

Autorità di Bacino Regionale – Regione Calabria

POR Calabria 2000-2006

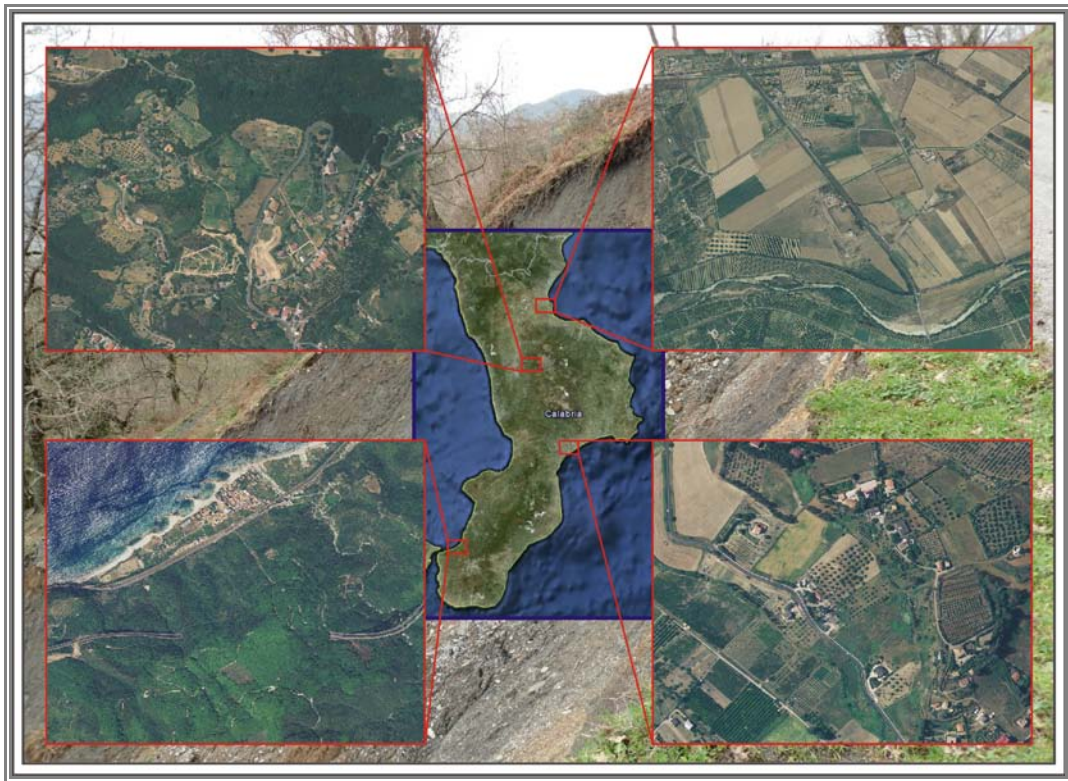
Asse 1 – Risorse naturali

Misura 1.4 – Sistemi insediativi

Azione 1.4.c – Azioni di studio, programmazione, sperimentazione, monitoraggio, valutazione e informazione finalizzati alla predisposizione e gestione di politiche integrate d'intervento di difesa del suolo

Lotto 5 – Attività di monitoraggio di siti in frana e di aree soggette a fenomeni di subsidenza

RELAZIONE FINALE



Autori

L. Antronico, F. Cotecchia, V. Cotecchia, S. Gabriele, G. Gullà, G. Iovine, G. Lollino, N. Moraci, R. Pagliarulo, O. Petrucci, F. Rocca, M. Sorriso-Valvo, O. Terranova.

Proponente Coordinatore: CNR –IRPI

Soggetti Associati: DIC – PoliBa, DEI – PoliMI, DMM - UniRC

CNR-IRPI, UOS di Cosenza

La Relazione Finale presenta i risultati e conclude le attività previste per l'espletamento del Lotto 5

– **Attività di monitoraggio di siti in frana e di arre soggette a fenomeni di subsidenza** della Misura 1.4 dell'Asse 1 del POR Calabria 2000-2006, affidato dall'Autorità di Bacino Regionale della Regione Calabria ai soggetti esecutori coordinati dal CNR - Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI).

Il gruppo dei soggetti esecutori, oltre al capofila IRPI che partecipa con personale delle Unità Organizzative di Supporto (UOS) di Cosenza, Torino e Bari, comprende il Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambiente del Politecnico di Bari, il Dipartimento di Elettronica e Informazione del Politecnico di Milano ed il Dipartimento di Meccanica e Materiali dell'Università Mediterranea di Reggio di Calabria.

Tale gruppo è costituito da:

M. Sorriso-Valvo, Responsabile Scientifico del Progetto, Dirigente di Ricerca, IRPI, UOS di Cosenza

L. Antronico, Ricercatore, IRPI, UOS di Cosenza

S. Gabriele, Dirigente di Ricerca, IRPI, UOS di Cosenza

G. Gullà, Referente monitoraggio frane, Dirigente di Ricerca, IRPI, UOS di Cosenza

G. Iovine, Ricercatore, IRPI, UOS di Cosenza

G. Lollino, Dirigente di Ricerca, IRPI, UOS di Torino

R. Pagliarulo, Ricercatore, IRPI, UOS di Bari

O. Petrucci, Ricercatore, IRPI, UOS di Cosenza

O. Terranova, Ricercatore, IRPI, UOS di Cosenza

F. Cotecchia, Prof. Associato, Dip. Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Bari

V. Cotecchia, Referente monitoraggio subsidenza, Prof. Emerito, Politecnico di Bari

F. Rocca, Prof. Ordinario, Dip. Elettronica e Informazione, Politecnico di Milano

N. Moraci, Prof. Associato, Dip. Meccanica e Materiali, Università Mediterranea di Reggio Calabria

Editing: R. Greco

Con la partecipazione di:

L. Aceto, IRPI, UOS di Cosenza

P. Allasia, IRPI, UOS di Torino

L. Borrelli, IRPI, UOS di Cosenza

F. Chiaravalloti, IRPI, UOS di Cosenza

C. Giannico, T.R.E. s.r.l., Milano

D. Gioffrè, DMM - UniRC

D. Giordan, IRPI, UOS di Torino

R. Greco, IRPI, UOS di Cosenza

S.C. Maiorano, IRPI, UOS di Cosenza

M.C. Mandaglio, DMM - UniRC

E. Militi, IRPI, UOS di Cosenza

F. Perri, IRPI, UOS di Cosenza

INDICE

1. PREMESSA	1
2. INDIVIDUAZIONE DEGLI AMBITI MORFODINAMICI E GEOAMBIENTALI OMOGENEI DELLA CALABRIA	3
2.1. ZONE GELOGICO-GEOMORFOLOGICHE OMOGENEE DELLA CALABRIA	3
3. INDIVIDUAZIONE DEI CASI DI STUDIO	27
3.1. FENOMENI FRANOSI	27
3.1.1. <i>Criteri per la selezione dei casi di studio</i>	27
3.1.2. <i>Casi esaminati</i>	28
3.1.3. <i>Descrizione dei casi selezionati</i>	30
3.2. SUBSIDENZA	32
3.2.0. <i>Generalità</i>	32
3.2.1. <i>La subsidenza della Piana di Sibari (CS)</i>	33
4. CRITERI PER LA PROGETTAZIONE DEI SISTEMI DI MONITORAGGIO	36
4.1. ASPETTI METODOLOGICI ED INDICAZIONI GENERALI	36
4.2. STUDI STORICI	41
4.2.1. <i>Introduzione</i>	41
4.2.2. <i>Indicazioni generali</i>	42
4.2.3. <i>Studi a carattere regionale</i>	43
4.2.4. <i>Studi a carattere locale</i>	45
4.2.5. <i>Studi a scala di versante</i>	46
4.3. TECNICHE E METODI PER IL MONITORAGGIO	47
4.3.1. <i>Sistemi di telerilevamento radar satellitari</i>	47
4.3.2. <i>Tecniche di rilevamento e gestione di dati da sistemi di monitoraggio e di elaborazione di misure con sistemi GPS</i>	55
4.3.3. <i>Telerilevamento con lidar terrestre, con fotocamera digitale terrestre e con stazione totale</i>	60
4.3.4. <i>Installazioni per la misura di spostamenti superficiali relativi, di spostamenti profondi e di pressioni neutre</i>	61

5. MONITORAGGIO DEI FENOMENI FRANOSI. TECNOLOGIA E RISULTATI	65
5.0. PREMESSA	65
5.1. INDAGINI GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE	65
5.1.0. Premessa	65
5.1.1. Luzzi	66
5.1.1.1. Inquadramento geologico generale	66
5.1.1.2. Caratteristiche litologico-strutturali ed idrogeologiche dell'area di interesse	67
5.1.1.3. Caratteristiche geomorfologiche e periodi di movimento del fenomeno franoso	68
5.1.2. Sellia Marina	71
5.1.2.1. Inquadramento geologico generale	71
5.1.2.2. Caratteristiche litologico-strutturali ed idrogeologiche dell'area di interesse	72
5.1.2.3. Caratteristiche geomorfologiche del fenomeno franoso	74
5.1.3. T. Favazzina	74
5.1.3.1. Inquadramento geologico generale	74
5.1.3.2. Rilevamento geologico-strutturale	75
5.1.3.3. Rilevamento litotecnico	78
5.1.3.4. Rilevamento geomorfologico e fenomeni di instabilità	81
5.2. INDAGINI STORICHE NELLE AREE DI INDAGINE DEL PROGETTO	83
5.2.0. Premessa	83
5.2.1. Organizzazione dei dati	85
5.2.2. Il sito di indagine di Torre Malizia (Luzzi, Cosenza)	86
5.2.3. Il sito di indagine di La Petrizia (Sellia Marina, Catanzaro)	86
5.2.4. Il sito di indagine di T. Favazzina (Scilla, Reggio Calabria)	86
5.3. INDAGINI GEOTECNICHE	87
5.3.0. Premessa	87
5.3.1. Luzzi	87
5.3.1.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica	93
5.3.2. Sellia Marina	96
5.3.2.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica	102
5.3.3. T. Favazzina	104
5.3.3.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica	108
5.4. INSTALLAZIONI GEOTECNICHE PER IL MONITORAGGIO	109
5.4.0. Premessa	109
5.4.1. Luzzi	110
5.4.2. Sellia Marina	111

5.4.3. <i>T. Favazzina</i>	112
5.5. RETI GPS PER IL MONITORAGGIO	113
5.5.0. <i>Premessa</i>	113
5.5.1. <i>Luzzi</i>	116
5.5.2. <i>Sellia Marina</i>	117
5.6. RETI IDMS (IMAGE DETECTION FOR MONITORING SYSTEM) PER IL MONITORAGGIO	118
5.6.0. <i>Introduzione</i>	118
5.6.1. <i>Funzionamento della strumentazione</i>	120
5.5.2. <i>Campagna di rilevamento presso Sellia Marina</i>	122
6. ANALISI PSINSAR NELLA ZONA DI LUZZI (CS) E DI SIBARI (CS)	124
6.1. <i>PREMESSA</i>	124
6.2. <i>ANALISI SATELLITARE DELL'AREA DI LUZZI</i>	124
6.3. <i>ANALISI SATELLITARE DELL'AREA DI SIBARI</i>	126
6.4. <i>RISULTATI MORFODINAMICI DELL'ANALISI SATELLITARE</i>	127
6.4.1. <i>Luzzi</i>	127
6.4.2. <i>Sibari</i>	129
7. ANALISI DELL'EFFICIENZA DELLE OPERE D'INTERVENTO – LUZZI	130
8. LA SUBSIDENZA NEL COMPRESORIO ARCHEOLOGICO DI SIBARI	132
8.0. <i>PREMESSA</i>	132
8.1 <i>LA PIANA DI SIBARI</i>	133
8.1.1. <i>Inquadramento geostrutturale della Piana di Sibari</i>	133
8.1.2. <i>Glacioeustatismo dell'area di Sibari</i>	134
8.1.3. <i>Subsidenza di natura geotecnica: il caso del sito archeologico di Sibari</i>	135
8.1.4. <i>Subsidenza attuale della Piana di Sibari: componente antropica</i>	139
8.2. <i>CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA DEL SITO DI SIBARI</i>	141
8.2.1. <i>Campagna d'indagine e banca dati</i>	141
8.2.2. <i>Descrizione litostratigrafica</i>	142
8.2.3. <i>Composizione dei terreni di Sibari</i>	144
8.2.4. <i>Stato dei terreni</i>	145
8.2.5. <i>Risultati delle prove meccaniche di laboratorio</i>	146
8.2.6. <i>Prove di sito: misure pressiometriche</i>	149
8.2.7. <i>Risultati delle prove di permeabilità</i>	149

8.2.8. <i>Selezione dei parametri di calcolo</i>	150
8.3. MODELLAZIONE GEOTECNICA DELLA SUBSIDENZA	151
8.3.1 <i>Modello geotecnico per il calcolo numerico agli elementi finiti della subsidenza da consolidazione primaria</i>	151
8.3.2. <i>Risultati del calcolo della consolidazione primaria</i>	155
8.3.3. <i>Subsidenza da consolidazione secondaria</i>	163
8.4. CONCLUSIONI	163
9. SINTESI DEI PRODOTTI E DEI RISULTATI DELLO STUDIO	166
9.1. LE RETI DI MONITOTAGGIO	166
9.2. PRIME INDICAZIONI DEL MONITORAGGIO	166
9.2.1. <i>Luzzi</i>	166
9.2.1.1. <i>Modello geotecnico del pendio</i>	167
9.2.1.1.1. <i>Schema geotecnico</i>	167
9.2.1.1.2. <i>Meccanismi di innesco e modalità di evoluzione</i>	168
9.2.1.1.3. <i>Procedure di calcolo ed analisi di stabilità</i>	168
9.2.2. <i>Sellia</i>	169
9.2.2.1. <i>Modello geotecnico del pendio</i>	170
9.2.2.1.1. <i>Schema geotecnico</i>	170
9.2.2.1.2. <i>Meccanismi di innesco e modalità di evoluzione</i>	171
9.2.2.1.3. <i>Procedure di calcolo ed analisi di stabilità</i>	171
9.2.3. <i>T. Favazzina</i>	172
9.2.3.1. <i>Analisi numerica dei fenomeni di innesco e di propagazione delle frane di colata</i>	173
9.2.3.2. <i>La frana di colata di Favazzina del 2001</i>	208
10. IL WEB.-GIS	211
10.1. PREMESSA	211
10.2. SPECIFICHE FUNZIONALI	211
10.3. SPECIFICHE ARCHITETTURALI	212
11. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	217
11.0. PREMESSA	217
11.1. METODOLOGIA E FASI DELLO STUDIO	217
11.1.0. <i>Premessa</i>	217
11.1.1. <i>Selezione dei casi di studio</i>	218

11.1.2. Caratterizzazione dei casi di studio	219
11.1.3. Metodi e mezzi d'indagine strumentali e di monitoraggio	220
11.1.4. L'indagine storiografica	227
11.2. I CASI DI STUDIO - RISULTATI E SISTEMI DI MONITORAGGIO	229
11.2.1. - Torre Malizia - Luzzi (CS)	229
11.2.2. Contrada La Petrizia - Sellia Marina (CZ)	239
11.2.3. V.ne Favagreco - Favazzina (RC)	249
11.2.4. Subsidenza	260
11.3. EFFICACIA DEGLI INTERVENTI A TORRE MALIZIA	264
11.4. IL WEB-GIS	265
BIBLIOGRAFIA	270

1. PREMESSA

La proposta presentata sulla base del Bando per il Lotto 5 dell'Azione 1.4c, Misura 1.4 del POR Calabria 2000-2006 era in realtà una proposta di progetto di ricerca e sviluppo di diversi siti di monitoraggio, con la peculiarità del doppio oggetto d'indagine: movimento in massa e subsidenza.

Ciò ha comportato la scelta di condurre in parallelo due indagini praticamente indipendenti, salvo il ricorso congiunto alla tecnologia di analisi SAR (Synthetic Aperture Radar) per la misura in campo esteso dei movimenti occorsi negli anni precedenti l'inizio delle attività del progetto.

La relazione che segue è strutturata in modo da presentare sinteticamente le diverse fasi dello studio e dello sviluppo degli impianti di campagna per il monitoraggio e per la gestione dei sistemi di monitoraggio, precedute dalla parte metodologica che contiene anche i principi su cui i vari interventi sono basati.

Per quanto riguarda il monitoraggio, l'esecuzione del progetto ha trovato sul suo cammino qualche difficoltà costituita soprattutto dalla necessità di reperire siti su cui installare i sistemi di misura, al riparo dal vandalismo che si è dimostrato molto presente in precedenti esperienze dell'IRPI di Cosenza (studio e monitoraggio della frana di Serra di Buda (Acri), e del versante di Greci-Vallone Pizzotto nel comune di Lago). Solo con notevoli sforzi organizzativi, incontri con i proprietari dei terreni, e nel caso di Luzzi, l'aiuto dell'Amministrazione comunale, che qui si ringrazia per la preziosa collaborazione, si è riusciti a portare a termine il progetto.

Una scorsa all'Indice permette di verificare preliminarmente quanto sopra affermato.

Si precisa che si è appositamente inteso evitare di dare alla presente relazione il format di un "Manuale d'istruzioni" perchè si intende mettere in evidenza come, per la complessità del tema "Monitoraggio" e dei soggetti da monitorare, è necessario di volta in volta attuare una strategia che dipende dalla finalità dell'intervento (essenzialmente: conoscitivo o di allerta), attraverso tattiche da adattare caso per caso.

Si è inteso dare solo i principi fondamentali, richiamati sinteticamente nelle Conclusioni (Cap. 11), e mostrare i casi realizzati come esempi di realizzazioni in tempi ristretti e con mezzi finanziari non infiniti, cioè nelle condizioni indubbiamente più frequenti in cui ci si trova ad operare, cercando di garantire un risultato minimale ma sufficiente per raggiungere gli scopi previsti.

Alcuni aspetti di questa filosofia del fare bene con il minimo dispendio e la massima efficienza possibile, verranno meglio trasferiti alla Committente ABR durante la fase di addestramento all'uso e gestione delle installazioni e del WEB-GIS.

Nella fase di trasferimento potrà inoltre essere sviluppata una lettura complessiva dei risultati conseguiti al fine concertare con il Committente, nell'ipotesi sia di interesse dell'ABR, le modalità per definire e proporre sistematicamente schemi di monitoraggio integrato da utilizzare come riferimento per movimenti in massa tipizzati rappresentativi in aree omogenee in termini geo-ambientali.

Le tre aree di studio dei movimenti in massa sono state individuate sia in base alla loro idoneità fisico-strutturale e logistica, sia in base alle limitazioni finanziarie, che non consentivano lo studio di fenomeni di grandi dimensioni. Il costo dei sistemi di monitoraggio aumenta più che proporzionalmente rispetto alle dimensioni lineari sia perchè sono proporzionali all'area dei fenomeni, non alla lunghezza o larghezza solamente, sia perchè in genere, più esteso è il fenomeno, più complessa è la geometria dei corpi franosi, spesso caratterizzati da dinamiche diverse.

Nella Premessa della Relazione Intermedia, veniva prospettata la possibilità che il progetto non potesse essere completato nei termini indicati dal bando, a causa di diversi motivi, in parte già palesati, in parte manifestatisi nel corso dello studio. Si deve riconoscere la disponibilità dell'ABR nel comprendere, pretendendo tuttavia la rappresentazione di adeguate motivazioni, la complessa situazione derivata da fattori di varia natura (logistica, climatica, sociologica), e nel concedere le proroghe che hanno consentito di completare lo studio.

Lo studio svolto ha comportato una rilevante parte di campagna, consistente sia in rilevamenti diretti geologici e geomorfologici, sia in indagini e prove geotecniche in sito, sia in installazioni permanenti di strumentazioni topografiche e geotecniche che costituiscono le reti di monitoraggio.

Come previsto, le strumentazioni, l'hardware, il software e le installazioni acquistate e messe in opera per il progetto, finalizzate alla realizzazione delle reti e del Web-GIS, saranno consegnate all'ABR nella fase di trasferimento delle installazioni e del know-how sviluppato tramite il Lotto 5.

Si tratta di un'operazione complessa che richiederà del tempo per il know-how e per una procedura non semplicissima sul piano amministrativo.

Infine, corre l'obbligo, ed il piacere, di ringraziare quanti, con la loro disponibilità, ci hanno consentito di realizzare lo studio e le opere. In particolare, un ringraziamento va all'Amministrazione Comunale di Luzzi (CS), nella persona dell'Assessore ai LLPP Ing. Pisano, sia per aver fornito materiale tecnico riguardante il caso di studio di Torre Malizia, sia per aver favorito l'instaurazione di un rapporto di fiducia con i proprietari dei siti in cui si sono installate le strumentazioni. Un ringraziamento è dovuto a tutti i proprietari della zona di Torre Malizia consultati, disponibili ad accogliere le installazioni, ed in special modo a quelli che le hanno effettivamente accolte. Si ringrazia parimenti i proprietari dei terreni della zona studiata in contrada La Petrizia di Sellia Marina e dell'area di studio del V.ne Favagrecò (Favazzina).

2. INDIVIDUAZIONE DEGLI AMBITI MORFODINAMICI E GEOAMBIENTALI OMOGENEI DELLA CALABRIA

2.1. ZONE GELOGICO-GEOMORFOLOGICHE OMOGENEE DELLA CALABRIA

M. Sorriso-Valvo

Le geologia della Calabria (Amodio-Morelli et al. 1976), includendo in essa la tettonica, è estremamente complicata e conferisce alla regione una rilevante variabilità paesaggistica e ambientale in senso lato. Essa è il principale fattore di controllo dell'intensità e della distribuzione dei fenomeni di dissesto, perché, direttamente o indirettamente, controlla o influenza altri importanti elementi che a loro volta influenzano la franosità, come la morfologia e il clima.

In base a ciò, a scala regionale sono riconoscibili undici Ambiti geologico - geomorfologici omogenei. Dato che la geomorfologia della Calabria è essenzialmente determinata dall'assetto tettonico - strutturale e dalla litologia, tali Ambiti sono essenzialmente lito-morfo-strutturali (Fig. 2.1 - 1).

Gli Ambiti individuati sono:

- 1 - Gruppo del M. Pollino-Orsomarso
- 2 - Alto ionio cosentino
- 3 - Catena Costiera Tirrenica (Da Sangineto al F. Savuto) e Sila Piccola meridionale (da M. Reventino a Gimigliano)
- 4 - Valle del Crati
- 5 - Sila
- 6 - Bacino Crotonese e fasce pedemontane ioniche
- 7 - Stretta di Catanzaro (parte sedimentaria)
- 8 - M. Poro
- 9 - Valle del Mesima-Piana di Gioia T.
- 10 - Serre e Aspromonte;
- 11 - Pianure costiere

Tali Ambiti sono presentati nella Fig. 2.1 - 1 e descritti nel seguito.

1 – Ambito del Gruppo del M. Pollino-Orsomarso

Il Gruppo del M. Pollino costituito dai rilievi della catena M. La Spina-M. Rossino-M. Velatro-M. Vernita-Coppola di Paola-Serra del Prete-M. Pollino- Serra del Dolcedorme-Manfria-Timpa di S. Lorenzo, in gran parte compresa nel territorio della Lucania, e dal rilievo isolato del M. Sellaro all'estremità sud-est. Include verso l'estremità nord-ovest l'ampia depressione del Bacino di Rotonda, idrograficamente parte del bacino del F. Lao. L'Ambito è delimitato a sud-ovest da una struttura che costituisce un unico elemento tettonico di rilevanza regionale, noto in letteratura come Linea del Pollino. Questa linea viene interrotta dalla struttura normale, diretta NE-SW con immersione SE, che si estende da Francavilla

Marittima a Trebisacce. Il gruppo si estende verso sud includendo i rilievi M. Palanuda. M. Caramolo-Cozzo del Pellegrino-La Mula-Montea, il cui limite meridionale è determinato dall'antica linea tettonica di Sanginetto, che dalla costa tirrenica si estende fino nei pressi di Castrovillari e costituisce il confine con l'Ambito della Catena Costiera-M. Reventino-Gimigliano a sud, e con l'Ambito della Valle del Crati-Piana di Sibari a sud-est. Ad ovest, l'Ambito confina con la costa tirrenica, lungo la quale forma un esteso fronte montano interrotto solo dall'ampia pianura del F. Lao e del T. Abatemarco.

Dal punto di vista geologico, dominano i terreni carbonatici delle Unità Panormidi di Ogniben (1969), che giacciono con rapporti stratigrafici complicati dalla tettonica quaternaria e pre-quaternaria, generalmente sovrapposti alle unità metamorfiche di basso o bassissimo grado del complesso ligure (Monaco et al., 1994). Verso est, le unità carbonatiche presentano rapporti stratigrafici altrettanto complessi con i flysch miocenici, la cui giacitura originaria è di sovrapposizione alle unità carbonatiche.

Dal punto di vista tettonico, questo Ambito è caratterizzato dalla presenza di faglie normal-trascorrenti sinistre sub verticali con direzioni intorno a N 120-130°, attive fino al Pleistocene medio (Monaco & Tansi, 1992). Queste faglie delimitano e sollevano i terreni carbonatici mesozoici che formano i rilievi del gruppo del Pollino. Questi rilievi dominano le aree collinari dell'Alto Ionio cosentino e la bassa valle del Crati.

Relativamente a questo Ambito, il tasso di sollevamento negli ultimi 0,7 MA è di circa 1 mm/a (Westaway, 1993), per i blocchi maggiormente sollevati. E' inoltre da notare che in quest'area è testimoniata attività sismica storica rilevante solo nel settore orientale, mentre non si hanno notizie circa l'area del M. Pollino, anche se studi recenti hanno rilevato evidenze di attività tettonica storica nelle conoidi del M. Pollino (Ferreri et al., 1994).

Il paesaggio di questo Ambito è quello tipico della catena degli Appennini, con rilievi rocciosi, prevalentemente carbonatici, aspri e scoscesi sebbene mai alti molto oltre i 2000 m, con alte pareti alla cui base si trovano spesse coltri detritiche. Questi rilievi sono intervallati da più o meno ampie zone a morfologia dolce o pianeggiante, costituite dagli affioramenti di rocce tenere o da depressioni carsiche, tettonocarsiche e tettoniche, contenenti depositi sedimentari neogenici che nel caso delle depressioni tettoniche possono raggiungere diverse centinaia di metri di spessore (circa 600 m nel Bacino di Rotonda).

Scorrimenti profondi e superficiali interessano soprattutto i terreni metamorfici e i flysch, mentre crolli, colate detritiche interessano le pareti carbonatiche dove la roccia è intensamente fratturata; spandimenti laterali e scorrimenti in blocco, talora di grandi dimensioni, si sviluppano dove l'assetto tettonostratigrafico ne facilita lo sviluppo (Sorriso-Valvo e Tansi, 1996).

In quest'ambito sono presenti numerosi fenomeni franosi, anche di grandi dimensioni. Meritevoli di un monitoraggio sono i fenomeni che riguardano alcuni centri abitati, come quello di S. Lorenzo Bellizzi, un paese costruito sulle pendici rivolte ad ovest del monte Serra di Paola (1386 m slm).

Quasi tutto il centro abitato è costruito su un ripiano morfologico che separa due tratti molto acclivi e di estensione simile, del versante. Questo ripiano costituisce la parte residua di un antico versante che molto probabilmente si raccordava con il letto antico (Quaternario inferiore?) del T. Maddalena, che ora si trova approfondito di circa 300 m. Sulla nuova e sull'antica parte del versante si è sviluppato un fenomeno di DGPV (Sackung), la cui parte inferiore è impostata su terreni torbidity (Argille Varicolori) composta da terreni Meoszioco-Terziari, messi in posto nel Miocene inferiore-medio. La parte superiore è impostata su terreni calcareo-argillosi mesozioico-terziari, con aumento della componente calcarea verso l'alto. Con l'aumento della frazione calcarea, aumenta la rigidità delle rocce e il fenomeno assume prima il carattere di uno scorrimento rotazionale e, salendo in quota, quello di uno scorrimento in blocco con trench nella corona che giungono fin sulla cima di Serra di Paola.

I due complessi geologici sono separati da una faglia verticale con direzione N-S, lato abbassato ad ovest, passante subito a monte del centro abitato.

La parte inferiore del versante è interessata da numerosi fenomeni di scorrimento-colata di grandi dimensioni (fino a 1300 m circa in lunghezza) che mascherano il sottostante Sackung, che nel complesso si estende su una superficie di circa 3 km², tra le quote 530, in corrispondenza del piede e 850 circa, subito a monte di S. Lorenzo Bellizzi.

Il fenomeno principale non mostra segni di movimento macroscopici. Sono invece presenti segni di attività recente al riguardo di fenomeni franosi secondari. Segni più evidenti di attività recente si possono riscontrare in corrispondenza di fenomeni di dimensioni molto minori, come, ad es., quello riguardante la periferia nord-occidentale del paese, su cui sono state di recente eseguite opere di sistemazione.

Questo fenomeno meriterebbe un controllo dei movimenti, e uno studio per giungere a formulare un progetto d'intervento tanto necessario quanto difficile.

2 – Ambito dell'alto Ionio cosentino

Questo Ambito non è molto esteso, ma presenta caratteristiche molto peculiari che lo rendono di grande interesse scientifico ma, al tempo, estremamente problematico ai fini della gestione del territorio, per la diffusissima presenza di fenomeni franosi.

L'Ambito è delimitato a sud dal contatto, in parte guidato dal rilievo determinato da una linea tettonica che, con direzione SO-NE si estende da Francavilla Marittima a Trebisacce sollevando il blocco di NO, tra i flysch che dominano nell'Ambito e le alluvioni recenti e attuali del T. Raganello, del T. Satanasso e del T. Plataci, incluse nell'Ambito Valle del Crati-Piana di Sibari. Il motivo di questa situazione è da ascrivere essenzialmente alla nettissima predominanza di formazioni tipo flysch (Flysch di Albidona, Argille Varicolori, ecc.). Sovrascorrimenti di rilevanza regionale, con direzione NO-SE, caratterizzano l'entroterra dell'Alto Ionio cosentino. Essi sono più antichi delle strutture distensive o trascorrenti-distensive

prevalentemente orientata N-S, ma tuttavia influenzano la morfologia di secondo ordine determinando ampie gradinate, molto degradate, le cui alzate corrispondono con i fronti di sovrascorrimento.

Il paesaggio è desolato e dolce, salvo le rupi di Oriolo e Castroregio, localmente accidentato come i rilievi di Nocara e Montegiordano. Qualunque opera, sia costruttiva che agricola, è resa precaria dalla diffusione dei fenomeni franosi, in prevalenza rappresentati da fenomeni complessi di scorrimento-colata di terra.

Studi condotti in alcuni bacini di questa zona, hanno dato i seguenti risultati riguardanti i caratteri essenziali della morfologia dei versanti e dei fenomeni franosi:

Pendenza media dei versanti in genere: 16,4°; dei versanti su flysch, 16,8°, su Argille Varicolori, 15,2°, su complesso marnoso-sabbioso 20,5°.

Franosità: versanti su flysch 72%; su Argille Varicolori 76%; su complesso marnoso-sabbioso 36% (Carrara et al., 1982).

Tale franosità rende quest'area marginale dal punto di vista socio-economico. La componente litoide di queste formazioni dà origine, con i movimenti in massa, a detrito grossolano che forma i letti dei torrenti che assumono la forma di fiumare, la più rappresentativa dei quali è il F. Ferro.

Un caso particolare per dimensioni è il fenomeno di scorrimento di terra (flysch) di Plataci. Tale fenomeno ha dato segni di riattivazione verso al fine del secolo scorso, ma attualmente non vi sono segnali di pericolo imminente.

Un altro fenomeno, rilevante perché interessa la SS107 e la ferrovia Sibari-Taranto, si trova subito a nord del castello che si trova lungo la costa ionica, nel comune di Roseto di Capo Spulico. Si tratta di un noto fenomeno complesso di scorrimento-colata di terra. Interessa un versante a bassa inclinazione (circa 15°) su Argille Varicolori; è lungo oltre 1km e largo circa 300m. E' stato oggetto di studio geomorfologico da parte dell'IRPI negli anni '70. Negli anni'90 vi sono stati eseguiti interventi, ma da circa due anni mostra segni di riattivazione.

3 – Ambito della Catena Costiera Tirrenica e della Sila Piccola Meridionale

Questo Ambito comprende la Catena Costiera tirrenica dalla linea di Sanginetto (lungo l'omonimo torrente) fino alla valle del F. Savuto, e Sila Piccola meridionale da M. Reventino a Gimigliano. La Catena Costiera è delimitata a ovest dal lungo fronte montano tirrenico (Sorriso-Valvo & Sylvester, 1993) diretto N-S, che la separa da una stretta pianura costiera. Il fronte montano è opposto alla fossa oceanica del Bacino di Paola ed è delimitato da faglie normali; in questa zona, tuttavia, sono state individuate almeno quattro set di faglie normali e normali con componente di trascorrenza (Sorriso-Valvo & Sylvester, 1993), con successive riprese del movimento lungo le strutture con direzione NO-SE. In questa zona, datazioni assolute condotte con vari metodi hanno permesso di determinare velocità di sollevamento intorno ad 1 mm/a (Sorriso-Valvo, 1993). A est, il limite della catena è costituito dal sistema di faglie

dirette circa N-S che separa i terreni cristallini della Catena dai sedimenti neogenici della Valle del Crati. Queste faglie costituiscono una linea articolata con rigetti fino a oltre 200 m; sono normali con debole componente di trascorrenza destra (Torici et al., 1995) individuata sulla base di elementi morfostrutturali e dell'analisi strutturale di dettaglio. La Catena è un lungo e stretto *horst* che costituisce i rilievi montuosi, in cui affiorano i terreni della catena alpina costituita da complessi alloctoni di derivazione oceanica, da complessi alloctoni di derivazione continentale, e da affioramenti in finestra tettonica delle unità carbonatiche della catena appenninica. I complessi oceanici sono rappresentati soprattutto edifici alloctoni composti da metamorfiti di basso-medio grado (filladi, filladi carbonatiche) e terreni carbonatico-silicei, associati a meta vulcaniti basiche (rocce verdi) e radiolariti; questi edifici sono pervasi da numerose strutture di compressione che ne determinano un rilevante ispessimento rispetto alla potenza originaria. I terreni alloctoni continentali sono rappresentati da gneiss, gneiss granatiferi, granodioriti, con alla base livelli filladici. I terreni appenninici sono rappresentati essenzialmente da calcari e dolomie che "perforano" la coltre alloctona continentale formando i rilievi di M. Guono, M. Cocuzzo e M. Scudiero. Piccole finestre tettoniche in depressione si trovano a nord, in prossimità della linea di Sanginetto, e a sud, tra Amantea e Sambiasse. Localmente, più diffusamente nel settore meridionale, i terreni cristallini sono ricoperti dai depositi miocenici e pliocenici (conglomerati, calcari evaporitici e gessi, arenarie, argille e marne). Lungo il margine occidentale, immediatamente a sud di Rende, la Catena Costiera si espande verso ovest. Da qui fino all'allineamento Piano Lago-Valle del Savuto, dove si pone il limite geografico Catena Costiera-Sila, il sistema horst-graben è caratterizzato da faglie che tendono a discostarsi dalla direzione media N-S e ad assumere un trend N 30-40°.

L'adiacente tratto della Sila Piccola meridionale, di forma triangolare molto allungata verso SE con vertice a Gimigliano-Catanzaro, è delimitato a ovest dal F. Savuto e dal rilievo di M. Reventino, a nord-est dall'allineamento Soveria Mannelli-Gimigliano, parallelo alla depressione tettonica di Decollatura, al vertice est da Catanzaro, a sud-est dalla grande scarpata tettonica degradata di Sambiasse-Nicastro-Catanzaro. La depressione di Decollatura è un esempio di deciso controllo strutturale del drenaggio. Si tratta dell'alta valle del T. Corace; una struttura tipo graben, con direzione NO-SE, controlla l'idrografia locale ed ha consentito, in età quaternaria, il formarsi di un lago intermontano testimoniato da depositi lacustri relitti. Questa struttura è circa parallela alla linea Sambiasse-Nicastro-Catanzaro.

In questa parte dell'Ambito affiorano gli stessi terreni della Catena Costiera, ma le direttrici tettoniche principali hanno direzione N120° circa. Il confine con l'Ambito della Sila non è netto. Tuttavia può essere individuato sulla base della dinamica attuale della morfogenesi, più attivo nel settore in questione che in questa parte della Sila Piccola.

I fenomeni di dissesto che caratterizzano questo Ambito sono soprattutto le deformazioni gravitative profonde di versante (dgpv) e le grandi frane, sebbene frequenti siano anche le frane di dimensioni

normali. La tipologia di movimento è varia, con i *Sackung* (Varnes, 1978) predominanti tra le dgpv che interessano soprattutto i terreni metamorfici di basso grado.

In quest'ambito è da citare, perché trascurato a fronte di una rilevanza notevole, il fenomeno che sovrasta le Terme di Guardia Piemontese (CS). Si tratta di un grande fenomeno idi *sackung*, lungo circa 2000 m e largo circa 1000 m, la cui parte sinistra, quindi di monte rispetto al fondovalle della Fiumara Bagni, è collassata negli ultimi anni dell'800 formando un ampio accumulo di detrito, sul quale si è rapidamente formato un sistema di due conoidi alluvionali, alimentate da due profondi valloni impostati entro il corpo franato. Le conoidi sono molto diverse per dimensioni, essendo quella del vallone a valle molto più grande dell'altra. La frana ha una lunghezza di circa 1400 m e una larghezza di circa 600 m.

Il complesso del *sackung* e della frana sono stati in seguito interessati da fenomeni franosi di più modeste dimensioni.

4 – Ambito della Valle del F. Crati

Questo Ambito è costituito da un graben con direzione N-S impostato nel Pliocene ed evoluto fino all'attuale. Il fianco orientale è tettonicamente meglio definito di quello occidentale. Pertanto, l'Ambito è delimitato a ovest e a nord dal set di faglie che lo separa dai settori della Catena Costiera e del M. Pollino-Orsomarso; a est e a sud dal limite superiore degli affioramenti sedimentari che ricoprono con continuità i terreni cristallini della Sila, dallo spartiacque con il F. Savuto a sud, fino alla linea N-S che congiunge gli alti strutturali di Terranova da Sibari e di Cassano allo Jonio. Lungo questa linea si pone convenzionalmente il confine con l'Ambito delle pianure costiere.

Lungo il margine occidentale dell'Ambito, si stende una fascia larga 4-10 km dove faglie prevalentemente normali, appartenenti allo stesso sistema di quelle che delimitano l'Ambito della catena Costiera a ovest, formano *horst-e-graben* con direzione generale N-S (CNR-IRPI, 1975). In questa fascia, tettonicamente sollevata rispetto al fondovalle e che si estende da Cerisano a sud, a S. Marco Argentano a nord, affiorano localmente il basamento cristallino e più diffusamente i terreni miocenici (conglomerati, arenarie, marne, calcari, gessi) e plio-pleistocenici anche continentali (Sorriso-Valvo, 1975), oltre ai depositi recenti e attuali delle alluvioni fluviali e lacustri.

A oriente, il graben della valle del F. Crati è delimitato, ma con poca continuità morfologica, dai sistemi di faglie N-S del versante occidentale della Sila (faglie Bisignano-S. Pietro in Guarano e Celico-Mangone). Nella bassa valle del Crati, nella zona di Tarsia-Terranova da Sibari-Spezzano Albanese, si trova un alto strutturale costituito da unità alloctone liguridi (Calcari silicei cretacei) attraversato dal F. Crati in una gola a meandri incassati, sovrainposti per precedenza. Un altro piccolo alto si trova a Cassano allo Jonio, di poco discosto dalla linea del Pollino, dove affiorano terreni carbonatici e filladi.

Nonostante si tratti di un graben, nella parte assiale di questo Ambito si può stimare un tasso di sollevamento di 0,3 mm/a (Sorriso-Valvo, 1993), confermando che l'intera regione, salvo alcuni tratti delle pianure costiere ioniche, è in sollevamento.

Conoidi alluvionali e, più raramente, da colate detritiche (Cerzeto) si trovano conservate (come l'ampia conoide del T. Mucone) o in relitti (come la conoide di S. Vincenzo al Costa) allo sbocco in valle degli affluenti in destra e sinistra idrografica. La conoide del T. Mucone, per dimensioni, non ha riscontro in questo ambiente. E' probabile che questa conoide si sia formata quando l'antico Mucone ha inciso profondamente le pendici occidentali della Sila formando la profonda gola in cui attualmente scorre.

Nella fascia tettonizzata contigua al margine occidentale dell'Ambito, sono frequenti i fenomeni franosi a causa del decadimento meccanico dei terreni molto tettonizzati; lungo la faglia principale sono presenti antichi fenomeni di scorrimento in blocco di rocce cristalline che ora poggiano sui terreni più recenti. L'intensa urbanizzazione di questa zona, a causa della diffusione dei movimenti in massa, costituisce un problema per la gestione del territorio.

Fenomeni franosi interessano con rilevante frequenza i terreni plio-pleistocenici a componente pelitica della zona assiale della valle. L'incidenza delle frane è localmente accentuata dall'erosione al piede dei versanti operata, per esempio, dal F. Crati tra Cosenza e la confluenza del T. Iavas, dove il fiume ha prodotto alte scarpate d'erosione nelle argille marnoso-siltose azzurre del Pleistocene; da queste scarpate si staccano con frequenza masse che si muovono con meccanismi di crollo e scivolamento in blocco. Il sollevamento tettonico sta provocando la profonda incisione degli affluenti, causa diretta di una dinamica dei versanti accentuata, con movimenti in massa generalmente di limitata estensione, anche nei terreni a prevalente composizione sabbiosa, calcarea e cristallina.

Lungo il margine occidentale dell'Ambito del F. Crati, al confine, di origine tettonica, con l'ambito della Catena Costiera, nelle zone di affioramento dei terreni miocenici, sono diffusi fenomeni complessi, in netta prevalenza di scorrimento-colata. Molti di questi fenomeni interessano i centri abitati che si trovano lungo il confine tra i due ambiti. Diversi casi sono stati oggetto di studio e di interventi negli ultimi decenni (Cerisano; San Fili; Cerzeto, Frazione di Cavallerizzo; S. Vincenzo la Costa; S. Martino di Finita; S. Benedetto Ullano, e altri). In tutti questi casi è determinante l'assetto tettono-stratigrafico dei terreni, con ripercussioni importanti anche sul regime idrogeologico.

5 – Ambito della Sila

Il gruppo montuoso della Sila è il più esteso tra quelli calabresi. Ha forma quadrangolare leggermente allungata in direzione N-S. La geologia del massiccio silano è relativamente semplice nei settori centrale e occidentale, mentre è piuttosto complessa nel settore orientale. In breve, nei settori occidentale e centrale affiorano essenzialmente i terreni cristallini intrusivi (famiglia dei graniti) e metamorfici di alto grado (gneiss di vario tipo) della catena alpina continentale; affioramenti di termini metamorfici di basso

grado affiorano estesamente nella parte meridionale del versante occidentale del massiccio, tra Soveria Mannelli e Rogliano; mentre meno estesi sono gli affioramenti della parte centrale, tra Aprigliano e il T. lavas. Sul versante orientale, si trova la complessa struttura che affiora in corrispondenza del F. Trionto: qui, i terreni granitici e filladici della catena alpina sono sormontati da una spessa sequenza sedimentaria che inizia con termini continentali conglomeratici e calcarei mesozoici, ed evolvono in una spessa sequenza torbidiitica mesozoica che forma un ampio sinclinorio coinvolto in ripetuti sovrascorrimenti con fronti dirette NO-SE.

I rapporti di giacitura tra sequenza sedimentaria e terreni cristallini sono a luoghi invertiti a causa di detti sovrascorrimenti.

Il rilievo attuale della Sila è in parte dovuto al sollevamento tettonico quaternario, iniziato quando la Sila era già in parte emersa e caratterizzata da una morfologia molto evoluta, in parte rilevante ancora preservata nelle zone interne del massiccio. Il tasso di sollevamento nell'ultimo MA è di circa 0,8 mm/a (Sorriso-Valvo, 1993; Westaway, 1993). La Sila è pertanto un acrocoro inframmezzato da zone pianeggianti, impropriamente chiamato, nel parlare corrente, altopiano. Tale acrocoro è costituito essenzialmente da terreni metamorfici di altro grado e graniti, sollevati tettonicamente di circa 800-1000 m nel Quaternario. Esso presenta una sequenza di creste lunghe circa 25 km, circa parallele, orientate SSO-NNE, sfalsate “*en echelon*”, circondate da altri rilievi che degradano prima dolcemente e poi bruscamente in corrispondenza delle faglie che, con diversi assetti, delimitano il blocco sollevato. La quasi totalità del rilievo, sia generale, che locale, cioè nell’area interna dell’acrocoro, è di natura tettonica. Anche il sistema di drenaggio, che nel complesso ha assunto andamento radiale centrifugo, è ancora fortemente controllato dalle direzioni tettoniche, nonostante il fatto che il massiccio silano era emerso fin dal Miocene superiore (si trovano, infatti, nella parte occidentale, presso Campana, depositi altomiocenici continentali). Tale controllo, che conferisce al reticolo un arrangiamento a graticcio angolato, è evidente soprattutto nella zona centrale del massiccio, dove l’erosione recente e attuale innescata dal sollevamento non ha ancora cancellato le forme ereditate dall’antica morfologia pre-quaternaria, e non ha avuto modo di conferire un carattere conseguente al drenaggio. In questa zona, tuttavia, si trovano chiari casi di diversione tettonica e inversione del drenaggio. I casi più chiari sono quelli della testata del bacino del T. Mucone, affluente di destra del F. Crati, e della testata del F. Savuto. Nel primo caso, una faglia normale, con direzione circa N130°, ha “decapitato” l’antico bacino di un corso d’acqua che doveva corrispondere alla parte di testata dell’attuale F. Trionto. Lo sbarramento diede origine a un lago i cui depositi sono stati datati a circa 30.000 dal presente con il metodo del C₁₄, termine da considerare *ante quem*. Nel frattempo, a causa della maggiore erodibilità delle rocce causata dalla stessa famiglia di faglie che aveva causato lo sbarramento del proto-Trionto, l’attuale F. Mucone incideva rapidamente una profonda forra, e la sua testata finiva con l’erodere anche la soglia del lago, determinando così una cattura facilitata, in un certo senso, da fatto che la faglia “teneva fermo” il livello

di base dell'ex-testata del proto-Trionto, che non poteva evolvere e a sua volta approfondirsi. Sulla scarpata tettonica, ormai molto degradata (per cui la data dei 30.000 anni è da considerare come ultimo periodo di esistenza del lago naturale, ripristinato nel 1951 mediante una diga idroelettrica) troviamo chiari indizi di inversione del drenaggio per cui diversi corsi d'acqua drenano in direzione dello Ionio nella parte alta, per poi dirigersi con svolte di circa 180° verso il lago Cecita; contemporaneamente, le cime dei versanti della valle principale degradano verso lo Ionio; infine, lo spartiacque tra Cecita (Crati) e Neto attraversa la valle all'altezza della località Fossia, invece di seguire le creste dei rilievi, testimoniando in modo inequivocabile la suddetta inversione del drenaggio.

Nel secondo caso, la parte superiore della valle del F. Savuto ha direzione identica a quella della parte alta della valle del F. Ampollino, affluente del F. Neto. Siamo nella zona a controllo strutturale della Sila. Lo spartiacque tra le due valli è incerto. Attualmente, numerose inversioni di drenaggio, sempre associate a faglie, indicano che il bacino del F. Savuto si sta espandendo a spese del F. Ampollino.

La morfologia della zona centrale dell'acrocoro è arrotondata ma non priva di forte energia del rilievo. L'antica superficie morfologica è ricoperta da un suolo ben sviluppato, a luoghi troncato, che non mostra adattamenti alle strutture tettoniche se non a livello del drenaggio principale. In tutta la Sila, infatti, si trovano i prodotti di intensi processi di alterazione delle rocce plutoniche (graniti, granodioriti) e metamorfiche di medio-alto grado (scisti, gneiss) (Guzzetta, 1974; Critelli et al., 1990), che hanno sviluppato suoli spessi e maturi, molto impoveriti nelle componenti chimiche più solubili (Le Pera, 1998; Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000a, 2000b).

Nelle ampie zone di affioramento dei graniti sono molto sviluppate le forme da esfoliazione *in situ*, come gli sferoidi di esfoliazione e i *tor* (Le Pera & Sorriso-Valvo, 2000b).

Le grandi faglie che delimitano il massiccio silano sono facilmente individuabili: troviamo a ovest il graben della Valle del Crati, con direzione N-S; tra la testata del bacino del F. Crati e la Valle del Savuto, c'è un alto dovuto all'horst settentrionale del graben di Decollatura (tale alto si riflette sulla finestra tettonica di M. Cocuzzo e sulla posizione dei terrazzi quaternari della costa tirrenica (Sorriso-Valvo & Sylvester, 1993); a nord, l'andamento quasi rettilineo con direzione est-ovest del margine pedemontano suggerisce la presenza di strutture tettoniche che delimitano l'estremità nord del massiccio, anche se queste ipotetiche strutture sono ricoperte dai depositi pleistocenici della piana di Sibari; a est si trovano: il sistema di faglie Rossano-Cirò (N120°, antitetico a quello della Linea del Pollino) e il complesso di faglie a prevalente direzione N-S tra il T. Lipuda e il F. Tàcina. La linea Rossano-Cirò è una struttura normal-trascorrente sinistra con medesime direzioni medie della Linea del Pollino ed immersione media verso NE, con dislocazioni verticali apparenti meno rilevanti; tale sistema si rinviene nell'entroterra fino a Campana e Pallagorío, interessando tutti i terreni. Questa struttura ha determinato il sollevamento del settore silano che costituisce essenzialmente la Sila Greca.

Sovrascorrimenti di rilevanza regionale caratterizzano l'entroterra della Sila Greca. Essi sono più antichi delle strutture distensive o trascorrenti-distensive, ma tuttavia influenzano la morfologia determinando ampie gradinate, molto degradate, le cui alzate corrispondono con i fronti di sovrascorrimento. Queste forme sono ben visibili nella zona del F. Trionto (Sorriso-Valvo, 1990).

In questo Ambito i fenomeni franosi sono diffusi essenzialmente lungo le ampie scarpate degradate marginali, e nelle profonde gole che le solcano. Assumono dimensioni e profondità maggiori, fino ad assumere le forme di ampie dgpv, in corrispondenza degli affioramenti delle metamorfite di basso grado e dei flysch della zona di Longobucco-Bocchigliero. Sui graniti e sugli scisti di alto grado si generano soprattutto fenomeni superficiali, ma vi sono presenti anche fenomeni di dgpv.

Fra i vari fenomeni di questa categoria, è stato di recente studiato, per conto della Regione Calabria, Assessorato ai LLPP, il fenomeno i Serra di Buda, in prossimità di Acri (CS). Mentre per una descrizione dettagliata del fenomeno si rimanda alla Relazione Finale consegnata all'ABR nel 2001 (Sorriso-Valvo et al., 2005), in questa sede basta ricordare che si tratta della trasformazione in frana, molto probabilmente per rottura da creep, di una parte di una dgpv che interessa il versante destro (esposto a Sud) del T- Calamo, affluente di destra del T. Mucone. L'episodio che fece scattare l'allarme e la decisione di studiare il fenomeno, avvenne nel 1998 e consistette in una fase di movimento che causò spostamenti complessivi dell'ordine di 2 m circa, a fronte di una lunghezza di circa 1050 m del fenomeno. Eventi simili si erano presentati diverse volte negli ultimi 200 anni, e si sono ripetuti, sebbene con ampiezze molto inferiori, negli anni successivi. Ciò che si teme è la possibilità che il fenomeno, date le condizioni geomorfologiche del versante, possa trasformarsi in un fenomeno catastrofico, con la definitiva interruzione della importante viabilità di accesso alla città e con il possibile coinvolgimento della periferia dell'abitato.

Tra i casi di fenomeni superficiali, si segnala la situazione della periferia settentrionale di Pedace (CS), per l'interesse che riveste sul piano potenziale del dissesto.

Pedace è un comune presilano che si trova a circa 600 s.l.m. E' fondato su terreni cristallini molto fratturati ed alterati. Quasi tutto il centro abitato giace su scisti granatiferi (kinzigiti) paleozoici, appartenenti alle unità della crosta continentale; la periferia orientale si trova su leucoscisti quarzosi, anch'essi paleozoici, ma appartenenti all'unità filladica della crosta oceanica. Sia le kinzigiti, sia i leucoscisti sono intensamente piegati, per cui è difficile definire esattamente la giacitura della scistosità rispetto al pendio; tuttavia si può ritenere che la giacitura sia prevalentemente a franapoggio. Il contatto tra leucoscisti e kinzigiti è per faglia normale con direzione N 20° E, lato abbassato ad ovest (kinzigiti).

La presenza della faglia giustifica l'intenso grado di fratturazione e conseguente alterazione delle rocce del substrato.

L'alterazione del substrato ha generato un livello saprolitico discontinuo, e di spessore variabile da 0 a poco più di 3 m ove osservabile, ma sicuramente lo spessore della saprolite supera questo valore.

Il versante, che presenta pendenze elevate, presenta una copertura colluviale composta da clasti centrimetrici in abbondante matrice fine; lo spessore è variabile da 0 m (in limitate aree), fino a 4 m circa.

La parte superiore dell'abitato è sovrastata da un versante di elevata pendenza (dal 50 al 75%) in kinzigiti, alto circa 50 m, esposto a Sud-Est, culminante con una cresta addolcita lunga circa 300m e orientata in direzione Sud-Ovest.

Il versante era sede di colture ortofrutticole fino a qualche decennio fa, realizzate su terrazzamenti con muri a secco alti da 1 a 2 m. Alle colture si va sostituendo un querceto. Molti degli alberi presentano i tronchi più o meno fortemente inclinati verso valle, indicando la presenza di creep di suolo.

Questo versante è percorso da una stradina, riportata come sentiero sulla Carta topografica al 10.000 dell'ex-CasMez. La stradina non è asfaltata, se non in brevi tratti, e non supera 3 m in larghezza. Essa taglia il versante da est ad ovest, salendo da quota 665 circa a quota 705 circa. L'inizio di valle è prossimo ad un antico canale drenante in muratura ed è in prossimità di una sorgente perenne in stato di abbandono. L'inizio inferiore della stradina si diparte da una strada asfaltata che delimita superiormente il centro abitato. Questa strada asfaltata inizia salendo da via lotta in direzione Ovest; dopo poche decine di metri compie una svolta a 180° e procede verso Est passando a ridosso delle palazzine del lato di monte di via lotta. Uno degli edifici presenta alcune lesioni lungo uno spigolo di valle. La scarpata di monte della strada presenta un muro discontinuo, a tratti in muratura, a tratti in calcestruzzo. Questo muro non presenta lesioni, ma non vi è muro in corrispondenza dell'edificio lesionato.

Lungo la stradina non asfaltata, recentemente si è verificato il cedimento di un muro di sostegno di valle, realizzato con muratura a secco, alto circa 3m. Il collasso ha asportato la stradina per metà della sua larghezza, lungo un fronte di circa 20 m. Tale muro si trova in corrispondenza di una lieve incisione morfologica. Il collasso ha portato a giorno il substrato che, ad un primo esame, appariva costituito quasi esclusivamente dalla breccia che sembrava costituire il rilevato sostenuto dal muro. Sennonché, ad un esame più approfondito del materiale e della geometria del deposito, si può invece ritenere che la breccia che affiora sia sul lato a monte della strada, sia nella scarpata della frana, sia piuttosto una breccia di colmamento di un antico fosso di erosione, e che il riporto artificiale sia molto limitato in volume.

Tale breccia, che presenta livelli quasi privi di matrice e quindi molto permeabili, è ricoperta da uno spessore di colluvio prevalentemente fine dello spessore di circa 80-100 cm.

La geometria del deposito costituito da breccia è quella di un corpo sotterrato allungato, circa parallelo al pendio, ad elevata permeabilità, confinato da materiale meno permeabile. Esso può quindi assumere la funzione di breve condotta forzata, in corrispondenza del quale la pressione neutra può raggiungere valori più elevati che nel materiale confinante. Non è stato possibile verificare se la parte inferiore di

questa condotta naturale, che corrispondeva con il muro di sostegno a secco, fosse anch'essa confinata, possibilmente dal riempimento a ridosso del muro, o libera. Se fosse stata libera, non si sarebbe dovuto verificare alcun incremento della pressione neutra, perché il muro a secco è di elevata permeabilità. Il muro è però crollato, e lavori successivi di ripulitura ne hanno asportato i detriti.

Questa breccia è stata osservata anche lungo il margine superiore del versante, in un'area in cui è stata di recente asportata a causa di scavi. La foto mostra la zona dove affiorava la breccia.

La stradina del versante interrompe il deflusso idrico superficiale intercettandolo e convogliandolo in parte verso il canalone dalla cui prossimità inizia la stradina stessa. Tuttavia, in occasione di piogge intense il deflusso superficiale attraversa la stradina, scende lungo il pendio infiltrandosi in parte nel colluvio, e viene in parte intercettato dalla strada asfaltata che delimita il centro abitato, e da qui convogliato, lungo un fosso naturale, verso via Iotta, sotto la quale scompare, evidentemente passando sotto il piano rotabile.

La mancanza di regolazione del flusso delle acque superficiali costituisce una causa di dissesto potenziale elevato, data la presenza di movimenti di creep del colluvio. Le masse eventualmente coinvolte da un movimento non sono molto grandi (volumi stimabili tra qualche decina a poche centinaia di m³), ma l'elevata pendenza e la presenza delle costruzioni a valle rendono elevato il rischio da colate detritiche nel sottostante centro abitato, per la zona di via Iotta.

6 – Ambito del Bacino Crotonese e fasce pedemontane ioniche della Sila e del sistema Serre-Apromonte

Sui terreni cristallini e carbonatici che formano i rilievi della Calabria, nei bacini individuati dalle ampie deformazioni crostali dal Miocene in poi, si sono sedimentati terreni tardi- e post- orogeni che affiorano estesamente lungo le basse pendici ioniche della regione, entro i graben del F. Crati, della Stretta di Catanzaro e del F. Mesima, e, molto meno estesamente, lungo le aree pedemontane del versante tirrenico.

Per la loro estensione, conferiscono un carattere geomorfologico caratteristico e importante al versante ionico, mentre la loro importanza è molto meno rilevante in quello tirrenico. I depositi della valle del F. Crati, della Stretta di Catanzaro e della Valle del F. Mesima-Piana di Gioia T. sono inclusi in ambiti specifici, data la specificità dell'assetto morfotettonico di queste aree. L'Ambito dell'Alto Ionio apparterebbe, geologicamente, a questo stesso ambito, ma in questo caso la peculiarità dovuta allo schiacciante predominio dei terreni tipo flysch ha suggerito l'individuazione di un Ambito specifico.

Il limite occidentale del bacino crotonese corrisponde con quello geologico tra terreni sedimentari e basamento cristallino, tra Cropani a sud e Verzino a nord; tale limite è spostato verso est dall'alto strutturale Pallagorio-Mandatoriccio, dove la copertura sedimentaria è più sottile e discontinua e affiorano i terreni cristallini silani, e aggira il vertice nord-orientale dell'Ambito della Sila, fino a Rossano

dove terminano gli affioramenti mio-pliocenici. Il limite orientale è rappresentato dal limite geologico tra terreni sedimentari di bacino e terreni marini e continentali della fascia costiera

La porzione meridionale di questa parte dell'Ambito è strutturalmente depressa rispetto a quelle settentrionale e occidentale. Per questo motivo, nella porzione meridionale affiorano terreni più recenti, in prevalenza a composizione pelitica, mentre nelle porzioni occidentale e settentrionale affiorano terreni più antichi, di composizione varia che include anche i termini evaporitici del Miocene superiore e vari livelli di olistostromi costituiti da argille varicolori (bassa Valle del F. Trionto, S. Morello, nelle prossimità di Scala-Coeli, Crucoli, Strongoli), che conferiscono al paesaggio i caratteri tipici che si sono descritti nell'Ambito dell'Alto Ionio cosentino.

I terreni sedimentari, prevalentemente sabbioso-conglomeratici nei termini basali, che poggiano sul basamento cristallino silano, presentano un assetto in monoclinale immergente verso lo Ionio. Tale assetto è in parte primario, ma è accentuato da deformazioni tettoniche sia nella forma di deformazioni rigide, sia di deformazioni duttili, sia di basculamento regionale. L'effetto è la genesi di grandi *flat-irons* che caratterizzano la zona pedemontana silana nell'area di Verzino-Cerenzia. Più verso il mare, faglie a rilevante componente normale con assetto sintetico e antitetico conferiscono al territorio un tipico andamento a *cuestas*.

Nell'area crotonese il tasso di sollevamento massimo è di 1,1 mm/a negli ultimi 120 ka (non si hanno dati per periodi più lunghi). Lungo la costa, è presente una subsidenza che interessa estesamente la zona di Sibari, il tratto di fascia costiera del rossanese e di Mirto, di Punta Alice, Crotone, fino a Catanzaro Marina. Misure recenti hanno indicato un tasso di subsidenza di circa 1-10 mm/a. A Cirò Marina, la subsidenza tra il 1993 e il 1998 risulta di 7,5 mm/anno (Bertoni et al., 2000). E' difficile, al momento, definire le cause di tale fenomeno, potendo concorrere sia fattori tettonici, sia il consolidamento dei terreni recenti, sia l'attività estrattiva di metano. In prossimità di Belvedere di Spinello, nella valle ad est della Timpa del Salto, è presente un fenomeno di subsidenza dovuto all'estrazione di salgemma con il metodo della salamoia da un livello ad halite il cui tetto si trova a circa 300 m di profondità. La velocità di subsidenza è di diversi cm/anno in un'area di qualche km²; l'attività di estrazione ha dato origine anche alla formazione di diversi sprofondamenti circolari del diametro di 60-80 m, occorsi negli anni 80 del novecento, nonché alla fuoriuscita di salamoia anche alla base del versante orientale della Timpa del Salto.

Sul versante orientale della Sila sono presenti gli effetti di un basculamento regionale, con probabile subsidenza lungo una stretta fascia costiera, evidenziato dalla chiara giacitura monoclinale non primaria verso lo Ionio di tutti i livelli sedimentari, non o poco piegati. Tale giacitura origina forme del tipo *cuesta* che caratterizzano le basse pendici orientali della Sila.

Faglie a rilevante componente normale si trovano lungo la fascia collinare e costiera ionica, con assetto sintetico e antitetico. Esse conferiscono al territorio un tipico andamento a *cuestas*.

Condizioni morfostrutturali simili a quelle appena descritte si rinvencono anche lungo la fascia pedemontana della Calabria meridionale. Anche in questa porzione dell'Ambito, il limite occidentale è rappresentato da quello geologico tra coperture sedimentarie paleogenico-neogeniche e basamento cristallino e relative coperture mesozoiche. Dal punto di vista strettamente geologico, i terreni paleogenici fanno parte, in prevalenza, delle coperture paralloctone del cristallino, ma dal punto di vista morfologico presentano caratteri e sortiscono effetti analoghi ai terreni tardi- e post-orogeni messi in posto o sedimentati nel Neogene, pertanto le aree dove essi affiorano vengono incluse in questo Ambito.

Il limite orientale è sempre rappresentato dal limite geologico tra terreni sedimentari di bacino e terreni marini e continentali della fascia costiera. L'estensione in larghezza in questo settore dell'Ambito, è però più limitata se confrontata con quella dell'area crotonese. Questa parte i terreni sono anche maggiormente deformati a causa di strutture compressive, e le Argille Varicolori vi affiorano più estesamente. Questo tipo di deformazione è ben evidente soprattutto tra Careri e Stilo, dove si possono osservare le forme tipo *cuesta e hogback*, nonché le ampie anticlinali con il nucleo eroso o franato di Careri e Benestare, che sono dovute alle deformazioni compressive, relative a fasi tettoniche precedenti il Quaternario.

La fascia pedemontana si estende fino all'area dello Stretto di Messina, dove però forma lembi discontinui di limitata estensione.

La franosità in questo Ambito è molto varia: da valori molto bassi nei terreni conglomeratici, dove si rinvencono in pratica solo crolli lungo le scarpate e qualche fenomeno di spandimento laterale, a valori tipicamente elevatissimi (oltre il 90%) nelle aree di affioramento delle Argille Varicolori (Sorriso-Valvo, 1993). Fra i fenomeni complessi di scorrimento-colata di roccia e terra, è da ricordare in particolare la frana di Careri, riattivata nel 1951-'53 e nel 1973. Essa è forse la più grande frana singola di questo tipo della Calabria.

Nel Bacino Crotonese, in prossimità di Belvedere di Spinello, uno dei citati fenomeni di sprofondamento nel 1984 avvenne alla base del versante orientale del rilievo della Timpa del Salto. Ciò scalzò la base del versante che collassò rapidamente. Il corpo della frana venne inghiottito dal camino di sprofondamento, e in conseguenza di ciò un volume imprecisato di salamoia, comunque non inferiore ad $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, inondò la valle dell'affluente di sinistra del F. Neto, e circa 80 ha di oliveto che si trovava nella pianura alluvionale, distruggendo ogni forma di vita vegetale e diversi bovini. Per fortuna non vi furono vittime, ma due operai della miniera si salvarono a stento (Sorriso-Valvo, 1985).

Dopo pochi anni l'estrazione è ripresa e nel 1988, ed un altro sprofondamento avvenne nell'area in cui era stata indicata, dallo scrivente, elevata la probabilità di nuovi collassi.

Oggi la miniera è ancora attiva,. Chi scrive sa, ma non da fonti certe, che si è modificata la tecnica di estrazione (da coppie di pozzi a pozzo singolo) ottenendo un maggior controllo dello sviluppo delle

cavit  sotterranee. Ma sarebbe interessante avere i dati sia sulla subsidenza, sia sull'occorrenza di ulteriori sprofondamenti, sia sull'emissione di salamoia alla base del versante occidentale dell Timpa del Salto, cio  nel greto del F. Neto, sia sulla stabilit  del versante orientale della Timpa del Salto.

L'elevata franosit  dei versanti di questo ambito fa s  che le aste terminali delle fiumare, le pi  grandi della regione, caratterizzino quest'ambito, soprattutto il tratto meridionale.

7 – Ambito della Stretta di Catanzaro

La Stretta, o Istmo, di Catanzaro corrisponde a un *graben* individuato da faglie normali organizzata a gradinata, con direzione media ONO-ESE. Queste faglie si sviluppano in modo pi  evidente sul lato settentrionale del graben, attraverso l'importante struttura Sambiasi-Pianopoli-Catanzaro, che delimita a sud il massiccio cristallino del sistema Catena Costiera-Sila Piccola. Strutture associate a essa si spingono nell'entroterra fino all'altezza di Confienti-Cerrisi- Cicala. Il margine meridionale del *graben*   individuato dalla faglia Maida-Girifalco-Squillace, la cui scarpata   obliterata nel settore centrale da depositi olocenici.

