., Maurin, V. (2011) - Temporal evolution of weathered cataclastic material in gravitational faults of the La Clapiere deep-seated landslide by mechanical approach - *Landslides*, 8, 241–252.

Longoni L., Papini M., Brambilla D., Arosio D., Zanzi L. (2015) - The role of the spatial scale and data accuracy on deep-seated gravitational slope deformation modeling: the Ronco landslide, Italy - *Geomorphology*.

Lubrini G., Poloni A. (2013) - Valorizzazione e miglioramento dell'accessibilità della strada comunale da Colzate a Bondo: Relazione Geologica Specialistica.

Martinotti G., Giordan D., Giardino M., Ratto S. (2011) - Controlling factors for deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the Aosta Valley (NW Alps, Italy) - *Geological Society London Special Publications*, 113–131.

Menzl V. (1968) – Plastizitätslehre und das wirkliche Verhalten von Gebirgsmassen – *U. Ing. Geologie*, 1-8.

MIDAS GTS (2010) – Manual.

Mortara G., Sorzana PF. (1987) - Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturalie morfologiche - *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 106, 303-314.

Muller, L. (1968) - New consideration on the Vajont slide - *Felsmechanik Ingenieurgeologie*, 6, 1-91.

Ninno A., Zanotti T., Massironi M., Carton A. (2012) - Deep Seated Gravitational Slope Deformations geomorphometry . The case of Schlinig valley (Eastern Alps) - *RENDICONTI ONLINE SOCIETA GEOLOGICA ITALIANA*, 21, 1122–1124.

Notti D., Meisina C., Colombo A., Lanteri L., Zucca F. (2013) - Studying and monitoring large landslides with persistent scatterer data - *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 6, 349–360.

Onida, M. (2001) - Deformazioni gravitative profonde di versante: stato delle conoscenze e progresso della ricerca in Italia - Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali. CNR – Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Fondazione Cariplo, Milano, Italy, 35-74.

Pánek T., Tábořík P., Klimeš J., Komárková V., Hradecký J., Št'astný M. (2011) - Deep-seated gravitational slope deformations in the highest parts of the Czech Flysch Carpathians: Evolutionary model based on kinematic analysis, electrical imaging and trenching - *Geomorphology*, 129, 92–112.

Pánek T., Klimes J. (2016) - Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review - *Earth-Science Reviews*, 156, 14–38.

Pecchio M., Nozza G. (2007) - Studio Geologico, idrogeologico e sismico: Relazione tecnica - Piano Di Governo Del Territorio Comune Di Fiorano Al Serio.

Pedrazzini A., Humair F., Jaboyedoff M., Tonini M. (2015) - Characterisation and spatial distribution of gravitational slope deformation in the Upper Rhone catchment (Western Swiss Alps) - *Landslides*.

Pisani G., Castelli M., Scavia C. (2010) - Hydrogeological model and hydraulic behaviour of a large landslide in the Italian Western Alps - *Natural Hazards and Earth System Science*, 10, 2391–2406.

Preisig G., Eberhardt E., Smityman M., Preh A., Bonzanigo L. (2016) - Hydromechanical Rock Mass Fatigue in Deep-Seated Landslide Accompanying Seasonal Variations in Pore Pressure - Springer.

Ravagnani D., Santambrogio S., Camana G., Bigoni C. (1996) – Studio geologico di supporto al PRG per il comune di Colzate.

Ravagnani D., Santambrogio S., Camana G., Bigoni C. (1996) – Studio geologico di supporto al PRG per il comune di Vertova.

Sala A. (2011) - Studio geologico-tecnico della frana di Maierato (VV).

Savage W.Z., Varnes D.J. (1987) - Mechanics of gravitational spreading of steep-sides ridges (sackung) - *Assoc. Eng. Geol.*, 35, 31 – 36.

Scesi L., Papini M., Gattinoni P. (2015) – Geologia Tecnica: Idrogeologia applicata, Dinamica dei versanti, Strade, Opere in sotterraneo, Dighe – Casa editrice Ambrosiana.

Saroli M., Stramondo S., Mor M., Doumaz F. (2005) - Movements detection of deep seated gravitational slope deformations by means of InSAR data and photogeological interpretation: Northern Sicily case study - Terra Nova, 17, 35–43.

Simonetti F., Appiani S., Ghibellini L., Lorenzi M., Piantanida A., Bergonzi C.,Curto E. (2010) - Stato dell'ambiente - Quaderno n°1 della V.A.S - Piano Di Governo Del Territorio.

Soldati M., Borgatti L., Cavallin A., De Amicis M., Frigerio S., Giardino M., Mortasa G., Pellegrini G.B., Ravazzai C., Surian N., Tellini C. & Zanchi A. (2006) - Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications - Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 29, 165-183.

Starkel L. (1976) - The role of extreme (Catastrophic) meteorological events in the Contemporaneous evolution of slope - Geomorphology and climate, 203-246.

Tibaldi A., Rovida A., Corazzato C. (2004) - A giant deep-seated slope deformation in the Italian Alps studied by paleoseismological and morphometric techniques - Geomorphology, 58, 27–47.

Varnes D.J. (1978) - Slope movement types and processes. - Special Report 176: Landslides: Analysis and Control.

Zanchi A., Salvi F., Natoli E., De Amicis M., Jadoul F., Sterlacchini S. (2004) – GIS and 3D geological reconstruction of the Zuccone gravitational deformation, Val Taleggio (Southern Alps).

Zerathe S., Lebourg T. (2012) - Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France) - Geomorphology, 138, 390–403.

Zischinsky U. (1966) - Über Sackungen – Rock Mechanics and Rock Engineering, 1, 30-52.