La depressione   emersa nel Quaternario, durante la fase di sollevamento tettonico che ha generato l'attuale configurazione morfostrutturale dell'intero territorio calabrese. La caratteristica morfologia a *mesa* testimonia l'antico fondale marino sollevato tettonicamente.

La morfologia ha caratteristiche diverse nelle porzioni occidentale e orientale dell'Ambito: a occidente, si ha una morfologia a *mesa*, generata dai terrazzi impostati sui depositi sabbioso-limoso-argillosi plio-pleistocenici, con qualche affioramento Miocenico. Verso oriente, affiorano terreni progressivamente pi  antichi, con livelli miocenici sia in facies evaporitica che detritica, e con il substrato cristallino in affioramento verso Catanzaro. Ci  conferisce al paesaggio una morfologia pi  varia.

Nella parte occidentale del margine settentrionale, si trova il sistema di grandi conoidi di Nicastro, che ricopre i depositi terrazzati pi  recenti. I terrazzi marini e le pi  elevate superfici morfologiche di spianamento (non   chiaro se si tratti di abrasione marina o di pedimentazione) sono diversi in numero e quote tra le due estremit  del graben. Troviamo, infatti, un maggior numero di terrazzamenti a ONO, rispetto a quella a ESE. Tali differenze non si spiegano con i soli moti eustatici o di epirogenesi omogenea, ma con tassi di sollevamento tettonico diversi tra i vari blocchi separati da faglie normali. Diversi terrazzi, infatti, non presentano livelli corrispondenti ad altri presenti in altre parti della Stretta.

Le valli dei torrenti e delle fiumare che provengono dai rilievi montuosi a nord della Stretta, presentano un andamento conseguente rispetto alla morfostruttura silana, e attraversano, senza subirne apparente il controllo, la gradinata di faglie settentrionali del graben di Catanzaro. Sul margine orientale, brevi corsi ad andamento reseguente e assetto subparallelo incidono profondamente i depositi terrazzati e i sottostanti terreni plio-pleistocenici.

I fondovalle dei vari corsi d'acqua che provengono dalla Sila e dalle Serre nei tratti terminali sono piatti e molto estesi in larghezza. Essi conferiscono alla Stretta una morfologia simile a quella della Piana di Gioia Tauro.

I corsi d'acqua che provengono dai monti formano ampie conoidi alluvionali nella parte occidentale della Stretta, a differenza di quanto si osserva nella parte orientale. La corrispondenza, nel settore occidentale, del maggior sviluppo delle conoidi con il maggior numero dei terrazzi, indica il probabile effetto del diverso regime tettonico, più discontinuo e intenso nel tratto occidentale, rispetto a quello più regolare e meno intenso nel tratto orientale.

Attualmente, sebbene la Stretta di Catanzaro presenti un tasso di sollevamento medio relativo a tutto il Quaternario di circa 0,2 mm/a (Sorriso-Valvo, 1993), quindi inferiore a quello della Sila e delle Serre, la dinamica geomorfica della Stretta è relativamente rapida, a causa delle elevate pendenze locali e dell'ampia diffusione dei fenomeni di erosione e di movimento in massa.

I fenomeni di erosione sono attivi essenzialmente sui brevi versanti ad alta acclività che circondano i rilievi tipo *mesa* o a creste allungate, separati da ampi fondovalle aggradati.

A oltre 5 km dalla costa, a sud di Nicastro, sono presenti sistemi dunari circa ortogonali alla costa, quasi totalmente fissati dalla vegetazione. Questo arrangiamento è simile a quello presente nella parte settentrionale della Piana di Gioia Tauro.

Nelle aree di affioramento del substrato sedimentario neogenico, dove predominano termini a prevalente componente argillosa, sono diffusamente presenti fenomeni di dissesto che assumono la forma di frane, anche di grandi dimensioni, e/o di degradazione generalizzata per erosione diffusa di tipo calanchivo associata a frane superficiali. Nelle aree in cui dominano i fenomeni franosi, i versanti presentano un'acclività generalmente ridotta. Al contrario, nelle aree ad erosione calanchiva o di intensa erosione lineare tipica delle sabbie limose, l'acclività è accentuata, così come l'accidentalità della morfologia a livello di forme minori.

Nella parte nord-occidentale della Stretta sono presenti fenomeni franosi di probabile innesco sismico, dalla morfologia molto simile ai numerosi fenomeni co-sismici della Piana di Gioia Tauro (Cotecchia et al., 1969; 1992).

8 – Ambito di M. Poro

L'Ambito del M. Poro corrisponde con il promontorio omonimo. Si tratta di un ambito poco esteso, ma peculiare perché costituisce un rilievo isolato, prominente, ma poco elevato, con caratteristiche climatiche particolari, caratterizzate da elevati valori di intensità delle precipitazioni brevi.

È delimitato, oltre che dalla costa tirrenica, a sud dalla scarpata della faglia Nicotera-Candidoni; a est dalla faglia occidentale del graben del F. Mesima (Calimera-Paravati-S. Onofrio-Pizzo).

Il massimo sollevamento è di 0,55 mm/a nell'ultimo MA (Sorriso-Valvo, 1993).

Il rilievo è costituito da un altopiano profondamente inciso da valli che sboccano per la quasi totalità sulla costa, che raggiungono direttamente o tramite strette pianure costiere, nella maggior parte dei casi limitate alla sola spiaggia.

La geologia del M. Poro è caratterizzata dagli affioramenti di graniti e gneiss con diffuse, ma non continue, coperture sedimentarie neogeniche in facies arenacea (arenarie mioceniche a composizione granitica dei granuli, nella zona di Pizzo-Tropea), sabbiosa e conglomeratica, con limitati affioramenti di terreni a prevalente componente pelitica.

La morfodinamica è regolata dall'erosione marina che determina condizioni d'instabilità, in prevalenza crolli, lungo le coste, localmente pericolose perché intensamente frequentate nel periodo balneare. Sono presenti fenomeni franosi di vario tipo, in prevalenza scorrimenti e crolli, lungo i versanti acclivi delle scarpate di faglia principali, alte fino a 400-500 m, e delle profonde gole incise nell'altopiano dai corsi d'acqua che si raccordano fin dai tratti più interni al livello di base marino.

Un caso particolare è la frana di scorrimento-colata di roccia del Vallone delle Grazie, subito a nord di Tropea. La frana si presenta oggi come uno scorrimento delimitato da scarpate multiple, molto nette, che si sviluppano lungo il ciglio che delimita superiormente il ripido versante destro del Vallone delle Grazie, poco a valle dell'abitato di Dràpia. La frana ha avuto una fase parossistica nel 1880 circa. Il detrito ha sbarrato il Vallone formando un lago. Pochi anni dopo, il lago ha tracimato la diga naturale, e la ha rapidamente inciso trasportando verso la foce una grande quantità di detrito formando in breve una conoide che nel 1905 si protendeva per 400m circa nel mare. Oggi la conoide è stata erosa dal mare e di essa resta solo la parte su terraferma, delimitata da una scarpata alta circa 6. al massimo. La conoide è oggi sede di varie costruzioni, ed ancora la frana che ha dato origine alla conoide è esaurita solo in parte.

9 – Ambito della Valle del Mesima-Piana di Gioia Tauro

La valle del F. Mesima è impostata nel *graben* compreso tra le Serre e M. Poro. Tale *graben*, come quello del F. Crati, è asimmetrico, essendo molto meglio delimitato dall'alta scarpata strutturale della faglia Polia-Candìdoni, mentre l'opposta faglia Calimera-Pizzo è ben marcata solo nel tratto meridionale, tra Calimera e S. Costantino Calabro. L'Ambito si espande, verso SO, nella Piana di Gioia Tauro. Questa è delimitata a SE dal tratto meridionale della faglia Polia-Candìdoni, a SO dalle faglie Scido-Calabretto, Calabretto-S. Eufemia d'Aspromonte e S. Eufemia-Gioia Tauro che separano la Piana di Gioia Tauro dalle propaggini occidentali dell'Ambito dell'Aspromonte. A nord, l'Ambito si estende fin dove giunge il *graben*, oltre lo spartiacque tra il bacino del F. Mesima e quello del T. Angitola, fin nei pressi di Filadelfia. In quest'ambito affiorano terreni sedimentari neogenici. Nella Valle del F. Mesima affiorano soprattutto le argille marnose del Pliocene inferiore e le successive unità sedimentarie plio-pleistoceniche. In questa zona la morfologia è significativamente modificata da pesanti interventi di movimento terra finalizzati a

rendere accessibili alle macchine agricole versanti altrimenti troppo acclivi per questo scopo. L'effetto è una profonda modifica della morfologia locale, con formazione di scarpate instabili, zone ad intensa erosione accelerata, e totale depauperamento dei suoli.

La Valle del F. Mesima sbocca, da nord, nella Piana di Gioia Tauro. E' questa un ampio terrazzo tirreniano in sollevamento da circa 40.000 anni, con la velocità di circa 1,1 mm/a.

Si tratta di un'ampia superficie tempo-regressiva che si estende dalla base delle scarpate dell'Aspromonte fino all'attuale pianura costiera. I depositi marini regressivi poggiano in gran parte sui depositi fini (limoso-argillosi in prevalenza), costituendo una situazione molto favorevole alla rapida erosione e all'insorgere di fenomeni franosi di grandi dimensioni ad innesco sismico (terremoti del 1783). Vi scorrono i fiumi Mesima a nord e Petrace a sud, oltre ad altri piccoli corsi. Il reticolo idrografico è incassato e forma valli a fondo piatto e brevi versanti acclivi, intervallate da ampie porzioni relitte pianeggianti della superficie del terrazzo. Nel bacino del F. Petrace si trovano la quasi totalità delle innumerevoli frane innescate dai terremoti del 1783 (De Dolomieu, 1785; Vivencio, 1788; Cotecchia et al., 1969; 1992). Questo tipo di frane non si è sviluppato nella parte settentrionale della Piana di Gioia Tauro. Il motivo è da ricercare, oltre che nel su ricordato assetto geologico, nel minore rilievo locale della zona settentrionale, dove le incisioni vallive sono molto meno numerose e profonde. A determinare questa differente condizione del reticolo idraulico, ha concorso certamente la presenza di un ampio campo di dune parallele che si estende nella zona compresa tra Rosarno, Cinquefrondi, Polistena e Gioia Tauro (Pisano, 2007). In quest'area, le dune, oggi fissate dalla vegetazione, hanno ostacolato l'organizzarsi di un reticolo di drenaggio e di conseguenza l'incisione delle valli vi è molto meno sviluppata.

A parte le frane co-sismiche, la franosità di questo Ambito non è molto elevata. Frane si rinvencono nella parte media e alta della Valle del F. Mesima e nei versanti acclivi della porzione meridionale. Le frane co-sismiche non mostrano segni di riattivazione.

10 – Ambito delle Serre e dell'Aspromonte

Quest'Ambito è delimitato a NO dalle faglie che ne hanno determinato il sollevamento, e che fanno da limite con l'Ambito della Valle del F. Mesima e della Piana di Gioia Tauro. A sud e a SE sia da faglie la cui geometria è molto più articolata rispetto a quella del versante di NO, sia da contatti stratigrafici normali, o poco dislocati, dei terreni paralloctoni e post-orogeni dell'Ambito delle fasce pedemontane ioniche. A nord, il limite corrisponde con le faglie e i contatti stratigrafici con i terreni della Stretta di Catanzaro. L'Ambito è caratterizzato tettonicamente dalle faglie normali che sollevano il sistema montuoso Serre-Aspromonte. Un sistema, essenzialmente normale, ha determinato un'estesa fascia di deformazione tettonica che si sviluppa dall'altezza di Monterosso Calabro fino a Reggio Calabria; il sistema, costituito da più segmenti di faglie disposte *en échelon* con sovrapposizione a destra, quindi con componente di

trascorrenza destra, solleva, lungo il versante nord-occidentale del massiccio Serre-Aspromonte, le unità metamorfico - cristalline del settore meridionale dell'Arco Calabro rispetto ai depositi plio-pleistocenici del graben del F. Mesima e della Piana di Gioia Tauro. Le strutture presentano direzioni medie intorno a N 35-40°, mentre la terminazione meridionale del sistema tende ad assumere orientazione intorno a N 10°.

Il sistema di faglie Cosoleto-S. Eufemia d'Aspromonte-Calanna presenta una spiccata componente di trascorrenza sinistra.

Il complesso di faglie Scido-Calabretto, Calabretto S. Eufemia e S. Eufemia Gioia Tauro, oltre a fare da limite, come sopra descritto, con l'Ambito della Piana di Gioia Tauro, solleva l'area di Delianuova-Seminara Palmi, delimitata sul lato tirrenico dalla faglia Palmi-Gioia Tauro.

Oltre alle strutture NE-SO, si riconoscono in questo Ambito diverse strutture ad andamento circa N 110-120° (faglie di Guardavalle-Serra S. Bruno, Archi, S. Lorenzo, Platì, valle della Fiumara Buonamico, Satriano, Staletti) che presentano dislocazioni quasi sempre normali. Una componente di trascorrenza sinistra è evidente sul versante ionico. Ciò è visibile soprattutto nella zona tra Samo e Platì. Lungo queste strutture sono impostate le valli delle fiumare Laverde, Buonamico e di Platì, i cui versanti, a causa dell'intensa tettonizzazione, sono molto soggetti a fenomeni di movimento in massa. Ciò concorda con il modello geologico-strutturale del Mediterraneo Centrale proposto da Van Dijk & Okkes (1991), secondo il quale le strutture regionali con direzione NW-SE sono caratterizzate da meccanismi di trascorrenza sinistra.

In quest'Ambito il tasso di sollevamento tettonico è molto articolato spazialmente. Il massimo di 1 mm/a è confermato sia per l'ultimo MA, sia per gli ultimi 120 ka (Sorriso-Valvo, 1993; Westaway, 1993), con ampie oscillazioni da zona a zona. Il sollevamento più recente è probabilmente più veloce. Il versante ionico di questo Ambito mostra tassi di sollevamento decrescenti verso il mare, tanto che si trovano lunghi tratti in subsidenza lungo la fascia costiera (Caulonia). Il sollevamento è avvenuto, come suole, alternando fasi attive a lunghe fasi di stasi, consentendo al mare di abraderne delle ampie piattaforme che troviamo ancora in parte conservate nelle parti più alte delle Serre e dell'Aspromonte (Piani). Queste forme sono meglio conservate sul versante tirrenico e nell'area prospiciente lo Stretto di Messina, mentre sono in massima parte demolite sul versante ionico. Ciò testimonia un maggior grado di smantellamento nel versante ionico rispetto a quello tirrenico.

Come nell'Ambito delle fasce pedemontane ioniche, anche nell'ambito delle Serre dell'Aspromonte si trovano chiare evidenze di un diverso regime tettonico del versante ionico rispetto a quello tirrenico: oltre al sollevamento, che attuale e di inizio quaternario, lungo il versante ionico si rinvengono deformazioni che testimoniano di un regime compressivo di età pre-pliocenica, probabilmente pre-miocenica, dato che troviamo deformati in modo crescente i terreni via via più antichi, fino a quelli dell'Oligocene (Flysch di Capo d'Orlando) che a S. Luca sono deformati in flessura con intensità simile a

quella dei terreni carbonatici di Stilo, dove si trova un *hogsback* di calcari mesozoici che giacciono sopra le filladi dell'omonima Unità tettonostratigrafica.

Tutte le formazioni dell'Ambito, ad esclusione delle coperture quaternarie, sono intensamente tettonizzate, con intensità crescente con l'età. Le deformazioni sono pure pervasive. Il risultato è una diffusa degradazione meccanica e, conseguentemente, chimica delle rocce, con livelli maggiori per i terreni metamorfici di basso grado rispetto a quelli di alto grado e alle formazioni plutoniche. La tettonizzazione è tale che in Aspromonte, alla mesoscala, è difficile individuare set preferenziali per mezzo dell'analisi delle direzioni mediante diagramma di Schmidt. La tettonizzazione è generalmente più intensa nelle rocce metamorfiche rispetto ai graniti. La degradazione chimica è pure molto intensa, al punto che in diverse aree dell'Aspromonte si può osservare la presenza di cavità (con dimensioni da meno di 1 mm a oltre 1 m) dovute alla completa lisciviazione dei feldspati.

Queste condizioni facilitano i dissesti sia per erosione, sia per movimento in massa, che, infatti, sono molto diffusi ed intensi in quest'ambito, sempre in misura maggiore lungo il versante ionico. I fenomeni franosi vi raggiungono dimensioni di oltre $15 \times 10^6 \text{ m}^3$, (Sorriso-Valvo M., 1989) e molto frequenti sono pure i fenomeni di DGPV del tipo Sackung (Zischinky, 1969; Varnes, 1978), alcuni dei quali sono recentemente evoluti verso fenomeni rapidi di scorrimento di roccia-valanga di detrito (Guerricchio & Melidoro, 1973; Sorriso-Valvo, 1979; Sorriso-Valvo & Tansi, 1996; Parise et al., 1997).

Il recente (15 febbraio 2010) fenomeno franoso occorso in prossimità di Maierato, sebbene avvenuto nel dominio strutturale della Graben del F, Mesima, si trova nell'ambito delle Serre e dell'Aspromonte, in prossimità del confine con quello della Stretta di Catanzaro.

Per una descrizione preliminare del fenomeno si rimanda a Antronico et al., 2010.

In questo ambito, le fiumare presentano il maggior grado di diffusione ed evoluzione, proprio a causa dell'intensa attività dei movimenti in massa. Fra queste le maggiori sono nel versante ionico dell'Aspromonte (fiumare Buonamico, La Verde, Amendolèa, di Mèlito).

11 –Ambito delle pianure costiere

Le pianure costiere non sono molto sviluppate in Calabria. Il motivo è evidente: i continui sollevamenti tettonici, sebbene favoriscano la produzione di detriti che potrebbero costruire ampie pianure, non sono sufficienti a compensare gli effetti dell'erosione marina anche a causa dell'elevata pendenza delle aste terminali dei corsi d'acqua che, in prevalenza, assumono le forme della fiumara, con piene violente ma di breve durata, che depositano il loro carico solido su fondali che si approfondiscono rapidamente. Lungo la costa ionica, inoltre, è attiva una subsidenza che vanifica in parte gli effetti della progradazione. Progradazione che è ciclica: essa si presenta in occasione dei più violenti eventi meteorologici a causa degli effetti delle piene, ma viene sostituita rapidamente dalla regressione nei periodi che intercorrono tra un evento di piena maggiore e l'altro.

L'unica pianura costiera che presenta un'estensione significativa, è quella del F. Crati, estesa diverse centinaia di km², presenta un ordinamento a terrazzi e un'estesa bassa valle che si fonde con le pianure terminali delle fiumare che provengono dall'Ambito del Pollino (Raganello) e dell'Alto Ionio (Satanasso). A nord, solo il T. Canna forma una piccola pianura che si fonde con quelle, molto più estese, della Lucania. Proseguendo il periplo della regione verso sud, la pianura costiera è molto ridotta ma continua fino a Cirò Marina. La pianura è ridotta alla sola spiaggia nella zona di Torre Melissa, e riprende subito dopo fino a Crotone. La pianura è assente come prosecuzione diretta della spiaggia tra Crotone e Le Castella, salvo che nel breve tratto presso Capo Piccolo; essa, infatti, ma forma un ampio sistema di terrazzi delimitati da falesie alte fino a oltre 10 m che circondano il promontorio di Capo Colonne – Capo Rizzuto. Questa falesia è formata da terreni argilloso-marnosi e sabbiosi, quindi facilmente erodibili dall'intensa attività delle onde marine. Le condizioni sono tali da favorire una diffusa franosità dovuta all'erosione alla base delle falesie. Una pianura costiera di limitata estensione si trova tra Le Castella e Bovalino, dove la costa è alta e rocciosa per circa 2 km. Una breve pianura è di seguito presenta fino a Badolato Marina, da dove prosegue con una larghezza che raramente supera i 200 m fino a Marina di Gioiosa Ionica, dove inizia una pianura un po' più ampia fino alla foce della Fiumara Buonamico. La pianura costiera diviene di nuovo molto ristretta e discontinua fino a Capo dell'Armi. In questo tratto, nemmeno le maggiori fiumare riescono a far progredire la linea di costa. Tra Capo dell'Armi e Cannitello, la pianura è più estesa. E di nuovo praticamente assente lungo la Costa Viola, per riprendere a svilupparsi tra Taureana e Marina di Nicotera, in corrispondenza della Piana di Gioia Tauro. Intorno al promontorio del M. Poro, la pianura è praticamente assente, e si ripresenta in corrispondenza della Stretta di Catanzaro, e oltre, ma molto limitata, tra Capo Suvero e Corica. Lungo la costa tirrenica settentrionale, la pianura costiera è presente ma discontinua e ampia, al massimo, poche centinaia di metri. E' quasi del tutto assente tra Intavolata e Cirella, mentre riprende una discreta dimensione in corrispondenza della foce del F. Lao, tra Cirella e Scalea. Un altro breve tratto di pianura si trova nei pressi di Scalea.

Lungo i tratti più sviluppati delle pianure costiere, si rinvengono sistemi dunari di retro spiaggia, paralleli alla costa, solo in parte attivi, in gran parte occupati dall'urbanizzazione. Campi dunari e rare dune arroccate pre-olocenici e attuali sono presenti nella zona di retrospiaggia tirrenica.

All'altezza di Gizzeria Lido, è sviluppata un ampio *spit bar* che ha racchiuso un lago costiero dal lato della radice.

Sul versante ionico, sono presenti sottili cordoni dunari attuali.

I fenomeni di dissesto sono rari in quest'ambito, essendo confinati alle falesie di retro spiaggia o al già citato caso delle falesie di Capo Colonne, e dovuti a crolli per erosione alla base. Fa eccezione il caso di Cirò Marina, dove un fenomeno di natura incerta provoca di tanto in tanto piccole, rapide subsidenze di una parte della pianura e della città. Tale zona è delimitata da una frattura che coinvolge diverse

abitazioni e morfologicamente corrisponde una scarpata alta da pochi dm a oltre 2 m (Sorriso-Valvo et al., 2005).

Sulle pianure costiere si sviluppano le conoidi alluvionali costruite in prevalenza da fenomeni di movimento in massa (colate detritiche) e flussi iperconcentrati. Data l'urbanizzazione generalmente elevata delle conoidi, il pericolo rappresentato dalle colate detritiche può essere elevato.

Caratteri comuni ai diversi Ambiti

Diversi caratteri differenziano i diversi ambiti. Vi sono tuttavia elementi che differenziano il territorio regionale in aree più o meno omogenee, ma non corrispondenti alla suddivisione adottata per gli ambiti descritti, individuati essenzialmente su basi geologiche e geomorfologiche.

Fra questi elementi, importanti ai fini dell'attività dei fenomeni di movimento in massa, è opportuno brevemente discutere dei seguenti:

- 1 – Clima
- 2 – Sismicità
- 3 – distribuzione regionale dei fenomeni di interesse.

Sul clima della Calabria sono state pubblicate numerose opere che concordano nel definire il clima della regione particolarmente aggressivo e nel suddividere il territorio regionale sulla base dei caratteri peculiari del clima stesso. In questa sede è utile far presente che tale suddivisione, come quella proposta da Versace et al., (1987), è rilevante ai fini della distribuzione spaziale e temporale dei fenomeni di dissesto.

Il clima calabrese è caratterizzato da valori medio - alti delle precipitazioni annuali (che localmente superano i 2000 mm), la cui distribuzione è controllata dall'orografia. Esso è inoltre ovunque caratterizzato da forti contrasti stagionali e dalla notevole incidenza di eventi meteorici estremi, al punto da dover derivare un modello specifico per la previsione della ricorrenza degli eventi maggiori (Versace et al., 1987). Tali caratteristiche sono più accentuate lungo la maggior parte del versante ionico della regione.

La sismicità della Calabria è molto elevata (Guerra, 1986), soprattutto nelle zone in prossimità delle principali strutture tettoniche attive, quali il graben della valle del F. Crati, la linea di Rossano-Cirò, il graben di Catanzaro, il graben del F. Mesima, le faglie che separano la Piana di Gioia Tauro dall'Aspromonte, le faglie dell'area dello Stretto di Messina e dell'Aspromonte meridionale. Gli effetti dei terremoti si sono sempre risentiti anche a notevole distanza da tali strutture, anche se in alcuni casi, come nella Valle del F. Crati, i foci sismici risultano relativamente superficiali, e di conseguenza le aree mesosismiche sono poco estese.

Alcune zone sembrano costituire “isole” di calma sismica, come l’area del M. Pollino e l’altopiano silano. Ma è probabile che tale calma sia dovuta a mancanza di notizie in epoche storiche, piuttosto che di effettiva asismicità.

In diverse occasioni i terremoti hanno generato direttamente o indirettamente fenomeni franosi, come nel 1783 (Piana di Gioia Tauro e Catanzarese), nel 1905 (tutta la regione), 1907 (Ferruzzano), 1908 (area di Reggio Calabria). E’ da considerare anche che gli effetti di un evento sismico maggiore si protraggano negli anni seguenti quello dell’evento, perché un terremoto comunque abbassa il valore del fattore di sicurezza di un versante.

Dall’osservazione diretta e dalle carte riguardanti i fenomeni di dissesto, risulta evidente un maggior grado di incidenza dei fenomeni di smantellamento sul versante ionico rispetto a quello tirrenico. Questa condizione, sebbene meglio evidente in Calabria meridionale, è, in realtà, tipica di tutta la Calabria, e può avere un’origine molteplice: in primo luogo, sul versante ionico affiorano formazioni meno intrinsecamente resistenti (Argille Varicolori, flysch, depositi messiniani), conferendo ai versanti una maggiore propensione al dissesto. Il versante ionico è quello in cui i terreni hanno subito una maggiore deformazione e compressione, e ciò si somma alle condizioni primarie di minore resistenza. Il clima del versante ionico è più aggressivo, essendo questo versante quello prima esposto alle perturbazioni frontali provenienti da S o SO, molto calde e ricche d’acqua. Ciò si traduce nella maggiore frequenza e più intensa attività di fenomeni franosi ed erosivi, ed è chiaramente rispecchiata nel fatto che le fiumare sono ben più sviluppate sul versante ionico mentre sono rare sul versante tirrenico della Calabria.

La diffusa presenza di fenomeni franosi e di erosione, produce un notevole budget detritico che i corsi d’acqua trasportano solo durante le piene. Piene che sono violente, ma relativamente poco frequenti. Tale situazione ha dato origine alle caratteristiche fiumare (Sorriso-Valvo, 2004; Sorriso-Valvo and Terranova; 2006) che sorgono negli ambiti montani (Sila, Serre e Aspromonte), attraversano con letti ampi e acclivi le fasce pedemontane, e si espandono in ampie conoidi alluvionali sulle pianure costiere, sfociando in delta poco pronunciati, ad esclusione del F. Trionto, del Fiume Nicà e del F. Neto, che formano ampi delta bialari.

La subsidenza interessa essenzialmente gli ambiti costieri ionici (Bertoni et al., 2000; Lena, 2003), anche se sono presenti casi di subsidenza carsica in calcari (Ambito del Gruppo del M. Pollino-Orsomarso) e gessi (Ambito del Bacino Crotonese ed ambito della Valle del Crati). Sono presenti anche casi di subsidenza causata da attività estrattive, come quella dovuta all’estrazione di salgemma mediante miniera tradizionale (Lungro) o mediante estrazione di salamoia (Belvedere di Spinello).

Ai casi dell’ambito costiero appartiene quello dalla Piana di Sibari, oggetto del presente studio e dettagliatamente descritta in seguito. Di recente, ha destato interesse e preoccupazione il caso di Cirò Marina che presenta una dinamica ricorrente e atipica. L’area di Cirò Marina è stata oggetto di studio da

parte del CNR-IRPI, in base a più convenzioni attivate con la Regione Calabria (Sorriso-Valvo et al., 2005; Gullà, 2008), e le reti di monitoraggio predisposte per la stessa Regione Calabria a fini di controllo sono attualmente misurate per esclusive finalità di studio. Sulla base di dati geofisici, stratigrafici, geomorfologici, storiografici, archeologici, si tratta verosimilmente di un caso di sovrapposizione di diversi fenomeni: subsidenza tettonica, subsidenza da consolidamento, movimento di natura per il momento indefinita, anche se appaiono possibili due diversi meccanismi che, in superficie, producono gli stessi effetti: frana costiera, quasi totalmente sottomarina, di dimensioni molto importanti; oppure attività di *creep* asismico lungo una faglia normale. Non è chiaro l'effetto delle estrazioni di gas, né di altri fattori la cui presenza non è al momento stata verificata. Per quanto riguarda l'estrazione di gas, è da escluderne l'effetto diretto, dato che la scarpata che delimita la zona in subsidenza è ben visibile nelle foto aeree del 1954, anno in cui l'estrazione non era ancora iniziata.

La predominanza della componente tettonica nella subsidenza della costa calabrese è tuttavia generalmente riconosciuta sulla base di molteplici elementi, in gran parte derivati da indagini archeologiche dalla considerazione che il consolidamento può essere invocato solo nei casi in cui siano presenti sedimenti fini, il che non è frequente. Di particolare interesse è il contrasto con la costa tirrenica, dove le evidenze indicano un generale sollevamento olocenico paragonabile a quello del livello del mare o le evidenze sulla subsidenza sono molto limitate realmente ed incerte (Gizzeria).

3. INDIVIDUAZIONE DEI CASI DI STUDIO

3.1. FENOMENI FRANOSI

3.1.1. Criteri per la selezione dei casi di studio

Sulla base delle considerazioni espresse nella nota “Lotto 5 – Attività” del 14.10.09, e del piano di spese discusso dal gruppo di lavoro (Lotto 5 – ripartizione risorse finanziarie) il 3 settembre 2009, si delineano i criteri per l’individuazione dei casi di studio.

Tenendo conto del tempo e delle risorse finanziarie disponibili, e del progetto che prevede l’installazione di sistemi di monitoraggio su almeno tre siti rappresentativi di fenomeni naturali attivi o attivi di recente, di diverse tipologie diffuse sul territorio, di superficie e profondità limitata per consentire, considerati i tempi e le risorse disponibili, un corretto dimensionamento delle reti di misura, che saranno predisposte per una loro progressiva integrazione, ove necessario, a fini conoscitivi e di controllo.

Su queste basi, si è deciso di prendere in considerazione le seguenti tipologie:

a – frane per scorrimento o scorrimento-colata di spessore non superiore a 25-30 m. Questa tipologia/categoria di fenomeni è la più diffusa in assoluto in Calabria, sia per numero di casi, sia per superficie coinvolta. Come ampiamente documentato, in alcune aree lo si può considerare la causa principale del degrado ambientale e socio-economico del territorio. Coinvolge principalmente terreni coesivi, o con significativa componente coesiva, in ambiente sedimentario, nonché terreni prodotti dai processi di degradazione ed alterazione in ambiente cristallino-metamorfico di basso, medio e alto grado.

b – fenomeni di “soil slip” o di scorrimento-colata di detrito, comunque rapido. Tali fenomeni interessano versanti ad elevata pendenza, coinvolgendo anche rilevanti volumi di coperture alteritiche o su sedimentario.

Sulla base del programma, è anche necessario che almeno uno dei casi di studio consenta l’utilizzo della tecnologia PSInSAR™, adottata in questo progetto soprattutto per lo studio della subsidenza, ma ritenuto meritevole di applicazioni sperimentali su corpi franosi.

A tal fine, sulla base dei vincoli economici che costringono a individuare il caso di studio da sottoporre ad analisi PSInSAR™ in un sito compreso nell’areale di una sequenza storica di immagini satellitari RADARSAT già disponibili e pre-elaborate da parte di TRE, spin-off del Politecnico di Milano, si sono individuati i casi presenti all’interno della frame determinata per lo studio della subsidenza di Sibari, dato che tale indagine è stata adottata, nel progetto, essenzialmente per lo studio della subsidenza.

La selezione deve però tenere conto di diversi vincoli metodologici e contingenti che limitano le possibilità di scelta, quali:

1 – copertura vegetale contenuta e presenza di numerosi PS (*Permanent Scatterers*, quali edifici, pali, antenne, rocce esposte).

2 – orientazione del versante verso ovest. Questa limitazione è dovuta al fatto che il Politecnico di Milano dispone solo delle orbite utilizzabili su tali versanti.

3 – limitazione dell'area centrata sulla zona di Sibari fino ad una distanza che consenta di minimizzare gli effetti della distanza stessa sulla precisione dell'analisi. Tale ambito territoriale d'indagine è stato individuato dal Prof. Rocca del Politecnico di Milano (Fig. 3.1.1 - 1).

Altri elementi fondamentali per la selezione dei casi di studio sono costi, accessibilità, conoscenza generica dei fenomeni.

Sul costo delle indagini influiranno: 1 - distanza dall'IRPI e dai centri maggiori, sia per le missioni del personale CNR, sia per i costi di impianto cantiere per i sondaggi e le eventuali prove ed indagini geofisiche in sito; e 2 – accessibilità alle macchine, per l'eventualità di dover aprire una pista.

Resta quindi determinato che il fenomeno di scorrimento-colata di terra, dovrà avere le seguenti caratteristiche:

1 – essere attivi di recente

2 – coinvolgere strutture e/o infrastrutture importanti

3 – presentare un'estensione non superiore a 3-4 ha

4 – presentare una profondità non superiore a 30 m (preferibilmente tra 10 e 15 m)

5 – presentare un'accessibilità facile.

Considerato che il progetto prevede una valutazione degli effetti di opere d'intervento in altri casi da individuare, per questo primo gruppo di tre casi di studio andranno preferibilmente considerati casi con

6 – assenza di opere d'intervento definitive.

Infine, per ovvi motivi deontologici, è da considerare casi per i quali

7 – non esistono altri studi precedenti e recenti, o in corso.

Per il caso di studio si cui si intende valutare l'efficacia delle opere d'intervento, sono meno stringenti le dimensioni e, ovviamente, il precedente punto 6 deve essere ribaltato: necessarie opere d'intervento strutturale per la sistemazione del versante.

3.1.2. Casi esaminati

Con i criteri e limitazioni, si sono esaminate le aree dei 33 comuni i cui centri urbani ricadono all'interno dell'area in cui è possibile effettuare l'analisi PSInSAR™, secondo le indicazioni del Politecnico di Milano (Fig. 3.1.1 - 1).

Il PAI è stato adottato come base di partenza per le informazioni sulla presenza di aree a rischio, ma si sono utilizzate anche le informazioni in possesso dell'IRPI e in qualche caso di è ricorso anche a sopralluoghi effettuati sia nel corso dell'evento di dissesto idrogeologico che si è verificato nell'inverno 2008-2009 che dall'inizio delle attività del Progetto.

Nell'elenco che segue sono sintetizzati i risultati di questa analisi.

Comune	casi	località	esposizione	opere	area (ha)
Acri	2	T. Ceraco (Serricella)	E ed ENE	no	2 cad
Alessandria del Carretto	2	Centro	SSE	no	6, 2
Amendolara	no				
Bisignano	1	Centro	WSW	p	4
Cassano allo Ionio	no				
Castroregio	1	Centro	S	p	11
Castrovillari	1	Centro	WSW	no	4
Cerchiara di Calabria	3	Centro	2S, SSE	no	2, 5, 6
Civita	no				
Corigliano	1	Centro	W	p	3
Cropalati	no				
Firmo	1	periferia	ESE	no	1,5
Francavilla Marittima	1	Centro	SSE	no	3
Luzzi	1	Centro	SW	no	2
Luzzi	2	Torre Malizia	WSW	si, no	3, 2
Paludi	no				
Pedace	1	periferia (zona fr.)	SE	si	8
Plataci	no				
Roseto di C. S.	2	Centro	W e NNE	si, p	6 e 4
Roseto di C. S.	1	SS 106 km398,4	ENE	si	3
Rossano	1	Pantasima	ENE	p	6
S. Basile	1	Centro	NE	no	4
S. Cosmo Albanese	1	Centro	E	no	1,5
S. Demetrio Corone	no				
S. Demetrio C., Macchia	no				
S. Giorgio Albanese	no				
S. Lorenzo Bellizzi	1	Centro	WNW	p	1,5
S. Lorenzo del Vallo	no				
Santa Sofia d'Epiro	1	Cimitero	E	no	2
Saracena	1	Centro	SE	no	3
Spezzano Albanese	no				
Tarsia	1	Centro	NE	no	4
Vaccarizzo Albanese	1	Centro	NNE	no	3
Villapiana	no				

Opere di sistemazione: p = parziali.

Come si evince considerando i punti di idoneità esposti nel paragrafo precedente, fra i 27 casi esaminati in 21 comuni, 19 sarebbero idonei come casi di studio per condizioni proprie, ma sei di essi presentano una superficie estesa oltre i 4 ha e su sette sono state eseguite opere di sistemazione definitive.

Rimangono pertanto solo sei casi idonei all'analisi PSInSAR™. Infine, secondo le indicazioni del Politecnico di Milano circa l'orientazione dei versanti e la presenza di PS, solo tre si prestano a tale analisi fra quelle non interessate da opere di sistemazione: Castrovillari, Luzzi Centro e Luzzi-Torre Malizia nord.

Effettuato un sopralluogo in questi siti, si è potuto verificare che per accessibilità e logistica in generale, i casi di Luzzi sono idonei per lo svolgimento delle indagini e per le installazioni previste dal progetto.

Sulla base di quanto esposto, si è deciso di effettuare l'analisi DiffSAR nella zona che comprende la frana in prossimità di Luzzi e le frane in contrada Torre Malizia (Fig. 2). In particolare, il caso di Luzzi Torre Malizia sud verrà utilizzato anche per l'analisi degli effetti di sistemazione effettuati nei primi anni 2000, quindi nella finestra temporale dell'indagine PSInSAR™.

Sulla base delle conoscenze pregresse acquisite in particolare nell'inverno 2008-2009, e considerando che le frane in terreni coesivi sono molto frequenti in Calabria, si è selezionato un fenomeno di scorrimento-colata in argille che si trova nei pressi di Sellia Marina (CZ).

Infine, su indicazione dell'ABR, si è individuata nell'areale del Vallone Favagregco, incumbente su Favazzina (RC), la zona in cui selezionare, sulla base di sopralluoghi da effettuare congiuntamente al Funzionario Responsabile dell'ABR, Dottoressa Annamaria Pellegrino, il terzo caso di studio, relativo a frane rapide di scorrimento-colata di detrito.

Restano pertanto individuati i seguenti casi di studio:

- Luzzi Torre Malizia (CS), sia per il monitoraggio, sia come caso con interventi strutturali eseguiti,
- Sellia Marina (CZ),
- Vallone Favagregco (RC).

3.1.3. Descrizione dei casi selezionati

Fenomeni per l'installazione dei sistemi di monitoraggio

Luzzi (CS)

L'abitato di Luzzi si trova alla confluenza del T. Ilice con un suo affluente di destra (Fig. 3.1.3 - 1). Per l'installazione del sistema di monitoraggio si è individuata una zona di forma triangolare, con ai vertici l'abitato di Luzzi, la località C. Gardi e il tornante di quota 614 della ex SS 559 (Fig. 3.1.3 - 1).

In questa zona è in fase di esecuzione l'analisi dei movimenti mediante tecnologia PSInSAR™.

Tale procedura al momento non è completata. Lo sarà tra breve e sulla base dei risultati di questa indagine si sceglierà il fenomeno da mettere sotto osservazione tra:

- 1 – quello che si trova immediatamente a sud del centro abitato di Luzzi, indicato con A nella figura 3.1.3 - 1.

2 – quello che interessa il tornante di quota 614 della ex SS 559, indicato con B nella figura 3.1.3 – 1.

3 – eventualmente, un qualsiasi altro fenomeno che si trovi nell'area d'indagine SAR per il quale si abbia un risultato migliore rispetto ai due casi indicati di sopra.

In ogni caso, si tratta di fenomeni che interessano per la quasi totalità terreni metamorfici, costituito dagli scisti kinzigitici paleozoici del complesso Calabride (falde alloctone derivate dalla deformazione della crosta continentale). Le dimensioni areali variano tra 1,5 e 4 ha circa. Lo spessore delle masse in movimento è stimabile tra 10 e 20 m.

Sellia Marina (CZ)

Nel sito scelto nel comune di Sellia Marina (CZ), in località La Petrizia, è presente un fenomeno franoso mobilizzatosi nell'inverno 2008-09. Nell'area in cui ricade il fenomeno di frana, costituita da una porzione di versante che degrada dolcemente verso il F. Simeri, sono presenti coltivazioni agricole ed in corrispondenza del piede della stessa frana è presente la strada provinciale che verso nord conduce all'abitato di Simeri (Fig. 3.1.3 - 2). In particolare il fenomeno di frana individuato presenta una lunghezza di circa 160m, una larghezza di 80m ed uno spessore (stimato su base geomorfologica) dell'ordine dei 10m. Tipologicamente il movimento franoso è riconducibile ad uno scorrimento traslazionale, la cui superficie di rottura si sviluppa prevalentemente nei terreni a grana fina (argille), che si rilevano in affioramento su tutta l'area di interesse. Si tratta quindi di una frana mediamente profonda (spessore inferiore ai 30m). Da un punto di vista idrologico si rileva che per il sito di interesse, assumendo come riferimento i dati della stazione pluviometrica di Soveria Simeri (funzionante dal 1992 ed attualmente in telemisura), un massimo valore assoluto di pioggia annua di 1858 mm.

Vallone Favagrecò (RC)

Il Vallone Favagrecò (Fig. 3.1.3 - 3) appartiene al versante tirrenico meridionale (Costa Viola) compresa tra Bagnara e Scilla (RC). In questo vallone ed in altri adiacenti, nel maggio 2001 avvennero una serie di colate detritiche parte delle quali raggiunsero la linea Salerno-Reggio Calabria della FFSS causando il deragliamento di un convoglio e l'interruzione delle comunicazioni ferroviarie per diversi giorni. Un ramo della colata di detrito del Vallone Favagrecò raggiunse anche la corsia nord dell'A3. Furono danneggiate anche alcune strutture esterne dell'impianto di pompaggio del metanodotto proveniente dall'Algeria.

Il fenomeno presenta una lunghezza di circa 1000 m ed una larghezza di circa 25 m in corona e non più di 20 m lungo il corpo. Il movimento si è innescato, immediatamente a monte di un taglio stradale, sotto forma di scorrimento di detrito, coinvolgendo la copertura alteritica del substrato cristallino-metamorfico (scisti) per spessori complessivi che potrebbero raggiungere in alcuni casi 5-10 m. Nel collassare, lo scorrimento si è trasformato immediatamente in colata detritica rapida, coinvolgendo il

detrito presente lungo il ripido canalone del Vallone Favagreco e sui versanti adiacenti, aumentando di volume ed energia.

Questo caso, per il quale l'ABR ha espressamente indicato l'interesse all'inserimento fra i casi di studio, è di notevole rilevanza perché pone un problema di difficile soluzione in termini di previsione, per la mitigazione del rischio, ed in termini di prevenzione, per la riduzione del rischio. Per le ragioni richiamate assume forte rilievo l'impostazione metodologica del LOTTO 5 che vede come uno dei principali punti di forza del monitoraggio la capacità di migrazione da finalità conoscitive, a finalità di controllo e di allarme. Data la rapidità dell'evoluzione della fase critica, diventa molto importante poter riconoscere immediatamente, tramite un sistema di monitoraggio, l'avvio di tale fase nei primissimi stadi

Fenomeno per la valutazione dell'efficacia delle opere d'intervento.

Luzzi, Torre Malizia Sud

Il fenomeno franoso di Torre Malizia (Fig. 3.1.3 - 1) consiste in uno scorrimento di terra e detrito lungo circa 300 m, largo circa 70 m, profondo circa 15 m. Interessa terreni cristallino-metamorfici (scisti) e la relativa copertura alteritica. Tale fenomeno era stato individuato da Mercuri & Merenda (1981) come parte di un corpo franoso di maggiori dimensioni, riattivata in conseguenza di un periodo di precipitazioni intense verificatesi nel gennaio 1981. La frana interessò la ex SS 559. Il Comune, nel Piano regolatore Generale, esclude la frana e una vasta zona adiacente (interessata da altre frane) dalle aree edificabili. Ciononostante, in quest'area e sulla frana stessa venne realizzata una lottizzazione. Una riattivazione recente, occorsa nel 1887, danneggiò la strada e distrusse una villa. Il Comune aveva intanto ottenuto un finanziamento per l'intervento strutturale, in effetti eseguito tra il 2005 ed il 2007. Della frana sono noti geometria e stratigrafia. Noto è pure l'intervento (il cui progetto si conta di recuperare presso il Comune). Si ritiene pertanto che con i dati da interferometria dovrebbe essere possibile valutare l'efficacia dell'intervento sulla base dei movimenti pre- e post-intervento. Inoltre, misure geodimetriche terrestri dovrebbero consentire di valutare la presenza di eventuali movimenti di entità millimetrica attuali, cioè posteriori alla serie storica delle immagini di satellite utilizzate per l'analisi SAR. Si ricorda che l'analisi SAR sarà aggiornata a settembre 2009.

3.2. SUBSIDENZA

3.2.0. Generalità

Il caso di studio per la subsidenza è stato individuato in origine nel progetto, quindi non si tratta di una scelta operata nel corso dello studio. La scelta fu operata all'origine perché l'importanza della

subsidenza della Piana di Sibari supera quella di qualunque altra zona della Calabria, se si esclude quella, molto problematica, tra l'altro, della zona di Cirò Marina, per la quale sono stati già svolti studi per la Regione Calabria.

3.2.1. La subsidenza della Piana di Sibari (CS)

R. Pagliarulo, F. Cotecchia e V. Cotecchia

Inquadramento del fenomeno subsidenza

La piana di Sibari, e in particolar modo, la zona in cui è localizzato il Parco Archeologico costituisce una "anomalia" nell'ambito di un sollevamento generalizzato di tutta l'area nord calabrese. Infatti le ricerche archeologiche hanno evidenziato un complesso fenomeno di subsidenza testimoniato dalla presenza di tre città sovrapposte: *Sybaris* (720-510 BC), *Thurium* (444- 285 BC) e *Copia* (193 BC) attualmente ad una profondità che varia da 7 a 3,5 m al di sotto del piano campagna. L'area archeologica di Sibari costituisce un importante *case history* per la complessità delle fenomenologie che ne hanno condizionato l'evoluzione.

I processi di subsidenza, sin da tempi remoti, hanno coinvolto il sito che si trova attualmente immerso nei depositi alluvionali costituenti la piana omonima.

In anni passati l'unità Operativa di cui era responsabile il Prof. V. Cotecchia, direttore del Centro CNR CERIST, nell'ambito del Progetto Finalizzato "Beni Culturali" (CNR, 1993-2002), ha condotto una ricerca multidisciplinare volta alla definizione delle incidenze geologiche e geotecniche sulla evoluzione storica e sulla scomparsa del sito archeologico di Sibari e alle metodologie atte alla salvaguardia delle aree archeologiche e alla difesa dalla cospicua falda acquifera. In particolare le ricerche hanno permesso di ricostruire le cause geologiche e geotecniche che hanno determinato, dalla fondazione della *Sybaris* arcaica ad oggi, la progressiva subsidenza dell'area. I dati ottenuti da questa ricerca sono stati di grande significato per la ricostruzione delle modificazioni geomorfologiche verificatesi nella piana alluvionale omonima dal tardo Pleistocene e dell'influenza di tali cambiamenti sulle vicissitudini archeologiche. Le ricerche si sono basate oltre che su rilievi di superficie anche sulla esecuzione di 20 sondaggi geognostici a carotaggio continuo, con profondità variabile da 10 a 120 metri dal p.c., numerose misure e controlli *in situ* ed in laboratorio sui campioni prelevati.

La piana di Sibari, limitata a N e a NW dal massiccio carbonatico del Pollino e a S e SW dagli ammassi cristallini della Sila, strutturalmente è un graben, colmato da sedimenti alluvionali dello spessore di circa 400 m, costituiti da sabbie da fini a grossolane, da argille limose a ghiaie che si anastomizzano con frequenti eteropie di facies. A diverse profondità si rinvergono livelli di torbe. La subsidenza è il risultato

della interazione di tre processi principali: i) tettonica; ii) variazioni eustatiche del mare; iii) compressione primaria dei sedimenti.

Il tasso totale di subsidenza, calcolato sulla base delle età ^{14}C calibrate (anni BP) di campioni di torba e sostanza organica prelevata a diverse profondità dalle carote di sondaggi è di 5,4 mm/anno per i livelli più profondi, mentre diminuisce verso il piano campagna alle quote in cui si rinvengono i piani abitativi, raggiungendo un valore di 1,6 mm/anno.

Uplift Tettonico

Recentemente sono stati condotti studi e misure volti a caratterizzare la variabilità spazio-temporale della deformazione recente tra la Piana di Sibari e il massiccio del Pollino attraverso lo studio dei movimenti tettonici costieri verticali a breve e medio termine (1-100 Ka) e delle strutture tettoniche attive. Nell'area, sismicamente silente, si suppone che la compressione sia terminata nel Pleistocene medio e non siano presenti strutture sismogenetiche estensionali, ma si riscontrano forti sollevamenti regionali. I sollevamenti post-Pleistocene medio sono testimoniati da terrazzi marini dislocati fino a 650 m ad un tasso supposto costante di compreso da 0.7 a 1.1 mm/yr. Tale valore è più o meno dello stesso ordine di grandezza del sollevamento tettonico medio dell'area. Questo dato è stato ottenuto dalla correlazione allo stadio isotopico (MIS) 5.5 (Tirreniano) del più vicino terrazzo marino. I due movimenti, negativo e positivo quasi si annullano a vicenda essendo della stessa entità.

Variazioni glacioeustatiche del mare

Le variazioni della linea di costa sono il risultato dell'equilibrio tra i livelli del mare e le diverse fasi di sovralluvionamento del fiume Crati. La linea di costa ha subito sin dalla fine del Pleistocene grandi variazioni influenzando gli ambienti di sedimentazione e innescando movimenti verticali nel livello di base dei corsi d'acqua. La curva di risalita del livello marino (RSL) per quest'area è stata ottenuta sulla base del modello di Lambeck et al., (2004) che ricostruisce le variazioni del livello mare per il Tardo Pleistocene e l'Olocene e i relativi movimenti verticali. Ricostruzioni paleogeografiche ottenute per il Last Glacial Maximum (LGM) a circa 22 ± 2 ka BP indicano che il mare Ionio era circa -140 metri più basso dell'attuale, mentre durante Holocene Climatic Optimum (HCO), 8 ± 1 ka BP, la linea di costa era a circa -20 metri rispetto all'attuale, Successivamente il livello del mare è risalito ulteriormente fino a raggiungere il livello odierno.

Caratteristiche geotecniche dei sedimenti

La componente attiva nel fenomeno è la compressione primaria dei sedimenti., quindi il cedimento del suolo è quasi del tutto dovuto a cause geotecniche. Durante le ricerche svolte i profili geotecnici dei campioni, confermando i dati stratigrafici, indicano che i sedimenti si intercalano in maniera caotica e marcano la presenza di tre differenti complessi di strati entro i primi 115 m di profondità, il più superficiale composto di sabbie e ghiaie alluvionali, il secondo di materiale molto fine e plastico ed il terzo di ghiaie sterili. Numerose prove meccaniche di laboratorio sono state condotte su campioni

indisturbati e ricostituiti per caratterizzare il comportamento compressivo dei sedimenti indagati. I risultati ottenuti hanno mostrato che per materiali così complessi è di fondamentale importanza una corretta normalizzazione dei dati al fine di interpretare i fattori che governano il loro comportamento e definire i parametri per un modello sintetico atto a calcolare i cedimenti geotecnici in sito.

Alla base del calcolo dei cedimenti vi sono gli indici di compressione dei campioni ricostituiti in laboratorio e normalizzati secondo il metodo di Burland (1990) ed i valori degli indici dei campioni allo stato naturale. Dai valori di spostamento a compressione degli strati profondi datati al ^{14}C sono stati dedotti i livelli originari (al momento della deposizione) di detti strati rispetto al livello mare attuale. Se a questi livelli si aggiungono valori plausibili di dislivello rispetto al livello mare, si ottiene il livello mare corrispondente ad ogni singola datazione

Emerge pertanto con evidenza che la compattazione “a gravitazione” dei sedimenti quaternari, accumulatisi nella piana con grande rapidità durante le trasgressioni pleistocenica e olocenica, incide da tempi geologici sulla evoluzione delle quote assolute dei terreni della piana, conseguentemente gli antichi siti archeologici hanno subito decrementi di quota assoluti di vari metri in ragione della lenta consolidazione geotecnica che le alternanze, prevalentemente limoso-argillose hanno subito.

Da misure topografiche eseguite, durante due campagne di studi, sempre nell’ambito della stessa ricerca, rispetto al caposaldo IGM localizzato sul ponte del Fiume Crati, negli ultimi 50 anni si registra un ulteriore abbassamento del suolo di 12 cm causa di intensi ed indiscriminati emungimenti dalla falda acquifera. Anche questo cedimento può essere attribuibile alla consolidazione degli strati conseguente alla riduzione delle pressioni interstiziali.

Idrogeologia

Lo studio condotto ha riguardato anche le condizioni idrogeologiche dell’area fornendo dati preziosi ai fini della gestione delle aree archeologiche. I coefficienti di permeabilità, ottenuti da misure *in situ*, variano da un massimo di circa 10^{-3} cm/s ad un minimo di $10^{-7} \div 10^{-8}$ cm/s . La variabilità verticale della conduttività idraulica è molto ampia. La falda superficiale, in cui sono immersi gli scavi archeologici, si rinviene a circa 0,5 m dal p.c. Questa falda è limitata verso mare dall’acqua di intrusione marina. Attualmente viene drenata, rendendo gli scavi archeologici accessibili, da un sistema di well-points per cui il livello dell’acquifero viene tenuto costantemente al di sotto della base dello scavo. Questo sistema, oltre che depauperare la falda, rende possibile l’intrusione marina a causa dell’alterato equilibrio tra acqua di falda e acqua di mare. Inoltre sin dagli anni ’50 in sondaggi trivellati per ricerche petrolifere è stata rinvenuta la presenza di idrogeno solforato e metano. L’estrazione locale di questi gas potrebbe aver accelerato gli spostamenti verticali negativi nella piana.

4. CRITERI PER LA PROGETTAZIONE DEI SISTEMI DI MONITORAGGIO

4.1. ASPETTI METODOLOGICI ED INDICAZIONI GENERALI

G. Gullà

Il quadro di riferimento delineato relativamente agli ambiti geologico-geomorfologici omogenei consente di individuare, per la presente Fase 1 di svolgimento del LOTTO 5, gli elementi di riferimento da assumere per identificare i criteri per la progettazione dei sistemi di monitoraggio che si andranno a realizzare.

Si intende come “sistema di monitoraggio conoscitivo” di una frana, per quanto previsto nel LOTTO 5, l’insieme delle reti di monitoraggio che è necessario realizzare (anche in più fasi ma in maniera coordinata) e misurare (per un periodo adeguato rispetto all’utilizzo dei risultati ottenuti), per acquisire gli elementi essenziali per la definizione del modello geotecnico della stessa frana, utilizzabile a fini di previsione, per la mitigazione del rischio, ed a fini di prevenzione, per la riduzione del rischio.

Le definizioni fornite in questa Fase 1 saranno sistematicamente completate nella relazione finale, in diretta connessione a quanto specificamente realizzato per il LOTTO 5.

Gli elementi di riferimento che si assumeranno nella progettazione iterativa delle reti di monitoraggio conoscitive previste considereranno:

- il comportamento litologico generale del volume di geomateriale coinvolto nell’instabilità (prevalentemente attritivo, prevalentemente coesivo, da terreno di alterazione, da roccia tenera fratturata, da roccia tenera con sistemi di discontinuità che condizionano i cinematismi, da roccia lapidea fratturata, da roccia lapidea con sistemi di discontinuità che condizionano i cinematismi);
- la profondità, stimata su base geologico-geomorfologica, della superficie di rottura del volume di geomateriale coinvolto nell’instabilità (superficiale, sino a circa 3 m; mediamente profonda, sino a circa 30 m; profonda, oltre circa 30 m);
- l’estensione planimetrica, stimata su base geomorfologica, dell’instabilità (piccola, circa un ettaro; media, sino a circa 5 ettari; grande, maggiore di circa 5 ettari);
- il tempo di innesco **della singola instabilità** (assunto coincidente con la durata della fase pre-rottura), stimato sulla base del quadro conoscitivo desumibile in via preliminare (istantaneo, al massimo alcune ore; medio, da almeno uno ad alcuni giorni; lungo, da almeno una ad alcune settimane);
- il tempo di eventuale evoluzione del cinematismo dell’instabilità, con o senza trasformazione delle originarie caratteristiche del geomateriale coinvolto, stimato sulla base del quadro conoscitivo desumibile in via preliminare (rapido, da alcune ore ad alcuni giorni; medio, da

alcuni giorni ad alcune settimane; lungo, a seguito di almeno due cicli di pre-rottura – rottura – post-rottura).

Gli elementi, e le relative indicazioni, riferiti nella presente Fase 1, ed utilizzati per l'avvio della Fase 2, saranno validati e precisati sulla base del quadro conoscitivo che si andrà a definire nella stessa Fase 2.

Il percorso metodologico che è necessario seguire nella progettazione iterativa di un sistema di monitoraggio conoscitivo di una frana deve prevedere lo svolgimento di diverse attività disciplinari, alcune in parallelo ed alcune in serie, tutte strettamente coordinate ed integrate in termini interdisciplinari.

Quanto di seguito riferito simula le modalità con cui si deve procedere nell'ipotesi di debba realizzare un sistema di monitoraggio con finalità conoscitive in condizioni ordinarie, quindi non vincolate dalle finalità intrinseche ad una condizione di emergenza. In sede di relazione finale saranno illustrate le opportune connessioni necessarie per dare continuità ed efficacia alle attività di monitoraggio finalizzate alla conoscenza, al controllo ed all'allertamento dei fenomeni di frana. Non è superfluo ricordare i "sistemi di monitoraggio conoscitivi", trattati nel presente LOTTO 5, sono uno "strumento complesso" da utilizzare nel processo conoscitivo volto alla definizione del modello geologico e del modello geotecnico del versante in frana, necessari per la progettazione, la realizzazione e la gestione delle azioni di mitigazione e degli interventi di riduzione del rischio.

Si illustrano sinteticamente di seguito, limitandosi alle principali, le attività finalizzate alla progettazione e alla realizzazione iterativa dei sistemi di monitoraggio conoscitivo in Calabria, già in parte avviate per la Fase 2 del LOTTO 5.

1- Una volta definita la localizzazione del sito in cui ricade la frana per la quale si intende realizzare un sistema di monitoraggio a fini conoscitivi bisogna raccogliere tutto il materiale bibliografico e documentale disponibile; questo aspetto è trattato nel successivo paragrafo con specifico riferimento alla raccolta ed all'analisi dei dati storici relativi a precedenti mobilizzazioni della frana di interesse, al fine di costruire una serie storica delle mobilizzazioni.

2- Contestualmente al punto precedente, sarà individuata la stazione pluviometrica del Centro funzionale ARPACAL rappresentativa per il sito di interesse, sarà acquisita la serie storica delle piogge giornaliere e di altre grandezze eventualmente disponibili, sarà caratterizzato dal punto di vista idrologico il sito di interesse. Una volta disponibile la serie storica delle mobilizzazioni relative alla frana di interesse si procederà all'individuazione di soglie o scenari di possibile innesco.

3- In parallelo alle attività già indicate saranno avviati gli studi e i rilievi geomorfologici e litologico-strutturali di dettaglio; in particolare le **analisi geomorfologiche**, svolte con le consolidate metodologie di foto-interpretazione e controllo di campagna, dovranno nel più breve tempo possibile fornire una prima delimitazione dell'area in frana e, a seguire, del possibile spessore del volume interessato dall'instabilità, delle sue caratteristiche cinematiche generali (precisando il tipo di classifica cinematica considerata, esp. quella proposta da Varnes), lo stato di attività (ovviamente su base geomorfologica) ed ogni altro dettaglio che si ritenga di interesse (il quadro conoscitivo fornito in via preliminare, presentato con cartografia in scala di rappresentazione adeguata rispetto alle dimensioni dell'instabilità di interesse ed illustrato in una relazione, sarà verificato, consolidato e precisato sulla base dei dati, delle informazioni e delle elaborazioni che scaturiranno dalle altre attività, ivi compresa quella di monitoraggio conoscitivo); i **rilevamenti litologico-strutturali** dovranno considerare le peculiarità del contesto geologico in cui ricade l'instabilità di interesse e le sue caratteristiche dimensionali (esp. presenza di rocce interessate da processi di degradazione e/o alterazione, ecc.; frana superficiale, mediamente profonda, profonda, ecc.), dovranno nel più breve tempo possibile fornire una prima indicazione delle litologie e delle strutture (discontinuità) significative per la problematica di instabilità trattata, della loro estensione e distribuzione in affioramento ed in profondità, delle loro relazioni con la circolazione delle acque sotterranee (rilevando e misurando sorgenti e/o misurando livelli piezometrici lungo verticali strumentate già disponibili) ed ogni altro dettaglio che si ritenga di interesse (anche per l'aspetto in esame il quadro conoscitivo fornito in via preliminare, presentato su cartografia con scala di rappresentazione adeguata rispetto alle dimensioni dell'instabilità di interesse ed illustrato in una relazione, sarà verificato, consolidato e precisato sulla base dei dati, delle informazioni e delle elaborazioni che scaturiranno dalle altre attività, ivi compresa quella di indagine propedeutica al monitoraggio conoscitivo).

4- Le indicazioni preliminari fornite dall'analisi geomorfologica devono essere utilizzate per progettare e realizzare, sempre iterativamente, le **reti di monitoraggio degli spostamenti superficiali** (assoluti e relativi). In particolare si deve definire la geometria della **rete di monitoraggio degli spostamenti superficiali assoluti** procedendo al posizionamento dei punti di misura (all'interno dell'area che si suppone sia in frana) e dei punti fissi (in zone non interessate da movimenti o nelle quali i movimenti si ritiene che siano di almeno un ordine di grandezza minori rispetto all'area in frana). Il posizionamento dei capisaldi (punti di misura e punti fissi) dovrà considerare in particolare l'identificazione preliminare di una (o più) sezione/i rappresentativa/e per la modellazione geotecnica della frana di interesse. La visibilità ottica fra i punti di misura ed i punti fissi, o la visibilità da satellite dei capisaldi, determina in generale la scelta della strumentazione e della tecnica di misura più idonea al monitoraggio degli spostamenti assoluti (tecniche GPS, stazioni totali, ecc.), questo aspetto e quello relativo alla

monumentazione dei capisaldi saranno specificamente definiti nei casi scelti per la realizzazione dei tre sistemi di monitoraggio previsti dal LOTTO 5. Per la definizione della **rete di monitoraggio degli spostamenti superficiali relativi** dovranno essere censite, caratterizzate e localizzate nell'area di interesse tutte le fratture, determinate direttamente sul terreno dalla stessa instabilità, e le lesioni, presenti su strutture o infrastrutture che insistono nell'area di interesse o nelle immediate vicinanze; l'esame unitario dell'ubicazione delle fratture e delle lesioni, e delle relative caratteristiche (lunghezza, apertura, rigetto, ecc.) consentirà di selezionarne un numero significativo da utilizzare per effettuare le misure previo realizzazione di idonee installazioni (da definire, sulla base di consolidati schemi tipo, sulla base delle specifiche caratteristiche della frattura o lesione da monitorare). Successivamente alla realizzazione delle reti di monitoraggio degli spostamenti superficiali, a distanza di una settimana o due dalla monumentazione dei capisaldi e dalle realizzazione delle installazioni (anche meno per queste ultime per alcuni tipi), saranno eseguite le misure di zero e, quindi, le successive misure per il calcolo degli spostamenti assoluti (misure discontinue in manuale) e relativi (misure discontinue in manuale, con possibile migrazione di una o più installazioni rappresentative a misure continue automatiche). Nella fase di avvio del monitoraggio la frequenza delle misure, tenendo conto della complessità delle reti, sarà quanto più possibile alta ma sarà rapidamente rimodulata sulla base di quanto si evidenzierà dalle stesse misure (questo criterio sarà seguito per ovvie ragioni anche per le misure continue in automatico). La cadenza e le modalità delle misure, nella prosecuzione del monitoraggio conoscitivo, potranno essere opportunamente modulate, ove sia stato possibile individuarle, sulla base delle soglie o scenari di innesco e, in via definitiva, riferendosi al modello geotecnico del versante in frana.

5- Le indicazioni preliminari fornite dall'analisi geomorfologica e dai rilievi litologico-strutturali saranno utilizzate per programmare, ed affinare nel corso della loro esecuzione, le indagini geotecniche necessarie per la realizzazione delle installazioni finalizzate al **monitoraggio conoscitivo degli spostamenti profondi**. Considerate le finalità conoscitive saranno utilizzate installazioni inclinometriche da misurare, almeno nella fase di avvio e messa in marcia del sistema di monitoraggio, con sonde inclinometriche mobili. La profondità delle installazioni inclinometriche sarà stabilita considerando la stima geomorfologica della massima profondità della superficie di rottura principale, le indicazioni litologico-strutturali circa eventuali passaggi tra litologie con marcate differenze meccaniche o circa la presenza di discontinuità, l'esame dei carotaggi continui ottenuti dai sondaggi geotecnici eseguiti per l'installazione dei tubi inclinometrici. Il numero e la posizione delle verticali inclinometriche (installazioni inclinometriche) saranno decisi in generale, e per la fase di avvio e messa in marcia del sistema di monitoraggio conoscitivo, sulla base delle indicazioni desumibili in via preliminare su base geomorfologica e litologico-strutturale. In condizioni ottimali, che ovviamente devono anche considerare la complessità dell'instabilità di interesse, il numero minimo di installazioni inclinometriche

è pari a tre ma, integrando opportunamente le reti di monitoraggio degli spostamenti superficiali, può essere opportuno, e necessario nel caso in cui siano limitate le risorse disponibili, avviare il sistema di monitoraggio realizzando una sola verticale inclinometrica. Riguardo la definizione delle modalità e della frequenza di misura valgono in termini generali le considerazioni già esposte per le reti di misura degli spostamenti superficiali.

6- In particolare le indicazioni che scaturiscono dai rilievi litologico-strutturali saranno utilizzate per programmare, ed affinare nel corso della loro esecuzione, le indagini geotecniche necessarie per la realizzazione delle installazioni finalizzate al **monitoraggio conoscitivo del regime delle pressioni neutre**. Considerate le finalità conoscitive saranno utilizzate installazioni piezometriche, almeno nella fase di avvio e messa in marcia del sistema di monitoraggio, con freatimetri (piezometri idraulici a circuito aperto). Successivamente alla fase di avvio e messa in marcia si deciderà circa l'opportunità di strumentare i piezometri installati con trasduttori (acquisizione continua ed automatica) o di installare direttamente i trasduttori in sondaggi realizzati a distruzione di nucleo. La profondità ed il numero dei tratti di misura saranno stabiliti, con riferimento alle indicazioni desumibili dai rilievi litologico-strutturali, sulla base dell'esame dei carotaggi continui ottenuti dai sondaggi geotecnici eseguiti e delle prove di permeabilità condotte negli stessi sondaggi. Il numero e la posizione delle verticali piezometriche (installazioni piezometriche) saranno decisi in generale, e per la fase di avvio e messa in marcia del sistema di monitoraggio conoscitivo, sulla base delle indicazioni desumibili in via preliminare su base geomorfologica e litologico-strutturale. In condizioni ottimali, che ovviamente devono anche considerare la complessità dell'instabilità di interesse, il numero minimo di verticali piezometriche è pari a tre ma può essere opportuno, e necessario nel caso in cui siano limitate le risorse disponibili, avviare il sistema di monitoraggio realizzando una sola verticale piezometrica. Riguardo la definizione delle modalità e della frequenza di misura valgono in termini generali le considerazioni già esposte per le reti di misura degli spostamenti superficiali.

7- Nel corso delle indagini geotecniche, propedeutiche alla realizzazione delle reti di monitoraggio degli spostamenti profondi e del regime delle pressioni neutre, saranno effettuate prove in sito, di permeabilità e ove possibile di caratterizzazione meccanica, e prelevati campioni indisturbati. I campioni indisturbati, con riferimento alle specifiche finalità del LOTTO 5, saranno utilizzati per svolgere una mirata sperimentazione geotecnica in laboratorio al fine di acquisire elementi conoscitivi utili per definire ed ottimizzare l'efficacia di eventuali integrazioni dei sistemi di monitoraggio conoscitivo realizzati, per pianificare al meglio la loro gestione ordinaria e per semplificarne la loro eventuale migrazione per finalità di controllo e/o di allertamento.

Ulteriori dettagli circa i criteri e le indicazioni generali, che si possono assumere nelle fasi di progettazione e realizzazione dei sistemi di monitoraggio conoscitivo, saranno verificati e precisati nel corso dello svolgimento della Fase 2 del LOTTO 5 e verranno sistematicamente riferiti in sede di relazione finale.

Saranno precisate nella relazione finale le indicazioni relative alla durata “minima” del monitoraggio conoscitivo e delle possibili modalità di interpretazione dei dati man mano che si procede con lo stesso monitoraggio.

Quanto proposto, con gli opportuni adattamenti, sarà utilizzato come riferimento generale per progettare e realizzare, partendo dal solido quadro conoscitivo già disponibile, il sistema di monitoraggio conoscitivo previsto per la subsidenza della Piana di Sibari.

4.2. STUDI STORICI

O. Petrucci

4.2.1. Introduzione

In Italia non esiste alcun ente preposto alla raccolta di dati sui fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi in passato, malgrado sia noto che disporre di una serie continua ed omogenea di tali dati consentirebbe di formulare ipotesi ragionevoli circa l'entità degli eventi da temere, la loro ricorrenza e le piogge in grado di innescarli.

Per questo motivo, ai fini della raccolta di dati inerenti attivazioni pregresse di fenomeni di dissesto idrogeologico, è necessario effettuare un percorso di raccolta ed elaborazione di dati che viene descritto nel seguito.

In genere, i dati raccolti in questo tipo di indagini vengono suddivisi in due gruppi: a) fenomeni che si sviluppano sui versanti, e b) fenomeni più direttamente connessi al reticolo di drenaggio principale o secondario. Nel caso particolare dello studio delle conoidi, è consigliabile evitare questa rigida suddivisione e vagliare entrambi i tipi di fenomeni, poiché in questo modo si evita di tralasciare indicazioni importanti. Nel seguito si farà pertanto riferimento a generici *fenomeni di dissesto*, intendendo sia fenomeni sui versanti che nei fondovalle.

Il percorso di ricerca si sviluppa a tre differenti livelli di dettaglio che definiremo come *scala regionale*, *scala locale* e *scala di versante*.

4.2.2. Indicazioni generali

Il primo passo da compiere per effettuare una ricerca storica -a ciascuna delle tre scale di dettaglio previste- consiste nella individuazione delle fonti di informazione utilizzabili. Avendo un quadro chiaro delle fonti consultabili, della tipologia di materiale disponibile e del formato in cui tale materiale si presenta, risulta anche più facile stimare i tempi necessari all'acquisizione dei dati e alla loro successiva catalogazione.

In ogni caso, è necessario tenere presente che la ricerca non può mai considerarsi conclusa, sia perché svariati fattori accidentali possono causare perdite di documenti dagli archivi sia per il fatto che possono esistere fonti di informazione alle quali, per varie ragioni, non è consentito l'accesso.

In particolare, per una ricerca sul territorio dell'intera Calabria o su specifici settori di esso, le principali fonti consultabili e le relative limitazioni sono descritte nel seguito, in funzione della scala di dettaglio alla quale si intende operare.

La consultazione delle fonti di informazione dovrebbe in genere prevedere una acquisizione in formato cartaceo del documento in cui ogni dato è stato reperito. Nel caso in cui ciò non sia possibile, e comunque per le fasi successive del lavoro, è necessario predisporre un format per l'acquisizione dei dati, che può essere realizzato mediante una semplice tabella in Excell, le cui colonne abbiano le intestazioni elencate nel seguito.

1) *Anno*. Indica l'anno in cui un determinato fenomeno di dissesto ha mostrato un'attivazione. Non sempre è specificato, è possibile, infatti, che in alcuni tipi di fonte venga indicata una generica ripetitività di un dato fenomeno senza fornire date precise della sua attivazione. Occorre inoltre notare che la data del documento non coincide in genere con la data dell'evento, ed è proprio quest'ultima che presenta interesse per i nostri scopi.

2) *Mese*. Anche questo campo può a volte non essere compilabile, per i motivi indicati al punto precedente, o perché viene riportato un generico periodo di attivazione (es: autunno, autunno – inverno), specialmente nel caso di fenomeni che nel corso di una stagione subiscono mobilitazioni successive distribuite su un arco temporale ampio.

3) *Giorno*. E' riportato in vari tipi di fonte di informazione, specialmente quando il fenomeno di dissesto sia caratterizzato da una fase parossistica ben delimitabile nel tempo.

4) *Provincia*. A scala regionale, è necessario inserire questo campo per facilitare l'estrazione dei dati filtrandoli in base alla provincia di appartenenza, mentre non è necessario inserirlo se si procede a scala locale o di versante.

5) *Comune*. Anche in questo caso è necessario riportare questo dato a scala regionale o locale, per consentire una estrazione mirata di dati di interesse, ma si può omettere nel caso si operi a scala di versante.

6) *Località*. Purtroppo non sempre le fonti di informazione contengono questo tipo di indicazione, ma è importante individuare e trascrivere in questo campo tutti gli eventuali toponimi che indicano la zona colpita, sia per indagini a scala regionale, che locale o di versante.

7) *Trascrizione*. In questo campo occorre trascrivere, il più integralmente possibile, quanto riportato dalla fonte di informazione in merito all'attivazione descritta. Ciò è fondamentale nel caso in cui per qualche motivo non sia consentita all'acquisizione in formato cartaceo del dato: ogni eventuale dubbio in fase di elaborazione resterebbe in questo caso insoluto.

8) *Fonte d'informazione*. Rappresenta il documento cartaceo da cui si estrae il dato: esso deve essere univocamente identificato, nel caso in cui sia necessario reperirlo nuovamente per ulteriori verifiche.

Nella tabella così predisposta, ogni riga rappresenterà uno o più fenomeni di dissesto verificatisi in un dato comune in una certa data.

4.2.3. Studi a carattere regionale

Database on-line

Per gli studi a carattere regionale è possibile reperire dati in formato digitale inseriti in alcune banche dati disponibili in rete.

Il Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche (SICI), ideato e gestito dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalla Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR, è accessibile al sito <http://sici.irpi.cnr.it/>. In tale sito convergono i dati del Progetto AVI (Aree Vulnerate in Italia), e del progetto GIANO, rappresentati da informazioni relative a dissesti verificatisi dalla fine dell'800 fino al 2000-2001. Gran parte dei dati AVI relativi alla regione Calabria è stata estratta da quotidiani a tiratura nazionale; pertanto essi presentano un livello di dettaglio a volte piuttosto basso, specialmente per gli eventi più antichi.

La banca dati ASICal (Aree Storicamente Inondate in Calabria), accessibile al sito: <http://www.camilab.unical.it>, realizzata nell'ambito di una collaborazione fra il CNR-IRPI ed il Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria, contiene dati relativi a frane e alluvioni verificatisi esclusivamente sul territorio calabrese negli ultimi secoli. La struttura è attualmente in fase di aggiornamento, data la notevole acquisizione di dati effettuata negli ultimi anni presso una serie di strutture tecniche regionali.

Stampa a diffusione nazionale o regionale

Oltre a queste fonti, per uno studio a carattere regionale, è possibile reperire informazioni nei quotidiani a tiratura nazionale o regionale. I quotidiani hanno un carattere descrittivo e spesso enfatico; tuttavia,

con la loro sistematicità, assicurano un flusso continuo di informazioni anche relative ad eventi di entità minore.

I quotidiani nazionali sono caratterizzati da buona continuità temporale e basso livello di dettaglio, specialmente per gli eventi più remoti. Non è comunque conveniente consultarli per il periodo 1900-2001, in quanto per tale intervallo sono stati già analizzati dal progetto AVI e sono estraibili sotto forma di schede dal SICI.

I quotidiani regionali, al contrario presentano un maggior livello di dettaglio descrittivo e una maggiore affidabilità in termini di localizzazione dei fenomeni. In Calabria, il quotidiano regionale caratterizzato dal più ampio periodo di pubblicazione è La Gazzetta del Sud. Tale testata è disponibile a partire dal 1952, mentre per il periodo antecedente non esistono quotidiani caratterizzati da una continuità tale da poter essere utilizzati per i nostri scopi. Copie in formato cartaceo di questo quotidiano sono disponibili presso le sedi di Messina e Cosenza, anche se non esiste un vero e proprio servizio di consultazione aperto al pubblico.

Per il periodo dal 1998 ad oggi, invece, è disponibile l'archivio dei files PDF degli articoli de La Gazzetta del Sud relativi alle 5 edizioni regionali, nell'ambito di un servizio on-line in abbonamento. Solo per quest'ultimo periodo (dal 1998 ad oggi), effettuando una ricerca per parole chiave (frana, maltempo, piogge, crolli ecc.) è possibile estrarre numerosi dati già in formato digitale.

A partire dal 1995, è inoltre disponibile un'altra testata regionale continua, rappresentata da Il Quotidiano della Calabria, con le sue edizioni provinciali, il cui archivio in formato pdf è disponibile in abbonamento.

Raccolte di dati a carattere regionale o nazionale

Sono sostanzialmente rappresentate da un numero limitato di pubblicazioni che sono state realizzate mediante indagini mirate su determinati periodi temporali, riguardanti la regione Calabria.

Fanno parte di questo gruppo alcune pubblicazioni realizzate presso l'IRPI di Cosenza che analizzano i fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi in determinati intervalli temporali (Lanzafame & Mercuri, 1975; Caloiero & Mercuri, 1980; Petrucci et al., 1996). Dati a scala regionale sono inoltre reperibili in lavori storici come quelli di Almagià (1910), Montanari (1939; 1940, 1941) o più recenti come Catenacci (1992). Anche gli Annali Idrologici, disponibili a partire dal 1916, riservano una sezione speciale ad eventi alluvionali gravi verificatisi nel corso dell'anno trattato.

4.2.4. Studi a carattere locale

Scendendo ad una scala di maggior dettaglio, ad un livello sub-regionale, oltre al materiale consultato nella fase precedente, è necessario reperire ulteriori dati in altre fonti di informazione. A tal fine occorre individuare esattamente in quali comuni ricade il territorio di interesse per poter procedere alla individuazione dei documenti contenenti informazioni utili, che per alcune tipologie, di carattere amministrativo, possono essere catalogati per comune.

Fonti storiche

Individuati i comuni di interesse si possono consultare, qualora disponibili, le storiografie dei singoli comuni, visionabili, in genere, presso le biblioteche civiche. Sono testi redatti da autori locali che possono riservare anche interi capitoli alle calamità naturali che hanno colpito l'area in intervalli temporali più o meno estesi. È necessario tener presente che si tratta di testimonianze redatte con finalità diverse, basate sulla memoria e la sensibilità degli Autori. La massima attendibilità è da attribuire alle notizie inerenti fenomeni occorsi nell'arco temporale della vita dell'autore, mentre occorre vagliare con attenzione le notizie, riprese da fonti più antiche, effettuando controlli incrociati sulla loro veridicità.

Fonti tecnico-scientifiche

Visionabili presso biblioteche specialistiche, esse si moltiplicano a partire dal '900, ma la quantità ed il livello di dettaglio dei dati contenuti è variabile. Ai nostri giorni, le monografie o gli articoli pubblicati su riviste specialistiche nazionali o internazionali, anche disponibili on-line, presentano spesso un'indagine retrospettiva, volta a verificare se i fenomeni studiati, o altri di natura analoga, si siano già manifestati in passato.

Per la Calabria, la più nutrita bibliografia è costituita dalla produzione scientifica e tecnico-scientifica del CNR-IRPI di Cosenza, visionabile presso la biblioteca dell'Istituto, in Via Cavour, 4-6 (Rende). Sin dalla sua costituzione, agli inizi degli anni '70, l'Istituto si è occupato dei fenomeni di dissesto idrogeologico calabresi, e più in particolare dei fenomeni franosi in senso stretto, pubblicando lavori scientifici e rapporti di sopralluogo in merito a specifiche aree o fenomeni, e ricerche storiche approfondite sui dissesti occorsi in determinati settori regionali.

Per i comuni della provincia di Cosenza sono disponibili delle raccolte dettagliate di dati sui FF franosi verificatisi fra la fine dell'800 e il 1960 (Petrucci & Versace, 2005; 2007; Petrucci et al., 2009) realizzate mediante una ricerca nella documentazione prodotta dall'ufficio del Genio Civile di Cosenza.

4.2.5. Studi a scala di versante

Gli studi di maggior dettaglio prevedono l'esecuzione dei passi descritti nei punti precedenti ed ulteriori approfondimenti mediante indagini di maggior dettaglio da realizzare in una serie di fonti inedite, la cui consultazione può essere piuttosto laboriosa. Anche in questo caso è necessario partire da una precisa delimitazione dell'area di indagine e dell'individuazione su una carta topografica in scala 1:10.000 dei toponimi ricadenti nell'area indagata. Ciò è importante al fine di discriminare, nell'ambito dei diversi documenti relativi ad un dato comune, quelli che descrivono fenomeni verificatisi nella nostra area di interesse da quelli occorsi in altri settori comunali.

Dopo aver delimitato l'area di interesse, è possibile effettuare ricerche storiche in tre principali tipologie di archivi descritte nel seguito

Archivi di Stato

Si rinvencono dati sull'occorrenza di dissesti in numerosi fondi, particolarmente in quelli concernenti l'attività amministrativa e finanziaria di Enti pubblici, ricostruibile dall'analisi delle corrispondenze fra sedi centrali e sedi locali. In una prima fase, è conveniente consultare i cataloghi dei Fondi inventariati, per selezionare i faldoni da visionare. Occorre tener presente che si tratta di un lavoro piuttosto lungo e laborioso, poiché i documenti prodotti fino agli anni '50 del secolo scorso sono in gran parte manoscritti, e spesso il grado di conservazione non ne consente un'agevole consultazione.

Fornendo una chiave di ricerca circostanziata ma non restrittiva, il personale degli Archivi di Stato calabresi è in grado di indirizzare la ricerca. Ad esempio, volendo indagare su una determinata area, sarà necessario ampliare il settore di indagine visionando tutto il materiale relativo al comune in cui esso ricade. Se si intende verificare l'attivazione di un fenomeno in un dato periodo per il quale si hanno indizi, si può circoscrivere la ricerca anche temporalmente, selezionando documenti da fondi relativi al periodo di interesse. I fondi utilizzabili variano in funzione del periodo storico. Per la prima metà dell'800 sono disponibili i fondi *Intendenza di Calabria* e *Corpo degli Ingegneri di Acque e Strade*, mentre, per epoche più recenti, si può visionare il Fondo del *Genio Civile*, che soprattutto nella serie *Danni Alluvionali*, raccoglie i progetti per la costruzione o la riparazione di opere danneggiate da fenomeni di dissesto.

Archivi comunali

In Calabria, il più elevato livello di variabilità nell'organizzazione e nelle modalità di accesso si riscontra negli archivi comunali. L'archivio del comune di appartenenza di una data area di indagine rappresenta una tappa obbligatoria per qualunque ricerca storica. Il maggior ostacolo alla consultazione del

materiale contenuto è il livello di disorganizzazione che può caratterizzare l'archivio e l'assenza di una figura di riferimento cui rivolgersi per la consultazione.

Superati questi ostacoli si può avere accesso a documentazioni di grande interesse come delibere comunali, ordinanze sindacali di sgombero per fabbricati esposti a pericolo di frana o di inondazione, progetti di opere di difesa e richieste di sussidi da parte di cittadini le cui proprietà siano state danneggiate da fenomeni di dissesto.

Altri archivi

Gli archivi di enti pubblici provinciali con competenze nel settore del dissesto idrogeologico sono diversi ma nella pratica nessuno di essi ha un archivio aperto al pubblico. L'ingente documentazione da essi prodotta giunge spesso a saturare i locali destinati ad archivio e ciò costringe ad allocare il materiale anche in edifici esterni, con il risultato che, per assenza di figure esplicitamente responsabili della custodia e della eventuale fruibilità, tale documentazione risulta praticamente inaccessibile ed è spesso inesorabilmente destinata a "perdersi".

Non è possibile effettuare una generalizzazione in merito alle altre categorie di archivi pubblici e privati calabresi per la estrema variabilità che caratterizza le modalità di accesso e la disponibilità di materiale di interesse.

Variabilità del livello di organizzazione e delle modalità di accesso caratterizzano gli archivi vescovili che, laddove fruibili ed organizzati, possono contenere dati di interesse.

Quanto agli archivi privati calabresi, essi presentano un livello di completezza ed accessibilità estremamente variabile da caso a caso, che va valutato a secondo della situazione. In pratica, per ogni area di indagine è necessario verificare l'eventuale presenza di archivi locali e l'eventuale disponibilità, in essi di materiale di interesse per i nostri scopi.

4.3. TECNICHE E METODI PER IL MONITORAGGIO

4.3.1. Sistemi di telerilevamento radar satellitari

F. Rocca

I sistemi radar satellitari forniscono immagini elettromagnetiche (a frequenze comprese tra 500MHz e 10GHZ) della superficie terrestre con risoluzione spaziale di qualche metro. Rispetto ai più noti sistemi ottici operano con continuità, potendo acquisire dati in presenza di copertura nuvolosa e sia di giorno sia di notte.

Il principio di funzionamento RADAR (acronimo di *radio detecting and ranging*) è il seguente: un apparecchio trasmittente illumina lo spazio circostante con un'onda elettromagnetica che incidendo

sulla superficie terrestre subisce un fenomeno di riflessione disordinata (diffusione, *scattering*). Una parte del campo diffuso torna verso la stazione trasmittente, equipaggiata anche per la ricezione, dove vengono misurate le sue caratteristiche. Il dispositivo è in grado di individuare il bersaglio elettromagnetico (*detecting*) e, misurando il ritardo temporale tra l'istante di trasmissione e quello di ricezione, valutare la distanza (*ranging*) a cui è posizionato, localizzandolo in modo preciso lungo la direzione di puntamento dell'antenna (direzione di *range*).

La direttività dell'antenna utilizzata per trasmettere e ricevere il segnale radar, e cioè la selettività nell'illuminazione dello spazio circostante consente di localizzare l'oggetto anche lungo l'altra dimensione (detta di *azimuth*). Quanto più grande è l'antenna, tanto più stretta è la sua impronta e, di conseguenza, tanto meglio viene localizzato il bersaglio. Chiaramente ciò avviene a scapito dell'estensione dell'area illuminata. Per ovviare questo inconveniente, le antenne molto direttive usate per i radar militari e per applicazioni di aviazione civile ruotano, in modo da "spazzare" tutta l'area circostante alla loro posizione.

L'idea alla base del SAR (Synthetic Aperture Radar - Radar ad Apertura Sintetica) consente di risolvere il compromesso risoluzione–estensione dell'area osservata. Combinando coerentemente (cioè tenendo conto di ampiezza e fase del segnale SAR) i dati acquisiti dal sensore in posizioni successive, si sintetizza un'antenna fittizia di grandi dimensioni detta, appunto, ad apertura sintetica. È proprio questo procedimento a garantire un'elevata risoluzione anche nella direzione di azimuth.

Poiché il sistema illumina lo spazio circostante con radiazioni elettromagnetiche proprie è detto sistema *attivo*: non è richiesta infatti illuminazione solare e le frequenze utilizzate dal radar penetrano attraverso le nuvole, evitando così i già accennati problemi di acquisizione dei sistemi ottici.

In Errore. L'origine riferimento non è stata trovata. - 1 è illustrato il confronto tra un'acquisizione di tipo ottico e una radar, ottenuta dai satelliti ERS dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA), della stessa area. Le informazioni geografiche di carattere generale sono le stesse, tuttavia nell'immagine radar si può notare come le strutture al suolo rispondano in modo differente alle onde elettromagnetiche emesse: le strade appaiono nere poiché riflettono specularmente il campo trasmesso, mentre strutture metalliche sono particolarmente luminose (al centro dell'immagine).

La Tecnica PS (Permanent Scatterers Technique - PSInSAR™)

La Tecnica PS (Permanent Scatterers Technique - PSInSAR™) è stata sviluppata e brevettata presso il Politecnico di Milano e concessa in licenza esclusiva a TRE nel 2000. Si tratta di uno strumento estremamente efficace per il monitoraggio con accuratezza millimetrica di fenomeni di deformazione della superficie terrestre, basato sull'impiego di serie temporali d'immagini radar satellitari.

I PS corrispondono ad elementi già presenti al suolo, quali manufatti (edifici, monumenti, strade, linee ferroviarie, antenne, tralicci, elementi metallici, etc.) oppure elementi naturali (affioramenti rocciosi,

accumuli di detrito, etc.), che si distinguono nell'area esaminata, per il fatto di possedere una elevata stabilità nel tempo della risposta elettromagnetica ("firma radar").

L'idea di base è illustrata in **Errore. L'origine riferimento non è stata trovata.** Il sensore radar montato sul satellite invia un impulso elettromagnetico verso la superficie terrestre; gli elementi a terra riflettono il segnale, rinviandone verso il satellite una porzione (retrodifusione o *backscattering*). Misurando il tempo trascorso tra l'invio del segnale e la ricezione del segnale retrodiffuso (informazione associata alla fase dell'onda elettromagnetica), il sistema radar è in grado di determinare la distanza intercorrente tra il sensore ed il bersaglio. Dunque, se l'oggetto si trova in un'area affetta da fenomeni di deformazione superficiale, il sensore rileva tra una acquisizione e l'altra una variazione di distanza e quindi lo spostamento del bersaglio. Questo è possibile grazie al fatto che l'algoritmo PSInSAR™ consente di depurare il segnale dai disturbi di decorrelazione e atmosferici tipici dell'Interferometria tradizionale.

I PS offrono una copertura territoriale ampia, anche migliaia di km². La densità spaziale dei PS risulta variabile a seconda del sensore utilizzato per l'analisi, dell'uso del suolo e della morfologia del terreno. In generale, i PS raggiungono una densità molto elevata in corrispondenza dei centri urbani e delle aree antropizzate, mentre sono assenti nelle zone vegetate o innevate.

Tutte le misure di spostamento, associate a ciascun PS, sono rilevate lungo la linea di vista del sensore (ossia, la congiungente sensore-bersaglio o *Line Of Sight, LOS*) e sono di tipo differenziale, ovvero riferite spazialmente ad un punto a terra di coordinate note, detto *reference point*, e temporalmente alla data di acquisizione della prima immagine; le informazioni di movimento fornite dai PS sono pertanto relative e non assolute. Inoltre, i dati vengono acquisiti con cadenza variabile da sensore a sensore (*revisiting time*); in riferimento ai satelliti attualmente operanti, si ricorda che ERS ed ENVISAT hanno un tempo di rivisitazione uguale a 35 giorni, RADARSAT pari a 24 giorni, TerraSAR X 11 giorni, Cosmo Skymed 8 giorni. Sul territorio l'insieme dei PS può essere visto come una rete naturale di "capisaldi radar", concettualmente analoga ad una rete di stazioni GPS (*Global Positioning System*), utile sia per conoscere lo spostamento di un singolo bersaglio a terra (ad esempio, un edificio), sia per ricostruire, a livello regionale, la distribuzione territoriale e l'evoluzione dei fenomeni deformativi superficiali legati a subsidenza, instabilità di versante, faglie, attività vulcanica, ecc. La differenza sostanziale è che la densità dei PS è di gran lunga superiore a quella dei capisaldi di una rete geodetica tradizionale e che i PS non necessitano di alcuna monumentazione. Inoltre, la tecnica PS consente di campionare aree molto ampie in tempi relativamente ristretti, condizione assolutamente irrealizzabile con le altre tecniche di monitoraggio.

Un ulteriore vantaggio della tecnologia satellitare rispetto alle comuni tecniche di rilevamento degli spostamenti superficiali è costituito dalla possibilità di disporre di una cospicua serie di immagini radar già acquisite sull'intero territorio nazionale. Infatti, grazie agli archivi dell'ESA (*European Space Agency*) e della CSA (*Canadian Space Agency*), è possibile ricostruire la dinamica dell'area di interesse a partire dal

1992. Questo può rivelarsi un elemento decisivo per l'indagine, soprattutto laddove le tecniche convenzionali richiederebbero anni prima di poter dare misure significative.

I PS rappresentano quindi uno strumento operativo ideale per studiare e monitorare, con una frequenza mensile di aggiornamento del dato ed una precisione millimetrica, i fenomeni deformativi della superficie terrestre su una griglia ad elevata densità spaziale di bersagli radar. Inoltre, grazie all'automatismo dell'elaborazione che li produce e all'ottimizzazione dei tempi di calcolo, i risultati ottenuti con l'analisi PSInSAR™ permettono di ottenere un quadro sinottico dei fenomeni in atto a costi decisamente competitivi rispetto alle analisi convenzionali, dato che il sensore rileva punti di misura che si trovano già sul terreno e che non richiedono alcun intervento di installazione e manutenzione.

Le applicazioni condotte su aree di grande estensione, finalizzate alla perimetrazione di fenomeni franosi a livello regionale, hanno mostrato un'ottima complementarità tra i risultati dell'analisi PS e quelli ottenuti con il tradizionale approccio geologico-geomorfologico. Grazie alla disponibilità di informazioni quantitative sull'evoluzione del territorio nell'arco temporale di almeno un decennio è stato infatti possibile verificare la perimetrazione dei fenomeni e soprattutto definirne il grado di attività in base alle velocità di spostamento superficiale rilevate. Senza l'apporto del dato PS un simile risultato poteva finora essere ottenuto solo dopo aver installato su ciascun fenomeno di interesse una rete di monitoraggio appropriata ed effettuato campagne di misura di medio-lungo periodo.

Le informazioni basilari associate a ciascun PS sono:

1. la posizione del bersaglio a terra, ovvero le sue coordinate spaziali (latitudine/est, longitudine/nord, quota);
2. la velocità media annua di spostamento (misurata lungo la congiungente sensore-bersaglio), espressa in mm/anno, calcolata nell'intervallo di acquisizione delle immagini elaborate ed in relazione al punto di riferimento;
3. la serie storica di spostamento, ossia una serie di valori che rappresenta, acquisizione per acquisizione, l'evoluzione dello spostamento subito da ciascun PS, espresso in mm e misurato nella direzione di vista del sistema.

Mentre la posizione dei PS è solitamente nota con una precisione di qualche metro, le velocità medie e le serie storiche degli spostamenti del terreno possono essere stimate con precisione millimetrica sul singolo punto.

Modalità di acquisizione dei sensori SAR

I satelliti SAR percorrono orbite eliosincrone lievemente inclinate rispetto ai meridiani, illuminando, da una quota attorno a 800 km, una striscia di terreno (*swath*) larga circa 100 km con un sistema radar SAR operante nel dominio delle microonde a varie bande (C, X, L), ovvero con lunghezze d'onda λ pari a 3-20 cm, caratteristica fondamentale per poter apprezzare movimenti millimetrici.

La stessa orbita nominale viene ripercorsa dopo un intervallo definito (*revisiting time*), consentendo così di acquisire dati relativi alla stessa scena al suolo in tempi differenti.

La direzione parallela all'orbita è detta *azimuth* e coincide approssimativamente con la direzione Nord-Sud. La risoluzione (ovvero la capacità di riconoscere come distinti due bersagli) in azimuth vale solitamente qualche metro.

La direzione della congiungente sensore-bersaglio (perpendicolare all'orbita ed inclinata di un angolo θ - detto *off-nadir* - rispetto alla verticale) è detta *slant range* (o più semplicemente *range*) oppure *Line Of Sight* (LOS).

Le immagini radar si sviluppano pertanto lungo le direzioni di *range* e *azimuth*, dette usualmente coordinate SAR. In figura 4.1.1 – 3 è rappresentata come esempio la geometria di acquisizione dei sistemi SAR-ERS.

Geometrie di acquisizione

Dalla combinazione della rotazione terrestre con le orbite eliosincrone risulta che una stessa area della superficie terrestre viene illuminata dalla radiazione radar sia durante un passaggio del satellite in direzione Nord-Sud, denominata geometria discendente, sia durante un passaggio del satellite in direzione Sud-Nord, denominata geometria ascendente (Fig. 4.2.1 – 4).

Ciò significa che l'area al suolo viene rilevata sotto due angoli di vista praticamente speculari.

Entrambe le geometrie hanno lo stesso *revisiting time*. L'uso congiunto di entrambe le geometrie del satellite consente un notevole aumento dei punti di misura al suolo. In generale in geometria ascendente sono visibili i versanti esposti a est e in geometria discendente quelli esposti a ovest.

Deformazioni prospettiche

La modalità di acquisizione, non perpendicolare al suolo ma secondo un angolo di vista θ , descritta precedentemente, dà origine nelle immagini focalizzate a delle deformazioni prospettiche (Fig. 4.3.1 - 4) che impediscono al radar la visibilità di alcune aree. In base alla pendenza del terreno si distinguono tre differenti tipi di fenomeni:

1. *foreshortening*: si verifica quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla congiungente sensore-bersaglio (pendenza positiva pari all'angolo di off-nadir θ); in questi casi il contributo di più punti si concentra in poche celle producendo pixel molto luminosi nell'immagine di ampiezza.
2. *layover*: si verifica quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ ; questo produce una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale e ogni analisi quantitativa.

3. *shadowing*: si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti; si producono quindi nell'immagine di ampiezza aree molto scure (in ombra).

Che cosa è possibile misurare

Le misure (di posizione, spostamento e velocità) dei punti di misura sono sempre relative e mai assolute, ovvero riferite spazialmente ad un punto a terra di elevazione nota e supposto fermo (moto nullo) detto "punto di riferimento" e temporalmente ad una data definita (es.: prima acquisizione disponibile nell'arco temporale analizzato).

Gli spostamenti rilevati avvengono lungo la linea di vista del sensore (ossia, la congiungente sensore-bersaglio) che risulta essere inclinata rispetto alla verticale di un angolo che varia a seconda del satellite utilizzato (da ca. 20 a 45 gradi).

Precisione delle stime di spostamento

Considerando l'elaborazione di un dataset di 5 anni, per un'area di qualche centinaio di chilometri quadrati ed entro 1 Km dal punto di riferimento (Tab. 4.3.1 - 1), si ottengono le seguenti precisioni:

- l'errore (deviazione standard) della misura di spostamento dei PS è tipicamente minore di 5 mm;
- l'errore (deviazione standard) della velocità media di spostamento può essere derivato come l'errore sullo spostamento diviso la durata del periodo in analisi. In casi favorevoli dove sono presenti grandi quantità di dati si raggiungono valori inferiori ad 1 mm/anno.
- l'errore (deviazione standard) di localizzazione dei PS è generalmente dell'ordine dei ± 7 m in direzione Est, ± 2 m in direzione Nord e $\pm 1,5$ m sull'asse verticale (le accuratèzze possono variare in funzione del numero di immagini SAR, della distribuzione delle *baseline* spaziali e temporali, del DEM di riferimento e delle caratteristiche della scena osservata).

Riassumendo:

L'accuratezza delle misure dipende da diversi fattori, tra cui i principali sono:

- numero di immagini utilizzate in sede di analisi,
- densità dei PS ottenuti dall'elaborazione,
- distanza dal punto di riferimento
- condizioni climatiche,
- morfologia del terreno.

Vantaggi e limiti della tecnica PSInSAR™

Si propone nel seguito una sintesi dei principali vantaggi e limiti della tecnica PSInSAR™ applicata allo studio delle deformazioni della superficie terrestre.

Principali punti di forza:

- La tecnica PS consente di superare i problemi dell'interferometria DInSAR. In particolare, per quanto riguarda il disturbo atmosferico, l'approccio PS, sfruttando lunghe serie temporali di immagini radar acquisite su una determinata area, è in grado di stimare e rimuovere il contributo atmosferico da ogni immagine del dataset. Inoltre, come già ricordato in precedenza, i PS possono essere considerati praticamente immuni dagli effetti di decorrelazione.
- Grazie alla tecnica PS, l'interferometria diventa a tutti gli effetti una tecnica applicabile con successo allo studio ed al monitoraggio dei movimenti superficiali, consentendo di apprezzare spostamenti di entità millimetrica su vaste aree quali ad esempio le DGPV (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante).
- La tecnica PS consente di misurare movimenti in due dimensioni: verticale ed orizzontale in direzione E-W, grazie alla disponibilità di dati di spostamento in due geometrie (ascendente e discendente).
- Per l'intero territorio italiano sono disponibili due archivi storici: l'archivio ESA-ERS che copre in modo pressoché continuo l'intervallo 1992-2001 e, grazie ad uno specifico accordo tra TRE, il fornitore di dati canadese e il distributore italiano, un archivio di dati RADARSAT-1 a partire da Marzo 2003, nella doppia modalità, ascendente e discendente.
- La complementarità con l'approccio geomorfologico classico: la disponibilità di informazioni di spostamento su un arco temporale decennale consente di definire il grado di attività dei fenomeni, soprattutto nel caso di fenomeni lenti, che nella maggior parte dei casi non presentano indizi di movimento osservabili sul terreno.

Principali punti deboli:

- L'assenza di misure in aree prive di bersagli radar; il problema può essere risolto mediante l'installazione di riflettori artificiali.
- L'impossibilità di stabilire a priori il numero dei PS e la loro distribuzione areale: questa informazione può essere ottenuta solo al completamento dello studio, poiché rappresenta uno dei risultati dell'elaborazione.
- E' richiesta l'elaborazione di un numero minimo di 25-30 immagini radar.
- L'ambiguità della misura: trattandosi di una misura interferometrica le differenze tra un'acquisizione e la successiva possono essere calcolate solo come frazione di un ciclo d'onda.

- Il tempo di rivisitazione elevato (35 giorni per i satelliti ERS, 24 per i satelliti RADARSAT): si tratta di una conseguenza di quanto osservato al punto precedente, che limita l'applicabilità della tecnica a movimenti caratterizzati da velocità di spostamento annuo di ordine centimetrico.

- La mancanza di informazioni di spostamento in direzione N-S

Nel complesso, considerato l'elevato contenuto informativo, la possibilità di ricostruire l'evoluzione progressiva dell'area in esame, l'elevata precisione dei risultati e la complementarità con l'approccio geomorfologico, l'indagine PSInSARTM rappresenta uno strumento ineguagliabile per studiare movimenti lenti ad ampia scala spaziale e temporale.

Applicazioni

I risultati dell'elaborazione con Tecnica PS costituiscono uno strumento di analisi del territorio che si va ad aggiungere al panorama delle tecnologie di monitoraggio tradizionali e che si presta all'utilizzo in diverse applicazioni.

Individuazione di aree soggette a subsidenza o sollevamento

La Tecnica PS è sempre più utilizzata da pubbliche amministrazioni e società del settore oil&gas per l'analisi dei fenomeni di subsidenza e compattazione generati da cause naturali o antropiche (es. prelievi di acqua, di gas o idrocarburi dal sottosuolo). La disponibilità di un vasto archivio di dati permette di ricostruire, in poco tempo, le dinamiche di porzioni molto estese di territorio a partire dal 1992.

Individuazione di aree soggette a fenomeni franosi e di instabilità di versante

Uno dei principali ambiti di applicazione delle analisi PS è quello dello studio dei fenomeni franosi. Nel corso degli ultimi anni i risultati ottenuti hanno mostrato come il monitoraggio satellitare possa contribuire a migliorare il livello di conoscenza, grazie ad informazioni quantitative dei movimenti in atto, alla possibilità di estendere le aree di indagine e di misurare spostamenti di piccola entità non identificabili con tecnologie tradizionali.

Un esempio emblematico è stato l'utilizzo dei dati PS per aggiornare e migliorare i risultati del progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia. In molti casi le misure PS hanno consentito di definire meglio i limiti di frana, di stabilire lo stato di attività dei movimenti e di individuare nuovi fenomeni non riconoscibili con l'adozione dei metodi di rilevamento tradizionali.

Monitoraggio di zone vulcaniche e faglie sismiche

Il monitoraggio radar da satellite può fornire informazioni per la Protezione Civile e gli Istituti di Ricerca in zone edificate a elevato rischio sismico e/o vulcanico, sia in un'ottica di prevenzione e pianificazione, sia di studio a carattere scientifico.

Zonazione del territorio

Poter disporre di informazioni sui movimenti occorsi nell'ultimo decennio su centinaia o migliaia di chilometri quadrati di superficie risulta utile per caratterizzare in tempi brevi il territorio e valutare la

presenza e l'ubicazione di aree a rischio. Si ha quindi uno strumento di analisi, di valutazione e di pianificazione per la gestione ambientale.

Stato dell'arte ante operam

Definire lo stato di attività di una zona di interesse, prima di intervenire con lavori per la realizzazione di grandi opere e monitorare in futuro le conseguenze che i lavori stessi hanno generato sull'ambiente circostante sono tra i possibili obiettivi di un'analisi PS.

Accertamento della responsabilità per danni causati da grandi opere

La possibilità di avere un archivio storico di dati radar consente di verificare i legami causa-effetto tra la costruzione di opere (gallerie, linee metropolitane, ecc.) ed eventuali danni indotti ad abitazioni ed edifici in genere. La Tecnica PS è uno strumento efficace per compiere analisi retrospettive e risolvere vertenze riguardo a danni passati, conseguenza sia di intervento umano che di cause naturali (terremoti). I risultati delle indagini si rilevano di grande interesse anche per le compagnie di assicurazione.

Analisi di stabilità dei beni architettonici e degli edifici pubblici

È possibile avvalersi di questo strumento di prevenzione e sorveglianza per fornire dati utili a verifiche e controlli più mirati e di lunga durata su beni architettonici, riducendone i costi di manutenzione.

4.3.2 Tecniche di rilevamento e gestione di dati da sistemi di monitoraggio e di elaborazione di misure

con sistemi GPS.

S. Gabriele

La Fase 2 del progetto, relativa alla realizzazione iterativa delle reti e sistemi di monitoraggio e loro messa in marcia prevede, all'obiettivo specifico B) la progettazione e realizzazione del sistema di monitoraggio con reti GPS e la realizzazione di una infrastruttura informatica di supporto per reti GPS in aree interessate da frane e fenomeni di subsidenza.

Le caratteristiche del sistema di monitoraggio devono rispondere alle necessità tecnico-scientifiche dell'intervento (si veda il par. 4.3.4) e, per quanto attiene soprattutto la gestione tecnologica, garantire l'operatività e la minimizzazione di malfunzionamenti accidentali. Pertanto, tali caratteristiche saranno definite al più presto di concerto con la committenza. Ciò per garantirne l'operatività futura e garantire l'autonomia tecnica. E' infatti assodato che qualunque sistema tecnologico presenta pregi e difetti e comporta un'attività di manutenzione che può essere svolta in proprio o affidata esternamente. E' opportuno che la scelta della committenza sia nota in anticipo in modo da adeguare il progetto tecnologico dei sistemi a queste necessità.

Nel seguito descritte le caratteristiche progettuali di un sistema di monitoraggio remoto e della infrastruttura informatica per la gestione dati e la elaborazione dei dati GPS, senza i dettagli relativi a quanto prima esposto.

Sistema di monitoraggio remoto

In considerazione dei diversi livelli di complessità previsti per i 3-4 siti, il progetto del sistema di monitoraggio remoto sarà caratterizzato da modularità ed espandibilità per soddisfare eventuali esigenze future, presentando comunque un unico protocollo di comunicazione verso l'infrastruttura informatica di supporto.

Le tipologie di sensori previste presso ciascun sito possono essere così sintetizzate:

1. sensori puntuali per la misura in continuo di una o più grandezze con uscita in corrente o tensione. (es. estensimetri, inclinometri, termo igrometri, misuratori di pressione, etc);
2. sensori puntuali per il conteggio in continuo di impulsi. (es. pluviometri)
3. sistemi GPS in singola o doppia frequenza

In figura 4.3.2 - 1 sono riportate le due configurazioni previste per il sistema di monitoraggio remoto.

La configurazione A), molto semplice, consente la gestione di due sensori analogici con un unico PLC in cui sono integrati il convertitore analogico/digitale (A/D) e l'interfaccia di comunicazione GPRS/UMTS. Il sistema, in considerazione dei bassi consumi, può essere efficacemente alimentato a pannelli solari di piccola potenza. Il software di gestione del sistema sarà realizzato in modo da consentire una manutenzione in remoto delle caratteristiche di acquisizione dei sensori.

La configurazione B) più complessa, consente la gestione di tutte e tre le tipologie di sensori sopra elencate in numero illimitato. Questa configurazione a sua volta si compone di due moduli indipendenti: uno per la gestione dei sensori puntuali tramite PLC ed uno per la gestione dei GPS. I due moduli B1 – B2 possono essere installati anche separatamente in quanto la gestione dei sensori è affidata a due unità di elaborazione indipendenti. Nel caso di presenza di un PC la trasmissione dati sarà effettuata da quest'ultimo attraverso una periferica USB dotata di GPRS/UMTS. In sua assenza al PLC è affiancato un modem GPRS/UMTS.

Il cuore del modulo che gestisce l'acquisizione dei dati da sensori geotecnici, idrogeologici, ecc., è costituito da un PLC programmabile dotato di porte RS 485 per il collegamento ai moduli di acquisizione dati, di porte RS232 per il collegamento a eventuali moduli di trasmissione dati GPRS/UMTS e di porte TCP/IP per collegamento in rete.

La parte del sistema che riceve i dati GPS sarà gestita da un EEEPC con S.O. Windows.

Caratteristiche del modulo di acquisizione dei dati da sensori.

Il modulo si compone di un PLC programmabile al quale si possono collegare in serie, mediante RS485, fino a 8 convertitori A/D o digitali per l'interfacciamento con i sensori. A ciascun convertitore possono essere collegati fino a 8 sensori analogici o digitali. In definitiva al modulo B1 si possono collegare fino a 64 sensori. Il software che sarà implementato nel PLC consentirà una gestione indipendente di ciascun sensore, in modo da effettuare per ciascuno di essi: letture istantanee, mediate in un intervallo di tempo, min e max. Ciascuna misura sarà accompagnata da: ora, codice sensore e codice sito in modo da identificare univocamente il dato. Per semplicità di gestione tutte le misure, sia nella fase di memorizzazione locale che nella fase di trasmissione, saranno nel formato rilevato dai dispositivi di lettura. La conversione dal valore del segnale elettrico alla grandezza fisica di competenza del sensore, sarà effettuata presso la struttura informatica di supporto dove, in apposite tabelle predisposte nel DB, saranno memorizzati i parametri di conversione ottenuti dalla curva di taratura dello strumento forniti dalla ditta costruttrice.

Il PLC sarà dotato di una memoria di almeno 2GByte in modo da memorizzare tutte le misure per lunghi periodi. In tal modo sarà possibile sopperire ad eventuali interruzioni nelle trasmissioni e/o al mancato funzionamento del sistema remoto di acquisizione dati.

Caratteristiche del modulo di acquisizione dati GPS.

Il modulo è finalizzato alla lettura, elaborazione preliminare e trasmissione dei dati. Considerato che il GPS dovrà svolgere il solo il compito di lettura dati in forma statica, saranno utilizzati modelli molto semplici e robusti e in contenitori IP65 capaci di resistere a umidità del 100%. Per evitare di avere trasmissione in continuo, al ricevitore è affiancato un PC del tipo EeePC con le seguenti funzioni:

- acquisire in continuo i dati GPS
- convertire i dati dal formato proprietario del GPS al formato Rinex
- comprimere e spedire i dati a scadenze prefissate
- conservare nella memoria HD i file originali

Per come sopra descritto, le due tipologie di configurazioni previste consentono di soddisfare tutte le esigenze che si possono prospettare nei siti da monitorare. In particolare, la configurazione B consente una elevata modularità e da la possibilità di aggiungere in futuro ulteriori sensori e/o GPS. Per questa tipologia di configurazione, considerato che sono possibili consumi di 8-25 watt, a seconda della configurazione, è preferibile la presenza dell'energia elettrica.

La configurazione A è invece estremamente semplice e consente un' immediata installazione di due sensori analogici anche in assenza di alimentazione elettrica.

Indipendentemente dalle configurazioni prescelte, modalità e protocolli di trasmissione rimangono invariati. La possibilità di memorizzare in situ i dati per lunghi periodi di tempo (solo configurazione B), consente il loro funzionamento anche in assenza di trasmissione.

Infrastruttura informatica di supporto

Le caratteristiche della struttura informatica di supporto verranno opportunamente stabilite di concerto con l'utenza.

A tal fine verranno immediatamente avviati i necessari contatti con l'ABR.

Al momento, è comunque prevedibile che l'infrastruttura informatica di supporto da realizzare presso l'AbR si potrà comporre di moduli software e di PC dotati rispettivamente di S.O. Linux e Windows XP Professional.

I moduli software riguarderanno:

- acquisizione, controllo e gestione dati provenienti dai siti remoti
- elaborazione dati GPS, software GAMIT
- interfaccia Utente, Data Base, WebGIS

Sistema per l'acquisizione, controllo e gestione dati provenienti dai siti remoti

Sul PC Windows di assegnato IP è definita un'area ftp dove confluiranno, in maniera asincrona, ovvero senza che la trasmissione sia richiesta, tutti i dati provenienti dai siti di monitoraggio. Per come sopra specificato, ogni singolo dato sarà trasmesso secondo un protocollo che ne identifica pienamente: provenienza, tipologia di sensore e orario di acquisizione.

Con analogo procedimento, saranno trasmessi i dati GPS. Un processo asincrono, ad intervalli regolari prestabiliti, leggerà il contenuto dell'area ftp, convertirà i dati ove necessario, e li allocherà nel Data-Base.

Nello stesso processo saranno presenti le utility che giornalmente scaricheranno dalla rete i dati GPS delle stazioni permanenti, dell'UNAVCO, della Regione Calabria, etc., da utilizzare come "Base" nel software GAMIT.

Elaborazione dati GPS, software GAMIT

GAMIT-GLOBK è un pacchetto software per analisi di dati GPS (file *rinex*) sviluppato al *Massachusetts Institute of Technology* (MIT), presso l'*Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics* (CfA) e lo *Scripps Institute of Oceanography* (SIO), con il supporto della *National Science Foundation*, un'agenzia governativa USA per la promozione e lo sviluppo della scienza.

Il programma lavora sotto qualsiasi sistema operativo UNIX che supporti X-Windows, ed è gestito attraverso script in C-shell.

- GAMIT è un insieme di applicativi che consente l'elaborazione dell'informazione di fase dei dati trasmessi dai satelliti per la stima tridimensionale della posizione relativa tra stazioni al suolo e satelliti. In genere, un'equazione alle differenze triple, in grado di risolvere ogni ambiguità nelle equazioni, viene usata per inizializzare il calcolo, e si procede poi con equazioni alle differenze doppie. I diversi blocchi del pacchetto provvedono automaticamente alla preparazione dei dati per il processamento (*makexp* e *makex*), all'integrazione delle orbite satellitari (*arc*), ad inquadrare i dati secondo un modello geometrico (*model*), alla correzione di eventuali interruzioni (*cycle slip*) nel contatto con un dato satellite (*autcln*), e infine viene eseguita un'analisi ai minimi quadrati (*solve*). GAMIT fornisce infatti due soluzioni, una iniziale con una precisione più grossolana, e una finale di post fit.

Il programma è anche in grado di parametrizzare il ritardo atmosferico nella trasmissione del segnale inviato dai satelliti.

Sebbene i singoli moduli possano essere eseguiti singolarmente, è possibile, attraverso script shell che impostano gli appositi file di *batch*, eseguire automaticamente tutto il processo di elaborazione dei file *rinex*. È buona norma, comunque, non limitarsi a considerare semplicemente il valore fornito in output dal programma, ma compiere un'analisi approfondita della soluzione per individuare eventuali punti critici nel processo di elaborazione.

Il software può essere ottenuto gratuitamente da università e agenzie. Per poter eseguire il download dei file sorgente è necessario inviare una richiesta tramite mail al Dr. Robert W. King (rwk@chandler.mit.edu), in modo da ottenere i dati di autenticazione (*username* e *password*), e compilare quindi l'apposito *form* all'indirizzo:

http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/gtgk_download_form.html (tutti i dettagli della procedura si possono comunque trovare sul sito: <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/index.htm>).

Una volta installato, GAMIT procede automaticamente, tramite ftp ad appositi siti, all'aggiornamento delle effemeridi e delle tavole necessarie per il calcolo delle orbite. Un paio di volte l'anno, inoltre, vengono rese disponibili direttamente sul sito di GAMIT-GLOBK, ulteriori tavole astronomiche aggiornate che occorrerà inserire nelle apposite directory del programma.

In generale, l'utente registrato per il *download* del pacchetto viene periodicamente informato tramite mail della presenza di nuovi aggiornamenti disponibili, che dovranno essere installati sul proprio calcolatore.

Per l'utilizzo di GAMIT, anche se configurato ed installato c/o l'IRPI, l'AbR dovrà provvedere ad inoltrare, all'indirizzo sopra specificato la richiesta del software e fornire un e-mail per gli aggiornamenti.

Interfaccia utente, Data Base, WebGIS

Tutte le operazioni sopra descritte potranno essere gestite attraverso un'Interfaccia Utente che consentirà di configurare in remoto le stazioni e gestire le modalità di elaborazione del GAMIT.

In particolare, potranno essere modificate le modalità di lettura dei sensori, l'associazione delle stazioni "BASE" ai punti di controllo GPS, le modalità di elaborazione dei dati.

Il data base, che dovrà contenere tutte le informazioni, potrà realizzato utilizzando strumenti che non richiedono licenza d'uso. Un'accurata descrizione di tutte le tabelle consentirà al personale dell'AbR di modificare/integrare le informazioni contenute nel DB.

L'accesso a tutte le informazioni contenute nel data base potrebbe essere realizzato attraverso un WebGIS con motore geografico basato su Google. Tutte le informazioni trasmesse dai sensori e storicizzate nel DB potranno essere consultate attraverso tabelle e grafici con possibilità di sovrapposizione di differenti tipologie di dati.

4.3.3. Telerilevamento con lidar terrestre, con fotocamera digitale terrestre e con stazione totale

G. Lollino

Lidar terrestre

Per quanto riguarda il monitoraggio delle frane è stata messa a punto una metodologia (Baldo et al., 2009) che si basa sull'impiego del laser scanner terrestre per la creazione di DTM di una medesima area in tempi successivi finalizzati ad un confronto in termini volumetrici e morfometrici.

Il sistema, attraverso la tecnica della multi ripresa (Fig .4.3.3 - 1) riesce a ricostruire un DTM completo di un oggetto complesso e a collocarlo in un sistema di coordinate geografiche attraverso l'impiego congiunto di GPS e stazione totale.

Una volta generati i DTM con opportuni accorgimenti che ne garantiscono le condizioni di ripetibilità è possibile compiere delle analisi di tipo volumetrico (Fig .4.3.3 - 2) e morfologico (Fig .4.3.3 - 3).

Fotocamera digitale terrestre: IDMS (Image Detection Monitoring System)

L'Image Detection for Monitoring System (IDMS) è stato sviluppato per creare un'alternativa alle tecniche di monitoraggio attualmente utilizzate. Il sistema, basato sull'analisi multi temporale di immagini riprese da una fotocamera digitale (Fig .4.3.3 - 4), non necessita di bersagli artificiali ma sfrutta la capacità di riconoscere elementi invarianti nelle successive riprese fotografiche e di calcolarne gli eventuali spostamenti. Per consentire un campo visivo ottimale, l'apparecchiatura ottica di ripresa è stata integrata con una coppia di tavole rotanti di alta precisione che consentono rotazioni sul piano orizzontale e sul piano verticale rispettivamente. L'apparecchiatura messa a punto è stata sviluppata principalmente per superare una delle principali limitazioni legate all'utilizzo di riflettori artificiali. Le esperienze condotte con le stazioni totali, ad esempio, hanno infatti evidenziato come la presenza di tali elementi possa creare problemi di continuità di monitoraggio, di costi di gestione e manutenzione.

Infatti, salvo alcuni rari casi, in presenza di fenomeni di dissesto caratterizzati da variazioni morfologiche significative, non è possibile seguire l'evoluzione del fenomeno proprio perché i bersagli non sono più collimabili a causa di disallineamenti o di rottura del riflettore. Per quanto concerne i costi di gestione e manutenzione è evidente che per garantire un monitoraggio estensivo il numero di riflettori deve essere necessariamente elevato con conseguente aggravio dei prezzi anche per la necessaria manutenzione. L'IDMS si configura quindi come un'apparecchiatura per il monitoraggio "in continuo" di settori instabili o critici per cui è necessario garantire un rapido allertamento in caso di incipiente movimento.

Stazioni totali reflectorless

Le stazioni totali che funzionano senza l'utilizzo di bersagli artificiali, possono costituire un sistema economico e di media precisione per il monitoraggio di fenomeni di dissesto. La versatilità di questa strumentazione consente all'operatore di individuare manualmente punti di interesse significativi e di monitorarli nel tempo mediante campagne di misure periodiche.

4.3.4. Installazioni per la misura di spostamenti superficiali relativi, di spostamenti profondi e di pressioni neutre

G. Gullà

Sono proposte di seguito delle semplici indicazioni operative da precisare, e tipizzare, per i casi di specifico interesse, anche rispetto alle modalità di misura, elaborazione e presentazione dei risultati. Le indicazioni illustrate sono state utilizzate per la predisposizione delle reti di monitoraggio del LOTTO 5.

Una volta selezionate le fratture o le lesioni, in corrispondenza della quali si intendono misurare gli **spostamenti superficiali relativi**, si procederà, utilizzando degli idonei riferimenti (picchetti in legno, picchetti in ferro, teste di bulloni, teste di chiodi, ecc.) in funzione del tipo di supporto (terreno, roccia, muratura, ecc.), alla realizzazione delle installazioni (Stazioni di misura degli Spostamenti Superficiali Relativi – SSR01, SSR02, ecc.). I quattro punti di riferimento della generica stazione di misura saranno, possibilmente, disposti ai vertici di un quadrato e numerati (1, 2, 3, 4), da sinistra a destra e dall'alto in basso. La lunghezza dei lati sarà stabilita tenendo conto del tipo di strumento che si intende utilizzare per effettuare le misure (metro rigido, fettuccia metrica flessibile, calibro di precisione, micrometro, ecc.). Il tipo di strumento da utilizzare sarà scelto sulla base dell'apertura iniziale della frattura/lesione e degli spostamenti che si stima si verificheranno in un intervallo ragionevole di tempo (da alcuni giorni ad alcuni anni, a seconda della fase di movimento).

La misura di zero, e le misure successive, saranno effettuate rilevando con lo strumento scelto le distanze 1-2, 3-4, 1-3, 2-4 (1-4 e 2-3 di controllo). Per ogni misura indicata la differenza fra le letture

successive e la lettura di zero indicherà lo spostamento relativo nell'intervallo di tempo trascorso fra la lettura successiva e la lettura di zero. Le modalità di presentazione e di elaborazione saranno precisate nella relazione finale.

Ove necessario, ed utilizzando una livella, sarà rilevato anche il rigetto relativo fra i punti che materializzano la stazione di misura.

Sulla base delle misure eseguite in un congruo periodo di tempo potranno essere individuate delle stazioni di misura da utilizzare per l'acquisizione automatica ed in continuo dello spostamento relativo lungo una o più direzioni.

A fronte degli indubbi vantaggi del monitoraggio conoscitivo degli spostamenti superficiali relativi, bisogna opportunamente precisare che non si può dare eccessiva enfasi all'interpretazione delle relative misure, e più in generale delle misure condotte su strutture fondate nei terreni in frana. Può infatti frequentemente verificarsi che il dato di spostamento misurato sia influenzato in maniera rilevante dall'interazione diretta tra la stessa struttura ed il terreno di fondazione e, pertanto, che rappresenti solo marginalmente la cinematica della frana che si vuole caratterizzare.

Per il **monitoraggio degli spostamenti profondi** è necessario procedere all'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo, al fine di verificare, in via definitiva, la scelta della profondità di ammorsamento della verticale inclinometrica nel "basamento", non significativamente interessato da movimenti. Bisogna osservare che la scelta della profondità da raggiungere risulta determinante ai fini di una corretta interpretazione delle misure.

Le operazioni di installazione, per quanto concettualmente semplici, debbono essere eseguite e controllate da personale qualificato, in grado di trovare soluzioni adeguate ai problemi che eventualmente possono presentarsi nel corso delle lavorazioni.

Il diametro del foro di sondaggio deve consentire l'inserimento dei tubi inclinometrici e dei dispositivi (tubicini di iniezione) utilizzati per la cementazione della colonna di tubi alla parete del foro, operata con iniezione di una miscela di cemento-bentonite-acqua. Bisogna pertanto prevedere perforazioni di diametro non inferiore a 110 mm, da eseguire ove necessario con tubazioni di rivestimento per evitare che franamenti deformino irrimediabilmente il tubo nel corso dell'installazione. I tubi inclinometrici hanno generalmente diametro 80 mm e sono prodotti in spezzoni della lunghezza di 3 m il cui assemblaggio viene eseguito in corso d'opera con l'ausilio di manicotti, rivettati ed impermeabilizzati mediante silicone e nastro adesivo plastificato.

Una volta raggiunta la profondità stabilita il foro di sondaggio deve essere pulito dei detriti di perforazione, considerando che, in funzione del tipo di litologie attraversate, può depositarsi sul fondo una certa quantità di detriti, ed è pertanto opportuno prevedere una profondità maggiore di quella strettamente necessaria.

I tubi inclinometrici, in spezzoni da tre metri, saranno dunque assemblati a coppie, con manicotti rivettati (almeno quattro rivetti per lato) e sigillati, e calati nel foro di sondaggio (la prima coppia di tubi avrà all'estremità inferiore un tappo di fondo per impedire l'ingresso della miscela di cementazione), unendo man mano le coppie di tubi preventivamente assemblate (sempre utilizzando manicotti rivettati e sigillati).

Prima di procedere all'inserimento della prima coppia di tubi inclinometrici nel foro di sondaggio saranno fissati alla loro estremità inferiore i tubicini di iniezione da utilizzare per riempire, in pressione, l'intercapedine tubi-parete del foro con la miscela di cementazione, avendo cura che la cementazione avvenga con continuità.

Prima dell'inizio delle misure, che deve avvenire a non meno di 20-30 giorni dall'ultimazione dell'installazione, si deve procedere ad alcune semplici operazioni preliminari che prevedono: la pulizia del tubo inclinometrico; la marcatura della guida di riferimento, in genere quella più prossima alla direzione di valle del pendio; l'orientamento, rispetto al nord, della direzione di valle e della direzione individuata dalla guida di riferimento. Ulteriori dettagli sono forniti da Cascini et al. (1997a).

Facendo riferimento a quanto illustrato relativamente agli aspetti metodologici ed alle indicazioni generali, sono di seguito illustrate per il **monitoraggi del regime delle pressioni neutre** le installazioni piezometriche realizzate con piezometri idraulici a circuito aperto (Cascini et al., 1997b).

Un primo tipo di piezometro, che se non vi sono contro indicazioni è opportuno utilizzare, è il piezometro a tubo aperto costituito da un tubo di plastica rigida, di diametro variabile da 1/2" a 2", calato all'interno di un foro di sondaggio. La parte del tubo destinata a costituire il tratto di misura viene sfinestrata avendo cura di assicurare un'aliquota di superficie dei vuoti pari al 5% della superficie del tubo (G.C.O., 1987). Il sondaggio in cui viene installato il piezometro deve essere a carotaggio continuo in maniera da avere contezza dei terreni presenti in corrispondenza dei tratti di misura individuati e di poter effettuare, possibilmente, delle prove di permeabilità in corrispondenza di tali tratti.

Le operazioni di installazione prevedono: l'esecuzione del foro di sondaggio, l'accurata pulizia del fondo del foro, e la realizzazione, utilizzando una miscela di cemento-bentonite, del tappo impermeabile dello spessore minimo di 1m, che delimita inferiormente il tratto di misura; viene quindi deposto uno strato di sabbia e ghiaietto puliti e quindi calato il tubo, chiuso sul fondo; il tratto di misura viene in seguito riempito con una miscela sabbia e ghiaietto puliti e quindi isolato superiormente realizzando un secondo tappo impermeabile; la parte rimanente di sondaggio viene cementato oppure riempito con altro materiale; viene infine realizzato il pozzetto di protezione.

L'utilizzo di questo tipo di piezometro, realizzato in genere con diametro pari a 2", è normalmente consigliato per terreni non stratificati e caratterizzati da valori di permeabilità $K \geq 10^{-3}$ cm/s; tuttavia, l'impiego può essere esteso a terreni a più bassa permeabilità impiegando tubi di diametro inferiore. Questo tipo di piezometri può ancora essere utilizzato, per acquisire informazioni di maggiore dettaglio

in situazioni stratigrafiche complesse, realizzando installazioni multiple sulla stessa verticale (Patton, 1984; Gullà & Sorbino, 1994).

I piezometri a tubo aperto, che risultano essere quelli più economici, possono presentare, come inconveniente principale, la possibilità di occlusione delle fessure con conseguente perdita di funzionalità. Tale inconveniente, che in generale si verifica dopo lunghi tempi di esercizio, può essere evitato, o quanto meno ridotto, dimensionando opportunamente il filtro (Terzaghi & Peck, 1948) o rivestendo la parte sfinestrata con calze di tessuti filtranti.

I piezometri Casagrande sono formati da una cella, realizzata con materiale ceramico poroso (oppure resina o bronzo) ad elevata permeabilità, collegata con uno o due tubi di diametro pari in genere a 1/2". Il volume complessivo che entra in gioco nelle misure è normalmente più piccolo rispetto al piezometro a tubo aperto, il che comporta un tempo di risposta più breve e rende tale tipo di piezometro più adatto all'installazione in terreni a permeabilità medio-bassa (Lancellotta, 1987). Attualmente, il tipo di piezometro Casagrande più diffuso è quello a due tubi; il relativo schema di installazione è analogo nelle linee generali a quello descritto per il piezometro a tubo aperto.

Per il tipo di piezometri in esame è necessario procedere, prima della messa in opera, alla saturazione della cella. Infatti, i materiali con cui viene realizzata quest'ultima, assicurano una elevata permeabilità solo in condizioni di totale saturazione; in caso contrario essi danno luogo a rilevanti perdite di carico che aumentano in misura considerevole i tempi di risposta. La saturazione della cella viene condotta tramite immersione in acqua deareata per un adeguato periodo di tempo (in genere 2-3 ore).

Al pari dei piezometri a tubo aperto, anche i piezometri Casagrande si prestano ad installazioni multiple lungo una stessa verticale.

Il tipo di piezometro in esame, che risulta ancora economico, presenta notevoli vantaggi in termini di manutenzione poiché, in particolare quello a doppio tubo, può essere periodicamente pulito instaurando un flusso d'acqua. Tale possibilità, congiuntamente agli accorgimenti già segnalati relativamente ai piezometri a tubo aperto, consente di prolungare ulteriormente la funzionalità di tali strumentazioni nel tempo. A favore dei piezometri Casagrande a doppio tubo giocano dunque la possibilità di verificarne la corretta funzionalità nel tempo e una maggiore flessibilità e versatilità di utilizzo per l'esecuzione di prove di permeabilità che, anche in tal caso, possono essere condotte a carico costante e variabile. Bisogna tuttavia considerare il fatto che la loro automatizzazione con trasduttori è più onerosa per le dimensioni ridotte dei tubi di misura.

Non è da escludere l'opportunità di procedere, in uno dei siti selezionati per la realizzazione dei sistemi di monitoraggio, alla misura di pressioni neutre negative (Gullà e Sorbino, 1994). Le installazioni che si dovranno eventualmente realizzare in tali ipotesi richiedono strumentazioni e tecniche particolari che saranno, se utilizzate, illustrate in sede di relazione finale.

5. MONITORAGGIO DEI FENOMENI FRANOSI. TECNOLOGIA E RISULTATI

5.0. PREMESSA

Il capitolo riguarda le attività condotte per realizzare le reti di misurazione installate per il monitoraggio dei fenomeni franosi.

Nei casi di Torre Malizia (Luzzi) e La Petrizia (Sellia Marina), si tratta di fenomeni franosi simili per tipologia e dimensioni, ma diversi per materiali coinvolti (rocce cristalline e relativa copertura alteritica a Torre Malizia, terreni argillosi con copertura arenaceo-conglomeratica e relativi suoli a La Petrizia).

Nel caso di Scilla, il fenomeno temuto è la colata di terra/detrito. Nella zona indagata il fenomeno si è ripetuto diverse volte negli ultimi decenni, costituendo pertanto un a minaccia in evidente accrescimento per la fascia costiera sottostante, urbanizzata e sede di importanti vie di comunicazione coinvolte nel recente passato in episodi molto seri. Il monitoraggio non si riferisce ad un determinato fenomeno, ma alla possibilità che fenomeni con caratteristiche simili si possano innescare nel settore di studio considerato. Il materiale sottoposto al monitoraggio è pertanto la copertura alteritica, in special modo il regime delle pressioni neutre e gli eventi di pioggia.

Gli studi e le installazioni sono soprattutto per fini metodologici e con finalità conoscitive, pertanto non sono esaustivi nè per la progettazione di interventi risolutivi, per i quali costituiscono comunque una buona base di partenza, nè per attività di allertamento.

5.1. INDAGINI GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE

5.1.0. Premessa

Lo studio geologico e geomorfologico rappresenta la base di partenza per le successive indagini di carattere essenzialmente geotecnico che guidano la realizzazione di un progetto per gli interventi strutturali e non strutturali.

Nei casi studiati, lo studio geologico e geomorfologico è stato condotto con cura mediante analisi di lavori precedenti, fotointerpretazione e indagini di superficie, e verificato con le stratigrafie dei sondaggi; solo in nel caso di Favazzina si è ricorso anche ad indagini geofisiche per indagare l'aspetto, almeno nei punti di maggiore interesse, del contatto regolite/substrato, determinante per l'insorgere dei fenomeni d'interesse.

Maggiori dettagli sulle procedure adottate, che rappresentano uno standard alla portata di ogni professionista preparato, sono dati nel seguito del capitolo.

5.1.1. Luzzi

M. Sorriso-Valvo, R. Greco

5.1.1.1. Inquadramento geologico generale

Il sito di studio di Luzzi-Torre Malizia si colloca nell'Ambito della Sila, presso il confine con quello della Valle del Crati (Fig. 5.1.0 - 1).

In questa porzione dell'Arco Calabro si possono riconoscere quattro distinte unità tettonostratigrafiche di seguito descritte brevemente (Fig. 5.1.1 - 1):

- *l'Unità di Gimigliano* (Amodio Morelli et al., 1976), rappresenta una unità di derivazione oceanica (ofiolitifera). I litotipi prevalenti sono metabasiti e serpentiniti a glaucofane, filladi, metacalcari e metareniti;

- *l'Unità di Bagni* (Dietrich & Scandone, 1972), rappresenta l'unità di derivazione continentale geometricamente più bassa, ed è costituita da un basamento filladico con intercalazioni di micascisti, metareniti e porfiroidi che sopporta una copertura mesozoica costituita in prevalenza da dolomie;

- *l'Unità di Polia-Copanello* (o Diotritico-Kinzigitica) (Amodio Morelli et al., 1976), rappresenta l'unità cristallino-metamorfica geometricamente più elevata affiorante sul Massiccio Silano ed è rappresentativa di porzioni profonde di crosta continentale. L'unità è costituita da gneiss kinzigitici con intercalate masse di anfiboliti e di meta-peridotiti. Le metamorfite sono intruse da masse granitiche e tonalitiche. In questa unità alcuni autori (Tortorici, 1982) comprendono anche *l'Unità di Monte Gariglione* (Amodio Morelli et al., 1976), considerata come la porzione superiore della *Polia-Copanello*;

- *Batolite della Sila o Complesso Plutonico della Sila* (Messina et al., 1991), corrispondente all'unità di *Monte Gariglione* di Amodio Morelli et al. (1976) rappresenta un complesso formato da numerosi ed intersecati corpi intrusivi, da sin- a post tettonici ad affinità calcalcalina con estensione areale variabile e composizione da gabbro e diorite a tonalite, grano diorite e lucomonzogranito.

Nell'area tettonicamente depressa della Valle del Crati affiorano terreni sedimentari (Fig. 5.1.1 - 1) raggruppabili in :

- Successioni sedimentarie dell'OLOCENE - PLEISTOCENE medio-superiore, costituite in prevalenza da ghiaie, sabbie limi ed argille;

- Successioni sedimentarie del PLEISTOCENE medio - PLIOCENE medio, costituite in prevalenza da conglomerati, sabbie, calcareniti e argille.

5.1.1.2. Caratteristiche litologico-strutturali ed idrogeologiche dell'area di interesse

Nell'area in cui insiste il fenomeno di Luzzi-Torre Malizia, affiorano diffusamente litotipi cristallino-metamorfici del basamento, sui quali giacciono depositi del Pliocene superiore. (Fig. 5.1.1 - 2)

Il basamento cristallino-metamorfico paleozoico è qui rappresentato dai tipi litologici appartenenti ad una unità tettonostratigrafica nota in letteratura come *Unità di Polia-Copanello* o *Dioritico-Kinzigitica* (Amodio Morelli et al., 1976).

Questa unità include rocce metamorfiche di alto grado, dalla facies granulitica alla facies anfibolitica. I tipi litologici prevalenti sono gneiss biotitico-sillimanitico-granatiferi, a struttura da massiva tipo granofels a migmatitica tipo kinzigiti. La paragenesi prevede porfiroblasti di granato, lenti di biotite e sillimanite, quarzo, plagioclasti, cordierite e staurolite. Negli gneiss si rinvengono lenti di marmi a silicati, livelli di anfiboliti, livelli e/o lenti di granuliti a pirosseno, piccole lenti di serpentiniti e metabasiti ed abbondanti filoni felsici di micrograniti, apliti e pegmatiti. Nell'area di interesse affiorano esclusivamente gneiss e scisti biotitico-sillimanitico-granatiferi (Fig. 5.1.1 - 2).

Sul basamento così costituito si rinvengono dei conglomerati poligenici grossolani, costituiti da ciottoli ben arrotondati di natura cristallino-metamorfica immersi in una matrice sabbiosa grossolana, del Pliocene superiore (Fig. 5.1.1 - 2).

Per le finalità del presente studio, sui litotipi cristallino-metamorfici affioranti nell'area di studio è stato condotto un rilievo speditivo dell'alterazione utilizzando una procedura ormai consolidata (Borrelli et al., 2007).

Il rilievo speditivo del grado di alterazione degli ammassi rocciosi prevede la foto-interpretazione (foto aeree scala 1:33,000) e, a seguire, delle osservazioni dirette ed a campione di situazioni considerate rappresentative. Gli elementi di classificazione utilizzati nell'analisi foto-interpretativa sono l'acclività e la morfologia dei versanti, in funzione della roccia d'origine segnalata, le caratteristiche della copertura vegetale.

Sulla base della cartografia predisposta con le modalità indicate, sono programmati i controlli mirati che consentono di verificare, per le situazioni individuate come maggiormente significative (stazioni di verifica), l'effettiva corrispondenza, o meno, tra gli elementi distintivi assunti (acclività, morfologia, vegetazione) e le classi di alterazione assegnate, con il loro riscontro in affioramento. Il riscontro viene effettuato con osservazioni quali la decolorazione, la presenza o meno dei caratteri tessiturali e mesostrutturali originari della roccia, la resistenza stimata con prove indici quali l'effetto punta del martello da geologo, il suono alla percussione e la rottura con le mani (Cascini et al., 1992; Gulla' & Matano, 1997; Borrelli et al., 2010, in prep.).

Attraverso tale procedura le metamorfite sono state distinte nelle seguenti classi di alterazione: classe VI (terreni residuali e/o colluviali), classe V (roccia completamente alterata) (Fig. 5.1.1 - 2).

Per quanto riguarda l'assetto strutturale dell'area, esso appare alquanto complesso ed articolato a causa della sovrapposizione di fasi tettoniche sia compressive (fasi di impilamento delle falde) sia distensive (fasi di sollevamento isostatico).

Il rilievo delle strutture tettoniche presenti nell'area di interesse è stato effettuato attraverso un'analisi foto interpretativa di foto aeree (Volo I.G.M. '54-'55 scala 1:33.000), cui è seguito un controllo di campagna.

Nel complesso nell'area esaminata è possibile distinguere almeno tre sistemi di faglie caratterizzati da una maggiore freschezza morfologica (Fig. 5.1.1 - 2), di seguito descritti:

- Sistema N-S: costituisce il sistema più evidente e rappresentato dell'area caratterizzato da faglie ad alto angolo con componente di movimento di tipo normale;
- Sistema ENE-WSW: rappresenta il sistema secondo per evidenza dell'area esaminata, costituito da faglie ad alto angolo con componente prettamente normale;
- Sistema WNW-ESE:, costituito da faglie con cinematismo prevalente di tipo trascorrente destro ed evidenze di riattivazione in normale.

Per quanto riguarda le caratteristiche idrogeologiche dell'area in esame, è possibile ipotizzare, sulla base dei rilievi di superficie effettuati e dell'assetto geologico strutturale dell'area stessa, la presenza di un acquifero di tipo complesso.

I materiali rocciosi che costituiscono il versante presentano in condizioni normali una permeabilità per fratturazione, mentre in condizioni di spinta degradazione ed alterazione acquisiscono una permeabilità per porosità. Di conseguenza, la presenza in affioramento di materiali rocciosi residuali e completamente alterati fanno ipotizzare la presenza di una falda superficiale di tipo stagionale il cui andamento è legato al regime pluviometrico della zona.

Inoltre la presenza di numerose strutture tettoniche, suggeriscono la possibilità di un trasferimento idrico dagli strati più superficiali alle porzioni più profonde dell'ammasso e la conseguente formazione di un acquifero complesso.

5.1.1.3. Caratteristiche geomorfologiche ed attività del fenomeno franoso

Il fenomeno di interesse sito in località Torre Malizia di Luzzi (CS) si colloca su un versante esposto ad Ovest con inclinazione media di 15° circa. Il versante è morfologicamente complesso ed intensamente

interessato da fenomeni franosi. Sulla porzione di versante in questione, infatti, sono riconoscibili quattro diversi fenomeni (Fig. 5.1.1 - 3).

Il fenomeno di interesse si presenta sotto forma di un complesso di frane molto articolato, la cui zona di testata è localizzata nella parte alta del versante e presenta caratteristiche di movimento di tipo scorrimento con componente di colata nella parte inferiore. I fenomeni subito a valle, parzialmente interagenti con il fenomeno in studio, tendono a divergere disponendosi a ventaglio. Si tratta di fenomeni che evidenziano caratteristiche tipo scorrimento/colata, con corone più o meno regolari e sub circolari, e corpi che tendono a rastremarsi ed assottigliarsi nelle porzioni in colamento (Fig. 5.1.1 - 3).

Il fenomeno di interesse (Fig. 5.1.1 - 3) è il più esteso. Nonostante sia composto da ben otto corpi secondari oltre al principale, presenta una forma piuttosto regolare, con una zona di corona larga circa 350 m e lunga circa 250 m, in cui si individuano corpi franosi secondari. In corrispondenza della frazione di Santo Miele la frana, mantenendo il movimento di scorrimento e colata diviene unica con una larghezza di circa 90 m e una lunghezza di circa 150 m, terminando in colata.

Nel corpo principale si riconosce una corona circolare di discreta evidenza, che lambisce la strada provinciale N. 248 a circa 630 m di quota, lasciando ipotizzare un cinematisimo di tipo rotazionale nella parte alta del fenomeno. I fianchi con andamento apparente leggermente convergente verso il piede, appaiono poco evidenti ed alquanto mascherati. Nella zona di piede è possibile osservare un parziale rigonfiamento nella parte sinistra (Foto 5.1.1 – 1). In questa parte, il fenomeno appare ripreso da un ulteriore fenomeno con caratteristiche tipo scorrimento/colata.

Nella parte sinistra si trovano i corpi secondari che ha provocato il crollo parziale di un'abitazione (Foto 5.1.1 – 2), e sul quale sono stati effettuati degli interventi di stabilizzazione da parte del comune e di privati (Foto 5.1.1 – 3).

Come si evince dal quadro fessurativo del terreno, i fenomeni coinvolgono la strada provinciale N. 248 in almeno due tratti (Foto 5.1.1 – 4), ed un gruppo di cinque abitazioni.

La larghezza del complesso dei fenomeni è di circa 150 m, la lunghezza è di circa 225 m, con un dislivello di circa 60 m tra corona e piede.

L'indagine storiografica condotta da O. Petrucci e A. Pasqua (vedi par. 5.2.), e il ricorso a studi precedenti, hanno consentito di individuare diversi episodi di mobilitazione dei fenomeni franosi della zona di Torre Malizia.

In particolare, un testo recente non identificato riporta:

"La frana, detta di San Miele, ha origini antichissime e interessa un'area assai più vasta che, in linea d'area, arriva fino all'abbazia della Sambucina. Chi ci legge sa che gran parte della chiesa e delle fabbriche abbaziali cistercensi furono distrutte dal catastrofico sommovimento del terreno verificatosi nel 1569, che costrinse i monaci ad abbandonare la Sambucina-Edifici di interesse artistico "

Altre fonti storiche riportano:

Gennaio 1940. Danni alle case di Torre Malizia.

7 dicembre 1966. Frane a Torre Malizia.

Gennaio 1981. Riattivazioni nella zona di Torre-Malizia riportate nella carta al 5.000 di Mercuri e Merenda (1981), servita da base per parte del PRG del Comune di Luzzi (del 1989).

28 dicembre 1996, e Dicembre 1977. Dissesti nell'area di S. Miele; non è certo il coinvolgimento anche dell'area soprastante di T. Malizia.

30 ottobre 1998. Episodio di rimobilizzazione della parte meridionale del complesso franoso di Torre Malizia, con distruzione di un edificio (Foto 5.1.1. -3) e danneggiamento della ex SS 559 e di altri edifici. In seguito a questo evento il Comune ha intrapreso l'esecuzione di misure per il risanamento del versante.

30 gennaio 2009. Movimenti nella zona di Torre Malizia causano l'evacuazione di alcuni edifici.

13 febbraio 2009. I movimenti riprendono. La strada rimane danneggiata e il fronte della frana sovrastante la strada avanza di circa 1 m (Foto 5.1.1. - 4).

L'appartenenza della frana di Torre Malizia (o Santo Miele) ad un unico fenomeno che si estenderebbe fino all'Abazia della Sambucina è un fatto notorio presso la popolazione locale, ma è privo di ogni fondamento perchè la zona di Torre-Malizia-Santo Miele non appartiene allo stesso versante della frana dell'Abazia. La frana dell'Abazia di Sambucina (o Chiesa dell'Assunta) si trova, in realtà, esattamente nella testata del T. Ilice, mentre la zona di Torre Malizia appartiene al versante di Santo Miele, che a sua volta è il versante di sinistra all'affluente di destra del T. Ilice, il quale affluente confluisce nel T. Ilice subito a valle di Luzzi. La zona in frana interessa la parte alta del versante di Santo Miele, (Fig. 5.1.1. -4) fin quasi alla cresta lungo la quale corre la Strada Provinciale N. 248 (ex SS 559) e si trovano diverse abitazioni. Oltre la cresta del versante di Santo Miele, scorre un torrente la cui valle, profonda oltre 50 m, separa nettamente il versante in questione dalle altre unità morfologiche del bacino del T. Ilice. Questa separazione morfologica è anche idrogeologica, ed è completata dal vallone che delimita a settentrione il versante di Santo Miele. Pertanto, l'idrogeologia del versante di Santo Miele appare controllata, almeno fino alle profondità raggiunte dal complesso franoso, essenzialmente dall'infiltrazione locale. Esiste comunque un possibile, ma stretto passaggio per l'acqua sotterranea nell'angolo di NE della zona di studio, lungo il quale si potrebbe avere un'alimentazione da monte della falda idrica del versante (Fig. 5.1.1. - 4); tuttavia, i fossi che delimitano questo "istmo" idrogeologico sicuramente limitano l'altezza della tavola d'acqua in quanto premettono il drenaggio laterale della falda, lungo i due lati dell'istmo.

Indagini condotte sul luogo da Marino Sorriso-Valvo nel 1998, in occasione di un sopralluogo per il Dipartimento della Protezione Civile, hanno permesso di rilevare uno stato fessurativo del terreno che

oggi è in parte modificato o obliterato. Le osservazioni, allora cartografate speditivamente, consentono di integrare il quadro osservabile oggi. In particolare, all'epoca era fresca la lesione del muro di sostegno di valle del tornante di quota 631 (Foto 5.1.1 - 5), ancora oggi osservabili. Queste lesioni sono in corrispondenza della scarpata principale oggi chiaramente individuabile immediatamente a valle della tratto della strada provinciale che percorre la cresta del versante di Santo Miele, sebbene tale forma sia addolcita dall'erosione e da rimodellamenti antropici.

Un altro elemento rilevato in occasione di quel sopralluogo è una scarpata rettilinea (Foto 5.1.1 - 6), lunga circa 40 m ed alta circa 50 cm, immergente verso monte e con il lato rialzato a valle, che si trovava a monte degli edifici danneggiati (uno totalmente, l'altro marginalmente) dalla corona del movimento franoso del 1998. La presenza di questa scarpata, non più visibile perché obliterata da pratiche agricole, è duplice: da un lato, evidenzia che l'area a monte della corona fu interessata dal movimento almeno fino alla distanza di 50-60 m dalla corona (Fig. 5.1.1.- 3); d'altro canto, costituisce un elemento diagnostico certo di componente traslativa della deformazione.

Infine, risulta peculiare lo scollegamento della frana più a sud dal complesso franoso principale (Fig. 5.1.1. -3). Tale scollegamento non è riportato nella carta di Mercuri e Merenda (1982), ma è stato accuratamente verificato, nei limiti del possibile sulla base di osservazioni sul terreno durante le indagini per il presente studio. Appare infatti chiaro che il fianco sinistro (meridionale) del complesso franoso è delimitato dall'affioramento del substrato lungo una faglia verticale, con direzione N130° sul cui lato meridionale affiora un elemento leucosomico poco alterato che fa da "piede" laterale alla massa in movimento, e guida il corpo in movimento aggirando la corona della frana a valle di esso.

Su questo affioramento è edificato un edificio abitato che non ha subito lesioni, mentre dovrebbe risultare danneggiato se i due fenomeni fossero dinamicamente connessi.

Tale determinazione è da verificare, perché potrebbe essere in parte determinata anche dalla presenza di opere di drenaggio (riportate anche sulla CTR al 5000, Fig. 5.1.1.- 3) presenti su questa frana oggi scollegata.

5.1.2. Sellia Marina

M. Sorriso-Valvo, R. Greco

5.1.2.1. Inquadramento geologico generale

L'area di studio di Sellia Marina – La Petrizia si colloca nell'Ambito delle Fasce Pedemontane Ioniche, in particolare della fascia ionica catanzarese (Fig. 5.1.0 - 1).

Si tratta di una fascia allungata in direzione NE-SW e degradante verso SE che raccorda le pendici meridionali del Massiccio della Sila, che la limita a nord-ovest, con il bacino Ionico che la limita a sud-est. Mentre a nord-est si raccorda con il Marchesato ed a sud-ovest con la Stretta di Catanzaro.

In questo settore dell'Arco Calabro (Fig. 5.1.2 - 1), il massiccio silano è rappresentato da due unità tettonostratigrafiche di seguito descritte brevemente:

- *Unità di Stilo* (Bonardi et al., 1984), affiorante prevalentemente sulle Serre è qui presente in modesti lembi in cui sono rappresentati sia il complesso plutonico o *Batolite di Stilo* (Messina et al., 1993) costituito da numerose ed intersecate intrusioni post-tettoniche ad affinità calcalcalina e peralluminosa, variabili in composizione da tonalite a monzogranito e grano diorite; sia il complesso metamorfico comprensivo di rocce di basso e medio grado metamorfico in cui si distinguono filladi e metareniti, metacalcari, porfiroidi, meta basiti, micascisti e paragneiss.

- *Batolite della Sila o Complesso Plutonico della Sila* (Messina et al., 1991), corrispondente all'unità di *Monte Gariglione* di Amodio Morelli et al. (1976) rappresenta un complesso formato da numerosi ed intersecati corpi intrusivi, da sin- a post tettonici ad affinità calcalcalina con estensione areale variabile e composizione da gabbro e diorite a tonalite, granodiorite e lucomonzogranito.

La fascia pedemontana ionica è caratterizzata dalla presenza in affioramento di terreni sedimentari raggruppabili in (Fig. 5.1.2 - 1):

- Successioni sedimentarie del PLEISTOCENE medio - PLIOCENE medio, costituite in prevalenza da conglomerati, sabbie, calcareniti e argille;
- Successioni sedimentarie del PLIOCENE medio - TORTONIANO superiore, costituite in prevalenza da conglomerati, areniti, argille, marne, gessi, calcari evaporitici, gesso areniti, e argille diatomitiche.

Infine, lungo la stretta piana costiera e gli ampi alvei torrentizi che dissecano la fascia collinare pedemontana per sfociare nel Mar Ionio affiorano depositi sciolti costituiti in prevalenza da ghiaie, sabbie limi ed argille (Successioni sedimentarie dell'OLOCENE - PLEISTOCENE medio-superiore) (Fig. 5.1.2 - 1).

5.1.2.2. Caratteristiche litologico-strutturali ed idrogeologiche dell'area di interesse

Nel sito di Sellia Marina – La Petrizia si osserva la presenza diffusa in affioramento di depositi sedimentari sciolti (Fig. 5.1.2 - 2).

Nello specifico, l'ossatura geologica del rilievo collinare, su cui si colloca il fenomeno di interesse, è costituita da una formazione argillosa pliocenica sovrastata, con contatto di tipo discordante, dai depositi sabbioso conglomeratici pleistocenici di un terrazzo marino (Fig. 5.1.2 - 2).

La formazione argillosa è costituita da argille siltose grigio azzurre con occasionali intercalazioni di sabbie e silts del Pliocene medio - Calabriano. Le argille si presentano, nella porzione più superficiale, molto degradate ed alterate.

I depositi terrazzati sono costituiti da sabbie, ghiaie, conglomerati e sabbioni di colore bruno-rossastro del pleistocene.

L'assetto strutturale dell'area risulta relativamente semplice in quanto legato esclusivamente alle fasi distensive plioceniche e pleistoceniche, che hanno prodotto il progressivo sollevamento della Sila rispetto alle aree periferiche.

Il rilievo delle strutture tettoniche presenti nell'area di interesse è stato effettuato attraverso un'analisi foto interpretativa di foto aeree (Volo I.G.M. '54-'55 scala 1:33.000), cui è seguito un controllo di campagna.

Nel complesso nell'area esaminata è stato possibile distinguere un sistema di faglie principale, caratterizzato da una maggiore freschezza morfologica, di seguito descritto:

- Sistema NE-SW: rappresenta il sistema più evidente dell'area esaminata, costituito da faglie con orientazione variabile tra N 20 e N 60, con un massimo intorno a N 40, immergenti verso SE con inclinazione variabile tra 60° e 80° con una prevalenza dei piani ad alto angolo.

Queste strutture, non riportate sulle cartografie allegate in quanto si sviluppano più a monte dell'area cartografata, hanno guidato il sollevamento del bordo meridionale della Sila.

Per quanto riguarda le caratteristiche idrogeologiche dell'area in esame, è possibile ipotizzare, sulla base dei rilievi di superficie effettuati e dell'assetto geologico strutturale dell'area stessa, la presenza di un acquifero superficiale e di uno complesso multistrato.

I depositi sabbioso conglomeratici del terrazzo marino presentano una permeabilità molto elevata favorendo l'infiltrazione delle acque meteoriche, inoltre, la presenza della sottostante formazione argillosa caratterizzata da una permeabilità molto bassa, favorisce la formazione di un acquifero all'interno dei depositi terrazzati stessi.

Relativamente alla formazione argillosa si ipotizza la presenza di una falda superficiale di tipo stagionale, il cui andamento è legato al regime pluviometrico della zona, all'interno della coltre superficiale degradata. Mentre la presenza nella formazione argillosa stessa di orizzonti sabbiosi e siltosi, consente la formazione di un acquifero complesso di tipo multistrato.

2.1.2.3. Caratteristiche geomorfologiche del fenomeno franoso

Il fenomeno di Sellia Marina – La Petrizia esaminato mostra tutte le caratteristiche di uno scorrimento traslazionale (Fig. 5.1.2 - 3).

Presenta una corona principale ed un fianco sinistro ben evidenti (Foto. 5.1.2 - 1, 5.1.2 - 2), mentre il fianco destro appare più mascherato. Sono evidenti: contropendenze con ristagno di acqua nella porzione superiore (Foto 5.1.2 - 3); più rigonfiamenti, uno nella parte centrale molto pronunciato (Foto 5.1.2 - 4), uno nella porzione superiore sinistra ed uno nella porzione basale meno, numerose fratture e scarpate secondarie (Foto 5.1.2 - 5) sia in corrispondenza del fianco sinistro che del rigonfiamento centrale.

La corona principale appare ripresa da una scarpata successiva nella parte destra (Foto 5.1.2 - 6). La larghezza del fenomeno varia tra 75 m nella porzione superiore e 100 m alla base, la lunghezza è di circa 180 m, con un dislivello di 30 m tra corona e piede.

Il versante su cui si colloca è esposto a Sud-Ovest con una pendenza media di 10° circa.

Il fenomeno ha danneggiato un gruppo di abitazioni collocate alla base del versante subito a monte della strada provinciale; in particolare, alcuni muri di sostegno posti a tergo degli edifici e gli edifici stessi che si collocano sopra il rigonfiamento basale (Foto 5.1.2 - 7). La strada provinciale non mostra evidenti segni di interazione con il fenomeno.

Lungo il fianco destro la frana principale è affiancata da una seconda frana di dimensioni minori (Fig. 5.1.2 - 3), anche essa uno scorrimento rotazionale, la cui zona di piede/accumulo si colloca a circa metà versante (Foto 5.1.2 - 8).

5.1.3. T. Favazzina

L. Borrelli

5.1.3.1. Inquadramento geologico generale

L'area di studio ricade all'interno del settore costiero tirrenico della Calabria meridionale, in corrispondenza dall'alto strutturale Scilla-Palmi, facente parte del contesto geologico del bordo orientale dello Stretto di Messina. Il basamento geologico del settore di interesse è composto in prevalenza da metamorfiti acide di medio-alto grado, paleozoiche, sormontate in discordanza da una copertura sedimentaria mio-plio-pleistocenica (Amodio Morelli et al., 1976; Sorriso-Valvo & Tansi, 1996), Figura 5.1.3 - 1. Tale copertura sedimentaria risulta dislocata a varie quote, a causa della tettonica distensiva quaternaria, ed arealmente si presenta discontinua e poco estesa, a causa dell'azione erosiva conseguente i rapidi sollevamenti avvenuti nell'ultimo milione di anni. L'assetto

neotettonico del versante occidentale dell'Aspromonte è definito, appunto, da faglie estensionali quaternarie ad andamento NE-SO (faglia di Scilla, faglia di S. Eufemia e di Cittanova), le quali sono organizzate in una gradinata, ribassante verso occidente (Fig. 5.1.3 - 1).

Tutto il versante occidentale del sistema Serre-Aspromonte, ed in particolare il settore più meridionale dell'area, risulta particolarmente attivo dal punto di vista sismogenetico, sia per i caratteri della sismicità storica e strumentale, sia per le dislocazioni del suolo ed i recenti «ringiovanimenti» delle scarpate di faglia osservati da vari Autori (Ghisetti, 1992; Westaway, 1993; Miyauchi et al, 1994; Tortorici et al., 1995; Monaco & Tortorici, 2000; Jaques et al., 2001; Galli & Bosi, 2002; Ferranti et al., 2008).

Il versante di Favazzina, oggetto di studio nel presente studio, ricade in corrispondenza della scarpata morfostrutturale della faglia di Scilla, la quale presenta una lunghezza complessiva di circa 30 km (Ferranti et al., 2008). Il tratto centro-settentrionale della faglia è sommerso, mentre quello meridionale risulta essere esposto a terra nella zona di Scilla-Favazzina, dove disloca i terrazzi marini dell'ultimo interglaciale (124-83 ka) (Ferranti et al., 2008). Dati strutturali rilevati lungo il tratto di faglia nella zona di Scilla, indicano un cinematismo di tipo normale (*dip-slip*) con asse di estensione orientato NW-SE, che è coerente con i meccanismi focali dei grandi terremoti verificatisi nell'area e con i campi di velocità misurati tramite GPS nella Regione (Ferranti et al., 2008). Dati paleosismologici rilevati nell'area, basati sullo studio delle paleo-linee di costa, suggeriscono che l'ultima attivazione della faglia di Scilla può essere correlata al terremoto del 6 febbraio 1783 (Ferranti et al., 2008).

5.1.3.2. Rilevamento geologico-strutturale

Nell'ambito delle attività previste dal Lotto 5, su di un tratto di costa compreso tra Bagnara Calabria e Scilla (RC), è stato condotto un accurato rilevamento geologico-strutturale (Fig. 5.1.3 - 2), alla scala 5.000, al fine di caratterizzare adeguatamente i litotipi sede dei fenomeni di instabilità ed i processi che ne governano l'evoluzione. L'area rilevata, pari a circa 3 km², riguarda un tratto di versante a monte dell'abitato di Favazzina (Fig. 5.1.3 - 2), compreso tra il Vallone Condoleo, a sud, e la Fiumara di Favazzina a nord; essa, nella zona di monte (a Sud-Est), è limitata dalla spianata morfologica di abrasione marina su cui sorge la frazione Aquile, del comune di Scilla (RC).

Da un punto di vista geologico, nel tratto costiero rilevato, affiora un substrato metamorfico paleozoico sul quale poggia in trasgressione una successione sedimentaria plio-quaternaria (Fig. 5.1.3 - 2). La successione sedimentaria rilevata al di sopra del basamento metamorfico presenta numerose lacune deposizionali, essendo rappresentata essenzialmente da sabbie ed arenarie plio-pleistoceniche e da ghiaie-sabbiose dei terrazzi marini quaternari, questi ultimi distribuiti (su più ordini) a diverse quote, a

testimonianza dell'evoluzione tettonica recente della zona, caratterizzata da un intenso sollevamento quaternario (Fig. 5.1.3 - 2) (Ghisetti, 1981; Ferranti et al., 2008).

I termini metamorfici del basamento paleozoico sono rappresentati da paragneiss di vario tipo e ortogneiss. Nell'ambito dei paragneiss di vario tipo, affioranti nelle porzioni basse ed alte del versante oggetto dei rilevamenti (Fig. 5.1.3 - 2), prevalgono i paragneiss biotitici a grana medio-grossolana, la cui paragenesi mineralogica, riconoscibile alla scala del campione, è costituita da quarzo (qz) + plagioclasio (pl) + biotite (bi) ± muscovite (ms) ± sillimanite (sill) e subordinati granati (gr). Alla scala dell'affioramento, in alternanza con termini precedenti, sono localmente frequenti porzioni leucosomatiche in corpi o lenti prevalentemente concordanti, e micascisti biotitico-muscovitici, a grana medio grossa e scistosità accentuata. Frequentemente, inoltre, si rilevano piccole masse non cartografabili di anfiboliti e gneiss anfibolici, in corpi e livelli spesso budinati e concordanti con i paragneiss.

Gli gneiss chiari, quarzoso-feldspatici, affiorano nella zona mediana del versante, nella fascia altimetrica compresa tra i 200 m ed i 500 m s.l.m. circa (Fig. 5.1.3 - 2). Nello specifico sono rappresentati da gneiss pegmatoidi e gneiss granitoidi, la cui paragenesi mineralogica, riconoscibile alla scala del campione, è rappresentata da quarzo (qz) + plagioclasio (pl) + kfeldspato (kf) + muscovite (ms) ± biotite (bi). Sono caratterizzati da una notevole eterogeneità compositiva e di grana e presentano frequenti livelli generalmente concordanti di paragneiss biotitici e gneiss occhiadini e masserelle e filoni non cartografabili di leucogranodioriti.

In discordanza sul basamento Paleozoico giacciono, nelle porzioni sommitali dell'area rilevata, i depositi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, rappresentati in prevalenza da alternanze di sabbie addensate ed arenarie debolmente cementate, di colore grigio-bruno-giallastre (Fig. 5.1.3 - 2). La formazione sabbioso-arenacea plio-pleistocenica, nell'area rilevata, presenta una potenza variabile da alcune decine di metri fino a circa 50 m ed una giacitura generalmente sub-orizzontale, con pendenze comunque inferiori ai 10°. Localmente, al contatto con il basamento, si rinvengono sabbie arcose e conglomerati a piccoli ciottoli. Si tratta nel complesso di depositi dalla permeabilità variabile, in funzione dello stato di addensamento/cementazione e, comunque, generalmente mediamente elevata.

Al di sopra della formazione sabbioso-arenacea plio-pleistocenica o direttamente sul basamento metamorfico in corrispondenza delle spianate di abrasione marina presenti a diverse quote (Fig. 5.1.3 - 2), giacciono depositi continentali e marini, ascrivibili al Pleistocene medio-superiore, costituiti da ghiaie grossolane e sabbie ghiaiose, di colore variabile dal bruno-rossastro al giallastro. Tali depositi, generalmente a giacitura sub-orizzontale (con pendenza fino a 5°), presentano uno spessore variabile da 2 a circa 20 m. Si tratta di depositi generalmente poco consolidati e facilmente disgregabili, dalla elevata permeabilità.

Diffusi sui versanti in tutta l'area di interesse, presenti sotto forma di lembi di varia estensione e distribuiti in maniera disuniforme, si rilevano inoltre terreni di copertura sciolti, rappresentati da depositi colluviali e/o detritico-colluviali olocenici, i quali mascherano le litologie del substrato (Fig. 5.1.3 - 2). Tali depositi sono costituiti da elementi lapidei (di dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche), a spigoli vivi, di natura metamorfica, immersi in matrice limo-sabbiosa o sabbioso-limoso. Localmente, su tagli naturali o antropici, si osservano delle alternanze tra livelli grossolani (detriti di frana) e livelli più fini (colluvioni). Lo spessore dei depositi di copertura, risulta essere variabile e comunque maggiore nelle zone di accoglienza morfologica (dove può raggiungere uno spessore dell'ordine dei 10m). Il colore è generalmente marrone scuro.

Infine, lungo i principali corsi d'acqua che attraversano l'area (F.ra Favazzina e Vallone Condoleo) si rilevano depositi alluvionali sciolti, ghiaioso-sabbiosi, mentre, lungo la stretta e discontinua fascia pressoché sub-pianeggiante compresa tra il mare e la base del versante, si rilevano depositi di piana costiera e di spiaggia, sempre costituiti granulometricamente da sabbie e ghiaie, da sciolte a mediamente addensate (in profondità).

Da un punto di vista strutturale, l'area in esame è stata caratterizzata, alla scala 1:5.000, da un punto di vista macro (Fig. 5.1.3 - 2) e meso-strutturale (Fig. 5.1.3 - 3, 5.1.3 - 4). L'analisi macrostrutturale si è sviluppata dapprima attraverso l'interpretazione di foto aeree (volo IGM in scala 1:33.000 del 1955 e del 1991), al fine di individuare gli elementi strutturali legati alla neotettonica, selezionando gli indizi geomorfologici ad essa attribuiti; lo studio è stato poi seguito da itinerari di controllo sul terreno per verificare gli indizi morfotettonici acquisiti e comprovare la natura tettonica dei lineamenti individuati. Successivamente, in corrispondenza delle strutture tettoniche individuate, là dove le condizioni di esposizione lo hanno consentito, è stata effettuata un'analisi meso-strutturale di dettaglio su 10 stazioni di misura, attraverso lo studio di indicatori cinematici al fine di: comprovare la natura tettonica dei lineamenti morfologici individuati alla macro-scala; valutare le direzioni di spostamento tra i differenti blocchi; classificare in dettaglio la tipologia di struttura; comprendere la cronologia relativa degli eventi deformativi che hanno interessato l'area.

Gli elementi tettonici rilevati (alla macro ed alla meso-scala) e riportati nella Figura 5.1.3 - 2, sono riconducibili a due sistemi di faglie principali: faglie ad andamento NE-SO; faglie ad andamento NO-SE. Nella Figura 5.1.3 - 3, sono mostrati alcuni esempi di meso-strutture rilevate nell'area oggetto di studio. Il sistema più recente (Pleistocene superiore - Olocene) e maggiormente rappresentato alla macroscale, si orienta lungo direzioni NE-SW (Fig. 5.1.3 - 2). Esso è rappresentato da faglie normali (*dip-slip*), che nel complesso costituiscono una gradinata ribassante verso N-O che culmina per rigetti ed estensione con la faglia di Scilla, presente alla base del versante di Favazzina (Fig. 5.1.3 - 2), la quale disloca i terrazzi marini dell'ultimo interglaciale (124-83 ka) (Ferranti et al., 2008). Le faglie NE-SW sono caratterizzate da un buon grado di freschezza degli elementi morfotettonici ad esse associate; le stesse sono

caratterizzate da scarpate rese discontinue dall'erosione dei corsi d'acqua ad andamento NO-SE. Altri indicatori morfoneotettonici ricorrenti nell'area di interesse, associati a tale sistema, sono rappresentati da: detriti presenti alla base delle scarpate strutturali; gradini strutturali; corsi d'acqua rettificati con strutture tipo gomito e doppio gomito. I piani di faglia appartenenti a tale sistema, localmente dislocano depositi detritico-colluviali recenti (Fig. 5.1.3 - 3, Foto b e c). Alla mesoscala, le strie rilevate sui piani documentano movimenti di tipo diretti, con *pitch* variabili da 70° a 90°, generalmente immergenti verso NO (Fig. 5.1.3 - 4).

Il secondo sistema, alla macroscala meno rappresentato del precedente, si orienta lungo direzioni NO-SE, e si identifica morfologicamente con i fossi e valloni che attraversano il versante di studio (es. Vallone di Favagrega), (Fig. 5.1.3 - 3, Foto d). Alla mesoscala le faglie del sistema NO-SE mostrano un comportamento cinematico in origine prevalentemente di tipo trascorrente sinistro. Su molte superfici di faglia si osserva la sovrapposizione di strie di tipo *dip-slip* che testimoniano una riattivazione in normale delle strutture, nell'ultimo evento deformativo (Fig. 5.1.3 - 4).

Gli *stress* tettonici, in corrispondenza delle faglie ed in particolare delle zone di sovrapposizione tra i vari segmenti, hanno prodotto inoltre un notevole incremento della fratturazione, con un generale conseguente decadimento delle caratteristiche meccaniche dei litotipi. Alla scala dell'affioramento infatti, i contatti tettonici ad alto angolo sono accompagnati da fasce cataclastiche di varia ampiezza, localmente caratterizzate dalla presenza lungo i piani di zone degradate e ridotte come consistenza a terreno.

5.1.3.3. Rilevamento litotecnico

Dal punto di vista litotecnico, per la diffusa presenza in affioramento di rocce cristalline variamente alterate, è stato ritenuto opportuno effettuare un rilevamento speditivo del grado di alterazione degli gneiss, a cui è stato associato un accurato rilievo delle coperture prodotte dal disfacimento delle rocce alterate. La definizione di un particolare grado di *weathering*, infatti, consente di comprendere i fattori che hanno determinato l'alterazione stessa e di differenziare, nell'ambito di un litotipo, zone a comportamento fisico-meccanico complessivamente omogenee. E' quindi evidente come la caratterizzazione del grado di alterazione nelle rocce cristalline rappresenti uno strumento importante per la definizione delle relazioni tra fattori predisponenti e scatenanti nello studio dei fenomeni franosi. La determinazione dello stato di alterazione delle rocce cristalline affioranti sul versante oggetto di studio, è stato effettuato attraverso vari livelli di indagine. Le zone a diverso grado di alterazione sono state delimitate preliminarmente sulla base dell'analisi di foto aeree e successivamente verificate e dettagliate attraverso controlli in campagna. Gli elementi di classificazione utilizzati nell'analisi

fotointerpretativa sono stati l'acclività e la morfologia dei versanti e dei rilievi, in funzione della roccia d'origine segnalata, e le caratteristiche della copertura vegetale. L'analisi delle foto aeree ha permesso di individuare e cartografare con buona affidabilità i depositi di copertura sciolti (depositi colluviali e detritico-colluviali) e le zone riferibili indicativamente come comportamento meccanico a roccia tenera e lapidea.

Nei successivi controlli in campagna, si è provveduto a verificare l'effettiva corrispondenza tra gli elementi distintivi assunti (acclività, morfologia, vegetazione) e le classi di alterazione direttamente riscontrate in affioramento.

In questa fase si è proceduto ad un rilevamento di campagna speditivo del grado di alterazione delle rocce (utilizzando le tecniche classiche del rilevamento geologico), alla scala 1:5.000, che si è basato su un'attenta analisi dei litotipi riscontrati in affioramento, con osservazioni di alcuni caratteri geologici distintivi quali: la consistenza, la decolorazione e le caratteristiche tessiturali della roccia alterata (Tab. 5.1.3 - 1).

Il rilievo del grado di alterazione a scala areale, ha permesso la delimitazione di aree identificabili con quattro classi di alterazione: VI (terreni residuali, colluviali e detritico-colluviali), classe V (roccia completamente alterata), classe IV (roccia altamente alterata), classe III (roccia moderatamente alterata), (GCO, 1984; Cascini et al., 1992, GSE-GWPR, 1995; Gulla' & Matano, 1994). Le classi di alterazione corrispondenti alla roccia fresca (classe I) ed alla roccia debolmente alterata (classe II), sono state rilevate localmente, nelle porzioni basse del versante, in piccoli affioramenti non cartografabili.

Gli gneiss moderatamente alterati (classe III), si rilevano nelle porzioni medio-basse dei versanti, e costituiscono la classe di alterazione prevalente al disotto dei 300 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 5). L'ammasso roccioso moderatamente alterato presenta volumi limitati ed isolati costituiti da roccia debolmente alterata (classe II). La roccia presenta una decolorazione pervasiva, con possibile presenza di zone limitate dello stesso colore della roccia fresca (grigio-biancastro), una tessitura ed una microstruttura ben preservata; la resistenza risulta essere ancora confrontabile con quella della roccia fresca (roccia lapidea); emette un suono intermedio quando è colpita con la testa del martello da geologo; frammenti di grosse dimensioni si rompono con difficoltà se colpiti con la testa del martello da geologo; si scalfisce quando è colpita con la punta del martello da geologo (Fig. 5.1.3 - 6, Foto a).

Gli gneiss altamente alterati (classe IV), si rilevano con buona continuità nella fascia altimetrica compresa tra i 300 m ed i 400 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 5). L'ammasso roccioso di classe IV è prevalentemente altamente alterato; volumi limitati ed isolati dell'ammasso possono essere costituiti da roccia moderatamente o completamente alterata. La roccia presenta una completa decolorazione, ma la tessitura e microstruttura sono ancora preservate; resistenza risulta sostanzialmente ridotta rispetto a quella della roccia fresca (roccia tenera); la stessa emette un suono sordo quando è colpita con la testa

del martello da geologo; frammenti di grosse dimensioni si rompono facilmente se colpiti con la testa del martello da geologo (Fig. 5.1.3 - 6, Foto b).

Gli gneiss completamente alterati o “saprolite” (classe V), affiorano con buona continuità al di sopra dei 400 m s.m.l. (Fig. 5.1.3 – 5). Gli gneiss di classe V, si presentano come una roccia intimamente decolorata e completamente disgregata, che ha assunto la consistenza di un terreno, dove la tessitura originaria della roccia è parzialmente preservata e nella quale sono ancora riconoscibili le discontinuità allo stato relitto (Fig. 5.1.3 - 6, Foto c). Nella classe V, frammenti di grosse dimensioni si rompono con le mani e perdono la loro forma originaria se immersi in acqua; la punta del martello da geologo si indenta profondamente nella roccia; le frazioni granulometriche prevalenti sono rappresentate da ghiaia e sabbia. Volumi limitati ed isolati dell’ammasso sono localmente costituiti da roccia altamente alterata o da terreno residuale.

Per quanto riguarda i terreni di classe VI, nell’area rilevata gli stessi sono rappresentati quasi esclusivamente dai depositi colluviali e/o detritico colluviali. Tali geomateriali, si rilevano in affioramento sotto forma di lembi di varia estensione, distribuiti in maniera disuniforme sul versante, mascherando spesso le litologie del substrato (Fig. 5.1.3 – 5). I terreni di classe VI, si rinvencono generalmente su ripiani morfologici localizzati lungo versanti, nelle depressioni e nelle conche morfologiche, dove l’accumulo di materiale colluviale e detritico-colluviale è favorito sia per l’azione della gravità sia per l’azione di trasporto ad opera delle acque dilavanti, oltre che alla base dei versanti (Fig. 5.1.3 – 5). Le coltri di copertura sciolte presentano in genere uno spessore variabile da circa 1m a circa 10m. Lo spessore generalmente è maggiore in corrispondenza delle zone di concavità morfologica nelle zone di testata dei valloni, e diminuisce notevolmente, a luoghi annullandosi, nelle porzioni medio-basse dei fossi e valloni presenti nell’area.

I terreni di classe VI, sono costituiti da elementi lapidei (di dimensioni variabili da centimetriche a decimetriche), a spigoli vivi, di natura prevalentemente metamorfica, immersi in matrice limo-sabbiosa o sabbioso-limosa, di colore marrone (Fig. 5.1.3 – 6, Foto d). Dal punto di vista del grado di addensamento, tali geomateriali si presentano sciolti e di conseguenza molto permeabili.

Il lavoro svolto per il rilievo del grado di alterazione nell’area di interesse, ha portato, quindi, ad esaminare fronti naturali e/o artificiali con un discreto sviluppo verticale. I rilievi di dettaglio eseguiti hanno messo in evidenza come il profilo di alterazione negli gneiss, nel suo sviluppo verticale, sia intenso e complesso, soprattutto nella fascia altimetrica alta del versante di Favazzina, al di sopra dei 400 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 6, Foto e). In particolare, sui fronti affioranti in tale fascia, si rileva come il profilo di alterazione sia intenso e complesso, con varie classi di alterazione (soprattutto IV e V), che si dispongono irregolarmente in direzione verticale e orizzontale (Fig. 5.1.3 – 6, Foto e). Il passaggio fra le diverse zone è a volte graduale ed a volte netto, quando segnato da discontinuità tettoniche (Fig. 5.1.3 – 6, Foto e).

Al di sotto di tale fascia altimetrica, i fronti studiati presentano generalmente un profilo semplice costituito da un unico orizzonte di classe III, dello spessore variabile da un minimo di 5 ad un massimo di 10m. Localmente nell'ambito dell'orizzonte di classe III si rinvencono porzioni limitate riferibili a roccia debolmente alterata (classe II) (Fig. 5.1.3 – 6, Foto f).

E' da segnalare infine che, localmente, in corrispondenza dei piani di faglia principali ed all'interno delle rocce di classe III e IV, si rinvencono fasce di terreni saprolitici e residuali di ampiezza dell'ordine di alcuni metri, distribuiti lungo i principali piani di discontinuità strutturale, disposti variamente nello spazio e interessati da attiva circolazione idrica.

5.1.3.4. Rilevamento geomorfologico e fenomeni di instabilità

Il tratto di costa tra Bagnara Calabria e Scilla (RC) che ospita la ferrovia, l'autostrada Salerno-Reggio Calabria, la statale tirrenica SS18, l'abitato di Favazzina e diverse infrastrutture (Fig. 5.1.3 - 7), è stato interessato nell'ultimo decennio da colate di fango e detrito (Fig. 5.1.3 - 8). Il 12 maggio 2001 una colata, incanalatasi nel vallone Favagreca, ha danneggiato la stazione SNAM del metanodotto, la ferrovia e la strada statale, causando il deragliamenti dell'ICN Torino-Reggio Calabria, mentre una seconda colata, da un vallone adiacente, ha investito l'autostrada presso la Galleria Brancato (Fig. 5.1.3 – 8, 5.1.3 - 9). Il 31 Marzo 2005 un analogo fenomeno si è attivato dal vallone adiacente all'abitato di Favazzina (Fig. 5.1.3 - 8), provocando danni a gran parte dello stesso, alla strada statale ed alla ferrovia e causando il deragliamenti dell'ICN Reggio Calabria-Milano (Fig. 5.1.3 - 10).

I rilevamenti condotti nel marzo 2010 (nell'ambito del POR, LOTTO 5) sul tratto di versante a monte dell'abitato di Favazzina (RC), hanno permesso di rilevare le tracce dei fenomeni franosi superficiali pregressi del 2001 e 2005 (Bonavina et. al., 2005) e di quelli che si sono attivati negli ultimi due inverni (inverno 2008-2009 e 2009-2010). L'insieme dei dati acquisiti attraverso i rilevamenti di campagna e l'analisi fotointerpretativa, hanno permesso la redazione della carta geomorfologica di Figura 5.1.3 - 11 e di individuare i fattori che predispongono il versante e controllano lo sviluppo dei fenomeni franosi superficiali di tipo scorrimento-colata nell'area di interesse. La morfologia dell'area rilevata si presenta articolata e fortemente condizionata sia dalle caratteristiche litologiche delle rocce affioranti sia dall'assetto geo-strutturale. Il reticolo idrografico è caratterizzato da fenomeni di approfondimento testimoniati da processi gravitativi e di erosione. Le aste fluviali presenti, si impostano lungo dislocazioni tettoniche.

Dal punto di vista morfologico l'area considerata è caratterizzata dalla presenza, a partire dai 600 m di quota s.l.m., di alti morfologici con sommità sub-pianeggianti che risultano delimitati da versanti molto acclivi con pendenze medie di 35° fino ad un massimo di circa 60°; tali versanti, talora terrazzati, sono

solcati da valloni profondamente incisi, con bacini di alimentazione di limitata estensione. I valloni presentano profondità variabili da 10 a oltre 100 m, lunghezze da 300 a circa i 1000 m e dislivelli di circa 500 m. Infine, una stretta e discontinua fascia pressoché subpianeggiante, intensamente antropizzata, resta compresa tra il mare e la base dei versanti, raggiungendo la sua massima larghezza (circa 300 m) presso la località costiera di Favazzina. All'evoluzione tettonica recente ed al relativo sollevamento polifasico (Miyachi et al., 1994; Ferranti et al., 2008) si devono le elevate energie del rilievo dell'intero settore prospiciente l'attuale linea di costa.

Lungo l'intero tratto costiero considerato, l'elevata pendenza e la presenza di estese coltri di copertura colluviali e/o detritico-colluviali, costituiscono un fattore predisponente all'insacco di fenomeni gravitativi di tipo superficiale. Nello specifico, si tratta di frane superficiali complesse, tipologicamente ascrivibili a fenomeni di scorrimento traslazionali che evolvono in colata, le interessano, nella maggioranza dei casi, le coltri di terreni residuali (classe VI) e colluviali (classe VI) e più raramente il substrato metamorfico completamente alterato (classe V). I terreni di copertura, che rappresentano l'elemento di predisposizione fondamentale, si rilevano in affioramento sotto forma di lembi di varia estensione, distribuiti in maniera disuniforme sul versante oggetto dei rilievi; gli stessi, si rinvennero generalmente su ripiani morfologici localizzati lungo versanti, nelle depressioni e nelle conche morfologiche, dove l'accumulo di materiale colluviale e detritico-colluviale è favorito sia per l'azione della gravità sia per l'azione di trasporto ad opera delle acque dilavanti, oltre che alla base dei versanti (Fig. 5.1.3 – 5). Le coltri di copertura sciolte presentano in genere uno spessore variabile da circa 1m a circa 10m. Lo spessore generalmente è maggiore in corrispondenza delle zone di testata dei fossi e dei valloni che incidono i versanti mentre, diminuisce notevolmente nelle porzioni medio basse degli stessi. I rilevamenti condotti nel febbraio 2010 (nell'ambito del POR LOTTO 5) sul versante a monte dell'abitato di Favazzina (Figg. 5.1.3 – 12, 13, 14), hanno permesso di rilevare come le zone di insacco dei fenomeni franosi del 2001 e del 2005, si presentavano quasi completamente svuotate, mentre i canali di flusso, nella porzione medio-alta del versante, svuotati e parzialmente o quasi completamente rivegetati. In conclusione, i rilevamenti di campagna geologici e geomorfologici, hanno evidenziato diversi elementi di predisposizione nel possibile sviluppo di fenomeni superficiali e veloci sul versante a monte dell'abitato di Favazzina. Tali elementi di predisposizione, sono rappresentati da: elevata acclività dei versanti; presenza di valli e fossi incisi; presenza di coperture alteritiche e colluviali; presenza sul versante di numerosi interventi antropici quali strade, sentieri, tagli e disordinate reti di drenaggio delle acque di ruscellamento superficiale.

5.2. INDAGINI STORICHE NELLE AREE DI INDAGINE DEL PROGETTO

O. Petrucci

5.2.0. Premessa

I risultati presentati in questa relazione sono stati ottenuti mediante l'esecuzione di una ricerca storica dettagliata svolta a scala comunale per ognuno dei tre comuni in cui ricadono le aree di indagine del Lotto 5. La ricerca è stata finalizzata all'acquisizione di dati relativi ad attivazioni pregresse di Fenomeni Franosi (FF) nelle aree oggetto di studio.

In ogni caso, è necessario tenere presente che la ricerca non può mai considerarsi conclusa, sia perché svariati fattori accidentali possono causare perdite di documenti dagli archivi sia per il fatto che possono esistere fonti di informazione alle quali, per varie ragioni, non è consentito l'accesso.

Le fonti di informazione consultate nell'indagine svolta sono le seguenti:

1) Database on-line

Parte dei dati è stata estratta da due database: il SICI e l'ASICaI.

Il Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche (SICI), ideato e gestito dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR, è accessibile al sito <http://sici.irpi.cnr.it/>. In tale sito convergono i dati del Progetto AVI (Aree Vulnerate in Italia), e del progetto GIANO, rappresentati da informazioni relative ai fenomeni franosi verificatisi dalla fine dell'800 fino al 2001. Gran parte dei dati AVI relativi alla regione Calabria è stata estratta da quotidiani a tiratura nazionale; pertanto essi presentano un livello di dettaglio a volte piuttosto basso, specialmente per gli eventi più antichi.

La banca dati ASICaI (Aree Storicamente Inondate in Calabria), accessibile al sito: <http://www.camilab.unical.it>, realizzata nell'ambito di una collaborazione fra il CNR-IRPI ed il Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria, contiene dati relativi a fenomeni franosi verificatisi esclusivamente sul territorio calabrese negli ultimi secoli. La struttura è attualmente in fase di aggiornamento, data la notevole acquisizione di dati effettuata negli ultimi anni presso una serie di strutture tecniche regionali.

Una ricerca relativa ai fenomeni franosi esclusivamente attivati da sismi è stata inoltre condotta nei documenti allegati al Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980 (Boschi et al., 1995).

2) Stampa a diffusione nazionale o regionale

Occorre premettere che i quotidiani hanno un carattere descrittivo e spesso enfatico; tuttavia, con la loro sistematicità, assicurano un flusso continuo di informazioni anche relative ad eventi di entità minore. I quotidiani nazionali sono caratterizzati da buona continuità temporale e basso livello di dettaglio, specialmente per gli eventi più remoti.

I quotidiani regionali, al contrario, presentano un maggior livello di dettaglio descrittivo e una maggiore affidabilità in termini di localizzazione dei fenomeni. In Calabria, il quotidiano regionale caratterizzato dal più ampio periodo di pubblicazione è La Gazzetta del Sud. Tale testata è disponibile a partire dal 1952, mentre per il periodo antecedente non esistono quotidiani caratterizzati da una continuità tale da poter essere utilizzati per i nostri scopi.

Per il periodo dal 1998 ad oggi, è stato utilizzato l'archivio on-line dei files PDF degli articoli de La Gazzetta del Sud relativi alle 5 edizioni regionali. Ulteriori dati, per il periodo dal 1995 ad oggi sono stati infine estratti dall'archivio in formato pdf de Il Quotidiano della Calabria, anch'esso dotato di cinque sue edizioni provinciali.

3) Raccolte di dati a carattere regionale o nazionale

Nell'ambito di questa tipologia di fonti sono state analizzate tutte le pubblicazioni realizzate presso l'IRPI di Cosenza relative a fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi in determinati intervalli temporali (Lanzafame e Mercuri, 1975; Caloiero e Mercuri, 1980; Petrucci et al., 1996). E alcuni lavori storici effettuati in epoche più remote (Almagià, 1910; Montanari, 1939; 1940, 1941) o raccolte dati più recenti (Catenacci, 1992). Per i comuni della provincia di Cosenza sono disponibili delle raccolte dettagliate di dati sui fenomeni franosi verificatisi fra la fine dell'800 e il 1960 (Petrucci e Versace, 2005; 2007; Petrucci et al., 2009) realizzate mediante una ricerca nella documentazione prodotta dall'ufficio del Genio Civile di Cosenza.

4) Dati custoditi presso l'Archivio Storico dell'IRPI di Cosenza

Presso il CNR-IRPI di Cosenza è stata avviata da molti anni la raccolta sistematica di dati sulle frane verificatesi sul territorio regionale. Parte di questi dati è già stata digitalizzata e costituisce la banca dati ASICal. Un'altra cospicua mole di dati, attualmente disponibili solo in formato cartaceo, proviene da donazioni archivistiche avute in base ad accordi di collaborazione con l'ex Ufficio del Genio Civile di Cosenza e l'Ufficio regionale dei Lavori Pubblici, stipulati con il nullaosta della Soprintendenza Archivistica Regionale.

Si tratta fondamentalmente di richieste di risarcimento danni o relazioni tecniche, redatte da funzionari dei due enti suddetti, inerenti i fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi fra il 1900 ed il 1990 (documenti provenienti dal Ministero dei Lavori Pubblici) e fra il 1870 ed il 1980 (documenti provenienti dall'ex Genio Civile di Cosenza).

Il materiale già disponibile -completamente inedito- e i documenti che continuamente si reperiscono vengono suddivisi per comune ed ordinati cronologicamente.

Ulteriori documenti, principalmente relativi alla provincia di Cosenza e al periodo 1850-1980, provengono dalla totale acquisizione in fotocopia del Fondo Archivistico del Genio Civile custodito presso l'Archivio di Stato di Cosenza, in base ad un accordo di collaborazione stipulato con il suddetto Ente archivistico.

I dati riportati nella presente indagine contengono informazioni estratte da tutti i documenti disponibili alla data di stesura della presente relazione nell'Archivio Storico dell'IRPI di Cosenza relativamente alle aree di interesse del Lotto 5.

5.2.1. Organizzazione dei dati

Per ognuno dei tre comuni interessati è stata prodotta una tabella riassuntiva delle informazioni reperite nel corso dell'indagine ed organizzata in records contenenti i seguenti campi:

- 1) Anno. Indica l'anno in cui un determinato fenomeno franoso ha mostrato un'attivazione.
- 2) Mese. Indica il mese in cui l'attivazione è avvenuta. Questo campo può a volte non essere compilabile, poiché non sempre è specificato il mese di occorrenza. E' possibile, infatti, che in alcuni tipi di fonte venga indicata una generica ripetitività di un dato fenomeno senza fornire date precise delle sue attivazioni oppure sia riportato un generico periodo di attivazione (es: autunno, autunno-inverno).
- 3) Giorno. E' riportato in vari tipi di fonte di informazione, specialmente quando il fenomeno franoso sia caratterizzato da una fase parossistica ben delimitabile nel tempo.
- 4) Località. Indica la località o le località in cui si registrano movimenti franosi o loro effetti diretti. Purtroppo non sempre le fonti di informazione contengono questo tipo di indicazione: nel caso essa non sia disponibile è stata inserita la dicitura: imprecisata.

I dati estratti dalle fonti di informazione reperite sono relativi oltre che a fenomeni franosi anche a dissesti lungo il reticolo fluviale, quali piene fluviali e torrentizie, e a danni indotti da mareggiate. Prima di procedere alla elaborazione dei dati sono stati eliminati dalla serie tutti i record relativi a questi tipi di fenomeni che non hanno interesse ai fini del Lotto 5.

I dati rimanenti sono stati organizzati in formato di tabella, in cui ogni riga rappresenta un evento franoso, ovvero una mobilitazione di uno o più fenomeni franosi verificatisi in una certa data e in una determinata località. In rosso sono stati evidenziati i records relativi ad attivazioni franose registrate nel sito di interesse o in un'area di pertinenza delimitata su base cartografica in scala 1:10.000.

5.2.2. Il sito di indagine di Torre Malizia (Luzzi, Cosenza)

L'area di studio localizzata nel comune di Luzzi (Cosenza) è sita nella località Torre Malizia, ad est del centro abitato. Per effettuare l'indagine storica, oltre al toponimo suddetto sono stati evidenziati anche casi di mobilitazioni franose ricadenti in un settore più ampio, delimitato dal rettangolo tratteggiato nella figura 5.2 - 1.

La serie storica dei fenomeni di dissesto idrogeologico che hanno interessato il comune di Luzzi è costituita da 68 records (Tab. 5.2 - 1 e Fig. 5.2 - 2): di essi, il 70% (47 casi) riguardano l'attivazione di fenomeni franosi.

5.2.3. Il sito di indagine di La Petrizia (Sellia Marina, Catanzaro)

L'area di studio localizzata nel comune di Sellia Marina (Catanzaro) è sita nella località La Petrizia, ad ovest del centro abitato. Per effettuare l'indagine storica, oltre al toponimo suddetto sono stati ricercati anche casi di mobilitazioni ricadenti in un settore più ampio, delimitato dal rettangolo tratteggiato nella figura 5.2 - 3.

La serie storica dei fenomeni di dissesto registrati nel comune di Sellia Marina è composta di 31 records (Tab. 5.2 - 2 e Fig. 5.2 - 4): di essi la maggior parte (24, pari al 77% del totale) sono relativi a esondazioni fluviali e mareggiate, mentre solo una percentuale minore (23%) riguarda l'attivazione di fenomeni franosi.

5.2.4. Il sito di indagine di T. Favazzina (Scilla, Reggio Calabria)

L'area di studio localizzata nel comune di Scilla (Reggio Calabria) è sita nella località Favazzina-Favagrega, fra gli abitati di Scilla, ad ovest, e Bagnara Calabria, ad est. In questo caso l'area indagata è rappresentata da un ampio settore di versante incombente sull'abitato di Favazzina, pertanto l'indagine è stata estesa all'intero versante, delimitato dal rettangolo tratteggiato nella figura 5.2 - 5.

La serie storica dei fenomeni di dissesto registrati nel comune di Scilla è composta di 100 records (Tab. 5.2 - 3 e Fig. 5.2 - 6): di essi la maggior parte (91) sono relativi a fenomeni franosi, mentre i restanti casi riguardano essenzialmente mareggiate.

5.3. INDAGINI GEOTECNICHE

5.3.0. Premessa

Le indagini sono state programmate sulla base dei rilievi e degli studi geologici e geomorfologici condotti nella fase 1 e, quindi, sono state precisate, anche per quanto concerne le installazioni finalizzate al monitoraggio, sulla base dei risultati man mano ottenuti dalla stessa indagine.

5.3.1. Luzzi

G. Gullà, L. Aceto, L. Borrelli

Le indagini geotecniche condotte per il sito di studio di Luzzi hanno consentito, oltre alla definizione dei caratteri stratigrafici del pendio, l'installazione di attrezzature e strumentazioni idonee al rilievo di grandezze direttamente connesse al regime delle pressioni neutre, indicative delle caratteristiche del movimento ed in grado di precisare lo spessore massimo del volume di terreno instabile.

La tabella 5.3.1 - 1 descrive sinteticamente quanto eseguito in termini di indagini dirette, di prelievo di campioni indisturbati, di esecuzione di prove in foro di sondaggio, di installazioni e di indagini indirette.

L'ubicazione definitiva dei sondaggi geotecnici è mostrata nella figura 5.3.1 - 1 ed è stata specificata partendo da uno schema di massima, predisposto sulla scorta dei rilievi geologici e geomorfologici effettuati nell'area in frana, e precisato man mano che si sono esaminate le risultanze delle perforazioni eseguite.

La stessa tabella 5.3.1 - 1 mostra che sono stati eseguiti complessivamente 4 sondaggi di cui 3 eseguiti in parte a carotaggio continuo ed in parte a distruzione di nucleo. Nel corso delle perforazioni sono stati complessivamente prelevati 7 campioni indisturbati per l'esecuzione di prove di laboratorio di cui 6 prelevati a pressione, con campionatore tipo Shelby, e 4 a rotazione, con campionatore Mazier.

Per una preliminare stima delle caratteristiche di permeabilità dei materiali del sito di studio di Luzzi coinvolti nella frana di località Torre Malizia sono state eseguite, in foro di sondaggio, 2 prove di permeabilità a carico variabile tipo Lefranc. Parallelamente alla perforazione dei sondaggi geotecnici si è provveduto alla ricostruzione di massima del profilo stratigrafico sulla base delle risultanze del carotaggio continuo consentendo così una più opportuna scelta dei tratti di prova per la valutazione del coefficiente di permeabilità.

Sempre dalla tabella 5.3.1 - 1 si evince che sono state eseguite tre prove penetrometriche dinamiche a punta aperta con campionatore tipo Raymond. Questa prova, come è noto, può essere convenientemente impiegata per la stima delle caratteristiche di resistenza a taglio degli spessori caratterizzati da una componente a grana grossa significativa o per avere elementi di comparazione,

sebbene ottenuti mediante correlazioni di natura empirica, con quanto ottenibile in laboratorio circa la resistenza a taglio.

La tabella 5.3.1 - 1 e la figura 5.3.1 - 1 indicano, inoltre, i piezometri installati nei fori di sondaggio, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre; in particolare sono stati installati 7 piezometri a tubo aperto, con tratti di misura di lunghezza variabile da 3 a 6 m, realizzati con tubi microfessurati rivestiti con tessuto non tessuto al fine di garantirne una funzionalità costante nel tempo. Nella stessa figura 5.3.1 - 1 è mostrata l'ubicazione del sondaggio attrezzato con tubo inclinometrico per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

Nella figura 5.3.1 - 1 è indicata, inoltre, la traccia della sezione rappresentativa, preliminarmente definita su base geologico-geomorfologica, lungo la quale sono state condotte le verifiche di stabilità per l'analisi di sensitività, una volta definito per la presente fase di studio lo schema geotecnico del pendio instabile. Sulla base delle indicazioni fornite dai rilievi geomorfologici sono state individuate le profondità massime a cui spingersi con le indagini. Il quadro dei rapporti stratigrafici delineato dai rilievi geologici di dettaglio condotti nel sito di studio è stato precisato sulla base dei sondaggi geotecnici.

Le figure da 5.3.1 - 2 a 5.3.1 - 9 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S1A-S2-S3, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

La figura 5.3.1 - 2 si riferisce al sondaggio S1, spinto sino alla profondità di 27.00 metri da piano campagna. La ricostruzione del profilo stratigrafico mette in evidenza uno spessore di materiale detritico colluviale fino ad una profondità pari a circa 2.80 metri da p.c. poggiante su un'alternanza di strati costituiti da terreno saprolitico (classe V) di origine gneissica e terreni di transizione classe V-VI a tratti argillificati, a volte ridotti a terreno (classe VI) di colore prevalentemente marrone rossastro e grigio verdastro. Tra 15.20 e 18.10 m e tra 23.00 e 23.40 m da piano campagna si rinvengono delle zone di disturbo tettonico di colore marrone chiaro. Le caratteristiche di permeabilità stimate dalle prove condotte nel sondaggio intorno ai 6.50 metri di profondità da piano campagna negli spessori di terreno saprolitico evidenziano un coefficiente di permeabilità dell'ordine di 1×10^{-7} m/s.

La stessa figura mostra la profondità di prelievo dei campioni indisturbati ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT a punta aperta. Il valore $N_{spt} = N_2 + N_3$ cresce con la profondità passando da un valore pari a 52 alla profondità di circa 7.00 m ad un valore di 48 alla profondità di 11.00 m.

Il valore più basso di N_{spt} associato al tratto di prova a maggiore profondità è probabilmente correlabile alle più scadenti caratteristiche meccaniche dei materiali di classe V-VI rispetto a quelli di classe V cui si riferiscono i risultati della prova condotta a circa 7 metri di profondità, come si può rilevare dalla figura 5.3.1 - 2.

La figura 5.3.1 - 3 mostra le foto relative alle cassette catalogatrici del sondaggio S1; si può notare come il materiale detritico colluviale presente fino a circa 2.80 m da p.c. assuma un colore marrone chiaro che passa a marrone rossastro alternandosi a strati di colore marrone chiaro.

La figura 5.3.1 - 4 mostra la stratigrafia del sondaggio S1A, realizzato in affiancamento al sondaggio S1 e attrezzato con tubo inclinometrico. La profondità raggiunta è pari a 42.00 m di cui solo 5.00 m circa sono stati eseguiti a carotaggio continuo; in particolare sono stati prelevati 2 campioni indisturbati ma non sono state eseguite prove in sito. La figura 5.3.1 - 5 mostra la foto dell'unica cassetta catalogatrice. Il materiale presente alle varie profondità e comunque oltre i 27.00 m da piano campagna, assume una colorazione variabile da marrone rossastro a marrone biancastro; gli gneiss rinvenuti presentano un grado di alterazione variabile da V a IV con alcuni livelli di classe VI argillificati. Alla profondità circa 40 m si osserva il probabile passaggio dalla classe V alla classe IV. Per la complessità delle condizioni stratigrafiche è stato possibile cementare il tubo inclinometrico installato nel sondaggio in parola sino alla profondità di 38.00 m da p.c.

La figura 5.3.1 - 6 si riferisce a quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S2, ubicato nella parte alta del pendio (Fig. 5.3.1 - 1). La perforazione è stata eseguita in parte a carotaggio continuo ed in parte a distruzione di nucleo con profondità massima pari a 30.50 m. Nell'ambito dello stesso sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati, eseguite una prova di permeabilità tipo Lefranc ed una S.P.T., installati due piezometri a tubo aperto.

Dall'esame della figura 5.3.1 - 6 si evince che il materiale di origine colluviale (classe VI) distinguibile nei primi 14 m da p.c. circa, presenta una matrice con granulometria prevalente variabile da sabbiosa a limosa di colore marrone o nocciola. Al di sotto troviamo terreni saprolitici di classe V di colore marrone biancastro mentre alla profondità di circa 30 m si può notare una zona di probabile disturbo tettonico caratterizzata da frammenti lapidei centimetrici e da tratti argillificati di colore grigio verdastro.

Le caratteristiche di permeabilità stimate dalle prove condotte intorno ai 6.50 metri di profondità da piano campagna negli spessori di terreno colluviale evidenziano un coefficiente di permeabilità dell'ordine di 1×10^{-6} m/s.

La stessa figura mostra la profondità di prelievo dei campioni indisturbati ed i risultati della prova penetrometrica dinamica SPT a punta chiusa. Il valore $N_{spt} = N_2 + N_3$ risulta pari a 47 alla profondità di circa 7.00 m.

Le foto delle cassette catalogatrici relative al sondaggio S2 sono mostrate in figura 5.3.1 - 7.

La figura 5.3.1 - 8 mostra quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S3, ubicato nella parte bassa del pendio. La perforazione è stata eseguita in parte a carotaggio continuo e in parte a distruzione di nucleo con perforazione spinta sino alla profondità di 30 m. Durante l'esecuzione del sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati. A fine lavorazioni sono stati installati tre piezometri a tubo aperto, con tratti di misura variabili da 3 a 6 m. Dall'esame della figura 5.3.1 - 8 si rileva che, al di sotto del

terreno di copertura vegetale, si rinviene del materiale colluviale fino a circa 6.50 m da p.c. caratterizzato da una granulometria prevalentemente limosa con elementi lapidei centimetrici di natura quarzosa. Più in profondità e fino a 30 m si rinvencono gneiss completamente degradati (classe V), a tratti classe VI-V.

Alle profondità di circa 13 m e di circa 29 m da p.c. sono presenti due zone di probabile disturbo tettonico caratterizzati da elementi lapidei di dimensioni centimetriche, a spigoli vivi, in matrice limosa e/o argillosa. Le foto di figura 5.3.1 - 9 mostrano nel dettaglio e visivamente quanto sintetizzato nella figura 5.3.1 - 8, in particolare la differenza di colore delle due zone di disturbo tettonico prima descritte, la prima, a 13 m di colore marrone, la seconda a 29 m circa di colore grigio.

La tabella 5.3.1 - 2 riassume le caratteristiche generali dei sondaggi eseguiti e delle installazioni realizzate nel sito di studio di località Torre Malizia. In particolare la tabella indica: le profondità e la data di installazione del tubo inclinometrico e la data della “lettura di zero”, le profondità dei piezometri e dei rispettivi tratti di misura.

La successiva tabella 5.3.1 - 3 sintetizza invece i risultati delle prove condotte in sito; sono riportati, in particolare, i valori del coefficiente di permeabilità desunti dalle prove in foro di sondaggio, tutte di tipo Lefranc, con l’indicazione dei relativi tratti di prova e i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT.

Si può rilevare dalla tabella 5.3.1 - 3 che il coefficiente di permeabilità, la cui stima potrà essere raffinata con prove nei piezometri installati, assume valori compresi tra circa 1×10^{-6} e 7×10^{-7} m/s per profondità di prova compresa tra 6.00 e 7.00 m da p.c.

La figura 5.3.1 - 10 propone un confronto tra le caratteristiche di permeabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Luzzi con quelle degli gneiss e dei graniti presenti in alcuni di siti di studio ricadenti nel territorio della Calabria. Il numero esiguo di prove condotte in sito consente al momento di poter affermare che i valori del coefficiente di permeabilità degli gneiss di Luzzi sono contenuti e concentrati nella zona centrale dell’intervallo di valori mostrati dai geomateriali (gneiss e graniti della Calabria) presi a confronto.

I campioni indisturbati prelevati nell’ambito dei carotaggi eseguiti hanno consentito l’avvio della sperimentazione geotecnica di laboratorio per una preliminare caratterizzazione fisica, meccanica e della deformabilità dei geomateriali coinvolti nel fenomeno di instabilità. Il confronto con i risultati della sperimentazione condotta su terreni di analoga origine presenti sul territorio della Calabria può contribuire a rendere più efficace un successivo e necessario approfondimento per la definizione dei parametri fisico-meccanici dei geomateriali di interesse.

I campioni prelevati nel corso dei carotaggi sono stati dapprima paraffinati ed identificati, successivamente trasportati in laboratorio e conservati in camera umida.

Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN).

L'identificazione dei geomateriali sottoposti a prove di laboratorio, allo stato dell'arte, ha riguardato i provini sottoposti preventivamente a prove di taglio diretto e a prova edometrica nonché il materiale di risulta delle operazioni di campionamento.

In particolare, dalla setacciatura per via umida e successiva sedimentazione con il metodo del densimetro, sono state ottenute le curve granulometriche mostrate in figura 5.3.1 - 11a; dalla figura si evince che i geomateriali in questione presentano una granulometria variabile da sabbia con limo argillosa a sabbia limosa ghiaiosa; inoltre, le curve granulometriche dei provini si discostano per non più del 15% dalle curve granulometriche dei campioni di provenienza, indicate nella figura con tratto a colori.

La figura 5.3.1 - 11b mostra il confronto tra il fuso granulometrico dei provini e dei campioni di provenienza sottoposti a prove di laboratorio per il sito di Luzzi e i fusi granulometrici dei geomateriali classificati come Gneiss (fuso relativo a 416 provini e campioni) e Graniti (fuso relativo a 105 provini e campioni) presenti in altri siti di studio della Calabria. Il fuso dei terreni di Luzzi, relativo a 12 campioni, si colloca nella parte alta del fuso complessivo dei Graniti della Calabria e nella parte centrale del fuso complessivo degli Gneiss.

In figura 5.3.1 - 12 sono riassunte le caratteristiche di attività e di plasticità dei campioni sottoposti a prova, prelevati nel sito di studio di Luzzi, degli Gneiss (Fig. 5.3.1 - 12a) e dei Graniti (Fig. 5.3.1 - 12b) della Calabria.

Dall'esame della figura 5.3.1 - 12a i geomateriali di Luzzi, limitatamente ai tre campioni sottoposti a prova, sono classificabili come argille inorganiche di media plasticità, da inattive ad attive. La stessa figura mostra come i geomateriali della Calabria classificati come Gneiss presentino caratteristiche di attività e plasticità molto simili; in particolare sono classificati come argille inorganiche a plasticità medio-bassa e limi inorganici di media compressibilità, da inattivi a attivi. I punti relativi ai Graniti, figura 5.3.1 - 12b, si differenziano dai punti rappresentativi dei terreni di Luzzi, presentando una plasticità più alta che porta a classificarli come argille inorganiche di media plasticità e limi inorganici di compressibilità medio-alta, da inattivi ad attivi.

I provini sottoposti a prove meccaniche ed edometriche consentono contemporaneamente alla valutazione dei parametri di resistenza e di deformabilità, una stima delle proprietà indice. Nella figura 5.3.1 - 13 e nella tabella 5.3.1.4 sono riassunti i valori assunti e le principali statistiche delle seguenti proprietà indice dei provini sottoposti a prova per il sito di Luzzi: peso specifico dei granelli, peso secco dell'unità di volume; peso naturale dell'unità di volume; peso saturo dell'unità di volume; indice dei vuoti.

La figura 5.3.1 - 13 mostra, in particolare, il confronto con le proprietà indice dei geomateriali Gneiss e Graniti della Calabria; si può notare una sostanziale sovrapposizione tra i valori delle proprietà indice dei terreni (Gneiss) di Luzzi e degli Gneiss della Calabria.

La tabella 5.3.1 - 4 riassume, come anticipato, i valori limite e le principali statistiche relativamente alle proprietà indice dei geomateriali di Luzzi: il contenuto naturale d'acqua varia da 12% a 39% con valore medio pari a 19%; il peso naturale dell'unità di volume risulta compreso tra 16kN/m^3 e 22kN/m^3 ; il peso saturo dell'unità di volume varia tra 21kN/m^3 e 23kN/m^3 ; ancora, il peso specifico dei granelli può essere assunto variabile tra 27kN/m^3 e 28kN/m^3 ; il peso secco dell'unità di volume è compreso tra 14kN/m^3 e 19kN/m^3 ; l'indice dei vuoti è variabile da un minimo di 0.45 ad un massimo di 0.99 con valore medio pari a circa 0.60; la porosità varia da 0.30 a 0.50, il grado di saturazione iniziale varia da 62% a 100% con valore medio pari a 88%.

La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua, mediante l'esecuzione di ripetuti cicli, in andata e ritorno, al fine di formare completamente nel provino una superficie di taglio lungo la quale è minima la resistenza a taglio.

Nella figura 5.3.1 - 14 sono mostrati i meccanismi di rottura dei provini sottoposti a prove di taglio diretto per tensioni verticali comprese tra 98kPa e 588kPa. Come si può notare, tutti i provini sottoposti a prova manifestano un comportamento di tipo plastico e contraente.

Nella figura 5.3.1 - 15 vengono proposti gli involuppi di resistenza a taglio relativi agli Gneiss presenti nel sito di località Torre Malizia. Il numero di provini al momento sottoposti a prova è sicuramente da integrare per definire in maniera robusta i parametri di resistenza dei geomateriali di Luzzi; tuttavia le prove di taglio condotte, con tensioni verticali comprese tra 98kPa e 588kPa, possono fornire una stima preliminare ma ragionevole di tali parametri. In accordo con quanto mostrato in figura 5.3.1 - 15, per gli gneiss di Luzzi, si possono ragionevolmente ipotizzare involuppi limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) nulla e angolo (ϕ) compreso tra 32° e 44° , confrontabili con quanto evidenziato nella stessa figura per gli Gneiss della Calabria sottoposti a prove meccaniche. La stessa figura mostra una possibile proposta per gli involuppi limite di resistenza a taglio residua che coincidono con quelli relativi alla resistenza di picco. Questa prima indicazione conferma la nota difficoltà che sussiste nella stima della resistenza residua per i terreni di alterazione, dovuta in generale alla granulometria dei provini (assortimento e resistenza dei grani). Esaminando i singoli punti di prova si rileva tuttavia che quelli che danno luogo all'involuppo di picco pari a circa 44° subiscono un abbattimento importante e possono essere interpretati con un involuppo residuo caratterizzato da un valore di circa 32° . Ulteriori approfondimenti sono tuttavia necessari sull'aspetto in menzione.

5.3.1.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica

S. Critelli, F. Perri

Al fine di valutare le variazioni chimiche e minero-petrografiche sono stati analizzati 4 campioni (FP200 a 9.40 m da p.c., FP201 a 28.10 m da p.c., FP202 a 30.10 m da p.c. ed FP203 a 30.50 m da p.c.) del sondaggio S2 effettuato nei pressi dell'abitato di Luzzi (Tab. 5.3.1 - 5). La finalità è quella di predisporre dei riferimenti per una più approfondita interpretazione dei dati ottenuti dalla sperimentazione geotecnica.

- Discussione dei dati mineralogici

La composizione mineralogica dei campioni gneissici di Luzzi è caratterizzata principalmente da abbondante quarzo, fillosilicati (miche e minerali argillosi e clorite), feldspati (K-feldspato e plagioclasti) e silicati anidri di alluminio (probabilmente sillimanite), con presenza di minerali accessori in tracce.

Nei campioni FP200 (a 9.40 m da p.c.) e FP202 (a 30.10 m da p.c.) si osserva la presenza di calcite e dolomite, mentre nei campioni FP201 (a 28.10 m da p.c.) e FP203 (a 30.50 m da p.c.) si osserva solo la presenza di dolomite (Tab. 5.3.1 - 5). Nonostante la composizione mineralogica da un punto di vista qualitativo sia molto simile, si osservano comunque apprezzabili variazioni da un punto di vista quantitativo. In particolare le variazioni sono legate perlopiù alle quantità di fillosilicati, soprattutto clorite, e di feldspati. Nel campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) si osserva la presenza di frammenti lapidei di gneiss caratterizzati da minori quantità di clorite e da maggiori quantità di feldspati e di silicati anidri di Al. La clorite aumenta nel campione FP202 (a 30.10 m da p.c.) e, soprattutto, nel campione FP201 (a 28.10 m da p.c.; campione molto alterato che appare come un materiale argillificato), mentre i feldspati e i silicati anidri di Al diminuiscono, probabilmente a causa dei processi di alterazione molto spinti. Il campione FP200 (a 9.40 m da p.c.), che rappresenta la più alta classe di alterazione (VI), è invece caratterizzato dall'elevata presenza di minerali argillosi, e dalla scarsa presenza di feldspati e miche (probabilmente biotiti). Ciò è evidenziato dalle analisi diffrattometriche, dove si nota un picco intorno ai 10 Å molto più largo rispetto a quelli più stretti presenti negli altri diffrattogrammi e tipici di miche cristalline. In genere la trasformazione di feldspati primari in fillosilicati secondari (ad esempio minerali argillosi tipo la caolinite) è legata a processi di alterazione chimica (chemical weathering) (es., Nesbitt e Young, 1982).

Anche la presenza di ossidi di Fe, soprattutto nel campione FP200 (a 9.40 m da p.c.; valutazione effettuata principalmente dalle analisi al SEM), è indice di processi di alterazione non trascurabili. La presenza del ferro bivalente (ad esempio nelle miche triottaedriche) è un fattore che aumenta l'instabilità favorendo l'alterabilità del minerale. Questo è dovuto soprattutto alla facilità della reazione di ossidazione $Fe^{2+}-Fe^{3+}$. Questa reazione favorisce l'idratazione e la formazione idrolitica di ossidi di Fe.

Ciò avviene a spese, ad esempio, di minerali mafici (Fe, Mg) come la biotite, mica più alterabile rispetto alla muscovite.

In generale, le analisi mineralogiche hanno dunque evidenziato un trend decrescente da parte dei minerali più vulnerabili e alterabili (plagioclasti, K-feldspati e miche) e crescente per i prodotti di alterazione (minerali argillosi) e più resistenti e residuali (quarzo) procedendo verso i campioni caratterizzati da un'elevata classe di alterazione. Infatti il campione FP200 (a 9.40 m da p.c.; classe di alterazione VI) è quello che presenta il maggior contenuto in quarzo, minerale residuale e poco alterabile, a spese dei minerali più labili e alterabili (fillosilicati e feldspati).

- Discussione dei dati chimici

I campioni studiati sono caratterizzati da minori variazioni composizionali in Ti, K, Na e P, mentre presentano una maggiore variabilità in Si, Al, Fe, Mn, Mg e Ca. per ciò che riguarda gli elementi in traccia si osservano maggiori variazioni tra i litofili a largo raggio ionico (LILE; Rb, Sr e Ba) e tra alcuni elementi ad alta forza di campo (HFSE e LREE; Zr, La e Ce) mentre i metalli di transizione (TE; Co, Ni, Cu, Zn, Cr e V) insieme a Y e Nb (HFSE) presentano variazioni più contenute.

Ciò è perlopiù legato ai fenomeni di alterazione e di degradazione chimico-fisica subiti dai campioni studiati. In genere, nella valutazione del grado di alterazione vengono prese come riferimento le variazioni degli elementi mobili (Ca, Na, Mg e K) rispetto agli elementi immobili quali Al, Zr e Ti (Chittleborough, 1991). In genere, i minerali più alterabili sono le olivine, i pirosseni, gli anfiboli, la biotite, e i plagioclasti (prima anortite e poi albite), successivamente il K-feldspato e la muscovite e infine il quarzo. Di conseguenza gli elementi chimici che durante il processo di alterazione e di degradazione vengono principalmente allontanati sono Mg, Fe, Ca, Na e K, mentre l'Al e soprattutto il Si (e dunque il quarzo) sono fondamentalmente 'immobili'. La maggiore mobilità di tali elementi (Mg, Fe, Ca, Na e K) è dovuta al loro contenuto iniziale, alla composizione mineralogica della roccia madre, ai processi chimici verificatisi durante la loro petrogenesi e ai legami inter-intramolecolari. Partendo da queste considerazioni è stato valutato il grado di alterazione dei campioni studiati in base ai rapporti tra gli elementi 'immobili' e legati a minerali poco alterabili e/o residuali (Al e Si) rispetto a elementi 'mobili' (Mg, Fe, Ca, Na e K). Il campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) è caratterizzato da rapporti (Al/Mg+Ca+Fe+Na+K e soprattutto Si/Mg+Ca+Fe+Na+K) minori rispetto ai campioni più alterati e degradati (soprattutto FP200 e FP201). In particolare il campione FP200 (a 9.40 m da p.c.) è quello che registra una maggiore abbondanza di Al e Si legati principalmente alla presenza di minerali di alterazione (minerali argillosi) e minerali residuali quali il quarzo (come mostrato sia dalle analisi mineralogiche che da quelle al SEM). Tra gli elementi in tracce un ruolo fondamentale nella valutazione del grado di lisciviazione degli elementi, legati ai processi di alterazione e di degradazione, è dato dal rapporto Ba/Sr (Retallack, 2001), maggiore nei campioni più alterati, a causa del differente grado di solubilità tra questi due elementi (Ba<Sr). I campioni più alterati e degradati (FP200, FP201 e FP202) mostrano valori più alti

di Ba/Sr, a testimonianza dei fenomeni di alterazione e degradazione subiti da questi livelli rispetto al campione FP203 (a 30.50 m da p.c.).

I processi di alterazione sono principalmente legati all'interazione tra l'acqua d'infiltrazione profonda, dovuta alla presenza di una falda, e l'acqua piovana e l'ammasso roccioso interessato. Molto importante è lo stato di conservazione dell'ammasso roccioso in quanto la presenza di fratture aumenta la superficie specifica favorendo il processo di alterazione. Quest'ultimo è inoltre abbastanza legato al valore di pH dell'acqua, in quanto un'acqua acida risulta essere molto più aggressiva. Per quanto riguarda Al_2O_3 ed SiO_2 , sebbene la loro solubilità tenda ad aumentare in condizioni di $pH < 5$, è stato osservato che non esiste una precisa relazione, anche a parità di stadio di alterazione, tra contenuto ed esposizione ai fenomeni di alterazione chimica; bastano, infatti, anche minime variazioni di pH per farli riprecipitare. In queste valutazioni bisogna dunque tener conto delle linee guida tracciate da studi precedenti, relativi all'analisi dei processi di alterazione legati all'aggressività delle acque (Malomo, 1980; Grant, 1969).

- Aspetti litologici e discussione dei dati petrografici al SEM

L'intensità della disgregazione fisica e della degradazione dipendono essenzialmente sia da fattori ambientali, quali le condizioni climatiche, idrogeologiche, biologiche e morfologiche, sia dalla natura della roccia madre, con il proprio assetto geostrutturale e le proprie caratteristiche fisico-meccaniche (Price, 1995; Hill e Rosenbaum, 1998).

A tal proposito un contributo importante è stato fornito dalle analisi al microscopio elettronico a scansione (SEM), supportato da microanalisi chimica (EDS), effettuate su alcune porzioni di campione 'intatto' e di quello 'degradato e alterato'. Attraverso queste analisi sono state valutate le differenze e le variazioni in termini sia microstrutturali che chimico-mineralogici.

Per ciò che riguarda lo studio petrografico al SEM-EDS dei campioni gneissici di Luzzi, sono stati analizzati il campione FP203 (a 30.50 m da p.c.), che rappresenta la più basse classe di alterazione tra i campioni analizzati, con presenza di frammenti lapidei di gneiss, e il campione FP200 (a 9.40 m da p.c.), che rappresenta la più alta classe di alterazione (VI).

Il campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) è caratterizzato da minerali micacei (principalmente biotite), ben conservati e poco alterati e degradati (Figg. 5.3.1 - 16A-B). Le lamelle dei minerali micacei appaiono abbastanza regolari e uniformi, non mostrando importanti segni di deformazione e/o distorsione. Sui vari cristalli presenti non si osservano fenomeni di dissoluzione e/o corrosione. Nel campione analizzato si rinvenivano livelli caratterizzati dalla presenza di silicati anidri di alluminio (probabilmente sillimanite). La loro determinazione è stata effettuata sia su base chimica (in quanto il loro spettro EDS mostra la presenza di Al e Si) che su base morfologica (Figg. 5.3.1 - 16C-D). Questi minerali si presentano come cristalli prismatici allungati con contorni rettangolari in sezioni prismatiche e quadrati o a losanga in sezioni basali. I cristalli presentano una forma variabile da lamellare a listiforme a poligonale,

attraversati da più sistemi di sfaldatura e parting. Nel campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) sono inoltre presenti cristalli di quarzo con frattura concoide sui quali non si osservano fenomeni di dissoluzione e/o corrosione (Fig. 5.3.1 - 16E) e minerali accessori ben conservati (monazite, Fig. 5.3.1 - 16F).

La compagine rocciosa del campione FP200 (a 9.40 m da p.c.) risulta essere caratterizzata da microfratture (Fig. 5.3.1 - 17A), all'interno delle quali si rinvencono frequentemente minerali fillosilicatici allungati ed alterati ('aperti'). Le miche infatti presentano superfici esfoliate ed espanse e spesso anche deformate e piegate (Fig. 5.3.1 - 17B). Ciò è principalmente legato ai fenomeni di *physical* e *chemical weathering* e 'stress tettonico'. I processi di alterazione delle miche (perlopiù biotite) generano una deformazione ed una apertura di questi minerali con conseguente formazione di minerali argillosi che ricoprono questi cristalli. Infatti nelle fessure aperte delle miche, a causa dell'alterazione e della degradazione, si rinvencono spesso minuti cristalli di minerali argillosi (Fig. 5.3.1 - 17C-E).

Anche i feldspati (ad esempio albite, Fig. 5.3.1 - 17F) sono spesso caratterizzati da fenomeni di alterazione tali da produrre minuti cristalli di minerali argillosi, i quali ricoprono tipo *coating* i granuli dei feldspati e a volte del quarzo. Si osservano spesso fenomeni di ossidazione di minerali detritici e sono a luogo presenti piccoli cristalli di ossidi di ferro (Fig. 5.3.1 - 17G-H). Ciò è testimoniato anche dalle microanalisi (EDS) dove si nota un aumento in Fe passando dal campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) a FP200 (a 9.40 m da p.c.). Le microanalisi di tutta la compagine rocciosa mettono inoltre in evidenza un aumento del rapporto tra elementi 'immobili' (Al) rispetto a quelli 'mobili' (Mg+Ca+K+Na) passando sempre dal campione FP203 (a 30.50 m da p.c.) a FP200 (a 9.40 m da p.c.).

5.3.2. Sellia Marina

G. Gullà, L. Aceto, L. Borrelli

Le indagini geotecniche condotte per il sito di studio di Sellia marina, località La Petrizia, hanno permesso, oltre alla definizione dei caratteri stratigrafici del pendio, l'installazione di attrezzature e strumentazioni idonee al rilievo di grandezze direttamente connesse al regime delle pressioni neutre, alla verifica e precisazione del volume di terreno instabile e delle caratteristiche del movimento.

La tabella 5.3.2 - 1 descrive sinteticamente quanto eseguito in termini di indagini dirette, di prelievo di campioni indisturbati, di esecuzione di prove in foro di sondaggio, di installazioni e di indagini indirette.

L'ubicazione definitiva dei sondaggi geotecnici è mostrata nella figura 5.3.2 - 1 ed è stata specificata partendo da uno schema di massima, predisposto sulla scorta dei rilievi geologici e geomorfologici effettuati nell'area in frana, e precisato man mano che si sono esaminate le risultanze delle perforazioni eseguite.

La stessa tabella 5.3.2 - 1 mostra che sono stati eseguiti complessivamente 4 sondaggi di cui 3 a carotaggio continuo e 1 a distruzione di nucleo. Nel corso delle perforazioni sono stati complessivamente prelevati 8 campioni indisturbati per l'esecuzione di prove di laboratorio, con campionatore tipo Shelby.

Per la stima delle caratteristiche di permeabilità dei materiali del sito di studio di Sellia coinvolti nella frana di località La Petrizia sono state eseguite, in foro di sondaggio, 3 prove di permeabilità a carico variabile tipo Lefranc. Parallelamente alla perforazione dei sondaggi geotecnici si è provveduto alla ricostruzione di massima del profilo stratigrafico sulla base delle risultanze del carotaggio continuo consentendo così una più opportuna scelta dei tratti di prova per la valutazione del coefficiente di permeabilità.

Sempre dalla tabella 5.3.2 - 1 si evince che sono state eseguite sette prove penetrometriche dinamiche di cui quattro con campionatore a punta aperta tipo Raymond. Questa prova, come è noto, può essere convenientemente impiegata per la stima delle caratteristiche di resistenza a taglio degli spessori caratterizzati da una componente sabbia significativa e in terreni eterogenei a granulometria grossolana o per avere elementi di comparazione, sebbene ottenuti mediante correlazioni di natura empirica, con quanto ottenibile in laboratorio circa la resistenza a taglio.

La tabella 5.3.2 - 1 e la figura 5.3.2 - 1 indicano, inoltre, i piezometri installati nei fori di sondaggio, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre; in particolare sono stati installati 8 piezometri a tubo aperto, con tratti di misura di lunghezza variabile da 0.50 a 1.00 m, realizzati con tubi microfessurati rivestiti con tessuto non tessuto al fine di garantirne la funzionalità per un tempo adeguato. Nella stessa fig. 5.3.2 - 1 è mostrata l'ubicazione del sondaggio attrezzato con tubo inclinometrico per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

Nella figura 5.3.2 - 1 è mostrata la traccia della sezione rappresentativa, definita in prima istanza su base geologico-geomorfologica, lungo la quale sono state condotte le verifiche di stabilità per l'analisi di sensitività, una volta definito per la presente fase di studio lo schema geotecnico del pendio instabile.

Il quadro preliminare dei rapporti stratigrafici, delineato dai rilievi geologici di dettaglio condotti nel sito di studio, è di seguito precisato sulla base dei sondaggi geotecnici. Sulla base delle indicazioni fornite dai rilievi geomorfologici sono state individuate le profondità massime a cui spingersi con le indagini.

Le figure da 5.3.2 - 2 a 5.3.2 - 8 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S2-S3-S4, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

La figura 5.3.2 - 2 si riferisce al sondaggio S1, spinto sino alla profondità di 27.5 m da piano campagna. La ricostruzione del profilo stratigrafico mette in evidenza uno spessore di materiale pedogenizzato fino ad una profondità di circa 1.80 metri da p.c. Al di sotto si trova uno strato costituito da limo argilloso

sabbioso, comprimibile e plastico con presenza di clasti di origine metamorfico-cristallina a volte molto alterati e friabili fino a circa 7.3 m.

Fino alla profondità di 27.5 m si rinviene una successione di strati costituiti da argille limose, prevalentemente marnose di colore grigio chiaro tendente al grigio verde, molto consistenti che presenta a rottura una fratturazione radiale degli spezzoni di carota.

Tra 13.3 m e 20.6 m e tra circa 22 m e 24.65 m da p.c. si nota la presenza di un'alternanza di strati di spessore centimetrico di limi con sabbia e limi sabbioso-argillosi di colore grigio verde addensati.

La permeabilità stimata dalle prove condotte nel sondaggio evidenzia una marcata eterogeneità di tale caratteristica con la profondità; nei limi argillosi sabbiosi presenti da 1.5 a 4 m circa da p.c. il coefficiente di permeabilità risulta dell'ordine di 10^{-5} m/s mentre nelle argille limose molto plastiche presenti da 7.5 m a 9.2 m da p.c. il coefficiente di permeabilità risulta dell'ordine di 10^{-9} m/s.

La stessa figura mostra la profondità di prelievo dei campioni indisturbati ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT . Il valore di $N_{spt}=N_2+N_3$ cresce con la profondità passando da un valore pari a 9 alla profondità di circa 4 m ad un valore di 86 alla profondità di 12.5 m circa.

Il valore più alto di N_{spt} rispecchia le migliori caratteristiche meccaniche delle argille limose marnose.

La figura 5.3.2 - 3 mostra le foto relative alle cassette catalogatrici per il sondaggio S1.

La figura 5.3.2 - 4 mostra la stratigrafia del sondaggio S2, eseguito in affiancamento al sondaggio S1 interamente a distruzione di nucleo e attrezzato con tubo inclinometrico. La profondità raggiunta è pari a 30 m; in particolare sono stati prelevati 2 campioni indisturbati ed eseguita una prova di permeabilità tipo Lefranc alla profondità di 14 m. Il coefficiente K stimato risulta dell'ordine di 10^{-8} m/s.

Il tubo inclinometrico installato nel sondaggio in parola è stato cementato alla profondità di 30 m da p.c.

La figura 5.3.2 - 5 si riferisce a quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S3, ubicato nella parte alta del pendio (Fig. 5.3.2 - 1). La perforazione è stata eseguita a carotaggio continuo con profondità massima pari a 18 m. Nell'ambito dello stesso sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati, eseguite due prove S.P.T. e installati due piezometri a tubo aperto.

Dall'esame della figura 5.3.2 - 5 si evince che il materiale pedogenizzato è presente fino ad 1.5 m da p.c.; al di sotto si ritrova una sequenza di strati di spessore crescente con la profondità costituiti, nell'ordine, da limo argilloso, molto compressibile, con inclusi clasti, argille limose molto plastiche e argille limose marnose consistenti.

La stessa figura mostra la profondità di prelievo di due campioni indisturbati ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT . Il valore di $N_{spt}=N_2+N_3$ cresce con la profondità passando da un valore pari a 64 alla profondità di circa 4 m ad un valore di 77 alla profondità di 6.5 m circa.

Le foto delle cassette catalogatrici relative al sondaggio S3 sono mostrate in figura 5.3.2 - 6.

La figura 5.3.2 - 7 mostra quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S4, ubicato nella parte bassa del pendio in frana. La perforazione è stata eseguita totalmente a carotaggio continuo e spinta sino alla

profondità di 20.5 m. Durante l'esecuzione del sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati ed eseguite tre prove penetrometriche dinamiche S.P.T. A fine lavorazioni sono stati installati tre piezometri a tubo aperto, con tratti di misura variabili da 0.50 a 1.50 m, realizzati con tubo microfessurato rivestito in tessuto non tessuto. Dall'esame della figura 5.3.2 - 7 si evidenzia fino a 1.55 m da p.c. un orizzonte antropico in conglomerato cementizio poggiante sulla coltre di copertura costituita da limo con sabbia e ghiaia di colore marrone. Fino a 8.9 m da p.c. si rinviene uno spessore di argilla con limo di colore nocciola, molto plastica, con inclusi elementi lapidei centimetrici. Più in profondità e fino a 13 m circa prevalgono limi con sabbia argillosa ghiaiosa e ghiaie e blocchi con rari ciottoli. Clasti di origine cristallino-metamorfica da sub-arrotondati a sub-angolari molto alterati. Da 11 m a 12.5 m circa si evidenzia un orizzonte organogeno costituito da limo con sabbia e limo con argilla di colore nerastro.

Da 13 m e fino alla massima profondità di perforazione sono presenti argille limose di colore variabile da marrone a grigio verde e grigio azzurro moderatamente plastica e dilatante.

La figura 5.3.2 - 7 mostra anche la profondità di prelievo dei due campioni indisturbati ed i risultati delle tre prove penetrometriche dinamiche SPT. Il valore di $N_{spt}=N_2+N_3$ passa da un valore pari a 44 alla profondità di circa 2.5 m al valore di 39 alla profondità di 6.3 m circa. La prova condotta a 10 m nello strato caratterizzato da ghiaie e blocchi va a rifiuto.

Le foto delle cassette catalogatrici relative al sondaggio S4 sono mostrate in figura 5.3.2 - 8.

La tabella 5.3.2 - 2 riassume le caratteristiche generali dei sondaggi eseguiti e delle installazioni realizzate nel sito di studio di località La Petrizia. In particolare nella tabella sono indicate: le profondità e la data di installazione del tubo inclinometrico e la data della "lettura di zero", le profondità dei piezometri e dei rispettivi tratti di misura.

La successiva tabella 5.3.2 - 3 sintetizza invece i risultati delle prove condotte in sito; sono riportati, in particolare, i valori del coefficiente di permeabilità desunti dalle prove in foro di sondaggio, tutte di tipo Lefranc, con l'indicazione dei relativi tratti di prova e i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT.

Si può rilevare dalla tabella 5.3.2 - 3 che il coefficiente di permeabilità, la cui stima potrà essere raffinata con prove nei piezometri installati, assume valori compresi tra circa 1×10^{-5} e 8×10^{-9} m/s per profondità di prova compresa tra 1.5 e 15 m da p.c.

La figura 5.3.2 - 9 propone il confronto tra le caratteristiche di permeabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Sellia Marina con quelle dei limi e delle argille presenti in alcuni di siti di studio ricadenti nel territorio della Calabria. Due dei tre valori del coefficiente di permeabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Sellia sono confrontabili con i valori più bassi relativi alle Argille della Calabria.

Sui campioni indisturbati prelevati nell'ambito dei carotaggi eseguiti è stata condotta una preliminare sperimentazione geotecnica di laboratorio per la caratterizzazione fisica, meccanica e della

deformabilità dei geomateriali coinvolti nel fenomeno di instabilità. Il confronto con i risultati della sperimentazione condotta su terreni di analoga origine presenti sul territorio della Calabria, in generale, può contribuire a rendere più efficace un successivo e necessario approfondimento per la definizione dei parametri fisico-meccanici dei geomateriali di interesse.

I campioni prelevati nel corso dei carotaggi sono stati dapprima paraffinati ed identificati, successivamente trasportati in laboratorio e conservati in camera umida.

Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN).

L'identificazione dei geomateriali sottoposti a prove di laboratorio, allo stato dell'arte, ha riguardato i provini sottoposti preventivamente a prove di taglio diretto e a prova edometrica, nonché il materiale di risulta delle operazioni di campionamento.

Dalla setacciatura per via umida e successiva sedimentazione con il metodo del densimetro, sono state ottenute le curve granulometriche mostrate in figura 5.3.2 - 10a; dalla figura si evince che i campioni sottoposti a prove meccaniche e di identificazione sono ascrivibili a due tipologie di geomateriali; in particolare i tre campioni sottoposti a prova presentano due parti non campionabili caratterizzati da una granulometria variabile da Ghiaia sabbiosa debolmente argillosa debolmente limosa a Ghiaia con sabbia debolmente argillosa debolmente limosa. Le curve granulometriche dei provini sottoposti a prove si discostano per non più del 10% dalle curve granulometriche dei campioni di provenienza, indicate nella figura con tratto a colori e posizionati nella parte alta del fuso granulometrico. In particolare presentano una granulometria variabile da Argilla con limo ghiaiosa sabbiosa a Argilla con limo.

La figura 5.3.2 - 10b mostra il confronto tra il fuso granulometrico dei provini e dei campioni di provenienza sottoposti a prove di laboratorio per il sito di Sellia e i fusi granulometrici dei geomateriali classificati come Limi (fuso relativo a 105 provini e campioni) e Argille (fuso relativo a 119 provini e campioni) presenti in altri siti di studio della Calabria. Il fuso dei terreni di Sellia sottoposti a prove meccaniche (fuso alto), relativo a 13 provini e campioni, si colloca nella parte centrale del fuso complessivo delle Argille della Calabria mentre si differenzia dal fuso dei Limi.

In figura 5.3.2 - 11 sono riassunte le caratteristiche di attività e di plasticità dei campioni sottoposti a prova, prelevati nel sito di studio di Sellia, dei Limi (Fig. 5.3.2 - 11a) e delle Argille (Fig. 5.3.2 - 11b) della Calabria.

Dall'esame della figura 5.3.2 - 11a i geomateriali di Sellia, limitatamente al solo campione sottoposto a prova, sono classificabili come Argille inorganiche di alta plasticità, normalmente attive. La stessa figura mostra come i geomateriali della Calabria classificati come Limi presentino caratteristiche di plasticità differenti; in particolare sono classificati prevalentemente come Argille inorganiche di media plasticità, limi inorganici di alta compressibilità e argille organiche, da inattivi a normalmente attivi.

I punti relativi alle Argille, figura 5.3.2 - 11b, si differenziano meno dai punti rappresentativi dei terreni di Sellia, classificabili come Argille inorganiche a plasticità medio-alta inattive.

I provini sottoposti a prove meccaniche ed edometriche consentono la valutazione dei parametri di resistenza, di deformabilità e le proprietà indice. Nella figura 5.3.2 - 12 e nella tabella 5.3.2 - 4 sono riassunti i valori assunti e le principali statistiche delle seguenti proprietà indice dei provini sottoposti a prova per il sito di Sellia.

La figura 5.3.2 - 12 mostra, in particolare, il confronto con le proprietà indice dei geomateriali Limi e Argille della Calabria; si può notare come le argille di Sellia siano caratterizzate da pesi di volume più bassi rispetto alle Argille della Calabria.

La tabella 5.3.2 - 4 riassume, come anticipato, i valori limite e le principali statistiche relativamente alle proprietà indice dei geomateriali di Sellia marina: il contenuto naturale d'acqua varia da 19% a 32% con valore medio pari a 26%; il peso naturale dell'unità di volume risulta compreso tra 19.5kN/m^3 e 21kN/m^3 ; il peso saturo dell'unità di volume varia tra 19.5kN/m^3 e 21.5kN/m^3 ; ancora, il peso specifico dei granelli può essere assunto variabile tra 27kN/m^3 e 28kN/m^3 ; il peso secco dell'unità di volume è compreso tra 15kN/m^3 e 17.5kN/m^3 ; l'indice dei vuoti è variabile da un minimo di 0.55 ad un massimo di 0.85 con valore medio pari a circa 0.70; la porosità varia da 0.35 a 0.45, il grado di saturazione iniziale varia da 93% a 100% con valore medio pari a 98%.

La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua, mediante l'esecuzione di ripetuti cicli, in andata e ritorno, al fine di formare completamente nel provino una superficie di taglio lungo la quale è minima la resistenza a taglio.

Nella figura 5.3.2 - 13 sono mostrati i meccanismi di rottura dei provini sottoposti a prove di taglio diretto per tensioni verticali comprese tra 98kPa e 588kPa, si può rilevare che tutti i provini sottoposti a prova, in diversa misura, manifestano un comportamento di tipo fragile.

Nella figura 5.3.2 - 14 vengono proposti gli involuppi di resistenza a taglio relativi alle argille presenti nel sito di località La Petrizia. Il numero di provini al momento sottoposti a prova è sicuramente da integrare per definire in maniera robusta i parametri di resistenza dei geomateriali di Sellia; tuttavia le prove di taglio condotte, con tensioni verticali comprese tra 49kPa e 588kPa, possono fornire una stima preliminare ma ragionevole di tali parametri. In accordo con quanto mostrato in figura 5.3.2 - 14, per le argille di Sellia, si possono ragionevolmente ipotizzare involuppi limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) variabile da 0 a 40 kPa e angolo (ϕ) compreso tra 29° e 33° ; la stessa figura mostra gli involuppi proposti per le argille della Calabria. La figura 5.3.2.14 mostra anche gli involuppi limite di resistenza a taglio residua caratterizzati da coesione intercetta (c) nulla e angolo

d'attrito (ϕ) compreso tra 10° e 29° , valori confrontabili con quelli che definiscono gli inviluppi limite per le argille della Calabria.

5.3.2.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica

S. Critelli, F. Perri

Lo studio chimico e minero-petrografico dei sedimenti a grana fine campionati nei pressi dell'abitato di Sellia (sondaggio S2; FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) ha permesso di caratterizzare la composizione e i processi di alterazione relativi ai terreni coinvolti.

- Discussione dei dati chimici

I campioni studiati (FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) vengono classificati, attraverso il diagramma basato sui rapporti $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Herron, 1988), come *shale* ('argille').

Per stimare le variazioni chimiche, i campioni di Sellia (FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) sono stati normalizzati rispetto ad uno standard internazionale; come standard di riferimento è stata utilizzata la composizione della crosta continentale superiore (UCC, *Upper continental crust*; McLennan et al., 2006). Generalmente si osservano piccole variazioni composizionali in Ti, Al e Fe, con Mn e Mg che presentavo variazioni più marcate, mentre Si, K, P e soprattutto Na sono impoveriti rispetto alla UCC. L'unico elemento caratterizzato da arricchimenti rispetto alla UCC in tutti i campioni è il Ca. Ciò è fondamentalmente legato all'abbondanza delle fasi carbonatiche (soprattutto calcite). Lo Sr, similmente al Ca, è arricchito rispetto alla UCC. Il Rb, similmente al K, risulta essere impoverito, mentre il Ba presenta un ampio campo di variazione con marcati arricchimenti e impoverimenti rispetto alla UCC. Le concentrazioni dei metalli transizionali sono abbastanza simili a quelle della UCC, con piccole variazioni composizionali. Gli elementi ad alta forza di campo presentano concentrazioni più o meno simili a quelle della UCC.

La composizione chimica dei sedimenti clastici dipende da una serie di fattori che includono la composizione dell'area sorgente, il *paleoweathering*, la classazione granulometrica e in alcuni casi, anche la storia di seppellimento. Fra gli indici di natura chimica proposti in letteratura per stimare gli effetti dell'alterazione superficiale sulle rocce parentali a partire dalla composizione di un sedimento il "*Chemical Index of Alteration*" (C.I.A.) (Nesbitt e Young, 1982) è quello la cui efficacia è meglio documentata. Gli indici di alterazione forniscono valori corretti sul grado di paleoalterazione misurando le variazioni degli elementi mobili (Ca, Na, Mg e K) rispetto agli elementi immobili quali Al, Zr e Ti (Chittleborough, 1991). Il CIA misura il grado di trasformazione dei feldspati primari in fillosilicati secondari ed è calcolato (in proporzioni molecolari) sulla base della formula CIA =

$[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]*100$, dove CaO^* è la quantità di CaO nei soli minerali silicatici escludendo la componente associata ai carbonati ed ai fosfati.

Il valore del CIA per rocce supracroscali non alterate è all'incirca pari a 50 mentre valori maggiori indicano gradi crescenti di alterazione superficiale. In genere il valore del CIA negli shale Fanerozoici varia tra 70 e 75 riflettendo una composizione mineralogica a illite e smectite e una alterazione moderata alla sorgente, mentre un valore di CIA circa uguale a 100 indica un'elevata alterazione che produce argille residuali arricchite in caolinite e ossidi e idrossidi di Al.

I campioni di Sellia analizzati (FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) sono caratterizzati da alti valori di CaO a causa dell'elevata abbondanza di fasi carbonatiche presenti nei campioni. Nel presente studio viene allora escluso per comodità il valore del CaO dall'indice di alterazione chimico (*Chemical Index of Weathering, CIW'*), sulla base della formula $CIW' = [Al_2O_3/(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)]*100$ (si veda Cullers, 2000), che esprime sempre il rapporto tra elementi immobili/mobili, aumentando all'aumentare dell'alterazione. I campioni analizzati sono caratterizzati da valori di CIW' intermedi (FP7, $CIW'=74$; FP8, $CIW'=71$).

- Mineralogia e calcimetria

I campioni FP7 (a 8.40 m da p.c.) ed FP8 (a 22.00 m da p.c.) sono caratterizzati da fillosilicati (miche e minerali argillosi) che sono le fasi mineralogiche più abbondanti. I minerali non-fillosilicatici sono rappresentati da calcite, quarzo, dolomite, feldspati (plagioclasici e K-feldspati) e tracce di ossidi-idrossidi di ferro (ematite) (Tab. 5.3.2-5).

Per ciò che riguarda la 'frazione argillosa', gli strati misti I-S sono i fillosilicati più abbondanti, seguiti dalle fasi mineralogiche a 10 Å (illite e miche). Sono inoltre abbondanti sia la clorite che la caolinite, con presenza di strati misti chlotite/smectite (C-S) in minori percentuali o in tracce in alcuni campioni.

In base all'analisi calcimetrica si osservano le variazioni relative alla quantità di carbonato di calcio (% $CaCO_3$) (Tab. 5.3.2-5). In base alla percentuale di carbonato presente (26% per il campione FP7 e 31% per il campione FP8), i campioni prelevati nel sito di Sellia vengono classificati come marne argillose.

- Analisi minero-petrografiche al SEM

La compagine rocciosa del campione FP7 (a 8.4 m da p.c.) si presenta caratterizzata da microfrazture, sia intragranulari che intergranulari (Fig. 5.3.2-15D), all'interno delle quali si rinvenivano frequentemente minerali fillosilicatici allungati ed alterati ('aperti') (Figg. 5.3.2-15A-15D). Si nota inoltre la presenza di fillosilicati (perlopiù miche) che presentano superfici esfoliate ed espanse (Figg. 5.3.2-15B-15C). L'esfoliazione e la successiva apertura di questi fillosilicati ('miche aperte') è presumibilmente legata ai fenomeni di *physical* e *chemical weathering* e stress tettonico. I fillosilicati (soprattutto i minerali argillosi tipo smectiti) ricoprono i granuli carbonatici, spesso abbondanti nei sedimenti studiati, formando una sorta di pellicola (tipo coating) intorno ai cristalli. Si rinviene spesso calcite alterata e di neo-formazione (granuli con abito prismatico talvolta allungato), mentre le miche sono caratterizzate da

una composizione prevalentemente biotitica. Sono inoltre presenti granuli di feldspati intensamente alterati e degradati (Figg. 5.3.2 - 15E-F) e di quarzo, a volte con *coating* di minerali argillosi, e microcristalli di ossidi e idrossidi di ferro (perlopiù ematite).

5.3.3. T. Favazzina

G. Gullà, L. Aceto, L. Borrelli

Le indagini geotecniche e geofisiche condotte per il sito di studio di Favazzina hanno permesso, oltre alla definizione dei caratteri stratigrafici del pendio e degli spessori di terreno potenzialmente instabili, l'installazione di attrezzature e strumentazioni idonee al rilievo di grandezze direttamente connesse al regime delle pressioni neutre.

La tabella 5.3.3 - 1 descrive sinteticamente quanto eseguito in termini di indagini dirette, di prelievo di campioni indisturbati, di prove in sito, di installazioni e di indagini indirette.

L'ubicazione definitiva dei sondaggi geotecnici è mostrata nella figura 5.3.3 - 1 ed è stata specificata partendo da uno schema di massima, predisposto sulla scorta dei rilievi geologici e geomorfologici effettuati nell'area interessata dai fenomeni franosi, e precisato man mano che si sono esaminate le risultanze delle perforazioni eseguite.

La stessa tabella 5.3.3 - 1 mostra che sono stati eseguiti complessivamente 3 sondaggi tutti a carotaggio continuo. Nel corso delle perforazioni sono stati complessivamente prelevati 5 campioni indisturbati per l'esecuzione di prove di laboratorio, con campionatore tipo Shelby.

Sempre dalla tabella 5.3.3 - 1 si evince che è stata eseguita una prova penetrometrica dinamica con campionatore a punta aperta tipo Raymond. Questa prova, come è noto, può essere convenientemente impiegata per la stima delle caratteristiche di resistenza a taglio degli spessori caratterizzati da una componente sabbia significativa, in terreni eterogenei a granulometria grossolana o per avere elementi di comparazione, sebbene ottenuti mediante correlazioni di natura empirica, con quanto ottenibile in laboratorio circa la resistenza a taglio.

La tabella 5.3.3 - 1 e la figura 5.3.3 - 1 indicano, inoltre, i piezometri installati nei fori di sondaggio, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre; in particolare sono stati installati 6 piezometri a tubo aperto, con tratti di misura di lunghezza variabile da 0.8 a 6 m circa, realizzati con tubi microfessurati rivestiti con tessuto non tessuto al fine di garantirne una funzionalità costante nel tempo.

Il quadro preliminare dei rapporti stratigrafici, delineato dai rilievi geologici di dettaglio condotti nel sito di studio, è di seguito precisato sulla base dei sondaggi geotecnici. Sulla base delle indicazioni fornite dai rilievi geomorfologici sono state individuate le profondità massime a cui spingersi con le indagini.

Le figure da 5.3.3 - 2 a 5.3.3 - 7 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S2-S3, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

La figura 5.3.3 - 2 si riferisce al sondaggio S1, spinto sino alla profondità di 12 m da piano campagna ed attrezzato con un piezometro a tubo aperto. La ricostruzione del profilo stratigrafico mette in evidenza uno spessore di terreno di riporto eterogeneo di colore bruno fino ad una profondità di circa 3.4 m da p.c. Al di sotto si rinviene del materiale di copertura costituito da frammenti lapidei di dimensioni decimetriche di natura metamorfica, angolari, in matrice sabbioso-limosa fino a circa 5.4 m.

Fino alla profondità di perforazione si evidenziano delle metamorfite gneissiche completamente alterate e degradate con diffuse bande argillificate a bassa consistenza.

La figura 5.3.3 - 3 mostra le foto relative alle cassette catalogatrici per il sondaggio S1.

La figura 5.3.3 - 4 mostra la stratigrafia del sondaggio S2 attrezzato con due piezometri a tubo aperto, di cui uno a fondo foro. La profondità raggiunta è pari a 20 m ed è stato prelevato 1 campione indisturbato. Dall'esame della figura 5.3.3 - 4 si evince che il terreno di riporto è presente fino a 3 m da p.c.; al di sotto si ritrova il materiale di copertura fino alla profondità di circa 6.3 m costituito da sabbia, a tratti limosa, inglobante elementi lapidei di dimensioni decimetriche di natura metamorfica, da sub-angolari a sub-arrotondati.

Analogamente al sondaggio S1, fino alla profondità di perforazione si evidenziano delle metamorfite gneissiche completamente alterate e degradate con diffuse bande argillificate a bassa consistenza.

La stessa figura mostra i risultati della prova penetrometrica dinamica SPT la quale evidenzia un rifiuto dopo i primi 15 cm di prova ($N_1=22$).

Le foto delle cassette catalogatrici relative al sondaggio S2 sono mostrate in figura 5.3.3 - 5.

La figura 5.3.3 - 6 si riferisce a quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S3. La perforazione è stata eseguita a carotaggio continuo con profondità massima pari a 10 m. Nell'ambito dello stesso sondaggio sono stati prelevati tre campioni indisturbati e installati tre piezometri a tubo aperto nei primi tre metri di profondità.

Dall'esame della figura 5.3.3 - 6 si evince che il terreno di riporto è presente fino ad 1.5 m da p.c.; al di sotto si ritrova il materiale di copertura fino a circa 5 m, caratterizzato da elementi lapidei di dimensioni centimetriche ($d_{max}=8$ cm) di natura metamorfica, completamente alterati e degradati e a tratti freschi, inglobati in matrice sabbiosa debolmente limosa.

Come per i sondaggi S1 e S2, fino alla profondità di perforazione raggiunta sono presenti delle metamorfite gneissiche completamente alterate e degradate con diffuse bande argillificate a bassa consistenza.

Le foto delle cassette catalogatrici relative al sondaggio S3 sono mostrate in figura 5.3.3 - 7.

La tabella 5.3.3 - 2 riassume le caratteristiche generali dei sondaggi eseguiti e delle installazioni realizzate nel sito di studio di Favazzina. In particolare nella tabella sono indicate le profondità dei piezometri installati e dei rispettivi tratti di misura.

La successiva tabella 5.3.3 - 3 sintetizza invece i risultati delle prove condotte in sito; è riportato, in particolare, il risultato della prova penetrometrica dinamica SPT.

Sui campioni indisturbati prelevati nell'ambito dei carotaggi eseguiti è stata condotta una preliminare sperimentazione geotecnica di laboratorio per la caratterizzazione fisica, meccanica e della deformabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Favazzina. Il confronto con i risultati della sperimentazione condotta su terreni di analoga origine presenti nel territorio della Calabria, in generale, può contribuire a rendere più efficace un successivo e necessario approfondimento per la definizione dei parametri fisico-meccanici dei geomateriali di interesse.

I campioni prelevati nel corso dei carotaggi sono stati dapprima paraffinati ed identificati, successivamente trasportati in laboratorio e conservati in camera umida.

Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN).

L'identificazione dei geomateriali sottoposti a prove di laboratorio, allo stato dell'arte, ha riguardato i provini sottoposti preventivamente a prove di taglio diretto e a prova edometrica nonché il materiale di risulta delle operazioni di campionamento.

Dalla setacciatura per via umida e successiva sedimentazione con il metodo del densimetro, sono state ottenute le curve granulometriche mostrate in figura 5.3.3 - 8a; in particolare i tre campioni (o parti di campione) sottoposti a prove di identificazione presentano una granulometria variabile da Sabbia ghiaiosa limosa a Sabbia con limo debolmente argillosa debolmente ghiaiosa. Le curve granulometriche della maggior parte dei provini sottoposti a prove meccaniche si concentrano in un fuso abbastanza ristretto che si posiziona più in alto (materiale più fine) rispetto alle curve granulometriche dei campioni di provenienza.

In particolare i provini in parola presentano una granulometria variabile da sabbia con limo argillosa a sabbia con limo debolmente ghiaiosa.

Tre dei provini sottoposti a prove meccaniche sono classificabili come sabbia debolmente ghiaiosa debolmente limosa.

Complessivamente i provini sottoposti a prove di laboratorio presentano una granulometria significativamente differente rispetto ai campioni da cui sono confezionati, confermando la complessità dei geomateriali sottoposti a prova.

La figura 5.3.3 - 8b mostra il confronto tra il fuso granulometrico dei provini e dei campioni di provenienza sottoposti a prove di laboratorio per il sito di Favazzina e i fusi granulometrici dei geomateriali classificati come Gneiss (fuso relativo a 416 provini e campioni) e Graniti (fuso relativo a

105 provini e campioni) presenti in altri siti di studio della Calabria. Il fuso dei terreni di Favazzina, come si può notare, si colloca nella parte alta del fuso complessivo dei Graniti della Calabria e nella parte centrale del fuso complessivo degli Gneiss.

I provini sottoposti a prove meccaniche ed edometriche consentono contemporaneamente alla valutazione dei parametri di resistenza e di deformabilità, una stima delle proprietà indice. Nella figura 5.3.3 - 9 e nella tabella 5.3.3 - 4 sono riassunti i valori assunti e le principali statistiche delle seguenti proprietà indice dei provini sottoposti a prova per il sito di Favazzina: peso specifico dei granelli, peso secco dell'unità di volume; peso naturale dell'unità di volume; peso saturo dell'unità di volume; indice dei vuoti.

La figura 5.3.3 - 9 mostra, in particolare, il confronto con le proprietà indice dei geomateriali Gneiss e Graniti della Calabria; rispetto agli Gneiss di riferimento, i geomateriali di Favazzina presentano campi di variazione delle principali proprietà indice contenuti e più bassi. Si può rilevare dal diagramma indice dei vuoti-peso secco dell'unità di volume che i punti relativi ai campioni di Favazzina delineano un comportamento collassabile dei terreni di interesse.

La tabella 5.3.3 - 4 riassume, come anticipato, i valori limite e le principali statistiche relativamente alle proprietà indice dei geomateriali di Favazzina: il contenuto naturale d'acqua varia da 13% a 30% con valore medio pari a 21%; il peso naturale dell'unità di volume risulta compreso tra 15kN/m^3 e 20kN/m^3 ; il peso saturo dell'unità di volume varia tra 19kN/m^3 e 22kN/m^3 ; ancora, il peso specifico dei granelli può essere assunto variabile tra 26kN/m^3 e 28kN/m^3 ; il peso secco dell'unità di volume è compreso tra 12.5kN/m^3 e 16kN/m^3 ; l'indice dei vuoti è variabile da un minimo di 0.65 ad un massimo di 1.15 con valore medio pari a circa 0.85; la porosità varia da 0.40 a 0.55, il grado di saturazione iniziale varia da 43% a 99% con valore medio pari a 66%.

La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua, mediante l'esecuzione di ripetuti cicli, in andata e ritorno, al fine di formare completamente nel provino una superficie di taglio lungo la quale è minima la resistenza a taglio.

Nella figura 5.3.3 - 10 sono mostrati i meccanismi di rottura dei provini sottoposti a prove di taglio diretto per tensioni verticali comprese tra 13kPa e 98kPa. L'intervallo tensionale indagato è stato scelto in funzione del tipo di instabilità di interesse (frane superficiali). Si può rilevare che i provini sottoposti a prova manifestano un comportamento generalmente di tipo plastico e contraente, ma in alcuni casi si evidenziano anche comportamenti fragili e/o dilatante, anche nei livelli tensionali più elevati. Si rilevano ancora alcune curve con andamento irregolare, da attribuire all'eterogenea granulometria di alcuni campioni.

Le caratteristiche evidenziate influenzano gli involucri di resistenza a taglio, mostrati nella figura 5.3.3 - 11. Le prove di taglio condotte, con tensioni verticali comprese tra 13kPa e 98kPa, possono fornire una stima preliminare ma ragionevole dei parametri c e ϕ . In accordo con quanto mostrato in figura 5.3.3 - 11, per gli gneiss di Favazzina, si possono ragionevolmente ipotizzare involucri limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) nulla e angolo d'attrito (ϕ) compreso tra 38° e 66° , confrontabili con quanto evidenziato nella stessa figura per gli Gneiss della Calabria sottoposti a prove meccaniche. La stessa figura mostra involucri limite di resistenza a taglio residua coincidenti con quanto determinato per gli Gneiss presenti in altri siti di studio della Calabria. In particolare gli involucri limite proposti sono caratterizzati da coesione nulla e angolo d'attrito (ϕ) variabile da 33° a 44° .

5.3.3.1. Caratterizzazione mineralogico-petrografica

S. Critelli, F. Perri

Al fine di valutare le variazioni chimiche e minero-petrografiche sono stati analizzati 4 campioni dei sondaggi S2 ed S3 (FP208 a 3.80 m da p.c. di S3; FP209 a 7.50 m da p.c., FP210 a 14.50 m da p.c., FP211 a 18.00 da p.c. ed FP212 a 20.00 m da p.c. di S2) effettuato nei pressi dell'abitato di Favazzina (RC).

La composizione mineralogica dei campioni gneissici di Favazzina è caratterizzata principalmente da abbondante quarzo, fillosilicati (miche e minerali argillosi e clorite) e feldspati (K-feldspato e plagioclasti), con presenza di minerali accessori in tracce.

I campioni analizzati presentano ampie variazioni in termini di tessitura e microstruttura legate allo stato di conservazione dei litotipi osservati. All'interno dei campioni relativi agli orizzonti più profondi sono presenti diversi frammenti litoidi, anche se tutti i campioni analizzati sono comunque caratterizzati da processi di degradazione e alterazione, tali da rendere i campioni più superficiali simili ad un materiale argillificato. Le differenze tra i campioni prelevati in profondità e quelli più superficiali sono state evidenziate sia dal punto di vista chimico che da quello minero-petrografico. Per monitorare gli effetti dell'alterazione superficiale sulle rocce parentali a partire dalla composizione di un sedimento, è stato utilizzato il "*Chemical Index of Alteration*" (C.I.A.) (Nesbitt e Young, 1982). Gli indici di alterazione misurano le variazioni degli elementi mobili (Ca, Na, Mg e K) rispetto agli elementi immobili quali Al, Zr e Ti (Chittleborough, 1991). Sulla base dei dati EDX effettuati sulla compagine rocciosa di ogni campione analizzato si osserva come i campioni degli orizzonti più profondi presentano valori di CIA inferiori a quelli degli orizzonti più superficiali. Ad esempio il campione FP211 (a 18 m da p.c.) è caratterizzato da un valore di CIA pari a 55 mentre il campione FP208 (a 3.8 m da p.c.) è caratterizzato da un valore di CIA pari a 68, ciò a testimonianza del fatto che i livelli più superficiali risentono maggiormente dei processi di alterazione e degradazione rispetto ai livelli più profondi.

L'intensità della disgregazione fisica e della degradazione dipendono essenzialmente sia da fattori ambientali, quali le condizioni climatiche, idrogeologiche, biologiche e morfologiche, sia dalla natura della roccia madre, con il proprio assetto geostrutturale e le proprie caratteristiche fisico-meccaniche (Price, 1995; Hill e Rosenbaum, 1998).

A tal proposito un contributo importante è stato fornito dalle analisi al microscopio elettronico a scansione (SEM). Attraverso queste analisi sono state valutate le differenze e le variazioni in termini sia microstrutturali che chimico-mineralogici.

Il campione FP212 (a 20 m da p.c.) presenta una struttura abbastanza compatta e omogenea (Figg. 5.3.3-12A-B). Anche il campione FP211 (a 18 m da p.c.) è caratterizzato da una struttura relativamente compatta (Fig. 5.3.3-12C) dove sia il quarzo (Fig. 5.3.3-12D) che i feldspati (Fig. 5.3.3-12E) si presentano poco alterati e degradati, non mostrando importanti segni di dissoluzione e/o corrosione. Il campione FP210 (a 14.5 m da p.c.) presenta anch'esso una struttura relativamente compatta (Fig. 5.3.3-12F), con miche debolmente alterate e degradate (Fig. 5.3.3-12G), anche se si osservano processi di ossidazioni (con formazione di ossidi di Fe) e minerali di neoformazione (Fig. 5.3.3-12H). Il campione FP209 (a 7.5 m da p.c.) presenta invece una struttura caratterizzata da un maggiore stato di fatturazione con presenza di microfratture sia inter- che intra-granulari (Figg. 5.3.3-13A-B). In questo campione si osservano sia feldspati abbastanza alterati e degradati (Fig. 5.3.3-13C), che miche (biotiti) deformate e 'aperte' (Fig. 5.3.3-13D). Il campione FP208 (a 3.8 m), essendo quello più superficiale, risulta caratterizzato da un elevato stato di fatturazione, con presenza di importanti microfratture (Fig. 5.3.3-13E), all'interno delle quali si dispongono principalmente minerali fillosilicatici allungati ed alterati ('aperti') e spesso ossidati. Le miche infatti presentano superfici esfoliate ed espanse e spesso anche deformate e piegate, a causa degli intensi processi di alterazione e di 'stress tettonico'. L'aspetto dei minerali micacei risulta essere principalmente legato a processi di alterazione, tali da produrre minuti cristalli di minerali argillosi, i quali ricoprono tipo *coating* i granuli stessi (Fig. 5.3.3-13F). A testimonianza degli intensi processi di degradazione alterazione, sono a luogo presenti in questi livelli granuli di quarzo alterati e degradati, con superfici caratterizzate da segni di dissoluzione e/o corrosione (Figg. 5.3.3-13G-H).

5.4. INSTALLAZIONI GEOTECNICHE PER IL MONITORAGGIO

5.4.0. Premessa

Nell'ambito delle indagini geotecniche, per come già riferito, sono stati installati piezometri, in generale due per sondaggio, e tubi inclino metrici.

La definizione dei tratti di misura dei piezometri è stata definita sulla base delle stratigrafie che si sono evidenziate dai carotaggi eseguiti. La profondità di installazione delle colonne inclinometriche sono state in parte condizionate da vincoli economici.

5.4.1. Luzzi

Le installazioni geotecniche per il monitoraggio del sito studio di Luzzi, località Torre Malizia, sono indicate nella tabella 5.3.1 – 2. Complessivamente sono stati installati sette piezometri, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre, e un inclinometro per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

La stessa tabella 5.3.1 – 2 pone in evidenza le caratteristiche peculiari delle installazioni: tipo, profondità e tratto di misura per quanto riguarda i piezometri; profondità, data di installazione e data della lettura di zero per gli inclinometri.

L'ubicazione dei sondaggi attrezzati per il monitoraggio geotecnico della frana di Torre Malizia evidenziata nella figura 5.3.1 - 1 è stata definita sulla base dei rilievi geologici e geomorfologici effettuati al fine di garantire l'acquisizione di tutti i dettagli stratigrafici necessari alla modellazione e al monitoraggio del fenomeno franoso oggetto di studio.

Dal profilo stratigrafico ricostruito a partire dal carotaggio continuo è stato possibile individuare gli spessori di terreno che governano l'idrogeologia del pendio e definire in tal modo l'esatta ubicazione dei tratti di misura dei piezometri.

I tratti di misura dei piezometri a tubo aperto sono stati realizzati con tubo in PVC microfessurato rivestito con calza in tessuto non tessuto che garantisce un miglior funzionamento nel tempo mettendo al riparo da eventuali occlusioni dovute a risalite di materiale fine. Intorno al tubo microfessurato è stato costituito un opportuno filtro in sabbia e ghiaietto e i tratti di misura sono stati sigillati mediante tappi dello spessore minimo di 1 m realizzati con una miscela di fanghi bentonitici e cemento.

Tutte le verticali di monitoraggio del regime delle pressioni neutre sono attrezzate con multipiezometri a tubo aperto; in particolare il sondaggio S1, ubicato nella porzione mediana del pendio, è stato attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 11 a 14 m e da 24 a 27 m da piano campagna.

Il sondaggio S2, realizzato nella parte alta del pendio, è stato anch'esso attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura da 4 a 7 e da 24.5 a 30.5 m da piano campagna.

Nella parte bassa del pendio sono stati installati, nel sondaggio S3, tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 1.5 m a 4.5, da 12.7 a 18.7 e da 21.5 a 27.5 m da piano campagna.

In particolare il sondaggio S3 è stato attrezzato per il rilievo dei livelli piezometrici in automatico. A tal fine sono stati posizionati in prossimità del fondo di ognuno dei tre piezometri, tre trasduttori che rilevano la colonna d'acqua. I segnali dei trasduttori sono acquisiti con una frequenza temporale programmabile da una centralina nella quale sono archiviati su una memoria di massa. Per l'alimentazione del sistema, che è predisposto per accogliere un sistema GSM di trasmissione in remoto, è stato installato un pannello solare ed una batteria tampone.

Per il monitoraggio degli spostamenti profondi del sito di studio di Luzzi, è stato attrezzato con tubo inclinometrico il sondaggio S1A, realizzato in affiancamento al sondaggio S1. Il sondaggio (fig. 5.3.1-1) è stato spinto sino ad una profondità tale da superare la superficie di scorrimento, ipotizzabile su base geomorfologica, e consentire l'ammorsamento del tubo inclinometrico nei materiali non significativamente interessati da movimenti.

In particolare il sondaggio S1A è stato realizzato in parte a distruzione di nucleo, nei primi metri di profondità, e in parte a carotaggio continuo fino a 42.00 m da piano campagna, ma per la complessità dei materiali perforati il tubo inclinometrico è stato installato e cementato sino alla profondità di 38 m da piano campagna ammorsato in gneiss di classe IV.

5.4.2. Sellia Marina

Le installazioni geotecniche per il monitoraggio realizzate per il sito studio di Sellia marina, località La Petrizia, sono indicate nella tabella 5.3.2 – 2. Sono stati installati complessivamente otto piezometri, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre, e un inclinometro per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

Nella tabella 5.3.1 – 2 sono evidenziate le caratteristiche peculiari delle installazioni: tipo, profondità e tratto di misura per i piezometri; profondità, data di installazione e data della lettura di zero per gli inclinometri.

L'ubicazione dei sondaggi da attrezzare per il monitoraggio geotecnico della frana di La Petrizia (Fig. 5.3.2 – 1) è stata definita sulla base dei rilievi geologici e geomorfologici per acquisire tutti i dettagli stratigrafici necessari alla modellazione e al monitoraggio del fenomeno franoso oggetto di studio.

Dall'analisi del profilo stratigrafico ricostruito a partire dal carotaggio continuo è stato possibile stabilire i tratti di misura dei piezometri in modo da monitorare il regime delle pressioni neutre nel pendio in frana.

I piezometri installati, tutti a tubo aperto, sono realizzati con tubi in PVC con tratti di misura microfessurati e rivestiti con calza in tessuto non tessuto che garantisce una maggiore durabilità nel tempo. Il filtro di sabbia e ghiaietto garantisce una ulteriore protezione da eventuale materiale fine che

tenderebbe ad occludere le microfessure dei tratti di misura. Tappi dello spessore minimo di 1 m realizzati con una miscela di fanghi bentonitici e cemento consentono di isolare i vari tratti di misura e realizzare opportuni schemi di multipiezometro.

In particolare il sondaggio S1, ubicato nella porzione mediana del pendio, è stato attrezzato con tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 4.5 a 5.8 m, da 14 a 15 m e da 25.5 a 27 m da piano campagna.

Il sondaggio S1 è stato attrezzato per il rilievo dei livelli piezometrici in automatico. Sono stati posizionati a tal fine, in prossimità del fondo di ognuno dei tre piezometri, tre trasduttori che rilevano la colonna d'acqua. I segnali dei trasduttori sono acquisiti con una frequenza temporale programmabile da una centralina nella quale sono archiviati su una memoria di massa. Per l'alimentazione del sistema, che è predisposto per accogliere un sistema GSM di trasmissione in remoto, è stato installato un pannello solare ed una batteria tampone.

Nella parte bassa del pendio sono stati installati, nel sondaggio S4, tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 6.5 a 8 m, da 12.5 a 13 m e da 18.5 a 20 m da piano campagna.

Il monitoraggio degli spostamenti profondi del sito di studio di Sellia Marina è effettuato mediante il sondaggio S2, ubicato nelle vicinanze del sondaggio S1, e attrezzato con tubo inclinometrico fino alla profondità di 30 m. Tale profondità, definita sulla scorta dei risultati dei rilievi geomorfologici dell'area in frana (Fig. 5.3.2 – 1), è tale da consentire il superamento della probabile superficie di scorrimento e, contemporaneamente, l'ammorsamento del tubo inclinometrico nei materiali non significativamente interessati da movimenti. In particolare il sondaggio S2 è stato realizzato a distruzione di nucleo e spinto fino a 30 m da piano campagna.

5.4.3. T. Favazzina

Le installazioni geotecniche per il monitoraggio del sito studio di Favazzina, sintetizzate nella tabella 5.3.3 – 2, consistono in sei piezometri per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre. La stessa tabella 5.3.3 – 2 pone in evidenza le caratteristiche peculiari dei piezometri installati, vale a dire tipo, profondità e tratto di misura. L'ubicazione dei sondaggi attrezzati per il monitoraggio dei livelli piezometrici nel versante di Favazzina è evidenziata nella figura 5.3.3 - 1.

La profondità di installazione dei piezometri è stata definita a partire dal profilo stratigrafico ricostruito mediante carotaggio continuo e mira all'individuazione del regime delle pressioni neutre nelle coltre di copertura superficiale e negli strati più profondi costituiti da metamorfiti gneissiche alterate e degradate.

I tratti di misura dei piezometri a tubo aperto sono stati realizzati con tubo in PVC microfessurato rivestito con calza in tessuto non tessuto che garantisce una maggiore funzionalità nel tempo. Intorno al tubo microfessurato è stato costituito un opportuno filtro in sabbia e ghiaietto e i tratti di misura sono stati sigillati mediante tappi realizzati con una miscela di fanghi bentonitici e cemento.

Tre sono le verticali di monitoraggio del regime delle pressioni neutre di cui due attrezzate con multipiezometri a tubo aperto; in particolare il sondaggio S1 è stato attrezzato con un solo piezometro a tubo aperto con tratto di misura che va da 6 a 12 m da piano campagna.

Il sondaggio S2 è stato attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 1 a 3 m e da 14 a 20 m da piano campagna.

Il sondaggio S3, spinto sino alla profondità di 10 m è stato utilizzato per l'installazione di tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che interessano i promissimi metri della coltre di copertura; in particolare i tratti di misura dei tre piezometri vanno da 0.3 a 0.8 m, da 1.3 a 1.5 e da 1.8 a 3 m da piano campagna.

Data la particolare natura dei terreni di copertura del versante di Favazzina, nelle modalità di innesco ed evoluzione dei fenomeni di instabilità rivestono un ruolo importante le pressioni neutre negative.

Per tale motivo è stata realizzata una stazione di monitoraggio delle pressioni neutre negative e dei principali fattori meteorologici, quali intensità di pioggia, temperatura, intensità e direzione del vento, pressione atmosferica, irraggiamento solare. La stazione di monitoraggio sarà dotata di tensiometri tipo Jetfill per la misura della suzione nei primi 10-20 cm di suolo fino ad una profondità di 2 m da piano campagna; la centralina di acquisizione sarà in grado di acquisire con continuità e ad intervalli di tempo regolari tutti i dati provenienti dai vari sensori e di memorizzarli su memoria di massa. L'alimentazione sarà fornita da una batteria tampone collegata ad un pannello solare che provvede alla sua ricarica durante le ore di irraggiamento solare.

5.5. RETI GPS PER IL MONITORAGGIO

S. Gabriele, F. Chiaravalloti

5.5.0. Premessa

Il GPS, il cui nome completo è "NAVSTAR GPS", acronimo che sta per: "NAVigation Satellite Timing And Ranging Global Positioning System" (sistema di posizionamento tramite misure di tempo e distanza rispetto a satelliti da navigazione), è un sistema di derivazione militare, utilizzato dalla metà degli anni ottanta anche per studi geodetici. Si basa su segnali radio emessi da una costellazione di almeno 24 satelliti artificiali in orbita a circa 20200 km, captati da ricevitori posti sulla superficie terrestre. Questi dati, opportunamente elaborati, consentono di determinare la posizione di un punto sulla superficie

terrestre, con precisione che può andare da qualche decina di metri a qualche millimetro. Il posizionamento che si ottiene con il GPS è tridimensionale, quindi contemporaneamente planimetrico e altimetrico. È possibile così calcolare la distanza spaziale tra due capisaldi e risalire quindi alle coordinate di una rete di capisaldi con elevatissima precisione (errori inferiori ad 1 cm). I principali vantaggi della tecnica GPS per misurare le deformazioni del suolo sono quelli di poter effettuare misure che collegano punti tra loro non visibili ed in qualunque condizione meteorologica.

In particolare, una rete locale di capisaldi GPS dislocati su un'area in frana consente di monitorarne l'evoluzione. Determinando nel tempo la geometria della rete, infatti, si esamina la stabilità del versante. Più in dettaglio, viene assunto come riferimento uno dei capisaldi (punto base), che va dunque collocato su una zona stabile, fuori frana, e tramite la tecnica GPS del posizionamento relativo si possono poi determinare le posizioni degli altri punti rispetto a questo riferimento base, sia in termini di distanza spaziale "base-punto" (baseline), che in termini di coordinate cartesiane (e,n,h), orientate rispettivamente verso est, nord e l'alto, in un sistema di riferimento locale centrato nel punto base. Con questo approccio si ottengono alte precisioni, con errori ~cm, ed è possibile evidenziare, attraverso più misure distribuite nel tempo, deformazioni subcentimetriche.

Chiaramente, la dislocazione dei capisaldi componenti la rete locale di monitoraggio GPS va predisposta con cura, sia in base ad informazioni geotecniche che consentano di stabilire il punto base in un sito stabile, comunque il più vicino possibile all'area in frana zona (la precisione dei risultati del posizionamento relativo GPS decresce all'aumentare delle baseline), sia in base all'esigenza di minimizzare le fonti di potenziale disturbo della ricezione dei segnali satellitari. In effetti, per acquisire i dati in maniera efficace, una stazione GPS necessita di una buona visibilità del cielo, senza ostruzioni causate, ad esempio, da edifici, alberi o strutture metalliche; ciò, anche per evitare il verificarsi di multipath, ovvero l'arrivo del segnale satellitare sull'antenna a seguito di riflessione su superfici vicine, che provoca false misurazioni. Nella scelta di un sito per una stazione GPS occorre inoltre valutare la presenza di disturbi elettromagnetici causati da linee elettriche ad alta tensione o da antenne trasmettenti a frequenze prossime a quelle impiegate dal sistema GPS.

Per i casi in studio (siti in località Torre Malizia, nel comune di Luzzi (CS), e on località la Petrizia, a Sellia (CZ), si è cercato di tenere conto di tutti questi fattori, compatibilmente con la forte presenza antropica che caratterizza, soprattutto, il sito di Luzzi. Sono state così realizzate, nei due siti, due reti di 7 capisaldi (1 master più 6 punti).

Chiaramente, anche la monumentazione dei capisaldi deve rispondere a precise esigenze di stabilità e durata, e deve inoltre garantire la riproducibilità delle condizioni di misura nel caso in cui le antenne GPS non restino stabilmente fissate sui capisaldi (rete di stazioni GPS permanenti, operanti in continuo) ma, com'è nelle situazioni qui analizzate, siano messe in stazione solamente durante l'attività di misura. Tutto ciò premesso, si è optato per un pilastrino cilindrico in calcestruzzo armato, del diametro di 20 cm

e alto 1 m dal piano campagna, ancorato ad una fondazione cubica di 50 cm di lato, interrata e costituita, anch'essa, di calcestruzzo armato (Figg. 5.5 - 1 e 5.5 - 2). Sulla sommità del pilastrino è fissato un perno perpendicolare in acciaio inox (Fig. 5.5 - 3) su cui, tramite apposito raccordo, è possibile fissare l'antenna GPS garantendo le stesse geometrie nelle diverse campagne di misura.

Una soluzione differente è stata adottata per il punto n°6 della rete di Sellia. Essendo questi collocato in prossimità di una strada e lungo la via d'accesso ad un'abitazione privata, si è reso necessario ricorrere ad una struttura mobile, pur garantendo la riproducibilità delle condizioni di misura. È stata quindi impiegato un supporto in acciaio inox, già utilizzata in altre campagne di misura dell'IRPI, la cui particolare struttura, formata da due cilindri concentrici e regolabili assialmente, consente di mettere in bolla l'antenna GPS mantenendo le stesse condizioni geometriche durante le diverse campagne di misura (Fig. 5.5 - 4). Il tutto è fissato ad una filettatura ancorata al suolo, protetta da apposito tappo, che si mantiene al livello del suolo e non crea quindi ostacoli o impedimenti agli utenti della strada (Fig. 5.5 - 5).

Sulle reti di capisaldi così realizzate sono state eseguite campagne di misura di 3 ore (Fig. 5.5 - 6).

Per la località Torre Malizia, in Luzzi, è stata anche realizzata un stazione GPS permanente, attrezzata con un ricevitore Leica® GMX901 in singola frequenza, con acquisizione in continua h24 e memorizzazione in locale dei dati (Fig. 5.5 - 7). La scelta del ricevitore in singola frequenza è stata possibile grazie alla presenza, a circa 1500 m dall'area in frana sottoposta a monitoraggio, di una stazione GPS permanente dell'UNAVCO, denominata LUZZ. Disponendo di questo punto di riferimento di altissima precisione, ad una distanza dell'ordine del km, è possibile elaborare i dati in singola frequenza ottenendo precisioni identiche ai dati in doppia frequenza, dunque idonee per studiare la stabilità di un versante. I file rinex della stazione LUZZ sono liberamente disponibili online sul database dell'UNAVCO, all'indirizzo: http://facility.unavco.org/data/gnss/perm_sta.php

L'elaborazione dei dati GPS (file RINEX) è stata effettuata tramite Gamit/Globk, un package per l'analisi dei dati GPS, sviluppato presso il Massachusetts Institute of Technology (MIT), l'Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics (CfA) e lo Scripps Institution of Oceanography (SIO). Viene usato per stimare la posizione e la velocità delle stazioni, per rappresentare le deformazioni post-sismiche, calcolare i ritardi troposferici, le orbite dei satelliti e i parametri di orientazione terrestre. Il software opera sotto sistemi Unix e Unix-like ed è composto da vari moduli che fanno uso di script di *shell* e invocano programmi Fortran.

Gamit contiene degli algoritmi che mappano le differenze di fase in differenze singole e doppie e usa le differenze triple nell'editing dei dati ma non nella stima dei parametri. Permette la stima di bias extra quando l'editor automatico riscontri una osservazione giudicata come un possibile *cycle slip*. Più in dettaglio, Gamit è composto da programmi distinti che svolgono il compito di:

- preparare i dati per l'analisi (makexp e makex);
- generare le orbite di riferimento per i satelliti (arc);
- calcolare i "residui" (osservati-computati="o-c") e le derivate parziali della posizione (model);
- scoprire eventuali deviazioni o interruzioni nei dati (autcln);
- eseguire un'analisi ai minimi quadrati (solve).

Sebbene i moduli possano essere lanciati singolarmente, essi sono legati in un procedimento unico caratterizzato da rigide convenzioni sulla nomenclatura dei numerosi file prodotti. Il modo più comodo di procedere è quello di lanciare uno script che, attraverso una sequenza di file batch ed il modulo "driver" (fxdrv) svolge il lavoro completo sino alla soluzione finale.

Gamit incorpora un algoritmo ai minimi quadrati pesati per la stima dei vari parametri interpolando le osservazioni in differenze doppie. Dato che il modello matematico che lega le osservazioni e i parametri è non lineare, Gamit produce due soluzioni, la prima per ottenere coordinate con una tolleranza di qualche decimetro, e la seconda con le soluzioni finali.

In pratica, Gamit fornisce le coordinate del vettore baseline \vec{R}_{base-i} , congiungente il GPS i-esimo con il punto base: $\vec{R}_{base-i} = \vec{R}_i - \vec{R}_{base} = (X_i - X_{base}, Y_i - Y_{base}, Z_i - Z_{base}) = (DX_i, DY_i, DZ_i)$, dove \vec{R}_{base} e \vec{R}_i sono, rispettivamente, le coordinate del punto base e della i^a stazione considerata, in un sistema geocentrico cartesiano, ovvero un sistema di riferimento con origine nel centro di massa della terra, asse Z diretto secondo l'asse polare medio terrestre e assi X e Y sul piano equatoriale con X disposto secondo il meridiano fondamentale e Y in modo da formare una terna destrorsa.

Le coordinate (DX_i, DY_i, DZ_i) della baseline così ottenuta sono state poi convertite, come accennato, in un sistema di coordinate cartesiane locali (e, n, h) , avente origine nel punto P_0 (nel nostro caso la stazione base) della superficie ellissoidica, asse h lungo la normale all'ellissoide in P_0 , ed assi e ed n nel piano tangente lungo il meridiano e il parallelo per P_0 (quindi verso l'est e il nord geografici) (Fig. 5.5 - 8).

5.5.1. Luzzi

La rete di capisaldi GPS realizzata in località Torre Malizia, nel comune di Luzzi (CS), è costituita da 7 punti (Fig. 5.5 - 9), di cui uno situato fuori frana e assunto come riferimento (punto base), e gli altri dislocati sulle zone da monitorare, indicati con un numero progressivo da 1 a 6 (pnt1, pnt2, ecc.).

Sono state eseguite 3 diverse campagne di misura, ciascuna con acquisizione di 3 ore dei dati satellitari. I file RINEX così ottenuti sono stati quindi elaborati tramite GAMIT per ottenere, rispetto al punto base, le diverse baseline (vettore (DX_i, DY_i, DZ_i)) e quindi le posizioni (e, n, h) .

Per avere un'idea delle incertezze tipiche sui valori ottenuti, è stata anche eseguita un'elaborazione del punto base rispetto alla stazione LUZZ dell'UNAVCO. Essendo entrambi i punti, base e LUZZ, fermi rispetto alle dinamiche in studio, la fluttuazione dei valori di posizione del punto base può essere interpretata come una dispersione di misura e fornire una stima degli errori in gioco. Nella tabella 5.5 - 1 riportati i dati ottenuti, in termini di coordinate locali (n,e,h) e componenti (DX_i, DY_i, DZ_i) e modulo L della baseline. In tabella è riportata anche la semidispersione massima (sdm) delle diverse quantità, definita come: $(\text{valore}_{\max} - \text{valore}_{\min})/2$, che può essere considerata una stima dell'errore nel caso di poche misure disponibili. Per il modulo L della baseline, oltre alla sdm è stata anche valutata la stima dell'errore calcolata in base alla legge di propagazione degli errori su grandezze derivate: $L = \sqrt{DX^2 + DY^2 + DZ^2}$ da cui si ricava come stima dell'errore massimo: $\Delta L = \frac{1}{L} (DX \cdot \Delta(DX) + DY \cdot \Delta(DY) + DZ \cdot \Delta(DZ))$, dove $\Delta(DX), \Delta(DY), \Delta(DZ)$ sono gli errori massimi sulle componenti della baseline. Si può valutare un errore tipico su L pari alla media tra l'errore massimo e la sdm, stimando un'incertezza di ~6 mm, quindi un errore di ~12 mm sulle differenze $L(t_i) - L(t_{i-1})$ che fornisce la variazione della baseline nell'intervallo di tempo $(t_i - t_{i-1})$.

In tabella 5.5 - 2 sono riportate le variazioni delle componenti (n,e,h) del punto base rispetto a LUZZ, dalle quali si può dedurre, per la variazione nell'intervallo $t_2 - t_1$, un'errore massimo di circa 2 mm per la variazione delle coordinate orizzontali, e di 51 mm per la variazione della quota; per l'intervallo $t_3 - t_2$ si ha invece un'incertezza massima di 8 mm sull'orizzontale e 18 mm sulla verticale. È da notare come la maggiore precisione orizzontale rispetto alla verticale è intrinseca ai metodi di posizionamento GPS, mentre la dipendenza dell'errore dalla sessione osservativa è anche conseguenza, tra gli altri fattori casuali che producono errori statistici, delle condizioni meteorologiche e astronomiche che influenzano la trasmissione dei dati satellitari.

Le variazioni, con relative incertezze, di tutti i 6 punti della rete rispetto al punto "base" sono riportati nelle tabelle 5.5 - 3 (coordinate locali) e 5.5 - 4 (modulo baseline), il punto 1, dopo le prime due campagne di misura, è stato poi escluso a causa di interferenze che compromettono la corretta ricezione dei dati satellitari.

Si noti come non si evidenzino movimenti significativi.

Va comunque precisato che, all'aumentare delle sessioni di misura, sarà possibile individuare trend temporali delle posizioni che consentono di incrementare la precisione complessiva del procedimento.

5.5.2. Sellia Marina

Anche per la località la Petria, a Sellia (CZ), è stata realizzata una rete di 7 capisaldi GPS: il punto base più i 6 punti (Fig. 5.5 - 10).

I risultati delle misure GPS (sessioni di misura di 3 ore) ottenuti tramite Gamit sono riportati nelle tabelle 5.5 – 5 (coordinate locali) e 5.5 - 6 (modulo baseline).

In questo caso non si ha a disposizione un punto GPS esterno, a distanza dell'ordine della dimensione tipica della rete, rispetto al quale elaborare il punto "base" per avere una stima diretta delle incertezze sulle elaborazioni. Comunque, i valori ottenuti per la rete di Luzzi sono quelli che tipicamente ci si aspetta per procedimenti di questo tipo, ovvero posizionamenti differenziali su reti locali con poche sessioni di misura. Come evidenziato in tabella 5.5 – 5, dall'ultima rilevazione (t_4 , il 16 dicembre 2010) emergono, per i punti 2, 3, 5 e 6, spostamenti orizzontali (più significativi rispetto alla verticale) ≥ 10 mm, ovvero spostamenti che, al limite delle precisioni in gioco, cominciano ad essere significativi.

Per meglio interpretare questi risultati, in tabella 5.5 - 5 sono riportati sia gli spostamenti orizzontali tra l'ultima misura e la situazione di zero iniziale, sia gli spostamenti orizzontali medi risultanti dalle 4 campagne di misura. Questi vettori degli spostamenti orizzontali sono poi riportati nelle figure 5.5 - 11 e 5.5 - 12.

5.6. RETI IDMS (IMAGE DETECTION FOR MONITORING SYSTEM) PER IL MONITORAGGIO

G. Lollino, P. Allasia, D. Giordan

5.6.0. Introduzione

Il CNR IRPI da diversi anni sperimenta ed utilizza apparecchiature a tecnologia avanzate nell'ambito del monitoraggio di fenomeni di dissesto. In numerosi casi sono stati applicati sia comuni strumentazioni che innovative apparecchiature appositamente sviluppate per sperimentare nuove metodologie d'indagine. Uno di questi innovativi sistemi è rappresentato dall' Image Detection for Monitoring System (IDMS) sviluppato e brevettato dal CNR IRPI per il monitoraggio dei movimenti di superficie in fenomeni franosi. Questo sistema pur conservando precisioni confrontabili con quelle delle stazioni totali, si differenzia da queste poiché non necessita dell'ausilio di costose mire che risultano spesso di difficile installazione e richiedono manutenzione. Tali caratteristiche rendono il sistema più flessibile e permettono di ampliare e modificare tempestivamente le aree indagate senza particolari difficoltà logistiche e di installazione e senza ulteriori aggravii dei costi. Il sistema brevettato è costituito da una macchina fotografica digitale di tipo reflex che a seconda delle esigenze può essere abbinata ad un distanziometro laser a lunga portata con funzionamento reflector-less. Il tutto è movimentato automaticamente da un sofisticato meccanismo di elevata precisione gestito da un pc a basso consumo. Il principio di funzionamento si basa sull'analisi multitemporale di immagini di aree che, elaborate mediante appositi algoritmi, permette di individuare eventuali spostamenti topografici. Qualora si presenti la necessità, con l'integrazione di un laser distanziometrico è possibile ottenere i valori di

spostamento topografico in modo tridimensionale. Il sistema, sperimentato inizialmente con l'impiego di un videocamera, è stato successivamente perfezionato ed ingegnerizzato utilizzando una fotocamera reflex e sviluppando appositi software che hanno consentito di migliorare ulteriormente le prestazioni e di mettere a punto algoritmi per "l'inseguimento" delle aree monitorate. Queste implementazioni, unite al non impiego di bersagli artificiali, aumentano la flessibilità del sistema che può pertanto operare anche in contesti molto dinamici in cui la morfologia del fenomeno può cambiare rapidamente

Le tecniche attualmente più diffuse per il monitoraggio di movimenti di superficie sono basate principalmente su stazioni totali, su rilevamenti geodetici GPS, su sistemi LiDAR e su apparati che sfruttano tecniche interferometriche. Le prime, comportano l'installazione di una serie di prismi riflettori e consentono pertanto misurazioni in un numero limitato di punti; tali elementi devono inoltre essere posizionati in aree accessibili sia per il primo posizionamento che per la necessaria manutenzione. Tale tipologia di indagine presenta pertanto una serie di criticità legate proprio alla presenza di questi riflettori che diventano spesso inutilizzabili anche solo quando presentano un assetto non congeniale (inclinazioni/rotazioni a seguito dei movimenti del dissesto oppure a causa di accumulo di neve etc.). Anche per le tecniche di geodesia satellitare (GPS) è possibile formulare osservazioni analoghe in quanto l'antenna GPS costituisce l'elemento fondamentale del monitoraggio che deve però essere installato sul corpo frana in punti ritenuti rappresentativi dal punto di vista geologico ma anche per quanto concerne la copertura satellitare. Spesso non è possibile soddisfare tale combinazione in quanto la morfologia delle aree in frana non garantisce una visibilità satellitare adeguata (presenza di ostacoli naturali quali rocce, valli strette, vegetazione etc.). Per quanto concerne i sistemi LiDAR, attualmente non sono ancora indicati per il monitoraggio in continuo a causa di una serie di difficoltà legate principalmente al processamento automatico dei dati ma anche all'accuratezza e ripetibilità delle misure. La strumentazione basata sull'utilizzo di metodi interferometrici radar invece consente di raggiungere elevatissime risoluzioni lungo una determinata direzione (Line Of Sight), ma non fornisce alcuna indicazione lungo le direzioni ortogonali a tale direttrice. L'Image Detection for Monitoring System è stato sviluppato per creare un'alternativa alle tecniche di monitoraggio attualmente utilizzate. Il sistema, basato sull'analisi multi temporale di immagini riprese da una fotocamera digitale, non necessita di bersagli artificiali ma sfrutta la capacità di riconoscere elementi invarianti nelle successive riprese fotografiche e di calcolarne gli eventuali spostamenti. Per consentire un campo visivo ottimale, l'apparecchiatura ottica di ripresa è stata integrata con una coppia di tavole rotanti di alta precisione che consentono rotazioni sul piano orizzontale e sul piano verticale rispettivamente (Fig. 5.6 – 1).

5.6.1. Funzionamento della strumentazione

L'apparecchiatura messa a punto (Fig. 5.6 – 2) è stata sviluppata per superare una delle principali limitazioni legate all'utilizzo di riflettori artificiali. Le esperienze condotte con le stazioni totali hanno infatti evidenziato come la presenza di tali elementi possa creare problemi di continuità di monitoraggio, di costi di gestione e manutenzione. Infatti, salvo alcuni rari casi, in presenza di fenomeni di dissesto caratterizzati da variazioni morfologiche significative, non è possibile seguire l'evoluzione del fenomeno proprio perché i bersagli non sono più collimabili a causa di disallineamenti o di rottura del riflettore. Considerazioni analoghe possono essere effettuate per le aree di cantiere o di estrazione mineraria (open pit), in quanto la progressione delle lavorazioni spesso non è compatibile con la presenza continuativa dei bersagli sia per il rischio di rottura sia perché possono risultare un vero e proprio intralcio per il cantiere. Per quanto concerne i costi di gestione e manutenzione è evidente che per garantire un monitoraggio estensivo il numero di riflettori deve essere necessariamente elevato con conseguente aggravio dei prezzi anche per la necessaria manutenzione.

L'IDMS, concepito proprio per superare tali problematiche, consente di realizzare un monitoraggio dei movimenti di superficie senza l'utilizzo di bersagli artificiali. Il sistema, basato sull'elaborazione di immagini riprese da una macchina fotografica digitale, permette misurazioni senza bersagli artificiali analizzando una serie di punti caratteristici dell'immagine individuati su acquisizioni digitali riprese in istanti diversi. Lo spostamento misurato sull'immagine è riconducibile allo spostamento reale in un piano parallelo al sensore immagine se si conoscono le caratteristiche del sistema di ripresa (calibrazione) e la sua distanza dalla regione osservata, mediante la formula $M = s \cdot D/f$, dove D è la distanza del punto da misurare ed f è la lunghezza focale dell'obiettivo della fotocamera (Fig. 5.6 – 3).

Dalla suddetta formula si deduce che la misura sarà tanto più precisa quanto più piccole saranno le dimensioni del pixel e quanto più grande sarà la lunghezza focale. Estremamente importante per migliorare le prestazioni del sistema è la possibilità di misurare gli spostamenti tra le immagini con risoluzioni inferiori al pixel. Lo spostamento viene misurato nelle sue componenti secondo gli assi x e y che si sviluppano nel piano immagine. Durante lo sviluppo sono stati testati diversi algoritmi per effettuare la misura di eventuali spostamenti. L'algoritmo che ha fornito le migliori prestazioni è basato sull'analisi della correlazione esistente tra le fasi della trasformata di Fourier delle due immagini da confrontare. La correlazione di fase è, infatti, un approccio veloce per stimare traslazioni di un'immagine o misurare spostamenti tra immagini simili (De Castro, Morandi, 1973). Poiché nel nostro caso si deve operare per tempi di misura anche relativamente lunghi (funzione del numero di settori scelti), per ridurre eventuali inconvenienti dovuti a differenti condizioni di ripresa (differenti luminosità dovute alla rotazione della terra o alle differenti condizioni meteorologiche) si è provveduto a filtrare le due immagini con il filtro di Sobel (Sobel, Feldman, 1973), in grado di evidenziare le variazioni di luminosità

dovute alla struttura degli oggetti ripresi (immagini di gradiente) trascurando gli effetti dovuti alla luminosità media dell'intera immagine. Il programma di elaborazione è stato articolato in due fasi. Nella prima, in cui si procede alla scelta dei settori più rappresentativi del fenomeno che si intende indagare, per ogni area di interesse vengono memorizzate le immagini (immagini di riferimento), l'orientamento del sensore, nonché la trasformata di Fourier della relativa immagine di gradiente. La seconda fase è la fase di misura vera e propria, durante la quale il sensore di misura viene riposizionato esattamente in corrispondenza delle immagini di riferimento, viene ripresa una nuova immagine, che sarà filtrata anch'essa con Sobel e della quale si calcola la trasformata di Fourier. Dalla correlazione tra questa trasformata e quella dell'immagine di riferimento si valutano gli eventuali spostamenti (De Castro, Morandi, 1973). Tali spostamenti, misurati nel piano immagine, possono essere ridotti ad un piano verticale mediante l'utilizzo dell'angolo di inclinazione della movimentazione verticale. Il sistema è stato organizzato in modo da effettuare l'analisi su una serie di sottoscene (da 2 a 10 attualmente) in modo da ottimizzare l'analisi in termini di distribuzione spaziale e di rappresentatività dei risultati. Le sottoimmagini, individuate in fase di setup o a seguito di movimenti elevati, sono di forma quadrata con lato variabile da 32 sino a 512 pixel. Tali valori, totalmente personalizzabili, sono stati scelti per ragioni computazionali legati al calcolo della trasformata di Fourier (FFTW). La scelta di più sottoimmagini consente inoltre di valutare eventuali rotazioni della scena che possono rivelarsi particolarmente utili nel campo del monitoraggio di manufatti e cantieri in genere. Il sistema, inizialmente sviluppato per misura dei soli movimenti ortogonali alla LOS, è stato successivamente integrato da un distanziometro laser Reflector-less. Tale misuratore è preposto alla misura della distanza tra la strumentazione ed il baricentro delle varie sottoscene. La distanza misurata accoppiata alle misurazione sull'immagine e alle eventuali variazioni angolari (misurate mediante le movimentazioni) può consentire la valutazione della risultante di spostamento nelle 3 dimensioni.

L'IDMS ha subito negli ultimi anni una serie di sviluppi che hanno apportato migliore e risolto le principali criticità emerse durante la sperimentazione. Dal punto di vista hardware la versione attuale, diversamente dalla precedente che utilizzava una telecamera con relativa scheda di acquisizione (Lollino et al, 2007), prevede come elemento di ripresa fotografica una fotocamera digitale di tipo Reflex (Allasia et al., 2009). Tale apparato, una CANON EOS 450D, è caratterizzata da un sensore CMOS standard APS/C con 12 MPixel di risoluzione e pixel quadrati da $\sim 5.2 \mu\text{m}$. Per quanto concerne le movimentazioni attualmente installate sul prototipo, esse sono caratterizzate da una risoluzione e ripetibilità inferiori a $0,0001^\circ$. In questo caso, nominalmente è possibile raggiungere un'incertezza di puntamento di circa 2 mm a 500 di distanza. Tali valori, considerando un range di distanza di indagine di $200\div 1000$ m, appaiono compatibile con le tipiche esigenze di monitoraggio di fenomeni di dissesto. Per quanto concerne il sistema distanziometrico laser opzionale, dopo una serie di test si è optato per l'apparecchiatura RIEGL mod. LD90-31K-HiP. Tale sistema, di tipo reflector-less, è caratterizzato da un

range di funzionamento e da un'accuratezza che sono risultate compatibili con le esigenze tipiche dell'IDMS. Per quanto riguarda invece le modalità operative del monitoraggio, il ciclo tipo prevede la collimazione di uno o più settori di riferimento individuati in aree stabili per poi proseguire in successione con la collimazione dei vari settori scelti. Tale approccio è stato seguito per consentire di minimizzare l'influenza delle variazioni dei parametri atmosferici (temperatura, pressione etc...) che possono diminuire la precisione complessiva del risultato.

5.5.2. Campagna di rilevamento presso Sellia Marina

Nell'ambito delle attività condotte dall'IRPI per il monitoraggio dei fenomeni franosi nel mese di luglio 2010 è stata effettuata una prima campagna di misure presso il dissesto de "La Petrizia" nel comune di Sellia Marina (CZ) (Fig. 5.6 – 4). Tali attività costituiscono la prima e fondamentale fase per il monitoraggio effettuato periodicamente con l'IDMS. Infatti, l'apparecchiatura è basata sull'analisi multi temporale di immagini e pertanto, definita una prima misura di riferimento, andranno necessariamente effettuate una o più campagne di rilevamento successive. La frequenza con la quale vengono realizzati i rilievi è solitamente funzione delle criticità e del grado di rischio connessi al dissesto ed ai tassi di movimento ipotizzati. Per quanto concerne il dissesto in esame, al fine di operare al di fuori del range di incertezza della misurazione, è verosimile ipotizzare un intervallo di misura semestrale.

Come precedentemente descritto, lo strumento funziona mediante l'individuazione di una serie di punti di misura sui quali vengono effettuate campagne periodiche (Fig. 5.6 – 5, 5.6 – 6); l'individuazione delle aree oggetto di misura è stata condotta basandosi su un'analisi integrata che ha preso in considerazione sia gli aspetti geomorfologici che quelli topografici.

Da un punto di vista geomorfologico i punti individuati (Fig. 5.6 – 6, Foto da 5.6 – 1 a 5.6 - sono stati distribuiti in modo da coprire le seguenti aree:

- l'area instabile, con una distribuzione di punti finalizzata in particolar modo a controllare l'eventuale attività del piede e della zona di testata della frana;
- l'area a monte dell'attuale nicchia di distacco, per poter eventualmente riconoscere una tendenza del fenomeno ad un'evoluzione retrogressiva che potrebbe portare all'interessamento di una serie di civili abitazioni;
- aree limitrofe al fenomeno considerate stabili da utilizzare come reference points (aree stabili di riferimento).

Da un punto di vista topografico le limitazioni sono essenzialmente legate alla presenza di ostacoli lungo la linea di vista che possano compromettere l'esecuzione delle misure; per tale ragione sono stati scelti

punti che potessero far presupporre una certa durevolezza nel tempo, essenziale per poter eseguire un'analisi multi temporale.

Per la messa in stazione dello strumento è stata individuata una postazione favorevole che potesse garantire un'ampia visuale dell'area da indagare (Fig. 5.6 – 7).

6. ANALISI PSINSAR NELLA ZONA DI LUZZI (CS) E DI SIBARI (CS)

6.1. PREMESSA

C. Giannico, F. Rocca

Nell'ambito del progetto POR Calabria 2000-2006 - Lotto 5 - Attività di monitoraggio di siti in frana e di aree soggette a fenomeni di subsidenza- il Politecnico di Milano, in collaborazione con il suo spin off TRE (Tele-Rilevamento Europa srl) ha fornito l'analisi satellitare PSInSAR™ su due siti di interesse per il progetto:

- l'area della piana di Sibari oggetto di studio per i fenomeni di subsidenza in atto;
- l'area di Luzzi, interessata dal fenomeno franoso di Torre Malizia.

Scopo dello studio in entrambi i casi è la stima degli spostamenti superficiali avvenuti nel periodo compreso tra il 2003 ed il 2009. La tecnica PSInSAR™, e suo ultimo aggiornamento SqueeSAR™, si rivela particolarmente adatta allo scopo perché consente di recuperare informazioni storiche relative a punti di misura già presenti al suolo e visibili da satellite (definiti Permanent Scatterers) e di essi stimare l'evoluzione dei movimenti nel tempo (serie storica e velocità media di spostamento).

I Permanent Scatterers (PS) in generale corrispondono a parti di edifici, antenne, manufatti artificiali o rocce esposte e per ciascuno di essi è possibile misurare, nell'intero periodo temporale di osservazione, gli spostamenti relativi rispetto ad un punto di riferimento assunto stabile (misure differenziali). Per ciascun punto sono calcolate le serie storiche e le velocità medie annue di spostamento. In aree intensamente vegetate prive di qualsiasi infrastruttura o roccia esposta non è possibile individuare punti di misura naturali.

Si ricorda che ogni misura di spostamento è monodimensionale ed è da intendersi lungo la direzione sensore-bersaglio (LOS – Line Of Sight), inclinata rispetto alla verticale di un angolo variabile tra ca. 20 e ca. 45 gradi e fornito al consorzio insieme ai dati di spostamento.

Le misure PS sono state consegnate in formato shape file facilmente importabile in ambiente ArcGIS.

6.2. ANALISI SATELLITARE DELL'AREA DI LUZZI

C. Giannico, F. Rocca, M. Sorriso-valvo

Nell'ambito dello studio dei fenomeni franosi è stata selezionata l'area di Torre Malizia nel comune di Luzzi come secondo case study PSInSAR™.

L'area di analisi fornita per il progetto POR Calabria, sita nel comune di Cosenza (Fig. 6.2 - 1), ha un'estensione di circa 1,5 km².

Nel caso Luzzi sono stati utilizzati i dati radar del satellite RADARSAT-1 dell’Agenzia Spaziale Canadese (CSA) acquisiti nel periodo 2003–2009, in geometria Ascendente (orbita del satellite da Sud verso Nord). Come elaborazioni aggiuntive, e a titolo gratuito, si è deciso di fornire anche l’analisi del dataset discendente (orbita del satellite da Nord verso Sud, periodo di acquisizione 2003-2009) più la scomposizione del moto nelle sue componenti orizzontale (est-ovest) e verticale, il tutto al fine di estrarre il massimo contenuto informativo sull’area in esame.

Si è inoltre deciso di utilizzare in fase di processing l’ultimo avanzamento dell’algoritmo PS, denominato SqueeSAR™, disponibile sul mercato a partire da Gennaio 2010. Ai Permanent Scatterer l’algoritmo affianca i cosiddetti Distributed Scatterer (DS), punti di misura radar che possono essere utilizzati con successo solo dopo un complesso algoritmo di identificazione e stima, oggetto di brevetto. L’innovazione principale consiste nell’aver individuato una nuova famiglia di “bersagli” monitorabili da satellite, i cosiddetti **Distributed Scatterer** o **DS**, che si vanno ad aggiungere ai PS. All’interno del database i punti PS e DS vengono distinti tramite il campo ‘Area Effettiva’ (Eff_Area) che indica l’estensione dell’area associata a ciascun DS in m². Per i PS questo valore è zero.

L’elaborazione su Luzzi nel suo complesso è stata condotta con 165 immagini satellitari per un totale di 1.151 punti di misura individuati al suolo.

Per ciascun punto sono state estratte le serie storiche di deformazione (grafico spostamento vs tempo).

L’elenco delle immagini utilizzate è illustrato nelle tabelle 6.2 - 1 e 6.2 - 2.

I risultati dell’analisi satellitare sono mostrati nelle figure da 6.2- 2 a 6.2 - 5.

Il PS di riferimento (Fig. 6.2 - 2) è stato scelto in seguito ad un accurato sopralluogo mirato ad escludere punti che fossero interessati da movimenti del terreno o da cedimenti delle strutture edilizie.

Mediante il sopralluogo di sono individuate diverse situazioni di cedimenti e deformazioni delle costruzioni (Foto 6.2 - 1, 6.2 - 2, 6.2 - 3), nonché di cedimenti del terreno. In particolare, si è individuato un fenomeno franoso che coinvolge la circonvallazione a nord del centro storico, con lieve ribaltamento dell’alto muro di sostegno a valle alto circa 10 m(Foto 6.2 - 4), e due abitazioni su di esso prospicienti.

Un altro fenomeno, che presenta caratteristiche tipiche di uno scorrimento rotazionale, si trova nella periferia orientale del centro storico ed insiste su un versante esposto a Sud-Ovest con una inclinazione media di 18° circa. Tutti gli elementi del fenomeno (corona e fianchi) appaiono poco evidenti e privi di freschezza morfologica. Sono riconoscibili una serie di scarpate secondarie, due nella porzione alta con scarsa freschezza morfologica, e due nella porzione bassa in prossimità del fianco sinistro che evidenziano un maggior grado di freschezza. La corona principale e le due secondarie poste nella porzione superiore, delimitano due superfici sub pianeggianti tipiche degli scorrimenti rotazionali.

Il piede del fenomeno si colloca sul fondo dell’incisione fluviale percorsa dal Torrente Ilice.

La larghezza varia tra 100 m nella porzione superiore e 190 m alla base, la lunghezza è di circa 200 m, con un dislivello di 60 m tra corona e piede.

Sul fenomeno insiste una sola abitazione ed alcune porcilaie che non sembrano soffrire alcun effetto a causa del fenomeno stesso. Non si evidenziano segni di attività recente del fenomeno.

Il substrato geologico è costituito da conglomerati poligenici bruno rossastri del Pliocene superiore.

Si è potuto comunque individuare un'area in cui posizionare un punto di riferimento non interessato da movimenti (velocità di spostamento prossima a 0), corrispondente con la Chiesa Madre di Luzzi (Fig. 6.1 - 6, Foto 6.1 - 5). La figura 6.2 - 3 mostra la deviazione standard delle velocità misurate con l'analisi discendente. Si può notare come in prossimità del PS di riferimento prevalgano nettamente PS con deviazione standard tra a 0,05 e 0,10 mm/anno, confermando la stabilità delle misure di velocità di spostamento risultata prossima a 0.

Studi in corso (Guerra et al., 2009) basati su un transetto di stazioni GPS, una delle quali è situata sulla cima del campanile della Chiesa Madre di Luzzi, quindi in corrispondenza del PS di riferimento, dimostrano che la Calabria Settentrionale sta migrando tettonicamente verso NE con una velocità di circa 5 mm/anno. Tale spostamento, ovviamente, non incide sull'analisi delle deformazioni all'interno della zona di studio di Luzzi- Torre Malizia perché lo spostamento tettonico è da ritenersi omogeneo per tutti i punti dell'area di studio di nostro interesse.

6.3. ANALISI SATELLITARE DELL'AREA DI SIBARI

L'area di analisi, sita nella provincia di Cosenza (Fig. 6.3 - 1), ha un'estensione di circa 1400 km² ed è centrata intorno all'area archeologica di Sibari.

Per il presente progetto sono stati utilizzati i dati radar del satellite RADARSAT-1 dell'Agenzia Spaziale Canadese (CSA) acquisiti nel periodo 2003–2009 in geometria Ascendente (orbita del satellite da Sud verso Nord).

L'elaborazione nel suo complesso è stata condotta con 84 immagini satellitari (Tab. 6.3 – 1) per un totale di 39.784 punti di misura individuati.

Per ciascun punto sono state estratte le serie storiche di deformazione (grafico spostamento vs tempo) utili per conoscere il moto dei punti acquisizione dopo acquisizione permettendo di correlare tali spostamenti con eventi noti.

L'analisi effettuata ha prodotto un'ottima copertura di PS su tutta l'area investigata. Tutte le misure fornite sono di tipo differenziale, ovvero riferite spazialmente ad un punto a terra, di coordinate note, preso come riferimento (reference point, REF); le informazioni di movimento fornite dai PS sono pertanto relative e non assolute. Nelle Figure da 6.3 – 2 a 6.3 – 9 sono illustrati i risultati dell'elaborazione.

L'analisi delle serie storiche di spostamento evidenzia, oltre a una subsidenza diffusa nell'area, un forte fenomeno di stagionalità che è stato studiato nel dettaglio.

Per ogni PS sono stati calcolati i valori di ampiezza (A) e fase (ϕ) della stagionalità fittando sulle serie storiche il modello:

$$A \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{365} \cdot T + \phi\right)$$

Un esempio di database PS in cui sono stati inseriti i campi di Semi Ampiezza (A) e Fase (ϕ), è mostrato nella Figura 6.3 – 6.

6.4. RISULTATI MORFODINAMICI DELL'ANALISI SATELLITARE

6.4.1. Luzzi

La Figura 6.2 - 2 mostra l'analisi satellitare discendente tra il 2003 e il 2009. Nella zona di studio sono presenti sei PS con velocità di spostamento negativo (quindi verso Ovest, o verso valle) prossima a 5 mm/a. Cinque sono interni alla parte di frana mobilizzata negli ultimi anni, uno a SO dell'area in movimento. Altri due PS, più a nord dei precedenti, indicano spostamenti di circa 3 mm/a e sono ubicati immediatamente a nord della parte riattivata di recente. Altri punti con velocità di circa 2 mm/a sono ancora più a Nord, subito dopo il tornante settentrionale, in corrispondenza di due ville.

L'analisi mostra anche tre PS in allontanamento, quindi con moto apparente opposto al pendio. Questo dato contrastante può derivare dal sollevamento indotto dal movimento di scorrimento rotazionale.

La Figura 6.4 - 1a mostra il dettaglio della posizione dei PS nella zona di recente riattivazione della frana di Torre Malizia; le Figure 6.4. - 1b-e mostrano alcuni grafici temporali dell'andamento delle posizioni di alcuni PS.

I PS A16DN, A16G9 e A16GO (Fig. 6.4 - 1a, d,e) sono tutti all'interno della frana riattivata su cui sono stati eseguiti gli interventi del Comune, nella parte alta della frana. In loro corrispondenza si registrano velocità medie superiori a 5 mm/anno. La velocità media è praticamente costante; si nota una maggiore regolarità dal marzo 2006 in poi, forse da collegare con la fine dei lavori di sistemazione.

A valle di questi tre punti, il PS A16DO mostra invece una velocità assimilabile a 0. E' probabile che ciò sia dovuto al sollevamento locale causato dal movimento rotazionale della frana, dato che questo punto si trova in corrispondenza del piede della frana.

Analogha condizione dinamica si riscontra considerando il punto A1525 (in testata della piccola frana di scorrimento rotazionale adiacente il lato nord della frana recente principale (Fig. 6.4 - 1a, c)) e i punti

A154V e A155R, che mostrano velocità positive (avvicinamento, quindi verso monte) di circa 1-3 mm/a, perché anch'essi si trovano nella zona del piede della frana. I grafici degli spostamenti non mostrano evidenze degli effetti della costruzione di una paratia di pali ad arco subito a valle del PS A1525, perché la paratia è posteriore (settembre 2009) alle ultime immagini utilizzate per l'Analisi Satellitare (marzo 2009).

Altri PS di interesse sono l'A15X4, in prossimità dell'ultimo fabbricato a monte del tratto inferiore della SP (prima del tornante), e gli A15E5 e A15IB, collocati in prossimità di due ville, dopo il tornante. I tre PS indicano velocità comprese tra 1 e 3 mm/anno. L'edificio del PS A15X4 è lievemente lesionato; la velocità era quasi nulla prima del settembre 2004, poi si è manifestato un incremento costante. I dati appaiono influenzati da stagionalità.

Il PS A15E5 (Fig. 6.4 - 1a) mostra una velocità regolare ed una marcata stagionalità degli spostamenti (Fig. 6.4 - 1b).

Questi ultimi tre PS si trovano all'interno del corpo franoso a nord di quello su cui sono state eseguite le opere d'intervento. Si tratta della testata di un fenomeno di rilevanti dimensioni, quiescente, che si sviluppa estesamente verso valle (Fig. 5.1. - 3).

Il PS A15IB mostra velocità media prossima a 0 fino al giugno 2006; successivamente la velocità assume un valore medio di circa 3 mm/anno e gli spostamenti mostrano una stagionalità crescente (Fig. 6.4 - 1b).

Infine, i PS A15UU e A16ML mostrano velocità intorno ad 1 mm/anno. Si tratta di valori prossimi alla risoluzione del sistema; inoltre, l'andamento nel tempo degli spostamenti (Fig. 6.4 - 1b e 6.4 - 1e) mostra un'elevata irregolarità, per cui si ritiene che i valori di velocità non siano attendibili.

Le deviazioni standard delle misure di velocità (Fig. 6.2 - 3) mostrano valori più elevati in corrispondenza dei punti con maggiore mobilità, come atteso. Per esempio, i valori minimi si trovano in prossimità del PS di riferimento, scelto perché ritenuto fermo. Ciò può essere utilizzato come controprova della regolarità della procedura di misura delle velocità.

L'analisi ascendente (Fig. 6.2 - 4) mostra un minore range di valori di velocità. Dovrebbe anche mostrare un andamento speculare rispetto a quelle dell'analisi discendente (Sorriso-Valvo et al., 2009), ma la pendenza del versante annulla l'effetto di inversione delle misure dato che le componenti di spostamento lungo la LOS sono influenzate dalla pendenza del versante. Si ottiene pertanto un andamento di valori di velocità caratterizzato da una variazione ridotta. Rimane tuttavia confermato da alcuni PS con valore positivo (in avvicinamento, quindi in direzione del pendio che è esposto a d ovest) che il versante è in movimento verso valle, quindi per gravità.

La deviazione standard per l'analisi ascendente (Fig. 6.2 - 5) mostra valori simili a quelli dell'analisi discendente.

Nel confrontare i risultati delle analisi ascendente e discendente, bisogna tenere presente che i PS dell'analisi discendente non sono gli stessi dell'analisi ascendente. Pertanto, il confronto non lo si è condotto PS per PS, ma considerando il complesso dei PS.

Il maggior dettaglio apparente dell'analisi discendente conferma quanto previsto circa i rapporti tra risoluzione dell'analisi e geometria del sistema apparato di lettura-terreno-movimenti. La regolarità dei risultati conferma, anche se non in modo definitivo, la correttezza della procedura di acquisizione delle misure di spostamento. Conferma anche, tuttavia, gli attuali limiti dell'analisi satellitare dovuti ai requisiti, piuttosto rigidi, della geometria del sistema di acquisizione.

6.3.2. Sibari

Il campo di movimenti osservati mostra valori negativi che, come dimostrato nel seguito (Capitolo 8), sono da attribuire sia a subsidenza essenzialmente da consolidazione, sia a cedimenti del piano di fondazione (struttura turistica dei Laghi di Sibari).

L'assetto di pianura e zone collinari limitrofe si rispecchia nell'andamento generale delle variazioni di quota, negative nella aree di pianura alluvionale, nulle o positive nelle aree collinari, con i valori massimi in coincidenza con l'area costruita del Porto di Sibari, dove la subsidenza è quindi antropica.

E' interessante notare, comunque, che è presente un'elevata stagionalità dei movimenti, e che tale stagionalità è associata soprattutto ai letti alluvionali del Crati e degli altri corsi. Nei cicli annuali, costituiti da un'alternanza massimo-minimo ad andamento circa sinusoidale, i massimi delle quote sono sistematicamente raggiunti in marzo-aprile, ed i minimi in settembre-ottobre, come da attendersi dal fatto che le variazioni stagionali sono da attribuire alle variazioni stagionali della falda idraulica. I movimenti sono sfasati di due mesi circa rispetto ai minimi pluviali.

7. ANALISI DELL'EFFICIENZA DELLE OPERE D'INTERVENTO – LUZZI

G. Gullà, M. Sorriso-Valvo, R. Greco

Nell'area di studio sono stati progettati e realizzati alcuni interventi di stabilizzazione che, tuttavia, non è stato possibile documentare in maniera adeguatamente rigorosa.

Una sintesi delle informazioni che è stato possibile acquisire è stata predisposta nella figura 7 - 1. Si può rilevare che gli interventi non hanno interessato il settore dove ricade il fenomeno di frana considerato per l'analisi di sensitività delle condizioni di stabilità.

Procedendo per cronologia di intervento possiamo rilevare che nel 1998 sono state realizzate due file, parallele, di micropali verticali, in numero di 31 per ogni fila e con profondità di 10 m, con l'aggiunta di altri 31 micropali perforati sub orizzontali.

Fra il 1998 ed il 2000 è stata realizzata una rete di dreni superficiali. Ulteriori dreni sono stati realizzati nel 2004 e 2006

Sempre nel 2000 è stata realizzata una fila di gabbionate immediatamente a monte della strada (oltre 100 m) e successivamente, nel 2004, una serie di gabbionate, che sembrano seguire indicativamente le curve di livello, sempre a monte della strada (circa 300 m). Integrazioni alle gabbionate sono state realizzate nel 2006.

Nel 2004 è stata realizzata una paratia di pali lunga 41 m, con pali dal 800 mm, interasse 1 m, profondità 12 m. Infine una paratia ad arco con diametro di circa 15 m è stata realizzata nel settembre 2009 in seguito alle riattivazioni dell'inverno 2008-2009.

Considerato l'aspetto trattato, la scarsa disponibilità di informazioni disponibili suggerisce l'opportunità di non formulare ulteriori considerazioni di merito.

Nella figura 7 - 2 sono mostrati, congiuntamente alle ubicazioni indicative degli interventi, i risultati delle analisi dei dati satellitari e le ubicazioni dei punti di misura GPS predisposti per il LOTTO 5.

I punti GPS non forniscono al momento indicazioni sicure circa la presenza o meno di movimenti, ciò dipende dal breve periodo di misura e, si ritiene, dall'entità in ogni caso piccola degli eventuali spostamenti.

Per quanto attiene i punti SAR si rileva che una larga parte degli stessi, in particolare quelli che ricadono nelle parti alte del versante, sono sostanzialmente stabili, mentre alcuni punti (cinque) evidenziano nel periodo di riferimento (2003-2009) successivo, almeno in parte, alla realizzazione degli interventi, velocità medie di spostamento nella direzione del versante pari a 5 mm/anno (molto contenute in ogni caso). Alcuni di questi (A16DN, A16GO e A16G9, Figg 6.4 - 1d e 1e) mostrano una maggiore regolarità e una minore stagionalità nell'andamento degli spostamenti, ma la velocità rimane invariata. E' probabile che ciò si debba all'effetto dei dreni superficiali. I micropali prossimi al PS A16GO sono stati messi in opera prima del periodo di analisi satellitare. Ulteriori punti SAR, localizzati ai margini del settore

direttamente interessato dagli interventi, evidenziano velocità medie annue ancora più contenute (circa 3 mm/anno).

Questo quadro è in contrasto con i dati GPS, che indicano movimenti assenti o inferiori nel 2010. Si ribadisce che il dato GPS deve essere confermato, ma al momento si può ritenere possibile che, dopo gli ultimi movimenti del 2009, le opere stiano sortendo un effetto stabilizzante, dato che l'inverno 2009-2010 è trascorso senza problemi. Tale ipotesi rimane, comunque, un'ipotesi.

Si può in definitiva concludere che, stante ai dati disponibili, in presenza degli interventi eseguiti nel settore di interesse si registrano spostamenti estremamente lenti dell'ordine dei 5-3 mm/anno. La compatibilità o meno di questi spostamenti con le strutture presenti nel settore esaminato, in particolare nel medio-lungo termine, deve essere approfondita proseguendo, possibilmente con mirate integrazioni delle reti, nel monitoraggio conoscitivo.

Le considerazioni esposte evidenziano l'opportunità di prevedere sistematicamente il monitoraggio di controllo degli interventi di stabilizzazione, al fine di poterne effettivamente verificare l'efficacia nel tempo.

Le installazioni predisposte nell'ambito del LOTTO 5, con eventuali mirate e specifiche integrazioni, potranno essere utilizzate per proseguire la verifica illustrata e per estenderla sistematicamente all'intero sito di studio, nel caso vi siano realizzati ulteriori interventi.

Si ribadisce tuttavia al riguardo la necessità di raccogliere ordinatamente la documentazione tecnica di quanto realizzato in termini di interventi di stabilizzazione e, quindi, l'opportunità di realizzare presso l'ABR un catasto, storico ed attuale, degli interventi di stabilizzazione per la riduzione del rischio di frana.

8. LA SUBSIDENZA NEL COMPRESORIO ARCHEOLOGICO DI SIBARI

F. Cotecchia

8.0. PREMESSA

La Piana di Sibari è una pianura che ricade nell’Ambito delle Pianure Costiere e trova una transizione occidentale nell’Ambito della Valle del Crati, un graben con direzione N-S impostatosi nel Pliocene ed evoluto fino all’attuale. Lungo la linea N-S che congiunge gli alti strutturali di Terranova da Sibari e di Cassano allo Jonio si pone convenzionalmente il confine tra i due Ambiti. Nonostante si tratti di un graben, nella parte assiale dell’Ambito della Valle del Crati si può stimare un tasso di sollevamento di 0.3 mm/anno (Sorriso Valvo, 1993), confermando che l’intera regione, salvo alcuni tratti delle pianure costiere ioniche, è in sollevamento. I caratteri geologici dell’Ambito delle Pianure Costiere condizionano le attività antropiche in modo rilevante, a cominciare dai fenomeni di subsidenza che sono stati l’oggetto di studio di questa ricerca.

La piana di Sibari, e in particolar modo la zona del Parco Archeologico (Fig. 8.0 - 1), costituisce una “anomalia” nell’ambito del sollevamento generalizzato di cui si è accennato. Le ricerche archeologiche hanno evidenziato un fenomeno di subsidenza testimoniato dalla presenza di tre città sovrapposte (Fig. 8.0 - 2): *Sybaris* (720-510 BC), *Thurii* (444-285 BC) e *Copia* (282-193 BC) attualmente ad una profondità che varia da 7 a 3,5 m al di sotto del piano campagna.

Lo studio dell’unità di ricerca del Politecnico di Bari si è posto come obiettivo principale la definizione di un modello di previsione del tasso di subsidenza a Sibari, ponendo attenzione sia alle cause geologico-geotecniche naturali che a quelle antropiche. In particolare, si è valutata l’incidenza sulla previsione numerica, operata tramite calcolo agli elementi finiti (codice Plaxis), del livello di dettaglio adoperato nella definizione del modello geotecnico di sottosuolo. Per incrementare il grado di definizione di tale modello, si è scelto un percorso metodologico che a partire dalle conoscenze avanzate sulla meccanica dei terreni argillosi, patrimonio dell’Unità di Ricerca in virtù di estese ricerche pregresse, ha permesso di “generare” nuovi dati di compressibilità dei materiali per integrare i profili dei dati sperimentali già disponibili. Il conforto sulla bontà del metodo, che potrebbe essere adottato anche in altri ambiti geografici, è derivato dalla verifica delle previsioni numeriche per confronto con i dati di monitoraggio tele-rilevati dall’Unità di Ricerca del Politecnico di Milano, in collaborazione con la società Tele-Rilevamento Europa 2009, mostrati in figura 8.0 - 3 (Giannico, et al., 2009), con riferimento sia al contesto generale della Piana di Sibari che al contesto particolare della stessa Sibari. Il tasso attuale di subsidenza è di 3-5 mm/anno per l’area archeologica di Parco del Cavallo e raggiunge valori intorno ad 1 cm/anno in prossimità della costa, per motivi che saranno discussi nel seguito ma comunque riconducibili ad una componente antropica della subsidenza. Tale componente si innesta su un fenomeno di subsidenza di scala geologica, condizionato dalla elevata compressibilità dei terreni

olocenici, per cui si procederà innanzitutto ad inquadrare il problema sul piano delle sue peculiarità geologiche, ovvero dei caratteri geostrutturali e glacioeustatici del sito in esame.

8.1. LA PIANA DI SIBARI

8.1.1. Inquadramento geostrutturale della Piana di Sibari

R. Pagliarulo

L'area di Sibari costituisce un importante *case history* per la complessità delle fenomenologie che ne hanno condizionato l'evoluzione. La piana di Sibari, e in particolar modo, la zona in cui è localizzato il Parco Archeologico costituisce una "anomalia" nell'ambito di un sollevamento generalizzato di tutta l'area nord calabrese, sin dal Pleistocene Medio. I processi di subsidenza, sin da tempi remoti, hanno coinvolto il sito che si trova attualmente immerso nei depositi alluvionali costituenti la piana omonima (Cherubini et al, 1994; 2000; Cotecchia & Pagliarulo, 1996).

Fenomeno di subsidenza testimoniato dalla presenza delle tre città sovrapposte sopra citate. Secondo gli storici Erodoto (484-425 B.C.), Strabone (64 B.C.,- 21 AD) Diodoro Siculo (1 sec. AD) e Livio (59 BC- 17 AD) la Sibari arcaica fu fondata dagli Achei nel 720 a.C. e la sua posizione originaria era tra i fiumi Chratis e Sybaris (attuale Coscile) che ora hanno un unico corso. La città divenne il centro economico più opulento e fiorente della Magna Grecia, e leggenda vuole che i suoi abitanti fossero famosi per l'amore per il lusso e per la dedizione ai piaceri della vita. La punizione per il loro comportamento fu la causa della distruzione della città ad opera dei più sobri crotoniati che in una notte deviarono il corso del fiume Crati inondando la città.

Dal punto di vista geologico la piana di Sibari si colloca sul margine settentrionale della Calabria, al confine tra l'Appennino meridionale e l'arco Calabro, infatti è bordata a Nord e a Nord-Ovest dai massicci carbonatici Mesozoici del Pollino, mentre a Sud e a Sud- Est dalle Unità cristalline Paleozoiche calabresi. La piana di Sibari costituisce un graben con andamento ENE-OSO e la cui parte superiore è colmata da sedimenti alluvionali. Lo spessore della coltre alluvionale aumenta da 103 m a Nord, fino a circa 478 m a Sud del Fiume Crati (Patacca & Scandone, 2001). Questa circostanza è stata accertata attraverso sondaggi profondi terebrati per esplorazioni petrolifere negli anni '50. Una serie di cordoni dunari corre parallelamente alla costa tra la piana alluvionale e la spiaggia attuale. In prossimità del delta del Fiume Crati sono presenti delle aree paludose localizzate perpendicolarmente alla costa e separate da sottili barre sabbiose. (Figg. 8.1 - 1 e 8.1 - 2).

Sono stati condotti studi volti a caratterizzare la variabilità spazio-temporale della deformazione recente tra la Piana di Sibari e il massiccio del Pollino attraverso l'osservazione dei movimenti tettonici costieri verticali a breve e medio termine (1-100 Ka) e delle strutture tettoniche attive. Nell'area (sismicamente

silente) si suppone che le fasi tettoniche compressive, attive sin dal Cenozoico, siano terminate nel Pleistocene medio e non siano presenti strutture sismogenetiche estensionali; piuttosto, si riscontrano forti sollevamenti regionali a lungo termine. I rapidi sollevamenti riferibili al Pleistocene medio-superiore sono testimoniati una serie di terrazzi marini presenti al bordo della Piana di Sibari. I terrazzi sono collegati agli stadi isotopici (MIS) 1, 5, 5c, 5e, 7, 9, 15 corrispondenti rispettivamente allo stazionamento alto del livello marino da 7 a 600 Ka. (Fig. 8.1 - 3) (Santoro et al., 2009).

Le ondulazioni che si notano nelle quote dei terrazzi marini sono dovute ad una anomalia principale impostata sul sistema di faglie del Fiume Satanasso, che avrebbe avuto una funzione di transpressione sinistra attiva fino a tutto il Pleistocene Medio. (Ferranti et al., 2009). L'assetto tettonico è complesso e viene interpretato come una combinazione di un sollevamento regionale ed una deformazione locale di tipo plicativo. È evidente un susseguirsi di faglie transpressive attive sul fronte della catena sud appenninica con una prosecuzione nel Mare Ionio, fino a profondità di circa 7-10 km confermata anche da sismicità recente (sisma 22.06.06). Rispetto al marker MIS 5,5 (125 Ka) il tasso di sollevamento medio annuo per questa porzione della piana è di circa 0.87 mm/a. In questo quadro di sollevamenti generalizzati, quello che risulta una anomalia è la subsidenza della Piana di Sibari (Ferranti et al., 2010). Il particolare assetto tettonico sarebbe responsabile della "vocazione" di quest'area ad una subsidenza a lungo termine. Da indagini tettoniche di superficie e dall'analisi dei profili gravimetrici crostali, all'altezza della Piana di Sibari, si nota la presenza di una sinclinale attiva dovuta alla transpressione. Gli studi sull'evoluzione geomorfologica nell'intorno del sito archeologico dell'antica Sybaris, condotti dal CNR, hanno evidenziato come vi sia un tasso di subsidenza differenziale a seconda che si proceda dall'interno verso la linea di costa attuale. Riferendosi agli strati più profondi (-55 m rispetto al piano campagna), nell'area degli Stombi (Fig. 8.0 - 1), da circa 11 ka BP la subsidenza media ha un valore di 5.4 mm/a mentre decresce fino a 1.6 mm/a negli strati prossimi ai livelli di calpestio della città arcaica ed ellenistica.

8.1.2. Glacioeustatismo dell'area di Sibari

R. Pagliarulo

Tra le cause cui addebitare le variazioni relative di livello tra mare e crosta, con effetti che si risentono a lungo termine, per la zona più prossima alla costa, oltre alla subsidenza vi sono le variazioni glacioeustatiche. L'andamento delle linee di coste nell'arco ionico, dalla fine del Pleistocene ad oggi, ha subito notevoli ed alterne modificazioni che hanno influenzato in maniera determinante gli ambienti di sedimentazione della piana (Cotecchia et al., 1971; Pagliarulo, 2002; 2006). La fine del Tirreniano (MIS 5,5; circa 125 ka) ha caratterizzato una regressione che portava il mare a circa 100 m al di sotto

dell'attuale. Un abbassamento così cospicuo e repentino del mare comportava l'inizio di una intensa fase di erosione regressiva, scompaginando la rete idrografica superficiale dell'intero versante ionico. La successiva trasgressione, altrettanto rapida, riportava all'incirca 6 ka fa il livello marino in posizione prossima all'attuale. E' stata ricostruita la curva di risalita del mare sulla base di numerose datazioni al ^{14}C effettuate su campioni di torba, sostanza organica e gusci di fossili prelevati dai sondaggi (S1, S15, S16, S18) terebrati dal CNR-CERIST durante le diverse campagne geognostiche. (Tab. 8.1 - 1). La curva media di risalita del livello mare, ricostruita sulle età calibrate e corrette rispetto al valore di sollevamento tettonico (0.87 mm/a) dei tre livelli di torba del sondaggio S1 è parte integrante del modello di Lambeck et al., 2004 per il mare Ionio, delle variazioni del livello mare e i relativi movimenti verticali per le coste italiane. (Fig. 8.1 - 4).

Un riscontro alla subsidenza dell'area, peraltro in maniera differenziata nelle diverse localizzazioni dei sondaggi, viene anche dal confronto delle singole curve di risalita del mare relative ai sondaggi S15, S16, S18 riferite alla curva di Lambeck. Le fasi di stazionamento del mare sono fornite dai campioni datati, che diventano in tal modo dei markers ben definiti. La variazione verticale effettiva è data dalla distanza grafica tra i punti che rappresentano i dati osservati e quelli della curva del livello marino (Fig. 8.1 - 5). Durante l'Olocene vi sono state evidenti variazioni morfologiche nella piana. I processi più rilevanti riguardano gli spostamenti degli alvei dei corsi d'acqua. I fiumi Crati e Coscile avevano corsi separati e le antiche città (Sybaris, Thurii e Copia) erano situate tra i due fiumi che attualmente invece hanno un unico corso. La cattura del fiume Coscile da parte del fiume Crati è avvenuta in epoca storica come è testimoniato da antiche mappe del 1700 esposte nel Museo di Sibari. La progradazione del delta del fiume Crati, ad un tasso di 1 m/a, registrata sin dal periodo greco, ha causato quindi un decremento degli effetti della risalita eustatica del mare.

Uno studio recente (Ferranti et al., 2010) ha compreso il prelievo di campioni in località Casa Bianca, un guscio di Cardium e 2 campioni di sostanza organica successivamente datati al ^{14}C . Il confronto dei tre valori riferiti alla curva di risalita del livello del mare ha messo in evidenza una ripresa del fenomeno subsidenza che possiamo definire tardo-Olocenica, coeva o immediatamente successiva ai livelli di calpestio delle antiche città, con un tasso medio di $1\div 1,5$ mm/a.

8.1.3. Subsidenza di natura geotecnica: il caso del sito archeologico di Sibari

La ricerca svolta in passato (Cotecchia V. 1962; Cotecchia et al., 1969; 1971; Coop e Cotecchia 1995 e 1997; Cotecchia e Pagliarulo 1996; Pagliarulo et al. 1995; Cherubini et al. 2000) ha dato evidenza, attraverso modalità d'indagine sia di carattere geologico che di carattere geotecnico, alla natura di un

complesso fenomeno di subsidenza occorso nel passato, da geologico a storico, nell'area archeologica di Sibari e nella Piana omonima.

La variazione di livello tra mare e superficie terrestre è dovuta a subsidenza, moti eustatici, sedimentazione, erosione. La subsidenza include:

- a) processi neotettonici, la cui natura è stata discussa nel par. 8.1.1. per la Piana di Sibari;
- b) processi glacioeustatici, la cui natura è stata discussa nel par. 8.1.2 .per detta Piana;
- c) processi di consolidazione dei sedimenti;

detti processi generano quelle che vengono in generale definite le tre aliquote di subsidenza.

Lo scenario geologico e geomorfologico della piana di Sibari, così come i processi neotettonici ed i cambiamenti di livello del Mare Ionio, sono stati a lungo tema di studio, come illustrato nei paragrafi precedenti. L'interpretazione di tali incidenze ha però mostrato che le componenti di subsidenza neotettonica e glacioeustatica cui è stata soggetta la Piana nel tempo non sono sufficienti a giustificare i tassi di subsidenza ivi occorsi, ricostruiti in base a datazioni dei terreni profondi per quanto riguarda il tasso in un arco di tempo geologico (Quaternario) ed in base ad evidenze storico-archeologiche per quanto riguarda il tasso in epoca storica e recente. Nel seguito si delineano brevemente detti tassi, per come ricostruiti in ricerche sia passate che in corso, e l'interpretazione circa la genesi di tali tassi di subsidenza, al netto delle loro componenti tettonica e glacioeustatica.

In occasione degli studi precedenti (Pagliarulo et al. 1995; Coop & Cotecchia 1997), al fine di indagare le ragioni di tale subsidenza Quaternaria furono realizzati vari sondaggi geognostici profondi (Fig. 8.1 - 6), che ponevano in luce una stratigrafia caratterizzata da alternanza di terreni fini e grossolani, oltre che una variabilità areale, la quale sarà oggetto di opportuna discussione più avanti.

Il tasso totale di subsidenza, calcolato in base alle età ^{14}C calibrate (anni BP) di campioni di torba, è stato riscontrato essere di 5,4 mm/anno per i livelli più profondi. Dai dati litostratigrafici e dalle corrispondenti datazioni si è altresì riscontrato che detto tasso diminuisce al ridursi della profondità, divenendo, alle quote in cui si trovano i piani abitativi, di circa 1,6 mm/anno (Pagliarulo 2006; Coop & Cotecchia 1997). Per poter effettuare una corretta valutazione di eventuali variazioni di quota assoluta degli strati, come già descritto in precedenza si sono utilizzate curve glacioeustatiche di letteratura, sviluppate in passato anche da autori della presente ricerca (Cotecchia et al., 1969; 1971; Fig. 8.1 - 7) che riportano la variazione olocenica del livello medio marino. Grazie a tale informazione, le originarie profondità di deposizione rispetto al coevo livello marino (dedotte sulla base della facies sedimentaria) sono state corrette riferendole al livello del mare attuale. La correzione su base glacioeustatica, in assenza di altri fenomeni sovrainposti, dovrebbe in sostanza riportare la profondità attuale del sedimento ad essere pari a quella originaria di deposizione. Il confronto tra i risultati mostra invece grandi discrepanze (Fig. 8.1 - 5), che, esclusa la causa neotettonica in base a quanto discusso nel

paragrafo 8.1.1., ha come unica causa possibile la compressione dei sedimenti, cui ci riferiremo in questa sede come “componente geotecnica” di subsidenza.

Riscontrato dunque che entrambi i tassi di subsidenza, olocenico e storico, non sono giustificabili in base alle sole componenti neotettonica e glacioeustatica, la ricerca ha indagato la componente geotecnica della subsidenza, al fine di individuare l’origine del tasso residuo, nel seguito definito tasso “netto” di subsidenza (Coop & Cotecchia 1997; Pagliarulo & Cotecchia 2000).

A tal fine è stato anzitutto fondamentale esaminare le caratteristiche dei sedimenti presenti, allo scopo di definire le loro caratteristiche geotecniche. Numerosi sondaggi e prove di laboratorio ed in situ sono stati svolti in occasione dei citati studi pregressi, permettendo di definire caratteristiche composizionali, di deformabilità e di resistenza dei terreni presenti nella piana alluvionale. A partire da questa caratterizzazione geotecnica, Coop & Cotecchia (1995) hanno dedotto la natura “geotecnica” della subsidenza tardo-olocenica dell’area archeologica, con opportune considerazioni su cui basare il calcolo che si richiamano qui di seguito.

I terreni di Sibari sono essenzialmente sedimenti normalconsolidati di matrice argillosa, con frazione argillosa variabile da poco meno del 10% al 50%, più o meno plastici. Le loro tensioni di snervamento non sono state incrementate nel tempo da fenomeni diagenetici rispetto alle pressioni di preconsolidazione, la qual cosa è stata messa in conto dagli autori in sede di calcolo della compressione dei terreni. Inoltre, Coop & Cotecchia (1995) hanno osservato che detti terreni sono stratificati e che tale caratteristica mesostrutturale conferisce loro una superficie limite di stato più ampia rispetto a quella del materiale di pari composizione ricostituito in laboratorio, coerentemente a pressioni di snervamento e resistenze del materiale naturale circa 3 volte superiori a quelle dello stesso materiale quando ricostituito in laboratorio. Nel contempo, essendo la struttura del sedimento naturale non sensitiva, i sedimenti naturali hanno indici di compressibilità simili a quelli dell’argilla ricostituita, il che permette di fare tesoro di indagini sulla compressibilità dei sedimenti allorquando ricostituiti in laboratorio ai fini dei calcoli dei cedimenti dei terreni in situ.

Sulla base delle osservazioni succintamente richiamate dianzi ed in particolare dei riscontri litostratigrafici, Coop & Cotecchia (1995) hanno formulato una metodologia di calcolo del cedimento che si basa sulla “colonna di calcolo” riportata in figura 8.1 - 8, assunta in quella sede come “unica” pur essendoci variabilità di spessore degli strati nell’area (come le stratigrafie profonde dimostrano), formulando le seguenti assunzioni:

- a) I conglomerati trasgressivi su cui giacciono le argille grigio-azzurre, a circa 1000m di profondità, sono stati presi come substrato indeformabile.
- b) Nell’area archeologica le argille grigio-azzurre si assume abbiano tetto a circa 300m di profondità.

- c) Per il calcolo delle tensioni geostatiche efficaci, sono stati considerati i valori di pressione interstiziale misurati tramite piezometri Casagrande, posti a 39 e 49 m di profondità per le argille limose ed a 73 m per le ghiaie; dalle misure effettuate risulta una filtrazione di lieve entità diretta verso l'alto.
- d) I cedimenti di ogni strato sono stati calcolati sulla base della compressione primaria dei terreni al di sotto della profondità dello strato di riferimento, derivante dall'incremento dello sforzo verticale efficace dovuto al peso dei sedimenti depositati successivamente.
- e) Il contributo della compressione degli strati di ghiaia e sabbia è stato assunto pari a zero.
- f) Il contributo della compressione degli strati di torba è stato omologato a quello degli strati argillosi, essendo gli strati torbosi relativamente sottili.
- g) Il cedimento di consolidazione secondaria non è stato considerato.

Gli autori hanno quindi calcolato il cedimento di consolidazione primaria dei terreni per "peso proprio". I depositi *sub-littorali*, *intertidali* e alluvionali e i terreni presenti nei superiori 100m si riferiscono a terreni argillosi e limosi, anche se in realtà coprono un "range" di materiali dai limi sabbiosi alle argille limose. Sulla base delle evidenze rilevate in pozzi profondi, sia i sedimenti formati in un ambiente transitorio (tra i 100 e 200 m di profondità) che i sedimenti regressivi, tra i 200 ed i 300 m di profondità, sono stati modellati come "terreni argillosi e limosi". Il calcolo della compressione del pacco di sedimenti è stato svolto in relazione a tutti gli strati di cui si avesse a disposizione la datazione. Per ognuno di detti strati, il cedimento è stato calcolato come effetto della compressione dei sedimenti sottostanti lo strato a causa del peso degli strati sovrastanti. In tale calcolo gli indici dei vuoti, per ogni strato al di sotto di quello di riferimento (a cui si è quindi associato il cedimento ad oggi), sono stati definiti in base al valore di competenza all'inizio della compressione, ossia in relazione agli sforzi effettivi verticali all'inizio dell'incremento di carico (alla deposizione dello strato per cui si calcola il cedimento, ed in base all'indice di compressione dei sedimenti in condizione normalconsolidata, C_c). Il calcolo è stato inoltre svolto in condizioni drenate, assumendo che le pressioni interstiziali durante la formazione del deposito fossero idrostatiche. Si era infatti interessati al cedimento di lungo termine (alla fine della consolidazione primaria) e per tale calcolo si è trascurata la componente di filtrazione verticale oggi presente nel deposito. I cedimenti calcolati dagli autori con questi criteri danno ragione in buona sostanza delle discrepanze di quota prima indicate, come mostra in modo evidente la figura 8.1 - 9, rafforzando l'ipotesi che la subsidenza olocenica di Sibari sia stata dovuta alla componente geotecnica, connessa alla compressione per peso proprio dei sedimenti.

8.1.4. Subsidenza attuale della Piana di Sibari: componente antropica

Se guardiamo al panorama più ampio della Piana di Sibari, è possibile individuare cause di subsidenza differenti da quelle strettamente naturali finora invocate. Certamente vi sono processi antropici che causano sia incrementi delle tensioni totali nel sottosuolo, quali sovraccarichi all'estradosso connessi all'edificazione, sia variazioni delle condizioni idrauliche al contorno e quindi del regime delle pressioni interstiziali nel sottosuolo. Entrambe le situazioni innescano nei terreni a bassa permeabilità delle sovrappressioni interstiziali che vengono dissipate in un tempo più o meno lungo, durante il quale si sviluppano progressive deformazioni di consolidazione primaria con corrispondenti cedimenti all'estradosso. Nell'analisi che sarà fatta più avanti, si terrà conto del processo secondo l'approccio teorico della consolidazione monodimensionale di Terzaghi, generata da variazioni di carico idraulico ai bordi.

Con riferimento alle specifiche cause idrauliche, nella Piana di Sibari sono attivi processi di emungimento idrico a scopo irriguo di varia natura, che interessano sia acquiferi superficiali che profondi, attraverso un gran numero di pozzi (Piano di Tutela delle Acque della Regione Calabria, 2009). E' plausibile che negli ultimi decenni lo sfruttamento idrico sia stato di maggiore entità rispetto al passato, causando l'incremento del tasso di subsidenza rilevato negli ultimi decenni e dianzi richiamato. Infatti, se la velocità di abbassamento del piano campagna era 1.6 mm/anno alla fine dell'800, va evidenziato il dato riferito alla stazione IGM di Parco del Cavallo (area archeologica), per il quale in un cinquantennio, a partire dal 1945, il cedimento è stato almeno di 12 cm, con velocità media di 2.4 mm/anno. Va considerato comunque che tale dato medio può "nascondere" una variazione marcata del tasso, con valori più elevati all'inizio poiché trattasi dell'effetto di un processo di consolidazione. Inoltre, come i dati di telerilevamento già mostrati indicano, l'area costiera orientale corrispondente alla foce del Crati è caratterizzata dai più alti valori di subsidenza tra quelli attualmente monitorati.

Una difficoltà nella modellazione di tale fenomeno nella Piana di Sibari, ai fini di una previsione quantitativa delle velocità di cedimento nello spazio e nel tempo, riguarda la valutazione degli squilibri idraulici che lo generano, che sono stati indotti in varie zone della Piana in differenti tempi e per diversi periodi. Di conseguenza il "tempo zero" delle fenomenologie è articolato nello spazio così come il valore della variazione di carico idraulico indotta e la durata della permanenza di tale variazione. Così, ad esempio, laddove le usuali teorie matematiche modellizzano il fenomeno con riferimento ad un dato istante iniziale e per un'assegnata variazione delle condizioni di carico idraulico al contorno, nel caso qui di riferimento entrambi questi dati di input sono delle variabili. La rilevanza della tempistica di dette variazioni deriva dalla sua notevole influenza non tanto sul cedimento finale, quanto sulla distribuzione delle velocità di cedimento nello spazio e nel tempo.

Come per il contesto generale della Piana omonima, anche il sito archeologico di Sibari ha risentito e anche oggi risente dei processi antropici di cui sopra. In particolare, per esso va studiato l'effetto aggiuntivo dell'emungimento indotto dal sistema di wellpoints che fu realizzato negli anni '40 con lo scopo di evitare la sommersione degli scavi archeologici abbassando localmente la superficie della falda superiore (Fig. 8.1 - 10). Come detto nelle premesse del presente capitolo, obiettivo dello studio qui riportato è stata la verifica di ipotesi geotecniche sui materiali e sul regime idraulico connesso all'emungimento che possono giustificare i tassi di subsidenza attuali. Nei paragrafi seguenti si discuterà lo sviluppo di una modellazione geotecnica svolta a tali fini ed i corrispondenti risultati.

In ultimo, tra le cause antropiche di abbassamento del piano campagna, come anticipato, vanno annoverati anche processi di carico all'estradosso. A tale tipologia di fenomeno si ritiene vadano ricondotti gli elevati tassi di subsidenza, di circa 10 mm/anno, rilevati dal telerilevamento dell'area in esame (Giannico et al., 2009), (Fig. 8.1 - 11). La porzione in figura che presenta i valori massimi di subsidenza (simboli rossi) è la zona denominata dei "Laghi di Sibari". E' situata a soli 6 chilometri dal centro di Sibari, e 2,5 Km circa dal sito archeologico di Parco del Cavallo. Sfruttando lo sbocco a mare del collettore Stombi come bocca di porto, si è realizzato un sistema di darsene e di canali innestato in un canale principale parallelo alla linea costa da cui dista circa 150 metri. Nell'ottica di favorire una residenza legata alla barca sulle darsene e canali si affaccia direttamente il centro turistico costituito da una aggregazione ordinata di penisole autosufficienti. Lo specchio acqueo dei *Laghi di Sibari* occupa una superficie di circa 430.000 mq per circa sei chilometri di banchine. Il complesso residenziale è costituito da 3 darsene in cui sono presenti varie tipologie edilizie con destinazione d'uso "Villette ad uso abitativo" ed una darsena che ospita il complesso portuale e cantiere navale (Fig. 8.1 - 12). Va detto che in questo caso non si tratta propriamente di un fenomeno di subsidenza, ma di ordinari cedimenti che interessano le fondazioni degli edifici. Su questa causa di abbassamento del piano di campagna, pertanto, nello studio ci si è soffermati solo brevemente.

Negli ultimi secoli, tale porzione di territorio è andata formandosi per l'azione deltizia del Crati (Fig. 8.1 - 13) configurando sedimenti soffici a basso grado di addensamento, la qual cosa va tenuta in conto per giustificare il tasso attuale di subsidenza. Per scopi di bonifica del territorio, intorno agli anni '70 erano presenti sul territorio le nuove darsene. L'edificazione è avvenuta da quel periodo in poi ed è attualmente in evoluzione. Il complesso residenziale "Laghi di Sibari" presenta in percentuale maggiore edifici per civile abitazione, per lo più villette a due piani. L'elevata cedevolezza dei terreni costringe sovente all'impiego di fondazioni profonde per limitare l'entità dei cedimenti. In conclusione si può dire che i cedimenti rilevati per l'area in questione dipendono essenzialmente da carichi esterni, sia quelli derivanti dal peso del materiale di colmata con cui furono realizzate le darsene sia quelli connessi all'edificazione successiva.

8.2. CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA DEL SITO DI SIBARI

8.2.1. Campagna d'indagine e banca dati

Lo studio geotecnico del sito in esame si è avvalso dei dati rivenienti da numerose campagne d'indagine pregresse, brevemente elencate nel seguito:

- A. Campagna d'indagine finanziata dal Ministero dell'Agricoltura e delle Foreste nell'ambito del servizio agrario della "Opera di valorizzazione della Sila" svolta tra il 1958 ed il 1959, consistente in 13 pozzi con profondità compresa nell'intervallo 36÷170 m, identificati con la denominazione P1÷P13;
- B. Campagna d'indagine della SNIA VISCOSA Idrocarburi, realizzata fra il 1969 ed il 1973 e consistente in 3 trivellazioni con profondità compresa nell'intervallo 1388÷3714 m ed identificati con la denominazione Fiume CRATI 1-2-3;
- C. trivellazione realizzata nel 1956 da ANSALDO profonda 1920 m ed identificata con la denominazione DORIA;
- D. trivellazione realizzata nel 1970 da ERGEMINE profonda 1354 m ed identificata con la denominazione SIBARI;
- E. campagna d'indagine coordinata dal Prof. V. Cotecchia sviluppata nell'ambito del Progetto Strategico Beni Culturali Mezzogiorno del CNR – CERIST di Bari, svolta dal 1992 al 1996, consistente in 19 sondaggi di profondità variabile nell'intervallo 10÷120 m, identificati con la denominazione S1÷S20.

L'articolazione in pianta delle campagne di indagine è rappresentata nelle Figure 8.2 - 1 e 8.2 - 2. Dalle prime quattro campagne d'indagine (Fig. 8.2 - 1) è stato possibile ricostruire un quadro ampio ed al contempo approfondito degli assetti litostratigrafici della piana di Sibari, che ben si vanno a coordinare con le ricostruzioni circa la storia tettonica dell'area discussa nel precedente par. 8.1.1.

L'ultima delle campagne d'indagine elencate (Fig. 8.2 - 2) si compone di sondaggi terebrati nell'area archeologica della Piana, a ridosso degli scavi, intesi ad indagare sia i terreni più recenti poco profondi (profondità inferiori ai 10m) che l'intero pacco di terreni più o meno coesivi sovrastanti ad uno strato di terreni più grossolani profondi, situato all'incirca tra i 70 ed i 100 m di profondità. I dati desunti da quest'ultima campagna hanno permesso innanzitutto di caratterizzare la litostratigrafia dell'area archeologica, nella sua variabilità sia verticale che laterale. Altresì, essendo stati prelevati nei sondaggi di quest'ultima campagna (in particolare nei sondaggi S1, S15 ed S16) campioni sottoposti successivamente in laboratorio a prove di riconoscimento (contenuto di CaCO₃, analisi granulometriche, limiti di Atterberg), i dati di composizione e caratterizzazione geotecnica hanno permesso una prima modellazione geotecnica del sito archeologico. Successivamente, con riferimento in particolare ai campioni indisturbati prelevati nel sondaggio S15, sono state svolte prove di caratterizzazione

meccanica, che hanno permesso il completamento del modello geotecnico del sito. Tale modello è stato sviluppato nell'ambito dell'anno di ricerca finanziato dai fondi POR di cui alla presente Relazione. La modellazione geotecnica del sito è stata infatti in particolare volta all'esecuzione del calcolo di previsione delle velocità attuali di subsidenza nell'area archeologica (di cui al capitolo successivo), dunque al perseguimento dell'obiettivo della ricerca finanziata e inquadrato nel capitolo precedente. Ancora, nell'ultima campagna di indagine coordinata dal Prof. V. Cotecchia (Fig.8.2 - 2) furono svolte prove di permeabilità nei sondaggi S16 ed S18 e installazione di piezometri nei sondaggi S15, S15bis e S16, con successivo rilievo delle altezze piezometriche. I livelli piezometrici così desunti ed i valori dei coefficienti di permeabilità, misurati sia in sito che nella sperimentazione meccanica di laboratorio, hanno coadiuvato la modellazione geotecnica e sono stati dati di input nel calcolo, come discusso nel capitolo successivo.

8.2.2. Descrizione litostratigrafica

R. Pagliarulo

Sulla base delle caratteristiche litologiche e cronostratigrafiche dei campioni provenienti dai sondaggi effettuati dal CNR nell'ambito del Progetto Finalizzato del Comitato Beni Culturali nell'area del Parco Archeologico, nonché dalle stratigrafie di sondaggi profondi terebrati negli anni '50 e successivi, per ricerche petrolifere in tutta la Piana di Sibari, è stato possibile definire gli ambienti deposizionali di tali sedimenti (Figure 8.2 - 3, 8.2 - 4, 8.2 - 5, 8.2 - 6, 8.2 - 7).

Sezione A-A'

Questa sezione intercetta la parte più orientale della piana e quindi la parte più superficiale della spessa coltre alluvionale costituita essenzialmente dall'apporto solido fornito dal Fiume Crati. I depositi alluvionali qui presenti, molto eterogenei, passano da limi sabbiosi a sabbie a diversa granulometria, da argille ad argille sabbiose e limose, a ghiaie che si anastomizzano con frequenti eteropie di facies. A varie profondità si rinvengono livelli più o meno spessi di torbe. Quello che si evince è la grande variabilità della granulometria dei sedimenti e questa variabilità si riscontra sia in senso verticale che orizzontale. La variabilità è tipica del regime di una piana alluvionale dove la superficie della terra emersa viene ripetutamente alluvionata e sommersa. I livelli di torba, soprattutto i tre spessi orizzonti rinvenuti nel sondaggio S1 suggeriscono la presenza di zone paludose lungo il corso del fiume al tempo della deposizione. Inoltre le variazioni morfologiche degli alvei dei fiumi hanno fatto sì che i sedimenti portati in sospensione dall'acqua del fiume si depositassero in canali, anse e nelle aree golenali creando le condizioni per la presenza di zone umide con la conseguente formazione di torbe. Questo meccanismo

spiega anche la presenza di idrogeno solforato e metano riscontrato nei sondaggi degli anni '50, ora confinato in strati profondi. Tuttavia, i livelli di torba diventano meno spessi procedendo da NW verso SE. Questo si può spiegare con una variazione dell'ambiente di sedimentazione, procedendo verso la linea di costa l'ambiente di sedimentazione era più influenzato dal regime marino dominato dalle maree e dalle onde e quindi un ambiente di tipo misto litorale protetto piuttosto che un ambiente alluvionale fluviale di tipo continentale. Ad una profondità di 35 ÷ 45 m al di sotto del piano campagna è possibile riconoscere uno spessore di sedimenti leggermente più uniformi a grana più sottile, mentre ad una profondità di 70 ÷ 80 m vi è in generale la presenza di ghiaie grossolane, grossi ciottoli e massi di rocce granitiche e gneissiche di provenienza calabrese indicanti senz'altro una stasi nella sedimentazione.

Sezione B-B'

I sedimenti intercettati da questa sezione appartengono al dominio dei corsi d'acqua provenienti dall'area appenninica del massiccio del Pollino e quindi i materiali trasportati dai corsi d'acqua hanno una composizione diversa carbonatica e flyschioide. Nella porzione più a Nord –Est della piana di Sibari i sedimenti alluvionali risultano meno spessi (ca 100 m). La variabilità spaziale delle caratteristiche granulometriche è sempre evidente anche se meno accentuata. I livelli di torba sono assenti se si escludono gli orizzonti che si rinvergono nei sondaggi Crati 1 e 2 a Sud-Est della piana. Questo avvalorava le considerazioni fatte per la sezione A-A' per quanto riguarda gli ambienti di sedimentazione favorevoli alla deposizione delle torbe.

Sezione C-C'

Anche in questo caso la variabilità dei sedimenti è scarsamente evidente. I sondaggi considerati intercettano i depositi terrazzati del Pleistocene medio e superiore. Sono presenti strati più consistenti, partendo dal basso di conglomerati e ghiaie, sabbie, argille e argille sabbiose, depositati durante i diversi stazionamenti del mare. Certamente i sondaggi Doria e Crati 3, molto profondi superano lo spessore dei sedimenti alluvionali e raggiungono il substrato delle argille Plioceniche.

Sezione D-D'

Valgono le stesse considerazioni per la sezione A-A' solo che le stratigrafie dei sondaggi sono meno profonde e quindi poco significative ai fini della interpretazione.

8.2.3. Composizione dei terreni di Sibari

Una prima informazione circa la variabilità della composizione granulometrica dei terreni, inquadrati in termini stratigrafici e di ambiente di deposizione nel paragrafo precedente, si ha indagando la variabilità della frazione argillosa (CF, Clay Fraction) con la profondità (Fig. 8.2 - 8). Si nota una buona corrispondenza fra le frazioni argillose registrate nei tre profili dei sondaggi S1-S15-S16 e le interpretazioni lito-stratigrafiche corrispondenti. Le argille limose ed i limi argillosi riconosciuti lungo i profili stratigrafici al di sotto dei 30 m di profondità ed al di sopra del “grossolano” profondo (a 70 m di profondità), presentano valori di frazione argillosa media pari al 35%, con un intervallo che, se si escludono i valori inferiori al 20% di interstrati meno argillosi, va dal 20% al 50%. In detti interstrati, come a profondità dai 70 m ai 100 m, la frazione argillosa scende anche al 5%. Gli strati indicati nelle ricostruzioni litostratigrafiche come sabbiosi o sabbioso-limosi sono riscontrati essere prioritariamente sabbiosi, ma, di contro a quanto atteso, essi presentano frazioni argillose non trascurabili, variabili fra il 5% ed il 20%, che infatti hanno reso possibile il prelievo di campioni in questi strati. Tali frazioni argillose, inoltre, suggeriscono che anche gli strati dell’orizzonte superiore, da 0 a 30-35 m, ritenuto fondamentalmente sabbioso, sono più comprimibili di quanto previsto in prima battuta e dunque contribuiscono alla subsidenza di origine geotecnica nella Piana.

In figura 8.2 - 9 sono rappresentati i profili dell’indice di plasticità con la profondità dei sondaggi S1-S15-S16. L’indice di plasticità è abbastanza variabile, coerentemente con la variabilità litostratigrafica. La maggiore variabilità è riscontrabile nel profilo del sondaggio S1, il quale è al margine Nord-Ovest del sito archeologico, in località Stombi, ove si è riconosciuta nei primi 100 m la prevalenza di facies altamente variabili da ambiente alluvionale. Si deve inoltre precisare che la quantità di dati disponibili per il profilo S1 è decisamente inferiore al database disponibile per i profili S15 ed S16. Per questi ultimi è possibile riconoscere un indice di plasticità medio pari a 25% nell’orizzonte argilloso tra i 30 ed i 70 m, che scende fino a valori medi del 10% negli orizzonti più grossolani superiore ed inferiore al pacco delle argille limose.

Rappresentando questi dati nella carta di plasticità di Casagrande di figura 8.2. - 10 si deduce che i litotipi argillosi o con matrice argillosa presenti nella porzione della piana sottoposta all’indagine geotecnica ricadono prioritariamente nel campo delle argille di media plasticità e secondariamente in quello dei limi da mediamente ad altamente comprimibili. Detti litotipi possono essere considerati da debolmente a mediamente attivi sulla base della carta di attività mostrata in figura 8.2 - 11.

Analizzando infine il profilo con la profondità del contenuto in carbonati per i sondaggi S15 ed S16 (Fig. 8.2 - 12), per il primo si registra un valore medio prossimo al 10%, mentre per la verticale del sondaggio S16 si può individuare un trend di aumento con la profondità che da valori del 5% per gli strati più superficiali sale fino al 15% per profondità superiori ai 40m. Sebbene questi valori di contenuto in

carbonati non siano modesti, ciò non implica che i terreni indagati abbiano un significativo grado di cementazione, essendo detti carbonati presenti fondamentalmente in forma clastica.

Dalle figure 8.2 - 13 e 8.2 - 14 si può evincere come nella porzione centrale dell'area archeologica (S15 ed S16) è identificabile uno strato di terreni sabbiosi-limosi con una debole matrice argillosa da 0 a 35 metri che sovrasta uno strato di circa 40 metri di profondità di terreni più argillosi qui identificati come argille limose di Sibari. Al di sotto dei 70 metri si ripropone uno strato di terreni grossolani. Dunque si ritiene che il modello geotecnico dei terreni di fondazione della zona centrale dell'area archeologica possa essere rappresentato da un tristrato. Nel primo strato la debole matrice argillosa è di attività media e coerentemente l'indice di plasticità medio è inferiore al 15%. Nel secondo strato la frazione argillosa ben più elevata e di media attività comporta un indice di plasticità medio dal 20 al 23%. Il terzo strato invece è un terreno più grossolano, a luoghi ghiaioso.

Nella zona NO del sito archeologico invece, il modello geotecnico è rappresentato da una alternanza di strati argillosi (CF =30-40%, IP=30%), debolmente argillosi (CF=15-20%, IP = 15%) e limoso-sabbiosi (CF=0-5%, IP < 10%).

Considerata l'influenza dell'indice di plasticità sulla compressibilità dei terreni (Schofield & Wroth 1968; Wood 1990), la citata variabilità areale della plasticità dei terreni nell'ambito dell'area archeologica lascia presagire una corrispondente variabilità della componente geotecnica della subsidenza, in particolare tra la zona centrale dell'area archeologica e la zona NO. Si fa comunque presente che la subsidenza geotecnica dipende non solo dalla composizione dei terreni ma anche dal loro stato (stato tensionale efficace ed indice dei vuoti), per cui una valutazione delle differenze di compressibilità dei terreni nelle diverse porzioni dell'area potrà essere fatta solo dopo aver inquadrato lo stato degli stessi.

La figura 8.2 - 15 illustra i profili stratigrafici rilevati nei primi 10 metri di profondità afferenti alla sezione D-D'. Lungo tale sezione appare emergere una sequenza degli strati argillosi nei primi 10 metri di profondità leggermente superiore rispetto alla sezione A-A' dianzi commentata. Considerato che la sezione D-D' attraversa la porzione NE dell'area archeologica mentre la porzione A-A' ne attraversa la porzione a SO, quest'ultima osservazione fa ritenere possibile che il primo strato del modello geotecnico pertinente alla porzione NE sia leggermente più comprimibile rispetto al corrispondente strato nella porzione SO. Ciò implicherebbe un tasso di subsidenza leggermente superiore nella porzione NE dell'area archeologica rispetto a quella a SO.

8.2.4. Stato dei terreni

Il profilo dell'indice dei vuoti nel sito d'indagine è riportato in figura 8.2 - 16 per come misurato sui campioni indisturbati prelevati nel sondaggio S15. La figura evidenzia come lungo l'intero profilo l'indice

dei vuoti sia decisamente elevato, suggerendo per le sabbie in matrice argillosa uno stato da sciolto a poco addensato e per le argille una bassa consistenza.

Per caratterizzare lo stato dei terreni in sito si può fare riferimento al profilo dell'indice di liquidità, mostrato in figura 8.2 - 17, che conferma la bassa consistenza dei terreni, tale che per taluni strati argillosi il contenuto d'acqua risulta finanche superiore al limite liquido. La figura mostra un trend di crescita della consistenza dei terreni con la profondità, se si esclude una porzione superficiale che appare essere più consistente di quella immediatamente sottostante. Tale locale consistenza superiore può essere stata effetto di fenomeni di drenaggio superficiale, per abbassamento del livello di falda derivante da emungimento superficiale nel sito archeologico, e di fenomeni di weathering (in particolare di essiccamento).

I valori elevati di indice di liquidità sono coerenti con l'ipotesi che i terreni siano di deposizione geologicamente recente e siano normalconsolidati.

8.2.5. Risultati delle prove meccaniche di laboratorio

La caratterizzazione meccanica dei terreni del sito archeologico di Sibari è stata sviluppata sulla base dei dati provenienti da prove edometriche e da prove di compressione monodimensionale con successivo "taglio" in apparecchiature stress path (triassiali a percorso di sforzo controllato), svolte su campioni sia indisturbati che ricostituiti provenienti dal sondaggio S15 (Tab. 8.2 - 1; Coop & Cotecchia 1997). In figura 8.2 - 18 sono rappresentate le curve di compressione edometrica e monodimensionale in stress path relative ai provini ottenuti dai campioni indisturbati. Da queste prove sono stati desunti innanzitutto gli indici di compressione C_c , che sono elencati nella Tabella 8.2 - 1 e che definiscono la compressibilità dei terreni normalconsolidati. Il profilo di C_c con la profondità così desunto è rappresentato nella figura 8.2 - 19. Dalle curve in figura è stato altresì desunto l'andamento del coefficiente di compressibilità edometrica m_v , dunque della rigidezza edometrica M_{ed} con la tensione verticale efficace. In particolare, per ogni campione di data profondità, nota la corrispondente tensione litostatica σ_v , considerando la falda a piano campagna si è desunta la tensione verticale efficace per il campione in sito, σ'_v , e si è individuato lo stato corrispondente a tale pressione efficace sulla curva di compressione del campione, stato che è rappresentativo per il campione in sito. Quindi, considerando un incremento di tensione efficace $\Delta\sigma'_v$ di 50 kPa, si è desunto dalla curva di compressione il valore di M_{ed} ($=1/m_v$) per il campione nello stato di consolidazione di sito. I valori di M_{ed} così desunti sono rappresentati in figura 8.2 - 20 ed elencati nella tabella 8.2 - 1. Come atteso questi aumentano con la profondità anche in dipendenza della composizione degli strati. Infatti, un valore decisamente elevato di M_{ed} è misurato per il campione a 65

m collocato al margine superiore dello strato di ghiaia, probabilmente poiché ivi il terreno è diventato già più grossolano rispetto alle sovrastanti argille.

Sono stati inoltre misurati i valori del coefficiente di spinta a riposo K_0 inerenti ai rami normalconsolidati delle compressioni monodimensionali condotte in apparecchiatura stress-path; tali valori sono stati riportati nella tabella 8.2 - 1, ove sono anche forniti i valori del coefficiente di permeabilità K e del coefficiente di consolidazione secondaria c_{α} misurati nei diversi gradini di carico delle tre prove edometriche. I diagrammi del c_{α} e della permeabilità sono stati diagrammati nelle figure 8.2 - 21 e 8.2 - 22. Come atteso il coefficiente di consolidazione secondaria aumenta al passare dalla condizione sovraconsolidata a quella normalconsolidata, per ridursi a pressioni più elevate.

Ai fini di un calcolo dei cedimenti nel tempo, tutti i parametri misurati sin qui presentati hanno costituito una preziosa banca dati. Inoltre, per ampliare tale banca dati, si è fatto tesoro della conoscenza delle relazioni esistenti tra alcuni di tali parametri, in particolare quelli pertinenti alla compressibilità dei terreni C_c ed M_{ed} , con la composizione e lo stato dei terreni, circa i quali si ha a disposizione una banca dati più ampia, come documentato nei paragrafi 8.2.2. e 8.2.3. Considerato che i terreni sono fondamentalmente normalconsolidati e non presentano segni di sensibilità, e che inoltre si hanno a disposizione una notevole quantità di dati inerenti i limiti di Atterberg per le varie profondità dei sondaggi S1-S15-S16, è stato possibile desumere, per ogni campione per il quale fosse disponibile il limite liquido w_l , la relativa curva di compressione edometrica. Infatti nel piano $e - \log \sigma'_v$ la compressione edometrica di un campione normalconsolidato è data da una retta la cui posizione è nota quando se ne conosce l'indice dei vuoti, e ad una data tensione verticale efficace e l'indice di compressione C_c . Entrambi questi dati sono correlabili alla composizione ed alla struttura del terreno. Si è dunque sviluppata una procedura per definire tali correlazioni nel caso del deposito dei terreni argilloso-limosi di Sibari e dunque per espandere il database utile nel calcolo anzidetto.

Si è innanzitutto desunta la correlazione tra l'indice di compressione C_c dei terreni di Sibari e la loro composizione e struttura. A tal fine si è riconosciuto che, essendo i terreni in analisi poco sensitivi, essi appaiono esibire nel piano $e - \log \sigma'_v$ una compressibilità molto vicina a quella degli stessi allorquando ricostituiti in laboratorio, per cui la loro retta di compressione nel piano $e - \log \sigma'_v$ è circa parallela a quella del ricostituito ed i corrispondenti indici di compressione C_c e C_c^* hanno valori simili. Tale valutazione suggerisce l'esistenza di una forte correlazione per l'indice di compressione tra i terreni argillosi di Sibari nel loro stato naturale e le loro proprietà indice, come ad esempio l'indice di plasticità, IP . Si sono dunque graficizzati gli indici di compressione misurati rispetto ai corrispondenti valori di IP , come mostrato in figura 8.2 - 23. Nella stessa Figura è mostrata la correlazione lineare desunta dai dati in Figura, che è qui proposta come relazione $C_c - IP$ dei terreni argillosi di Sibari. Sulla base di tale correlazione si potranno quindi desumere i valori di C_c per gli strati di terreno non sottoposti a compressione in laboratorio, per i quali però si è misurato l'indice di plasticità (Fig. 8.2 - 9).

Ove però la compressibilità dei terreni di Sibari nello stato naturale è simile a quella nello stato ricostituito sono simili, l'indice dei vuoti nello stato naturale è superiore a quello del terreno ricostituito. Ciò è dovuto alla diversa tessitura del terreno naturale. Questo è evidente nel piano $I_v - \text{Log } \sigma'_v$, ove I_v è definito void index:

$$I_v = \frac{e - e_{100}^*}{e_{100}^* - e_{1000}^*} = \frac{e - e_{100}^*}{C_c^*}$$

e rappresenta l'indice dei vuoti normalizzato rispetto alla composizione, che controlla i valori di e_{100}^* e C_c^* (e_{100}^* rappresenta l'indice dei vuoti del materiale ricostituito per $\sigma'_v=100\text{kPa}$ e e_{1000}^* rappresenta l'indice dei vuoti dello stesso a $\sigma'_v=1000\text{kPa}$). La figura 8.2 - 24 mostra gli stati di consolidazione dei terreni di Sibari e le loro curve di compressione, già mostrate in figura 8.2 - 18, allorquando diagrammati in termini di $I_v - \sigma'_v$. Dunque in tale piano è resa evidente la variabilità dello stato dei terreni di Sibari a seguito delle loro differenze tessiturali. In tale piano si sono però riconosciuti fundamentalmente due fusi che includono la risposta dei terreni naturali di Sibari alla compressione, rappresentativi l'uno della risposta dei terreni parte degli strati entro 35 m di profondità (campo A), l'altro della risposta dei terreni più argillosi più profondi (Campo B). Alla luce di tali osservazioni e dei fusi riconosciuti in figura, si può dunque ritenere che gli indici dei vuoti dei terreni meno profondi debbano corrispondere ai valori di $I_v - \sigma'_v$ nel campo A e gli indici dei vuoti dei terreni argillosi profondi debbano corrispondere a stati $I_v - \sigma'_v$ nel campo B. Alla luce di tale osservazione si possono individuare, per ogni strato in sito, un plausibile valore di I_v del terreno nello strato. Per un dato strato, di data profondità, è infatti nota la σ'_v in sito. Data la σ'_v e l'afferenza dello strato nel piano $I_v - \sigma'_v$ alternativamente nel campo A o B in figura 8.2 - 24, si può desumere il valore di I_v per lo strato in esame. Noti i valori di e_{100}^* e C_c^* per il terreno parte dello strato, si può di conseguenza desumere il valore dell'indice dei vuoti e dello strato. Per la stima dei valori dei parametri e_{100}^* e C_c^* di ogni strato si può usufruire della relazione tra detti parametri ed il limite di liquidità. Le figure 8.2- 25 e 8.2- 26 mostrano i dati $e_{100}^* - e_{LL}$ e $C_c^* - e_{LL}$ e le correlazioni estrapolate, che possono essere considerate rappresentative per i terreni argillosi di Sibari. Si può dunque fare uso di tali relazioni e dei campi A e B in figura 8.2 - 24 per desumere il'indice dei vuoti dei terreni alle diverse profondità, cui correlare l'indice di compressione C_c in base alla relazione $C_c - IP$ in figura 8.2 - 23. Nota l'intercetta $e - \sigma'_v$ per ogni strato e la C_c della retta di compressione vergine, si può desumere il valore di M_{ed} per lo stesso strato. Note le curve di compressione edometrica si è determinato il modulo di rigidezza edometrico M_{ed} . La figura 8.2 - 27 mostra i valori di M_{ed} desunti per tutti gli strati per cui, lungo i tre sondaggi S1, S15 e S16, si sono misurate le proprietà indice. Nel diagramma in figura 8.2 - 27 sono diagrammati sia i valori di M_{ed} così desunti che i valori misurati in

laboratorio. Si fa notare la ottima corrispondenza tra i valori misurati ed il profilo dei valori dedotti secondo la procedura qui proposta, che è frutto della conoscenza approfondita del quadro generale di comportamento dei terreni naturali, che inquadra anche le relazioni tra parametri di comportamento e composizione, stato e struttura dei terreni. I valori di M_{ed} mostrati nella figura 8.2 - 27 sono stati di input nel calcolo dei cedimenti nel tempo discusso nei paragrafi seguenti.

I risultati delle prove di taglio drenato e non drenato svolte dopo la compressione monodimensionale sono riassunti nella figura 8.2 - 28 in cui sono rappresentati i percorsi di sforzo nella fase di taglio normalizzati per il volume, mediante l'utilizzo della pressione equivalente p'_{e0} , e per il rapporto di stato critico M (Coop & Cotecchia 1995).

8.2.6. Prove di sito: misure pressiometriche

In prossimità del sondaggio S15 bis furono condotte, nell'ambito delle già citate campagne d'indagine, delle prove pressiometriche, impiegando un pressiometro tipo Menard Press 60. In Tabella 8.2.2, sono riportati i valori di rigidezza misurati alle varie profondità di prova. Se ne può dedurre una sostanziale corrispondenza, almeno negli ordini di grandezza, con i valori dedotti dal modulo edometrico e che sono stati impiegati in questa sede nell'analisi numerica (Figg. da 8.2 - 29 a-8.2 - 32 con il codice di calcolo Plaxis). Ciò fornisce un particolare conforto al calcolo poiché non in tutti i contesti geotecnici la corrispondenza tra dati di laboratorio e dati rivenienti da prove in situ risulta garantita, specie laddove caratteri mesostrutturali dei terreni causano un marcato "effetto scala" sulle misure.

8.2.7. Risultati delle prove di permeabilità

Attraverso la rielaborazione di dati relativi a prove di permeabilità effettuate in sito, si sono definiti i valori di permeabilità caratterizzanti l'area archeologica del Parco del Cavallo e delle zone ad essa limitrofe. Si fa riferimento a prove di permeabilità in foro a carico variabile effettuate nel 1994 riguardanti il sondaggio S16 e prove di permeabilità in foro a carico variabile riguardanti il sondaggio S18.

In questo tipo di prove viene sottoposto a misurazione l'abbassamento che una colonna d'acqua subisce nel tempo per filtrazione dell'acqua nel terreno attraverso una superficie a fondo foro. Nell'analisi dei dati si deve infatti tenere conto di un fattore di forma funzione della superficie drenante per desumere la permeabilità dei terreni sede della filtrazione. Il fattore di forma utilizzato nella rielaborazione dei dati

è stato desunto dalla letteratura, assumendo che il volume di terreno drenante consista in un “Filtro cilindrico in terreno uniforme”.

Nel sondaggio S16 sono state effettuate tre prove a profondità diverse:

- ✚ Prova 1 a profondità compresa tra 13,6 ÷ 18,6 metri, con una lunghezza della tasca di 5 metri;
- ✚ Prova 2 a profondità compresa tra 20,3 ÷ 20,8 metri con una lunghezza della tasca di 0,5 metri;
- ✚ Prova 3 a profondità compresa tra 52,2 ÷ 55,0 metri, con una lunghezza della tasca di 2,8 metri;

Nel sondaggio S18 sono state effettuate tre prove a profondità diverse:

- ✚ Prova 1 a profondità compresa tra 9,0 ÷ 9,5 metri, con una lunghezza della tasca di 0,5 metri;
 - ✚ Prova 2 a profondità compresa tra 20,50 ÷ 21,00 metri, con una lunghezza della tasca di 0,5 metri;
 - ✚ Prova 3 a profondità compresa tra 36,00 ÷ 36,50 metri, con una lunghezza della tasca di 0,5 metri.
- ✚

I risultati ottenuti sono stati confrontati con le analisi stratigrafiche per determinare una corrispondenza fra i caratteri stratigrafici e la permeabilità. Tali considerazioni hanno portato gli scriventi all’assunzione di un unico valore medio di permeabilità per gli strati più superficiali, fino ad una profondità di 35 metri, costituiti per lo più da limi sabbiosi. Per tali profondità si sono misurate coerentemente in entrambi i sondaggi (S16 ed S18) delle permeabilità prossime a $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s.

Per profondità maggiori si è fatto riferimento all’unica prova effettuata nel sondaggio S16, la quale evidenziava una leggera variabilità dei valori di k. Coerentemente con le profondità dove sono stati riscontrati materiali maggiormente argillosi, si è considerato come rappresentativo il valor minimo fra quelli misurati, più coerente con la granulometria fine del materiale. Dunque, per profondità comprese fra 35 e 70 metri è stato assunto il valore di permeabilità $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s.

Per profondità superiori ai 70 metri, vista l’assenza di prove di permeabilità si sono considerati tipici valori di letteratura per terreni ghiaioso-sabbiosi.

8.2.8. Selezione dei parametri di calcolo

Ai fini della modellazione geotecnica della subsidenza, discussa nelle sezioni seguenti, è stato necessario individuare i valori dei parametri utili al calcolo. Si sono individuati, lungo i profili S1, S15 ed S16, degli

intervalli di profondità cui far corrispondere valori pari al valor medio, misurato nell'intervallo, dei parametri: M_{ed} , coefficiente di Poisson ν' , coefficiente di permeabilità k . Tale selezione è illustrata nelle figure 8.2 - 29, 8.2 - 30 e 8.2 - 31, ove sono anche riportati i valori di M_{ed} misurati o altrimenti desunti secondo le procedure discusse nel paragrafo 8.2.6.

Con l'intenzione di generare un modello monodimensionale rappresentativo di tutta l'area di interesse, il processo di selezione illustrato nelle figure 8.2 - 29, 8.2 - 30 e 8.2 - 31, che vale per ognuno dei tre sondaggi S1, S15 e S16 distintamente, è stato applicato al profilo ove si è considerata la variabilità con la profondità dei dati di tutti e tre i sondaggi insieme. Dall'analisi generale di tutti i dati si è quindi desunto il modello monodimensionale del sito archeologico di Sibari. Il modello desunto è illustrato in figura 8.2 - 32.

8.3. MODELLAZIONE GEOTECNICA DELLA SUBSIDENZA

8.3.1 Modello geotecnico per il calcolo numerico agli elementi finiti della subsidenza da consolidazione primaria

Si è adottato il codice di calcolo agli elementi finiti PLAXIS 8.6, atto alla determinazione dello stato tenso-deformativo nel campo della geotecnica.

Il ricorso alla metodologia FEM è stato giudicato opportuno, stante la marcata disomogeneità dei terreni in esame, sia relativamente ai parametri meccanici che a quelli idraulici. Infatti, l'utilizzo di un codice FEM consente la modellazione di un continuo a caratteristiche variabili, potendo dividere lo stesso in domini tra loro disomogenei.

Il codice utilizza elementi finiti triangolari a numero di nodi variabile. Si è utilizzato quello a 15 nodi. Quale modello costitutivo per il terreno si è adottato, per l'analisi dello stato tenso-deformativo nel terreno, il modello di Mohr-Coulomb elastoplastico. Inoltre, relativamente al processo di consolidazione, si segnala che PLAXIS risolve il problema con la teoria accoppiata di Biot.

Come detto nel paragrafo 8.1.4, i calcoli hanno fatto riferimento alla subsidenza di origine antropica generata dall'emungimento idraulico delle falde superficiale e profonda. Si è assunto che da tale emungimento, che determina variazioni di carico idraulico nelle falde, derivino condizioni di deformazione edometrica. Di conseguenza si è assunto, quale schema di modellazione, una colonna composta dai terreni che compongono i primi 100 metri del deposito nell'area archeologica. In tale modellazione si è infatti assunto che non ci sia contributo sostanziale dei terreni più profondi di 100m, al di sotto dell'acquifero ghiaioso, alla subsidenza attuale. Si è quindi calcolato l'evolversi della consolidazione primaria nella successione di strati che si è assunto compongano detta colonna. Successivamente si è comunque indagata l'influenza della presenza delle Argille Azzurre come

basamento del deposito dei terreni da intertidali ad alluvionali, che compongono il deposito dei primi 300 m, svolgendo il calcolo per una colonna di più di 1000m di profondità.

Si sono fatte variare la successione degli strati ed i corrispondenti parametri a definire 4 modelli colonna specifici di calcolo, nell'ipotesi di 100m di profondità. Tre di detti modelli sono stati definiti al fine di rappresentare l'assetto dei terreni a ridosso delle verticali S1, S15 ed S16. E' stata poi definita una quarta colonna di caratteristiche intermedie tra tutti i profili dell'area archeologica indagati, ritenuta rappresentativa della risposta "media" alla compressione dei terreni nell'intero sito archeologico. Tale colonna è stata definita *colonna equivalente* del sito archeologico di Sibari. La geometria del modello ed i valori dei parametri adottati nella modellazione delle verticali a ridosso dei sondaggi S1, S15 e S16 sono presentati nelle figure 8.2 - 29-8.2 - 31. Quelli adottati nella modellazione della *colonna equivalente* sono presentati nella figura 8.2 - 32.

Poiché le verticali relative ai sondaggi S15 ed S16 mostrano una stratigrafia tra loro molto simile, entrambe possono essere considerate rappresentare la porzione centrale del sito archeologico, ossia della zona di Parco del Cavallo. Per quanto riguarda il sondaggio S1 invece, esso è rappresentativo di una zona a Nord-Ovest di Parco del Cavallo, che presenta stratigrafia abbastanza differente; esso è quindi considerato rappresentativo per l'area di Stombi.

E' stato così possibile studiare la diversa vulnerabilità "geotecnica" del sito in esame per zone ubicate in corrispondenza di aree a differente stratigrafia.

Descrizione del modello colonna

Il modello della colonna equivalente e delle colonne rappresentative dei sondaggi S15 e S16 è diviso in tre strati principali. Il primo rappresenta le sabbie limose ed i limi sabbiosi con matrice argillosa presenti nell'orizzonte superiore del deposito nell'area archeologica; il secondo lo strato più propriamente coesivo delle argille limose; il terzo rappresenta lo strato ghiaioso, sede dell'acquifero profondo. Le profondità a cui si attestano tali strati (sabbie limose, argille limose e ghiaie) variano tra i diversi modelli in funzione della verticale stratigrafica. Inoltre, i primi due di detti strati, composti rispettivamente dalle sabbie limose in matrice argillosa e dalle argille, sono poi stati suddivisi, a seconda della verticale studiata, in più sottodomini per tenere in conto la variabilità delle caratteristiche geotecniche ed idrauliche al loro interno (Figg. 8.2 - 30 e 8.2 - 31). Il modello colonna rappresentativo per Stombi (Fig. 8.2 - 32), invece, configura una alternanza più fitta e sin da basse profondità di strati più sabbioso-limosi in matrice argillosa e strati argillosi. Come detto dianzi, questi modelli colonna sono di 100 m di profondità. Solo con riferimento alla colonna equivalente si è poi simulato il cedimento nel tempo con influenza degli strati più profondi di 100 m, realizzando l'approfondimento dello strato grossolano profondo a diventare di 200 m di profondità e inserendo nel modello anche lo strato delle argille azzurre profonde.

Assetto idrogeologico

In tutti i modelli colonna per cui si è svolto il calcolo si è simulata la presenza di due acquiferi: uno superficiale con superficie di falda che a regime è a 2 metri di profondità dal piano campagna, soggetto a variazioni indotte dall'emungimento operato da una batteria di well point messi in attività al fine di mantenere asciutta la zona degli scavi archeologici; uno profondo, nello strato ghiaioso soggiacente allo strato di argille, soggetto ad emungimento a scopi irrigui, riconosciuto avere a regime una quota piezometrica a + 0.5 m sul piano campagna (rilievi svolti nel 1995-96 dalla scrivente con piezometri in S15 ed S16).

Poiché le variazioni in carico idraulico nei due acquiferi è stata ciclica negli ultimi 65 anni, considerando la prima attivazione dei well points nel 1945, nella modellazione si è dovuto tenere presente tale evenienza. Infatti la tempistica delle variazioni nelle condizioni al contorno del sistema idraulico dei terreni di Sibari incide sull'evoluzione nel tempo dei processi di consolidazione, quindi sulle velocità di cedimento all'estradosso. Essendo la variazione nel tempo di tali condizioni al contorno, benché complessivamente ciclica (decrecita-crescita dei carichi idraulici nelle due falde, superiore e profonda), caotica nel dettaglio temporale e variabile spazialmente, non si è potuto svolgere la sua modellazione di dettaglio. Si è quindi svolta una modellazione fondamentalmente mirata a valutare la credibilità dell'ipotesi che il tasso di subsidenza monitorato negli ultimi 50 anni (Tab. 8.1 - 1) sia sostanzialmente generato dalle oscillazioni di falda dianzi citate tramite la verifica dell'ordine di grandezza della velocità dei cedimenti nel tempo, generata per varie ipotesi di variazione dei carichi idraulici in intervalli definiti alla luce di rilevazioni storiche. Non essendo ad oggi possibile ricostruire le variazioni di carico idraulico nel tempo e nello spazio nella Piana, si sono infatti valutati gli effetti di più possibili combinazioni di dette variazioni di carico idraulico nei due acquiferi, in termini di velocità di cedimento all'estradosso del modello colonna nel tempo. L'ordine di grandezza delle velocità scaturite nell'arco di 50-60 anni dall'occorrere della variazione piezometrica è stato quindi il primo elemento di confronto con le velocità al contempo monitorate (Tab. 8.1 - 1). Una volta riconosciuta una coerenza in termini di ordine di grandezza tra velocità monitorate e simulate, si è andati ad individuare le condizioni determinanti escursioni della velocità nel tempo più affini a quelle monitorate. In tal modo si è potuto valutare quali siano le condizioni di assetto litostratigrafico e geotecnico (parametri meccanici ed idraulici dei litotipi) più favorevoli a configurare gli attuali tassi di subsidenza. Il giudizio ultimo circa la validità delle ipotesi di calcolo svolte è stato infine desunto alla luce della discrepanza tra modello e realtà circa la tempistica di variazione dei carichi idraulici, essendosi nella modellazione non effettuata la simulazione di dette escursioni nel tempo.

In sintesi è stato condotto uno studio parametrico della risposta del modello colonna alle escursioni di carico nelle falde superiore ed inferiore del modello, assunte indipendenti.

Procedura di calcolo

Condizioni tensionali ed idrauliche iniziali

In Figura 8.3.1 è mostrato il modello della *colonna equivalente* (parametri in figura 8.2 - 32). Nel seguito si presentano le procedure adottate nel calcolo della consolidazione con riferimento al modello in tale figura a titolo qui esemplificativo, essendo tali procedure state analoghe per tutti i modelli colonna adottati.

Lo stato tensionale iniziale è stato generato come geostatico per terreni normalconsolidati, con coefficiente di spinta a riposo k_0 assunto pari a 0,46 sulla base delle prove di compressione monodimensionale in Stress-Path svolte su campioni del sondaggio S15 (Tab. 8.2 - 1). l'assetto idraulico associato a tali condizioni iniziali è stato impostato alla luce delle condizioni di carico a regime nei due acquiferi del modello:

- Superficie di falda nell'acquifero freatico superiore a -2 metri dal p.c. Pressioni interstiziali negative al di sopra della superficie di falda, con variazione lineare secondo γ_w .
- Altezza piezometrica nell'acquifero inferiore a + 0.5 m sul p.c.

In particolare, circa l'acquifero inferiore, detta altezza piezometrica è stata imposta costante lungo la parete del modello colonna nella porzione che attraversa lo strato più grossolano profondo. In detta porzione di colonna quindi, anche a regime esiste una filtrazione dalla parete verso l'alto, che prosegue attraverso lo strato di argille e fluisce nell'acquifero superiore, ove le particelle d'acqua si muovono al di sotto della superficie di falda. Infatti, sia nella porzione del modello che simula le ghiaie profonde, che in quella che simula lo strato di sabbie limose e limi sabbiosi in matrice argillosa superiore, le condizioni non sono idrostatiche, ancorché le velocità di filtrazione sono molto basse.

Lungo la restante parte del modello, le condizioni idrauliche al contorno imposte sono state: flusso lateralmente impedito, lungo la parete dei due strati intermedio e superiore, e di flusso nullo attraverso la base inferiore.

La condizione iniziale del modello è dunque quella di equilibrio raggiunta con il calcolo della filtrazione stazionaria conseguente alla differenza di carico tra le due falde a regime (superficie di falda superiore a -2 metri dal p.c. e acquifero inferiore alimentato da un carico piezometrico connesso a + 0,5 metri sul p.c.).

Fasi di calcolo

A partire dalla descritta condizione iniziale sono previste due fasi di calcolo:

Prima fase

Viene fatto variare in maniera indipendente il carico nei due acquiferi. Per l'acquifero superiore si abbassa il livello di falda inteso come linea ad $u=0$. Per l'acquifero profondo si fa variare il livello piezometrico dei punti della parete del modello colonna che confina lo strato grossolano profondo (porzione ad $h=cost$ in figura 8.3 - 1). Si crea in tal modo uno squilibrio idraulico che innescherà un moto di filtrazione transitoria. Nella prima fase di calcolo qui di riferimento, però, si sono imposte condizioni non drenate al fine di identificare le isocrone iniziali della consolidazione, elaborata nella fase successiva.

Seconda Fase

In questa fase le citate sovrappressioni vengono dissipate da un processo di consolidazione accoppiato. Il codice calcola le variazioni delle pressioni interstiziali, delle tensioni efficaci e delle velocità di filtrazioni nel tempo, sino alla nuova condizione di regime. Corrispondentemente, il codice calcola i cedimenti monodimensionali del modello, da cui saranno desunte le velocità dei cedimenti.

Al termine di questa fase è stato dunque possibile ottenere le curve cedimento-tempo e velocità di subsidenza – tempo in ciascuno dei nodi del sistema.

8.3.2. Risultati del calcolo della consolidazione primaria

Come detto in precedenza i modelli generati per il calcolo della subsidenza geotecnica da consolidazione primaria sono stati:

1. Modello rappresentativo dell'intera area archeologica (Colonna Equivalente), mostrato in figura 8.3 - 2.

Il modello geotecnico CE è costituito fundamentalmente da un tristrato (Figura 8.3.2), composto da limi sabbiosi e sabbie limose in matrice argillosa presenti nei primi 35 metri, argille limose tra i 35 e 70 metri, sabbie e ghiaie presenti oltre i 70 metri. Le argille centrali sono divise in due strati di diversa compressibilità (domini intrastrato).

Lo strato più superficiale ha una permeabilità di $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s, lo strato intermedio ha una permeabilità di $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s e lo strato più profondo ha una permeabilità di $k = 1,16 \times 10^{-5}$ m/s.

2. Modello rappresentativo dell'area prossima al sondaggio S1: Stombi, mostrato in figura 8.3 - 3.

Tale modello è costituito da un'alternanza fra limi sabbiosi ed argille fino ad una profondità di 70 metri, oltre cui sono presenti sabbie e ghiaie. Ai limi sabbiosi in matrice argillosa è stata associata una permeabilità di $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s, mentre alle argille una permeabilità di $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s. Anche in questo modello oltre i 70 metri è presente lo strato di sabbie e ghiaie.

3. Modello rappresentativo dell'area prossima al sondaggio S15: Parco del Cavallo, mostrato in figura 8.3 - 4.

Il modello è costituito fondamentalmente da un tristrato, come per la *Colonna Equivalente*, ma tiene conto di domini intrastrato diversi alla luce dei specifici caratteri litostratigrafici e meccanici rilevati lungo il profilo S15.

Fino alla profondità di 35 metri si ha una permeabilità $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s; gli strati compresi fra 35 e 70 metri hanno una permeabilità $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s, mentre lo strato più profondo ha una permeabilità $k = 1,16 \times 10^{-5}$ m/s.

4. Modello rappresentativo dell'area prossima al sondaggio S16: Parco del Cavallo, mostrato in figura 8.3 - 5.

Il modello è ancora costituito fondamentalmente da un tristrato come la *Colonna Equivalente*, ma anch'esso tiene conto di diversi domini intrestrato, di diversa compressibilità, alla luce dei rilievi lungo S16.

Per le permeabilità ci si è regolati come per il modello S15.

Il calcolo è stato svolto, per ogni modello imponendo l'abbassamento della superficie di falda nell'acquifero superiore di 1 o 2 metri e l'abbassamento del livello di alimentazione dell'acquifero profondo di 1, o 2 o 3 metri. Combinando tra di loro le condizioni di abbassamento del carico qui citate per le due falde, si sono ottenute nove combinazioni possibili ed il calcolo è stato svolto per tutte queste combinazioni (Tab. 8.3 - 1).

Di seguito saranno esposti i risultati delle diverse fasi per il modello equivalente e per il modello S1 a titolo esemplificativo dell'evoluzione nel tempo dello stato idraulico e tenso-deformativo identificati nella modellazione durante il processo di consolidazione. Successivamente si commenteranno gli andamenti dei cedimenti e delle velocità di cedimento nel tempo per ognuno dei modelli e delle condizioni di squilibrio idraulico simulate. In particolare, per ognuno di questi modelli saranno presentate due tipologie di diagrammi dei risultati: velocità del cedimento nel tempo in scala semilogaritmica e cedimento nel tempo. In ciascuno dei citati diagrammi verranno riportate le nove curve relative alle nove combinazioni di variazione del carico idraulico nelle due falde. Ciascuna curva sarà etichettata con la sigla che definisce il modello di riferimento:

CE per la *colonna equivalente*, S1, S15 ed S16.

Le due cifre seguenti rappresentano rispettivamente la variazione di carico dell'acquifero superiore e quella nell'acquifero inferiore, a partire dalla condizione iniziale (falda superiore con pelo libero a -2 metri dal p.c. e acquifero inferiore con altezza piezometrica di alimentazione a +0,5 metri dal p.c.).

Condizioni meccaniche ed idrauliche nella colonna di terreno nelle diverse fasi di calcolo

Come già detto in precedenza, i modelli sono rappresentativi di due aree: l'area archeologica di Parco del Cavallo (S15 ed S16) e Stombi (S1). La *colonna equivalente* è rappresentativa delle condizioni medie dell'intero sito archeologico, anche se si deve riconoscere una maggiore affinità di tale colonna con l'area di Parco del Cavallo, essendosi calibrato detto modello colonna su una mole di dati di cui è superiore il numero per l'area di Parco del Cavallo del numero per Stombi. Nel seguito si discuteranno nel dettaglio i risultati di tutte le fasi di calcolo per i modelli colonna CE ed S1, da ritenersi esemplificativi di quanto rilevato nelle diverse fasi in tutte le modellazioni svolte. Inoltre si metteranno a confronto i cedimenti e le velocità di cedimento desunte dai due anzidetti modelli, al fine di confrontare la tendenza evolutiva del cedimento nella parte centrale del sito archeologico con quella nell'area Nord-Ovest (Stombi), di diverso assetto litostratigrafico e geotecnico.

Detti risultati e confronti saranno discussi per il caso della combinazione delle variazioni di carico idraulico nei due acquiferi, superficiale e profondo, più gravosa per la deformazione dei terreni: abbassamento della superficie di falda nell'acquifero superiore di 2 metri e abbattimento del carico idraulico di alimentazione dell'acquifero inferiore di 3 metri (CE 2.3 ed S1 2.3). In tale condizione si ottiene la massima isocrona delle sovrappressioni interstiziali della consolidazione, cui conseguono i massimi cedimenti tra tutti i casi indagati.

Nella fase iniziale in entrambi i modelli si attua una filtrazione permanente, di regime iniziale, in entrambi i modelli, con flusso verso l'alto controllato dalle condizioni al contorno: $h=98$ m in testa e $h=100.5$ m alla base, differenza di carico di 2,5 metri. Nelle figure 8.3 - 6 e 8.3 - 7 si illustrano il profilo delle pressioni interstiziali e dei carichi idraulici nei due casi. Nonostante le differenze litostratigrafiche ed i corrispondenti diversi valori di k nei due modelli, la distribuzione piezometrica nei due casi è poco diversa. Nelle figure 8.3 - 8 e 8.3 - 9 sono mostrati i vettori velocità di filtrazione per i due modelli al termine di questa fase.

Nella seconda fase si attua un abbassamento del livello di falda superficiale di 2 metri e un abbassamento del carico di alimentazione dell'acquifero profondo di 3 metri. Come anticipato dianzi, in tale fase si è imposta una condizione non drenata, per cui si sono desunti i diagrammi di sovrappressione interstiziali generati dalle variazioni nelle condizioni al contorno imposte. Corrispondenti diagrammi delle sovrappressioni interstiziali sono mostrati nelle figure 8.3 - 10 e 8.3 - 11.

Nella figura 8.3 - 12 si mostra come, nei due modelli, vari la sovrappressione nel tempo durante la consolidazione. Per entrambi i modelli si è scelto un punto a profondità di 65 metri, collocato all'interno delle argille, di permeabilità $k = 1,3 \cdot 10^{-10}$. La Figura mette in evidenza come la velocità di dissipazione delle sovrappressioni interstiziali sia decisamente superiore nel modello rappresentativo della zona di Stombi, S1, che nel modello colonna equivalente, più rappresentativo della zona di Parco del Cavallo, CE. La principale ragione di tale differenza è la diversa stratigrafia, e quindi successione nei valori di permeabilità, dei due modelli. In particolare, la colonna S1 gli strati argillosi di bassa permeabilità definiscono uno spessore totale leggermente inferiore rispetto alla somma degli spessori degli strati argillosi nella colonna CE. Inoltre nella colonna S1 detti strati argillosi sono sottili ed alternati da strati sabbioso-limosi in matrice argillosa o da strati sabbiosi, mentre nella colonna CE è presente fondamentalmente un unico potente strato di argille di bassa permeabilità. Dunque, complessivamente la colonna S1 è più *liberamente drenante (free draining)* della colonna CE.

Nella figura 8.3 - 13 sono diagrammati per i due modelli le curve di cedimento all'estradosso nel tempo e nella figura 8.3 - 14 le corrispondenti curve velocità di subsidenza nel tempo. La curva velocità di subsidenza – tempo è rappresentata in scala semilogaritmica con il tempo in anni (y).

È interessante mostrare anche la differente distribuzione della deformazione assiale lungo i due profili al termine della consolidazione (fine fase 3 – Fig. 8.3 - 15) ed il corrispondente profilo degli spostamenti verticali (Fig. 8.3 - 16). Infatti, in particolare la Figura 8.3.15 evidenzia come la riduzione del carico idraulico indotta lungo i profili dalle analoghe variazioni delle condizioni al contorno comporti una distribuzione delle deformazioni assiali significativamente differente lungo i due profili. Tale differenza consegue alle differenze negli incrementi di tensione efficace conseguenti alla dissipazione di profili di sovrappressione interstiziale differenti, mostrati nelle figure 8.3 - 8 e 8.3 - 9, che vanno a loro volta ad intervenire lungo profili stratigrafici e idro-meccanici differenti (vedasi modelli CE e S1 nelle figure 8.3 - 2 e 8.3 - 3). La combinazione delle suddette differenze determinano non solo differenze nella distribuzione delle deformazioni, ma anche nell'entità del loro integrale, essendo la deformazione complessiva lungo il profilo S1 superiore a quella lungo la *colonna equivalente*, CE. Il profilo rappresentativo dell'area di Stombi è quindi più cedevole di quello rappresentativo dell'area di Parco del Cavallo. Lungo il modello S1 d'altronde sono più numerosi gli intervalli di bassa rigidità edometrica associati agli interstrati limoso-sabbiosi in matrice argillosa e forte contenuto organici (si osservi l'entità degli strati torbosi lungo la stratigrafia S1) qui di origine alluvionale, che si sono dimostrati essere fortemente comprimibili (terreni recenti soffici).

La maggiore entità del cedimento nel tempo presso Stombi, di contro a quello medio di Parco del Cavallo, è evidente nella figura 8.3 - 13. Tale cedimento si sviluppa anche a maggiori velocità, come reso evidente nella figura 8.3 - 14. Infatti, lungo la colonna S1 gli interstrati limoso-sabbiosi in matrice

argillosa di permeabilità $k= 5 \cdot 10^{-8}$ m/s sono decisamente più frequenti che lungo il profilo CE, rendendo complessivamente il profilo S1 più drenante. Di conseguenza lo spegnimento delle sovrappressioni interstiziali è più veloce lungo S1, come mostrato nella figura 8.3 - 12, con estinzione in tempi più brevi del processo di consolidazione. Il confronto tra le figure 8.3 - 14 e 8.3 - 16 mette in evidenza che per quanto la consolidazione lungo il profilo S1, pertinente a Stombi, sia più veloce che lungo il profilo CE (Fig. 8.3 - 12), più rappresentativo dell'area di Parco del Cavallo, la maggiore compressione dei terreni lungo S1 comporta nell'area di Stombi una storia di velocità di subsidenza più elevate che nell'area di Parco del Cavallo. In entrambe le aree il processo di subsidenza da emungimento delle falde assunto nel calcolo appare essere attivo in un arco di 30-40 anni ed è capace di generare cedimenti totali dai 30 ai 35 cm, ossia dello stesso ordine di grandezza del cedimento rilevato con livellazione di superficie circa un cinquantennio dopo la livellazione del 1945 per il caposaldo topografico situato a Parco del Cavallo. Per tale caposaldo si è infatti rilevato un cedimento di 12 cm (Tab. 8.1 - 1). Il processo simulato dai due modelli occorre con velocità di subsidenza che vanno dai massimi di 25 mm/y (Stombi) e 20 mm/y (Parco del cavallo) nei primi anni ad 1-2 mm/y dai 10 ai 30 anni.

Modello Colonna Equivalente: risposta alle diverse variazioni di carico idraulico.

Attraverso la variazione parametrica dei carichi nelle due falde, superficiale e profonda, si sono avuti i risultati rappresentati come cedimento nel tempo e velocità di cedimento nel tempo mostrati in figura 8.3 - 17.

Modello S1: risposta alle diverse variazioni di carico idraulico.

Attraverso la variazione parametrica dei carichi nelle due falde, superficiale e profonda, si sono avuti i risultati rappresentati come cedimento nel tempo e velocità di cedimento nel tempo mostrati in figura 8.3 - 18.

Modello S15: risposta alle diverse variazioni di carico idraulico.

Attraverso la variazione parametrica dei carichi nelle due falde, superficiale e profonda, si sono avuti i risultati rappresentati come cedimento nel tempo e velocità di cedimento nel tempo mostrati in figura 8.3 - 19.

Modello S16: risposta alle diverse variazioni di carico idraulico.

Attraverso la variazione parametrica dei carichi nelle due falde, superficiale e profonda, si sono avuti i risultati rappresentati come cedimento nel tempo e velocità di cedimento nel tempo mostrati in figura 8.3 - 20.

Modello Colonna Equivalente Profonda: risposta alle diverse variazioni di carico idraulico

Tale modello è equivalente al modello CE, ma estende lo strato delle sabbie e ghiaie profonde sino a 300 m di profondità e fa soggiacere ad esse lo strato delle Argille Azzurre profonde (Fig. 8.3 - 21). Attraverso la variazione parametrica dei carichi nelle due falde, superficiale e profonda, si sono avuti i risultati rappresentati come cedimento nel tempo e velocità di cedimento nel tempo mostrati in figura 8.3 - 22.

Sulla base dell'insieme dei risultati del calcolo conseguiti nelle modellazioni delle colonne CE, S1, S15 ed S17 di 100 m di profondità (Figg. 8.3 - 17-8.3 - 20), si possono svolgere le seguenti considerazioni, la cui discussione beneficia della sintesi dei risultati in tabella 8.3 - 2.

Dall'esame della tabella 8.3 - 2 si evince che, per quanto le variazioni di carico da emungimento delle falde assunte in tutte le modellazioni sono state relativamente basse (ci si può attendere che queste siano state superiori a luoghi nella piana, soprattutto allorquando per uso irriguo non regolamentato), i cedimenti totali da consolidazione primaria che ne conseguono sono da significativi, per i casi di minima riduzione dei carichi (cedimenti minimi da 5.5 a 10 cm), ad elevati, nel caso di massima riduzione (cedimenti massimi da 27.5 a 35 cm). Dunque i risultati dimostrano che il cedimento registrato a Parco del Cavallo nell'ultimo cinquantennio, a partire dal 1945, ossia 12 cm (Tab. 8.1 - 1), rientra pienamente nell'intervallo dei cedimenti previsti e se ne può attribuire la causa ad una consolidazione primaria da emungimento idrico in profondità.

Il cedimento totale misurato appare porsi nella parte inferiore dell'intervallo dei cedimenti totali calcolati. A tal riguardo si deve tenere presente che la variabilità nei cedimenti calcolati è coerente con una variabilità dei tassi di subsidenza registrati nella piana sia in passato (vedasi differenze tra le dislocazione dei piani di calpestio nelle diverse porzioni dell'area archeologica) che attualmente (vedasi le misure da tele-rilevamento discusse in precedenza). D'altronde, la misura di campo del citato cedimento nell'ultimo cinquantennio afferisce all'area meglio rappresentata dal modello colonna S16, che predice cedimenti inferiori, nell'intervallo 5.5 – 27.5 cm; si quindi può ritenere che tale osservazione corrobora la credibilità dei risultati numerici.

Una possibile ragione di una eventuale sovrastima dei cedimenti conseguita dalla modellazione risiede nel non avere implementato nella modellazione una reale tempistica delle attività di emungimento, che potrebbero non aver condotto allo sviluppo dell'intero cedimento primario, qui definito come totale e dianzi commentato. Si può infatti ritenere che, almeno in talune aree, l'emungimento abbia avuto un carattere variabile negli anni, con fasi di temporaneo recupero dei carichi idraulici in profondità. Una tale tempistica dovrebbe associarsi a cedimenti più ridotti per ogni fase di emungimento. Al contempo però di devono tenere presenti due osservazioni. La prima è che i risultati numerici mostrano come la maggior parte del cedimento si sviluppi nei primi anni della consolidazione, con cedimenti raggiunti al termine del decimo anno che vanno da 25 a 34.5 cm per l'ipotesi di massimo emungimento simulato, e

da 4.5 a 9 cm per l'ipotesi di minimo emungimento. Quindi, anche una interruzione prematura dell'emungimento, dopo alcuni anni, comporta subsidenza elevata. La seconda osservazione concerne la natura del cedimento, che è circa permanente, non essendo il comportamento dei terreni elastico e le deformazioni reversibili, se non che per una minima parte. Quindi, ogni intervento di emungimento comporta un gradino di cedimento con riattivazione delle velocità di consolidazione. Questa osservazione, viceversa, comporta un ulteriore elemento di validazione della rappresentatività dei risultati di calcolo, in particolare dei valori di velocità di subsidenza previsti. Infatti, se i calcoli hanno previsto un estinguersi del fenomeno sostanzialmente dopo 30 anni, con velocità significative di cedimento e credibili nei primi 10 anni (come meglio evidenziato più avanti), una tempistica ciclica degli emungimenti vede il riattivarsi dei gradienti che causano le maggiori velocità di cedimento più volte negli ultimi 60 anni, ossia nell'arco temporale qui di riferimento. In tale ipotesi il cedimento totale dovrebbe essere, per pari abbattimenti dei carichi idraulici in profondità, inferiore a quello totale calcolato, ma dovrebbe essersi presentato con velocità dell'ordine di quelle calcolate in un arco di tempo di più di 30 anni, ossia in più periodi nell'arco degli ultimi 60 anni. Infine, circa i valori cedimento, si deve comunque ricordare che le riduzioni di carico idraulico indotte nella modellazione sono state probabilmente inferiori a quelle realmente applicate in talune fasi di emungimento a luoghi nella piana. Le velocità di subsidenza calcolate al termine del primo anno di consolidazione variano nell'intervallo 15-38 mm/y nel caso di massima depressione dei carichi idraulici e nell'intervallo 3.5-10 mm/y nel caso di massima depressione. Corrispondentemente, le massime velocità al termine del decimo anno variano negli intervalli 3-5 mm/y e nell'intervallo 1.5-2 mm/y al termine del trentesimo anno. Le minime si attestano intorno a circa 1 mm/y. Alla luce delle considerazioni fatte prima circa il valore dei gradienti di emungimento reali e simulati e la tempistica reale e simulata degli emungimenti distribuiti nella piana, si può ritenere che le velocità simulate nell'intervallo temporale di calcolo 1-10 anni, di valore medio (tra tutti i valori simulati) di circa 5 mm/y, siano rappresentative di una situazione ricorrente nella piana a seguito della consolidazione primaria da emungimento. Ad esempio, per emungimenti riattivati alla fine degli anni '90, si dovrebbero ancora oggi registrare velocità di subsidenza tra i 3 ed i 5 mm/y, mentre per un emungimento attivato nel 2005 si registrerebbero velocità tra i 4 ed i 7 mm/y. Infine, ancora i dati nella Tabella 8.3.2 evidenziano un netto gradiente della velocità di subsidenza allo spostarsi da Nord-Ovest verso Sud-Ovest nell'area archeologica, essendo le velocità in aumento nell'andare dall'area del sondaggio S16, a quella del S15, sino a Stombi, sondaggio S1. L'osservazione di una maggiore frequenza di interstrati argillosi nei primi 10 m dei sondaggi collocati nella sezione D-D' (Figg. 8.2 - 2 e 8.2 - 15) rispetto a quelli nella sezione A-A' (porzione del sito archeologico, Fig. 8.2 - 13), suggerisce che si possa verificare un aumento delle velocità di subsidenza anche andando dalla sezione A-A' alla D-D' (gradiente in direzione da Sud-Ovest a Nord-Est del sito archeologico).

Tutti i risultati dianzi commentati escludono il contributo delle Argille Azzurre profonde alla subsidenza attuale del sito. I risultati del modello *Colonna Equivalente Profonda* in figura 8.3 - 22 mostra che se attivo, tale contributo aumenterebbe notevolmente le velocità di subsidenza. I risultati di tale modello non appaiono rappresentativi nella loro forma, che prevede l'intero contributo delle argille molto profonde, poiché non è credibile tale contributo si espliciti nella tempistica degli emungimenti reali dianzi commentata. Viceversa, i risultati della modello CE profondo comunque suggeriscono che, nei tempi reali dei processi nella piana, si debba ritenere che ai cedimenti dei primi 100 m si aggiunga un ulteriore contributo delle argille molto profonde, benché più limitato di quello calcolato dal modello CE profondo.

Modello rappresentativo dell'area archeologica del Parco del Cavallo : Colonna Equivalente Profonda.

In considerazione della presenza di uno strato di argille profondo, si è voluto generare un modello geotecnico che rappresentasse, oltre al tristrato presente in tale area fino ad una profondità di 100 metri, uno strato di 200 metri costituito da sabbie limose e limi sabbiosi ed uno strato argilloso profondo.

Nei primi 100 metri di profondità si fa riferimento alla colonna equivalente (cfr Paragrafo 8.2.8) rappresentante i limi sabbiosi o sabbie limose presenti superiormente fino ad una profondità di 35 metri, le sabbie e ghiaie presenti in profondità oltre i 70 metri e le argille limose, nell'intervallo 35 ÷ 70 metri, divise in due strati per evidenziare la diversa compressibilità che hanno questi terreni (cfr Fig. 8.3.2).

Le permeabilità considerate sono state inserite con riferimento ai risultati delle prove di permeabilità in sito (cfr Paragrafo 8.2.7), in particolare lo strato più superficiale ha una permeabilità di $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s, lo strato intermedio ha una permeabilità di $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s e lo strato più profondo ha una permeabilità di $k = 1,16 \times 10^{-5}$ m/s.

Alle profondità nell'intervallo 100 ÷ 300 metri si è assunto uno strato omogeneo costituito da sabbie limose e limi sabbiosi con una permeabilità pari a $k = 5 \times 10^{-8}$ m/s.

Alle profondità nell'intervallo 300 ÷ 800 metri si è assunto uno strato omogeneo costituito da argille e che rappresenta il bedrock di tale modello. La permeabilità è stata assunta pari a $k = 1,3 \times 10^{-10}$ m/s.

In figura 8.3.21 sono riportati geometria e parametri meccanici del modello come sopra descritto

La variazione parametrica della falda superficiale e dell'acquifero profondo ha condotto ai seguenti risultati, rappresentati in forma di cedimento nel tempo e di velocità dei cedimenti nel tempo (Fig. 8.3 - 22).

8.3.3. Subsidenza da consolidazione secondaria

E' stata indagata anche l'incidenza del contributo di consolidazione secondaria dei terreni olocenici, per verificarne il contributo al tasso di subsidenza attuale. Il calcolo è stato svolto solo con riferimento alla verticale S15. A parte i valori del coefficiente di consolidazione secondaria impiegati per gli strati di argilla con lenti di torba e di argilla con materiale organico e fossili, che sono stati dedotti per analogia con materiali simili del contesto della Laguna di Venezia (Zezza et al.; *comunic. priv.*), i rimanenti valori del coefficiente sono stati misurati tramite le curve cedimento-tempo delle già citate prove di compressione edometrica.

Il calcolo, riportato nella tabella 8.3 - 3 è stato svolto secondo due differenti ipotesi circa il tempo "zero" per l'avvio del processo secondario: la prima relativa ad un periodo di sviluppo edificatorio degli insediamenti antichi, che hanno certamente rappresentato un carico all'estradosso capace di innescare una consolidazione primaria per i sedimenti più soffici, ovvero in ipotesi 2600 anni fa, la seconda relativa all'avvio di un processo di consolidazione primaria connesso all'attività del sistema wellpoint, che ha posto il t_0 della consolidazione secondaria al 1960 d.C. Il tasso annuo odierno stimato in questo modo è nel primo caso dell'ordine del decimo di millimetro l'anno, nel secondo caso è intorno agli 8 mm, un valore notevole e persino superiore a quanto monitorato per Parco del Cavallo, il che lascia concludere che un processo deformativo di natura "viscosa" "ringiovanito" dall'occorrere degli emungimenti va considerato in aggiunta al processo di consolidazione primaria nella valutazione del tasso di subsidenza attuale e futuro nella piana.

8.4. CONCLUSIONI

Lo studio che è stato svolto sulla subsidenza della Piana di Sibari e più specificatamente dell'area archeologica della stessa Sibari ha messo in luce i fattori condizionanti tale fenomeno ed ha validato un modello di previsione del tasso di subsidenza.

L'aliquota della variazione di quota attribuibile alla neotettonica risulta attualmente trascurabile, così come per le fluttuazioni glacioeustatiche attuali che invece sono state fortemente contribuenti nell'Olocene e tardo Olocene. Il cedimento geotecnico da compressione degli strati, essenzialmente per peso proprio, ha dato un contributo notevole alla subsidenza nell'Olocene, anche a causa di pacchi di terreni o in matrice argillosa o argillosi da soffici a debolmente consistenti, con compressibilità significativa.

Si è riscontrato che la subsidenza attuale ha fondamentalmente cause antropiche, all'origine di cedimenti di natura geotecnica per consolidazione sia primaria che secondaria. La zona archeologica

ricade all'interno anche della linea di costa del '700, aspetto che implica una diversità nella compressibilità dei terreni rispetto a zone limitrofe di più recente deposizione.

I dati di telerilevamento prodotti dall'Unità di Ricerca del Politecnico di Milano, in collaborazione con la società Tele-Rilevamento Europa 2009 (Giannico et al., 2009), mostrano tassi dai 3 agli 8 mm/y, con gradiente di aumento in direzione della costa. La particolareggiata caratterizzazione geotecnica del pacco di sedimenti dei primi 100 m, la loro modellazione, anche usufruendo delle più avanzate teorie circa la meccanica dei terreni naturali, che hanno permesso di avvalersi sia di misure di laboratorio dei parametri meccanici che di correlazioni tra detti parametri e la costituzione e struttura dei terreni ad aumentare la banca dati, ha condotto a dimostrare che le velocità monitorate sono da attribuirsi, almeno in gran parte, alle azioni di emungimento delle falde, superiori e profonde, presenti nella piana, ancorché probabilmente discontinue lateralmente. Anche per la zona ad Est della linea di costa del '700, si ritiene che la subsidenza attuale, che qui registra tassi massimi prossimi ai 10 mm/y, sia di origine antropica. Le più elevate velocità di subsidenza in questa parte della piana sono principalmente dovute alla presenza di potenti spessori di terreni ancor più soffici che nelle zone di entroterra, poiché generati dalla recente azione del delta del Crati. Peraltro, in quella zona i carichi recenti all'estradosso sono stati particolarmente rilevanti, se si pensa alle colmate per le nuove darsene dei Laghi di Sibari ed alla conseguente edificazione.

I valori restituiti dal calcolo esibiscono concordanza con le misure topografiche ed hanno svelato, grazie alla validazione del modello geotecnico adottato per il calcolo, le cause del processo monitorato, come previsto dagli obiettivi dello studio. Sul piano del prodotto di metodo di questa ricerca, si è fornito l'exkursus della complessa metodologia, con ampiezza di studi, che andrebbe messa in campo per interpretare i fenomeni di subsidenza e dare maggiore utilità a dati di monitoraggio topografico che, acquisiti con le tecniche oggi più avanzate, devono però essere correttamente interpretati affinché siano di riferimento nel monitoraggio delle condizioni ambientali, nella validazione di modelli di previsione e quindi nella valutazione del raggiungimento di soglie di allarme. In questo senso, il percorso metodologico proposto possiede validità generale ed è pertanto esportabile in altri contesti geografici. Certamente per il contesto esaminato è emerso che velocità di subsidenza superiori ai 10-20 mm/y, se causate da emungimento, implicano depressioni idriche di oltre 3 m, un dato che potrebbe consentire di investigare a ritroso l'entità di uno sfruttamento non regolamentato della falda (e quindi di definire soglie di allarme idrogeologico), così come un superamento dei 10 mm/y per le velocità di subsidenza nell'area costiera orientale potrebbe suggerire nuove prescrizioni progettuali per le tipologie fondazionali degli edifici di nuova costruzione e per i rimedi di eventuali dissesti degli edifici esistenti.

Con riferimento agli elementi di novità introdotti nella "banca dati" relativa al sito studiato (beni immateriali da potersi intendere come proprietà intellettuale), va detto che la caratterizzazione geotecnica ha qui assunto, rispetto a quanto già prodotto in passato, un carattere "spaziale", non solo

quindi “verticale”. A tale risultato si è pervenuti integrando i profili già disponibili da studi pregressi (sondaggi profondi nell’area archeologica) con dati inediti relativi a sondaggi superficiali nel sito di Sibari (che interessano mediamente i primi dieci metri di profondità) e con dati inediti relativi a pozzi profondi ubicati su un’estesa area della Piana di Sibari. Inoltre, come già anticipato nel rapporto, sono stati “generati” nuovi dati geotecnici (dati virtuali) mediante un originale metodo di deduzione degli stessi, che ha sfruttato sia le conoscenze sulla composizione granulometrica e mineralogica dei terreni che le conoscenze sui loro caratteri strutturali, combinandole nel quadro di una meccanica delle terre avanzata. Nel calcolo sono poi stati adoperati valori inediti di conducibilità idraulica, ricavati dall’elaborazione di dati rivenienti da prove di assorbimento in situ. Inedito è anche il tentativo di giustificare un’aliquota della subsidenza impiegando coefficienti di consolidazione secondaria per i terreni di Sibari. Più in generale ed in conclusione, si ritiene che lo stesso approccio metodologico sviluppato per la validazione del modello di previsione della subsidenza, anche tramite l’impiego di dati di monitoraggio, costituisca di per sé un bene immateriale di carattere innovativo, scaturito grazie alla sinergia d’indagine tra competenze geologiche e competenze geotecniche.

9. SINTESI DEI PRODOTTI E DEI RISULTATI DELLO STUDIO

9.1. LE RETI DI MONITORAGGIO

Le reti di monitoraggio realizzati preliminarmente per finalità conoscitive nell'ambito del LOTTO 5 sono state già descritte in termini specifici.

Si ricorda in termini generali che nei siti di Luzzi e Sellia Marina sono state realizzate verticali piezometriche, con almeno due tratti di misura per verticale, e verticali inclinometriche. In entrambi i siti richiamati una verticale piezometrica, strumentata con tre piezometri, è stata predisposta per la misura in automatico dei livelli piezometrici.

Nel sito di Favazzina è stata predisposta una stazione di misura delle pressioni neutre negative, con tensiometri, cui è associata una stazione meteo.

Di seguito sono illustrate le prime risultanze delle misure condotte in manuale. Le installazioni predisposte per il rilievo in continuo sono operative ed il primo scarico di dati è previsto entro la fine del mese di febbraio 2011. Le misure rilevate saranno fornite all'ABR.

9.2. PRIME INDICAZIONI DEL MONITORAGGIO

G. Gullà, L. Aceto, S.C. Maiorano

9.2.1. Luzzi

Al fine di monitorare le condizioni di movimento e di verificare le possibili superfici di scorrimento ipotizzate su base geomorfologica, è stata realizzata la verticale inclinometrica S1A, spinta fino a 38 m da p.c. L'ubicazione del sondaggio opportunamente realizzata è mostrata in figura 5.3.1 – 1 mentre in tabella 5.3.1 – 2 sono indicate altre caratteristiche quali la data di installazione e la "lettura di zero".

Nella figura 9.2.1 – 1 è mostrata la deformata inclinometrica; gli spostamenti misurati a partire dal 23/07/2010, data in cui è stata effettuata la lettura di zero e fino al 28/10/2010, sono dell'ordine di 1-2 mm. Si può rilevare che lo spostamento massimo di circa 3 mm, alla profondità di 5 m da p.c., registrato nelle letture L01 e L02 si riduce alla lettura L03. Le ragioni di questo andamento irregolare sono da attribuire alla piccola entità degli spostamenti, mentre la qualità generale delle letture è mostrata dalla buona ripetizione che si ritrova nell'andamento degli azimut in funzione della profondità. Si deve concludere che sulla base del monitoraggio sino ad ora condotto non si registrano spostamenti significativi lungo la verticale inclinometrica S1A anche se sembrerebbe potersi ipotizzare intorno ai 35 m dal p.c. il passaggio ad una zona più stabile.

La prosecuzione del monitoraggio degli spostamenti profondi potrà consentire l'acquisizione di ulteriori elementi conoscitivi. In linea generale si evidenzia l'opportunità, anche in relazione alla complessità

dell'area, di realizzare altre verticali inclinometriche e di spingerle a maggiori profondità (40-45 m) per avere maggiori garanzie circa la stabilità del fondo foro.

La figura 9.2.1 - 2 mostra l'andamento nel tempo dello spostamento misurato ad 1 m dal p.c. e conferma le considerazioni già illustrate: spostamenti e trend di movimento non significativi.

Per la definizione del regime delle acque sotterranee sono stati installati 7 piezometri lungo tre verticali: due nel sondaggio S1, due nel sondaggio S2 e tre nel sondaggio S3.

La disponibilità di misure sulle installazioni realizzate è relativa al periodo maggio-novembre 2010, ancora non sufficientemente esteso per poter essere considerato rappresentativo. La figura 9.2.1 - 3 mostra l'andamento delle precipitazioni per l'anno idrologico 2009-2010 evidenziando, per il periodo in cui si hanno misure ai piezometri, alcuni eventi di pioggia di un certo rilievo. Da sottolineare, come indicato anche nella stessa figura 9.2.1 - 3, che le piogge sono quelle registrate nella stazione pluviometrica di Torano Scalo, da ritenersi sufficientemente rappresentativa in prima istanza ma meritevole di opportune verifiche.

I livelli piezometrici misurati nei piezometri installati nei due sondaggi S1 e S2 (zona centrale e di monte della frana) mostrano la presenza di due distinte falde che si posizionano a circa 5 m e 15 m da piano campagna. L'andamento dei livelli non è influenzato in maniera significativa dagli eventi di pioggia che si sono registrati nel periodo di monitoraggio (oscillazioni massime dell'ordine del metro). I livelli nei piezometri installati a diverse profondità nel sondaggio S3 (zona bassa dell'area in frana) suggeriscono la presenza di un'unica falda con livello molto prossimo al piano campagna, anche in tal caso le oscillazioni sono contenute (massimo dell'ordine delle decine di centimetri).

9.2.1.1. *Modello geotecnico del pendio*

9.2.1.1.1. *Schema geotecnico*

Lo schema geotecnico preliminare della frana di Luzzi, riportato in figura 9.2.1 - 4, è stato definito a partire dal modello geologico e dai risultati delle indagini geotecniche fin qui condotte.

Dal punto di vista stratigrafico esso prevede la presenza, conformemente al modello geologico, di tre strati: uno superiore, caratterizzato da una profondità variabile tra 6 e 15 m, costituito da colluvioni e gneiss e scisti biotici di classe VI; uno strato intermedio, con spessore variabile tra 7 m e 20 m circa, costituito gneiss e scisti biotici di classe V; uno strato inferiore, di profondità indefinita, corrispondente al livello di gneiss e scisti biotici di classe IV.

Il livello all'interno del quale, si presuppone si sviluppino, in larga parte, le superfici di rottura, è quello intermedio che risulta caratterizzato dai seguenti parametri fisico-meccanici: peso dell'unità di volume naturale compreso tra 16 kN/m^3 e 22 kN/m^3 e da un peso dell'unità di volume saturo variabile tra

21kN/m³ e 23kN/m³, coesione di picco e residua pari a 0 kPa e angolo d'attrito di picco e residuo variabile tra 32° e 44°.

Le due superfici di scorrimento considerate sono ipotizzate su base geomorfologica: la prima (Sup. 1), con scarpata localizzata a circa 138 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 16 m e lunghezza di circa 262 m; la seconda (Sup. 2), con scarpata localizzata a circa 84 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 15 m e lunghezza di circa 206 m.

Per quanto riguarda il regime delle pressioni neutre, nella fase preliminare, sono state considerate due posizioni di falda limite, ovvero: falda a piano campagna e falda assente.

9.2.1.1.2. Meccanismi di innesco e modalità di evoluzione

Il fenomeno di frana considerato è uno scorrimento traslazionale (con una debole componente rotazionale) che si mobilita, probabilmente, per superamento di valori della resistenza a taglio intermedi tra quelli di picco e residui. La rottura sostanzialmente istantanea, non è preceduta da spostamenti significativi e si sviluppa (pre-rottura e rottura) nell'arco di alcuni giorni. Gli spostamenti massimi cumulati nell'ambito di una mobilitazione dovrebbero essere dell'ordine del metro.

9.2.1.1.3. Procedure di calcolo ed analisi di stabilità

Le analisi di sensitività delle condizioni di stabilità del caso di studio di Luzzi, sono state condotte mediante una procedura di calcolo sviluppata dalla GEO-SLOPE International Ltd, che si basa sui metodi dell'Equilibrio Limite. La procedura richiede la definizione di un modello di calcolo bidimensionale, all'interno del quale siano definite le caratteristiche stratigrafiche, idrologiche e meccaniche rappresentative della reale situazione in sito.

Lo schema di calcolo richiama lo schema geotecnico definito in precedenza. Ai fini dell'analisi è stata supposta la presenza di un unico geomateriale (Fig. 9.2.1 - 5), identificabile come gneiss e scisti biotitici di classe V, e considerando per la resistenza a taglio valori variabili tra quelli di picco e residui. In definitiva l'analisi di sensitività è stata condotta con riferimento ai seguenti valori delle caratteristiche fisico-meccaniche: $\gamma = 20 \text{ kN/m}^3$; $\gamma_{\text{sat}} = 21 \text{ kN/m}^3$, $c = 0 \text{ kPa}$ e ϕ variabile in un intervallo congruente con i valori definiti dalla sperimentazione condotta.

In base alle indicazioni desunte dal modello geotecnico è stata ipotizzata la presenza di due superfici di scorrimento, aventi le stesse caratteristiche geometriche discusse nel paragrafo 9.2.1.1.1.

Per quando riguarda la posizione della falda freatica, sono state prese in considerazione due posizioni di falda, identificabili come: falda assente, falda a piano campagna.

L'analisi è consistita nell'analizzare la sensitività del fattore di sicurezza nei confronti della variazione del livello di falda, utilizzando i valori dell'angolo d'attrito da 5° a 40°, in presenza ed in assenza di sisma. Gli effetti del sisma sono stati simulati, conformemente alla vigente normativa, utilizzando i coefficienti sismici k_h e k_v , pari rispettivamente a 0.108 e 0.054.

I risultati ottenuti sono stati riportati in grafici rappresentanti la variazione del fattore di sicurezza al variare dell'angolo di resistenza a taglio e della posizione di falda (Figg. 9.2.1 - 6 e 7).

Come si può constatare dall'osservazione di questi grafici, per la superficie 1, in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari all'unità per valori dell'angolo di resistenza a taglio di 13°, per la condizione di falda assente, e di 24°, per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 2, sempre in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari all'unità per valori dell'angolo di resistenza a taglio di 9°, per la condizione di falda assente, e di 17°, per la condizione di falda a piano campagna. I valori indicati sono ovviamente più alti considerando la presenza di sollecitazione sismica.

In definitiva l'analisi di sensitività evidenzia la necessità di approfondire l'individuazione dei parametri meccanici rappresentativi al finito dell'instabilità di precisarne le possibili superfici di scorrimento. Un primo approfondimento di analisi, finalizzato ad indirizzare opportunamente le ulteriori indagini conoscitive, potrà essere condotto una volta che si disporrà dei dati di monitoraggio relativi ad un periodo significativo, basandosi anche su dati di letteratura per quanto attiene le caratteristiche meccaniche dei terreni.

9.2.2. Sellia

Anche nel caso di studio in esame, relativo alla frana di località La Petrizia, è stata realizzata la verticale inclinometrica S2, spinta fino a 30 m da p.c. per il monitoraggio dei movimenti e la precisazione di possibili superfici di scorrimento (Fig. 5.3.2-1 e Tab. 5.3.2-2).

Nella figura 9.2.2 - 1 è mostrata la deformata inclinometrica; gli spostamenti cumulati misurati a partire dal 10/05/2010, data in cui è stata effettuata la lettura di zero, e fino al 04/11/2010 sono dell'ordine dei 5 mm; la progressione nel tempo degli spostamenti non è regolare, figura 9.2.2 - 2. In particolare l'ultima lettura L05 sembrerebbe registrare una riduzione dello spostamento cumulato (possibile rotazione). Quanto evidenziato è da ricondurre alla piccola entità degli spostamenti ed al limitato periodo di monitoraggio ancora disponibile. L'andamento dell'azimut con la profondità e la sua ripetizione nel tempo evidenziano una certa irregolarità che potrebbe essere dovuta a quanto già evidenziato, ma dovrà essere oggetto di approfondimento.

Tuttavia, dall'analisi della deformata inclinometrica si potrebbe ipotizzare la presenza di una zona di movimento intorno ai 7-8 m da piano campagna. Sono evidentemente necessari ulteriori elementi da acquisire con il prosieguo del monitoraggio degli spostamenti profondi.

Per la definizione del regime delle acque sotterranee sono stati installati 8 piezometri lungo tre verticali: tre nel sondaggio S1, due nel sondaggio S3 e tre nel sondaggio S4.

La disponibilità di misure sulle installazioni realizzate è relativa al periodo maggio-dicembre 2010, ancora non sufficientemente esteso per poter essere considerato rappresentativo. La figura 9.2.2 - 3 mostra l'andamento delle precipitazioni per l'anno idrologico 2009-2010 evidenziando, per il periodo in cui si hanno misure ai piezometri, alcuni eventi di pioggia di un certo rilievo. Da sottolineare, come indicato anche nella stessa figura 9.2.2 - 3, che le piogge sono quelle registrate nella stazione pluviometrica di Botricello, da ritenersi in prima istanza sufficientemente rappresentativa di quanto si verifica nel sito di interesse.

I livelli piezometrici misurati nel sondaggio S3, ubicato nella parte alta della zona in frana, indicano la presenza di due distinte falde, una superficiale a carattere stagionale, l'altra profonda con probabile andamento pluristagionale; i livelli piezometrici misurati nei tre piezometri installati nel sondaggio S1 (zona centrale della frana) mostrano la presenza di un'unica falda con andamento significativamente influenzato dagli eventi di pioggia; i tre piezometri installati nel sondaggio S4 (zona bassa dell'area in frana) mostrano livelli poco differenziati nei tratti di misura e suggeriscono la presenza di un'unica falda, a circa 10 m da p.c., con andamento poco influenzato da eventi di pioggia.

Le misure considerate sono relative ad un periodo di monitoraggio non ancora significativo e le indicazioni fornite in via preliminare andranno opportunamente verificate e precisate.

9.2.2.1. Modello geotecnico del pendio

9.2.2.1.1. Schema geotecnico

Lo schema geotecnico della frana di Sellia Marina, riportato in figura 9.2.2 - 4, è stato delineato in via preliminare riferendosi al modello geologico ed ai risultati delle indagini geotecniche fin qui condotte.

Dal punto di vista stratigrafico esso prevede la presenza di due strati: uno superiore, caratterizzato da uno spessore massimo di circa 20 m, costituito da conglomerati quaternari; uno strato inferiore, prevalente nella sezione, costituito da argille plioceniche.

Nelle argille, stante le indicazioni geomorfologiche, si ipotizza che si sviluppino, in larga parte, le superfici di rottura. Dalla sperimentazione di laboratorio condotta per le argille si possono preliminarmente considerare i seguenti parametri fisico-meccanici: peso dell'unità di volume naturale compreso tra 19.5kN/m^3 e 21kN/m^3 , peso dell'unità di volume saturo variabile tra 19.5kN/m^3 e

21.5kN/m^3 , coesione di picco variabile da 0 a 40 kPa, angolo d'attrito di picco compreso tra 29° e 33° , parametri di resistenza residui caratterizzati da coesione intercetta (c) nulla e angolo d'attrito compreso tra 10° e 29° .

Le tre superfici di scorrimento considerate nello schema geotecnico, ipotizzate su base geomorfologica, sono mostrate nella figura 9.2.2 - 4: la prima (Sup. 1), con scarpata localizzata a circa 72 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 12 m e una lunghezza di circa 191 m; la seconda (Sup. 2), con scarpata localizzata a circa 66 m s.l.m., ha una profondità massima pari a circa 12 m e una lunghezza di circa 170 m; la terza (Sup. 3), con scarpata localizzata a circa 62 m s.l.m., ha una profondità massima pari a circa 8 m e una lunghezza di circa 135 m.

Per quanto riguarda il regime delle pressioni neutre lo schema considera in questa fase due posizioni limite della falda: falda a piano campagna e falda assente.

9.2.2.1.2. Meccanismi di innesco e modalità di evoluzione

Il fenomeno franoso di Sellia Marina può essere considerato come uno scorrimento traslazionale, con debole componente rotazionale, che si è probabilmente prodotto per superamento di valori della resistenza a taglio prossimi a quelli di picco. Se i necessari approfondimenti confermeranno l'ipotesi esposta è ragionevole ritenere: che la mobilitazione avvenuta nell'inverno 2008-2009 sia stata repentina (fasi pre-rottura e rottura nell'arco di alcuni giorni); che ulteriori mobilitazioni, determinate da eventi di pioggia critici le cui caratteristiche sono da definire, seguano modalità diverse di evoluzione delle fase pre-rottura e rottura.

9.2.2.1.3. Procedure di calcolo ed analisi di stabilità

Le analisi di sensitività delle condizioni di stabilità del caso di studio di Sellia Marina, sono state condotte mediante una procedura di calcolo sviluppata dalla GEO-SLOPE International Ltd, che utilizza i classici metodi dell'Equilibrio Limite. La procedura richiede la definizione di un modello di calcolo bidimensionale, all'interno del quale siano definite le caratteristiche stratigrafiche, idrologiche e meccaniche rappresentative della reale situazione in sito.

Lo schema di calcolo richiama lo schema geotecnico definito in precedenza, considerando per semplicità e senza perdere di generalità un unico geomateriale (Fig. 9.2.2 - 5) per il quale si ipotizzano le seguenti caratteristiche: $\gamma = 20\text{ kN/m}^3$; $\gamma_{\text{sat}} = 20.14\text{ kN/m}^3$, $c = 0\text{ kPa}$ e angolo d'attrito variabile da 5° a 40° .

In base alle indicazioni desunte dal modello geotecnico sono state esaminate tre superfici di scorrimento con le caratteristiche geometriche discusse nel paragrafo 9.2.2.1.1.

Per quanto riguarda la posizione della falda freatica sono state considerate due posizioni di falda: falda assente, falda a piano campagna.

L'analisi di sensitività delle condizioni di stabilità, in termini di fattore di sicurezza, è stata condotta considerando: due posizioni del livello di falda; i parametri fisico-meccanici richiamati con particolare riferimento agli intervalli di variazione dell'angolo d'attrito; la presenza e l'assenza di sisma. Gli effetti del sisma sono stati simulati, in particolare, utilizzando, conformemente alla vigente normativa, valori dei coefficienti sismici k_h e k_v pari rispettivamente a 0.103 e 0.051.

I risultati ottenuti sono stati riportati in grafici rappresentanti la variazione del fattore di sicurezza al variare dell'angolo di resistenza a taglio e della posizione di falda (Figg. 9.2.2 - 6, 7 e 8).

Dall'esame dei grafici richiamati si può rilevare quanto segue: per la superficie 1, in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari a uno per valori dell'angolo d'attrito di circa 9° , per la condizione di falda assente, e di 18° , per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 2, sempre in assenza di sisma, il fattore di sicurezza è pari all'unità per valori dell'angolo d'attrito di 8° , per la condizione di falda assente, e di circa 17° , per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 3, ancora in assenza di sisma, il fattore di sicurezza è di uno per valori dell'angolo d'attrito di circa 10° , per la condizione di falda assente, e di 18° , per la condizione di falda a piano campagna. I valori riassunti sono ovviamente più alti in presenza di sollecitazione sismica.

Si può in definitiva rilevare dall'esame dei risultati mostrati nelle figure 9.2.2 - 6, 7 e 8, che i valori che determinano una condizione di equilibrio limite nelle condizioni esaminate sono compatibili con gli intervalli di variazione dei valori dell'angolo d'attrito definiti su base sperimentale. Per il caso in esame gli approfondimenti di studio e di monitoraggio conoscitivo dovranno essere mirati a precisare: il meccanismo di rottura che ha governato la mobilizzazione dell'inverno 2008-2009, la geometria delle superfici di scorrimento considerate, le posizioni delle falde che possono determinare condizioni di criticità per la stabilità del pendio di interesse.

9.2.3. T. Favazzina

M.C. Mandaglio, L. Aceto L

Per il caso di studio in esame sono state realizzate tre verticali piezometriche, per la definizione del regime delle acque sotterranee; in esse sono stati installati 6 piezometri: uno nel sondaggio S1, due nel sondaggio S2 e tre nel sondaggio S3 (Fig. 5.3.3-1 e Tab. 5.3.3-2).

La figura 9.2.3-1 mostra l'andamento delle precipitazioni per l'anno idrologico 2009-2010 evidenziando, per il periodo in cui è disponibile la misura ai piezometri, alcuni eventi di pioggia di un certo rilievo. La mancanza di un numero congruo di misure ai piezometri non consente al momento di poter trarre indicazioni, seppur preliminari, circa il regime delle acque sotterranee per il sito di studio di Favazzina.

I livelli piezometrici misurati nel sondaggio S1 e nel sondaggio S2 possono far supporre la presenza di falde distinte, una a circa 10.0 m, l'altra a circa 20.0 m da piano campagna.

I piezometri installati nel sondaggio S3 nei primissimi metri della coltre di copertura evidenziano l'assenza di una eventuale falda superficiale.

Pertanto le misure considerate e le indicazioni fornite in via preliminare andranno opportunamente verificate e precisate.

9.2.3.1. Analisi numerica dei fenomeni di innesco e di propagazione delle frane di colata

N. Moraci, D. Gioffrè, M.C.Mandaglio

Nella presente relazione si illustrano le attività svolte per la definizione di un idoneo modello matematico e l'utilizzo di un codice di calcolo che riesca a simulare la fase di innesco e di propagazione di una frana di colata. Le attività hanno previsto:

- definizione del modello matematico;
- analisi della fase di propagazione con un codice di calcolo.

Le frane rappresentano significativi esempi del dissesto idrogeologico e del degrado ambientale che interessano ampie superfici del territorio italiano e sono fonte di rischio per l'incolumità dell'uomo e delle opere e infrastrutture. La previsione e le possibili evoluzioni dei dissesti in un dato territorio rappresenta importante passo per valutare l'entità del problema e predisporre i mezzi necessari per fare fronte, in condizioni di emergenza, alla necessità di soccorrere uomini e strutture coinvolte dall'evento calamitoso. Infatti, le aree interessate in passato da movimenti franosi possono essere ritenute nuovamente soggette in futuro ad eventi calamitosi di uguale o diversa intensità, anche se non si tratta di un'ipotesi rigidamente applicabile.

In generale dal punto di vista delle conseguenze, le frane si possono raggruppare in due tipi. Il primo se producono danni limitati nella zona geografica come nel caso delle frane di scorrimento e il secondo se lo spostamento influenza aree estese, come nel caso delle frane di colata. Il modo di espansione di una frana (maggiore o minore) dipenderà dalle caratteristiche naturali del movimento e dalle sue origini.

Indipendentemente dall'area interessata, i movimenti possono produrre:

- danni e disastri a case, edifici ed infrastrutture quali strade, ferrovie, oleodotti, linee elettriche e telefoniche, canali, sistemi di drenaggio, ponti, dighe, porti, aeroporti nonché a boschi e

aree agricole.

- perdite economiche e, quello che è più importante, di vite umane

L'intensità dell'impatto di una frana dipende principalmente dal volume della massa in movimento e dalla velocità della stessa, la quale a sua volta è legata alle caratteristiche della zona instabile ed alla evoluzione della massa in movimento (fluidificazione, disgregazione, erosione, etc.).

Per poter prevedere l'impatto che producono questi movimenti è conveniente tener conto di alcune considerazioni di carattere generale quali ad esempio:

1. Le frane sono generalmente associate ad un periodo di piogge intense o ad un periodo di disgelo e tendono a peggiorare i loro effetti quando si producono inondazioni alla base dei pendii.
2. Le aree più suscettibili ai fenomeni franosi sono in genere quelle nelle quali si sono già verificate in precedenza delle frane, qualora le condizioni che le hanno determinato siano ancora presenti (ad es. acclività dei pendii, ruscellamento disordinato delle acque, etc.).
3. Il rischio di frana è maggiore dove il terreno è composto da rocce altamente fratturate o dove si hanno terreni superficiali le cui caratteristiche meccaniche possono subire significative modifiche al variare del grado di saturazione.
4. Gli eventi sismici rappresentano un notevole fattore di rischio specie in terreni propensi alla liquefazione.

Tra le cause principali che provocano questo tipo di fenomeni ci sono i cambiamenti delle proprietà meccaniche del terreno causate da variazioni del grado di saturazione, le variazioni delle tensioni efficaci dovute a modifiche del regime delle pressioni interstiziali, i carichi applicati e le variazioni di geometria dovuti all'azione dell'uomo, l'influenza dei cicli climatici (aridità, precipitazioni, gelo e disgelo) e gli effetti sismici.

La principale differenza che permette di distinguere le frane di colata da quelle di scorrimento risiede essenzialmente nelle caratteristiche di deformazione del corpo di frana nella sola fase post-rottura. Nelle colate il corpo di frana presenta elevate deformazioni interne della massa, negli scorrimenti presenta deformazioni interne modeste in confronto agli spostamenti che si sviluppano sul contorno del corpo di frana (Picarelli et al, 2003). I meccanismi di innesco di entrambi i fenomeni sono legati a processi di rottura per taglio ed in realtà, indipendentemente dal meccanismo di innesco, la colata di caratterizza nella fase di post rottura come una evoluzione prolungata dello scorrimento iniziale.

Si definisce colata (flow) il movimento spazialmente continuo in cui si formano, generalmente senza essere preservate, superfici di taglio ravvicinate che inducono nella massa in frana un campo di velocità simile a quello di un fluido viscoso. La porzione basale della massa in frana può essere una vera e propria superficie di rottura (caratterizzata quindi da discontinuità di spostamento) o anche una ampia zona in cui si distribuisce la deformazione di taglio. In tal senso, per date condizioni (riduzione della resistenza meccanica, inclinazione del pendio più elevata) il flusso si potrebbe presentare come lo sviluppo di un

movimento franoso di scivolamento. La velocità di propagazione di tali fenomeni disastrosi può essere estremamente elevata anche intorno ai 100m/s, ed interessando, talvolta, notevoli volumi di materiale. Tali fenomeni prendono il nome di colate “rapide”. Le frane di colata sono processi abbastanza comuni dal punto di vista geomorfologico.

Generalmente, esse interessano diversi materiali quali terreni residuali, sabbie, limi, argille, etc. I “flussi” sono pertanto movimenti rapidi nei quali i terreni, le rocce ed i residui vegetali si combinano con aria e acqua, formando una massa che si mobilita senza preservare una superficie di scorrimento definita.

Le osservazioni effettuate da diversi ricercatori portano a concludere che, indipendentemente dai terreni coinvolti e dalla località, i fenomeni franosi di tipo colata rapida si verificano in più fasi successive (vedasi Scotto di Santolo, 2002):

- rottura localizzata
- fluidificazione della massa
- amplificazione del fenomeno
- arresto

Caratteristiche comuni ai materiali coinvolti nei fenomeni di colata sono: l’elevata porosità, il collasso strutturale per saturazione o per azioni dinamiche, la suscettibilità alla fluidificazione.

Tra i vari processi che si possono osservare in natura i più interessanti sono: “debris flows”, “debris avalanches”, “flussi piroclastici”, “rapid mudflows” e valanghe di roccia. Distinzioni tra i differenti fenomeni possono essere fatte considerando la presenza e l’abbondanza di ciascuna fase (solida, liquida e gassosa) e le proprietà della fase solida.

La figura 9.2.3 – 2 inquadra i diversi fenomeni che possono avvenire in funzione della concentrazione volumetrica della fase solida e del tipo di materiale interessato dal fenomeno propagativi (granulare o coesivo).

In molti casi, il materiale si comporta come un fluido e le frane sono chiamate come streamflows, hyperconcentrated flows, debris flow, granular flows, etc. Questo comportamento del materiale può essere accentuato da intense piogge che alterano il comportamento del materiale solido che si propaga in un comportamento fluido.

In particolare “debris flows” e “mudflows” sono formati da terreni saturi, rispettivamente da materiale grossolano e fine, e possono originarsi lungo pendii aperti o all’interno di canali di drenaggio (impluvi). I “debris flows” possono inglobare un ampio campo di dimensioni dei grani e le loro caratteristiche meccaniche possono variare significativamente al variare del contenuto relativo di acqua, limo e argilla nonché delle dimensioni e dell’assortimento dei grani.

In base alla frazione di materiale fine, Coussot (1992) propose la classificazione riportata in figura 9.2.3 – 3.

Un’altra classificazione è quella proposta da Pierson e Costa (1987) dove gli autori suddividono le colate

in base alla concentrazione solida ed alla velocità della massa in frana (Fig. 9.2.3 – 4).

Il termine “debris flows” è spesso largamente utilizzato con una accezione più generale in modo da includere anche “mudflows”, “lahars”, “flow-tills”, etc. infatti questi fenomeni assumono nomi diversi per la tipologia dei movimenti, per la morfologia dei versanti su cui si sviluppano e per la meccanica dei movimenti. La varietà della nomenclatura evidenzia da un lato che esistono numerosi movimenti franosi aventi caratteri cinematici simili anche se si sviluppano in materiali alquanto diversi, e dall’altro l’importanza di una corretta classificazione per evitare confusioni.

Picarelli et al (2003) hanno proposto di classificare questi fenomeni utilizzando solo una specificazione dei materiali coinvolti e del loro stato fisico. Procedendo in tal modo le frane di colata possono essere suddivise come segue: colata di detrito, colata di sabbia, colata di fango, colata di argilla, colata di torba. Le colate di detrito interessano materiali granulari grossolani come quelli prodotti dalla disgregazione della roccia, spesso non saturi; le colate di sabbia interessano, appunto, terreni sabbiosi non saturi e comunque non soggetti a liquefazione; le colate di fango interessano terreni sabbioso-limosi saturi liquefatti; le colate di argilla sono costituite da argilla satura mentre le colate di torba interessano terreni con un forte contenuto di materiali organici (torbe). Tale nomenclatura privilegia la natura dei materiali sui meccanismi di innesco, con eccezione per le colate in terreni granulari nell’ambito delle quali, anche per mantenere una analogia con la nomenclatura anglosassone, si distingue tra colate di fango, governate da meccanismi di liquefazione, e colate di detrito, in cui tali meccanismi sono inesistenti o di minor rilievo.

Una volta innescate, le frane di colata possono propagarsi con velocità che vanno da pochi centimetri al mese a 100 km/h. La velocità di propagazione dipende dalla pendenza, tipo di materiale, meccanismo di rottura, pressione interstiziale generata durante la fase di innesco, etc.

Le colate si verificano, di solito, in modo violento innescandosi per intense precipitazioni.

Durante il moto il materiale in frana può esercitare, inoltre, un’intensa azione erosiva e di trasporto, inglobando materiale di diversa natura e dimensioni (sino a blocchi di grandi dimensioni) e trasformandosi in alcuni casi in flusso iperconcentrato, come riportato anche da Scotto di Santolo (2002) per le colate in Campania.

Alla fine esse possono trasportare una grande quantità di materiale percorrendo grandi distanze. La pendenza del terreno nella zona di innesco di questi tipi di frane di solito è abbastanza pronunciata ma una volta che il movimento si è sviluppato, il materiale è capace di muoversi per aree relativamente piane o poco inclinate.

Attualmente grazie all’utilizzo di nuove tecniche numeriche come il metodo degli elementi finiti e lo sviluppo di modelli costitutivi avanzati per simulare il comportamento del terreno, è possibile analizzare con più precisione i meccanismi di una frana di colata.

I modelli usualmente utilizzati sono implementati utilizzando un formulazione lagrangiana per

descrivere il comportamento del terreno, ma si può evidenziare che in alcune situazioni una formulazione euleriana consente, in modo più efficace, di descrivere il comportamento del terreno, come nel caso della propagazione di valanghe di materiale granulari, di flussi di detriti e delle colata.

Una volta che avviene la rottura, le deformazioni diventano importanti ed il materiale perde la sua capacità di resistenza. Il suo comportamento è assimilabile più ad un fluido che ad un solido. La modellazione di questo fenomeno non viene più impostata sui principi della meccanica dei solidi ma sulla meccanica dei fluidi. Le tecniche numeriche utilizzate sono quelle capaci di riprodurre i flussi di materiale fluido.

Per una rappresentazione corretta di questi fenomeni è importante definire una legge costitutiva del materiale in grado di riprodurre gli effetti locali ed ottenere i parametri che definiscono questa legge da prove in laboratorio o in situ.

Una schematizzazione delle frane di colata può essere fatta assumendo che tale fenomeno si possa dividere in differenti fasi (Fig. 9.2.3 – 5):

- una fase di innesco, durante la quale il materiale arriva a rottura;
- una fase di propagazione, durante la quale si produce il movimento del materiale;
- una fase di arresto, in cui il movimento si arresta ed il materiale ritrova in una posizione di equilibrio.

La prima fase dà un'indicazione sul rischio del fenomeno ed una valutazione sul volume coinvolto, mentre le altre due fasi consentono di conoscere la pericolosità del fenomeno, in termini di velocità del movimento e masse trasportate ed individuare il percorso effettuato dalla colata.

La conoscenza dell'insieme di tutti i fenomeni anzidetti è importante per arrivare a, comprendere le conseguenze di un eventuale fenomeno catastrofico e mettere su opere adeguate misure di protezione e/o mitigazione del danni. La modellazione della fase di innesco può invece permettere di prevenire all'origine il fenomeno adottando delle misure che migliorino la stabilità del versante. Mentre l'innesco è un problema che interessa la meccanica dei terreni tradizionali, la propagazione comporta anche conoscenze riguardanti la dinamica dei miscugli ad alte concentrazioni di volume solido.

La modellazione della fase di propagazione delle frane di colata presenta notevoli difficoltà dovute alla trasformazione della massa in frana con un comportamento del materiale che può essere assimilato ad un fluido equivalente.

La teoria matematica che descrive il comportamento di un materiale poroso saturo è stata sviluppata da Biot (1941, 1955, 1957). La formulazione di Biot descrive l'interazione della parte solida con il fluido interstiziale per un materiale elastico utilizzando come variabili: gli spostamenti dello scheletro solido (u) e gli spostamenti relativi del fluido interstiziale in rapporto allo scheletro solido (w).

La teoria di Biot è stata successivamente ampliata grazie al lavoro svolto nell'Università di Swansea da (Zienckiewicz et al, 1980; Zienckiewicz e Shiomi, 1984) per prendere in considerazione le grandi deformazioni ed il comportamento non lineare dei materiali porosi saturi.

Tra le formulazioni numeriche, proposte da diversi autori, per la risoluzione delle equazioni di Biot, risulta molto affidabile quella di Zienckiewicz (1982) che utilizza come variabili indipendenti del sistema di equazioni gli spostamenti dello scheletro solido (u) e la pressione dell'acqua interstiziale (p_w).

Questo tipo di formulazione di un materiale bifase può essere utilizzata per risolvere un gran numero di problemi riguardanti i geomateriali. Un ulteriore miglioramento alla formulazione $u - p_w$ per la risoluzione di problemi riguardanti materiali parzialmente saturi si può avere ipotizzando che la pressione dell'aria o del gas all'interno del dominio non sia trascurabile. (Zienckiewicz et al., 1990).

Per rappresentare correttamente il comportamento del terreno, è necessario quindi trattarlo come un mezzo trifase dove si considerano anche le variazioni di pressione dell'aria. La pressione interstiziale dei fluidi (liquido o gas) ha un ruolo fondamentale nel comportamento della struttura del terreno, potendo provocare la rottura del materiale. La formulazione di un mezzo trifase si può ricavare dalla teoria delle miscele.

La teoria delle miscele permette di ottenere una descrizione generale che può essere utilizzata per descrivere sia la fase di innesco sia la fase di propagazione nei fenomeni di frane di colata.

L'osservazione dei terreni a livello microscopico (grani, pori, etc.) è quella che permette di descrivere nella maniera più corretta i fenomeni elementari coinvolti ma tale approccio però si scontra con la grande varietà di disposizioni geometriche a livello di struttura che si possono avere e con la conseguente difficoltà di modellazione che ne risulta.

Queste difficoltà mettono in evidenza i limiti di uno studio basato su un approccio puramente microscopico (micro-particellare) e giustificano quindi la necessità di fare ricorso ad un approccio di tipo diverso. Il tradizionale approccio basato sul mezzo continuo si è rivelato insufficiente a soddisfare le esigenze dei settori più avanzati della geotecnica. Un utile compromesso è rappresentato dalla teoria delle miscele.

In questa teoria il terreno viene considerato come un materiale eterogeneo; la sua composizione è assimilabile a quella di una miscela: un insieme di più specie chimiche presenti in differenti stati fisici.

La teoria anzidetta presuppone che tutte le componenti del sistema multifase siano simultaneamente presenti in ciascun punto dello spazio occupato dal mezzo poroso. Le componenti di ciascuna fase e le loro interazioni sono definite da un campo di variabili continue.

Un materiale poroso, come un terreno o una roccia, è composto da una massa di grani solidi separati da uno spazio di vuoti.

Questi vuoti possono essere occupati da:

- solo aria, si dice che il materiale poroso è secco,
- solo acqua, il materiale poroso è detto saturo,
- aria e acqua, il materiale poroso è detto parzialmente saturo.

In questi tre casi:

$$S_w + S_a = 1 \quad (2.1)$$

dove

$$S_w = \text{grado di saturazione dell'acqua} = \frac{\text{volume d'acqua}}{\text{volume dei vuoti}} \quad (2.2)$$

$$S_a = \text{grado di saturazione dell'aria} = \frac{\text{volume d'aria}}{\text{volume dei vuoti}} \quad (2.3)$$

L'acqua si può trovare nei suoi tre stati: solido (ghiaccio), liquido, gassoso (vapore acqueo). Lo stato dipende dalla pressione e dalla temperatura del mezzo. Un'importante ipotesi adottata nello studio delle miscele è quella di considerare i componenti immiscibili, si suppone quindi che l'aria non si sciolga nell'acqua e che l'acqua non si vaporizzi nell'aria.

Il modello del terreno adottato è stato proposto da Yoshimi e Osterberg (1963) ed è rappresentato in figura 9.2.3 – 6 dove n rappresenta la porosità del terreno la quale è definita come:

$$n = \text{volume della fase gassosa} + \text{volume della fase liquida} = \frac{\text{volume dei vuoti}}{\text{volume totale}} \quad (2.4)$$

Per la modellazione matematica sono adottate le seguenti ipotesi:

- Scheletro solido deformabile.
- Le fasi gassose e liquide sono in contatto con lo scheletro solido, non ci sono quindi bolle d'aria all'interno della fase liquida.
- Le differenti componenti sono immiscibili
- La temperatura è costante. L'equilibrio termodinamico verificato in tutto il dominio: non si hanno cambiamenti di fase tra la fase liquida e la fase solida causate da una variazione di temperatura o da una variazione di pressione.

- Non si hanno reazioni chimiche tra le componenti.
- Le fasi componenti sono compressibili.
- Lo scheletro solido subisce solo piccoli deformazioni e l'effetto delle rotazioni dei grani è trascurabile.

Per la convenzione dei segni, si definisce tensione positiva quella di trazione e pressione del fluido positiva quella che si ha nei casi di compressione.

Prima di formulare le equazioni di bilancio della massa e del momento verranno descritte le proprietà fisiche dei materiali che compongono la miscela.

L'acqua è un fluido newtoniano con le seguenti proprietà:

- densità (ρ_w): varia con la temperatura
- peso specifico (γ_w): peso del fluido per unità di volume è legato a ρ_w dalla espressione anch'esso varia con la temperatura $\gamma_w = \rho_w g$ ove g = accelerazione di gravità.
- viscosità dinamica (μ_w). Il moto laminare di un fluido produce una tensione tangenziale τ_{yx} proporzionale al gradiente della velocità attraverso la viscosità dinamica:

$$\tau_{yx} = \mu_w \frac{dv_x}{dy} \quad [M/LT] \quad (2.5)$$

e la viscosità dinamica è una proprietà che diminuisce con la temperatura

- viscosità cinematica (ν): si definisce come:

$$\nu_w = \frac{\mu_w}{\rho_w} \quad [L^2/T] \quad (2.6)$$

ν_w dipende dalla temperatura T° :

$$\nu_w = [1'14 - 0'031 \cdot (T^\circ - 15) + 0'00068 \cdot (T^\circ - 15)^2] \cdot 10^{-6} \quad [L^2/T] \quad (2.7)$$

- Se all'interno dell'acqua è presente del gas si può parlare anche di una compressibilità volumetrica equivalente definita come diminuzione unitaria di volume dell'acqua dovuta ad un aumento della sua pressione (p_w):

$$c_w = -\frac{1}{V_w} \frac{\partial V_w}{\partial p} \quad (2.8)$$

- coefficiente di dilatazione dell'acqua; esprime la variazione dell'unità di volume dell'acqua dovuta alla variazione della temperatura:

$$\alpha_w = \frac{1}{V_w} \left(\frac{\partial V_w}{\partial T} \right) \quad (2.9)$$

La tabella 9.2.3 – 1 mostra alcuni valori delle grandezze anzidette.

Le proprietà caratteristiche dell'aria sono:

- densità (ρ_a): diminuisce con la temperatura.
- peso specifico (γ_a): peso dell'aria per unità di volume; diminuisce con la temperatura.
- viscosità dinamica (μ_a): aumenta con la temperatura.
- viscosità cinematica (ν_a): varia con la temperatura.
- comprimibilità elastica dell'aria: diminuzione del volume dovuto ad un aumento di pressione dell'aria (p_a):

$$c_a = - \frac{1}{V_a} \frac{\partial V_a}{\partial p_a} \quad (2.10)$$

- coefficiente di dilatazione dell'aria: variazione dell'unità di volume dell'aria dovuta ad una variazione della sua temperatura (T_a):

$$\alpha_a = \frac{1}{V_a} \left(\frac{\partial V_a}{\partial T_a} \right) \quad (2.11)$$

La tabella 9.2.3 – 2 mostra alcuni valori delle proprietà anzidette.

Le proprietà fisiche di una particella solida sono:

- dimensioni (d): le particelle si classificano come descritto nella tabella 9.2.3 – 3.
- coefficiente di uniformità ($C_u = d_{60}/d_{10}$), parametro che caratterizza l'uniformità granulometrica del materiali. Si considera terreno uniforme quello con valori del coefficiente C_u minori di 2 e terreni a granulometria estesa quelli che presentano un valore del coefficiente maggiore di 4.
- densità di una particella solida (ρ_s): massa della particella per unità di volume; non varia con la temperatura.
- peso specifico di una particella (γ_s): è il peso del solido per unità di volume $\gamma_s = \rho_s \text{ g}$; non varia con la temperatura.

- coefficiente di comprimibilità:

$$c_s = -\frac{1}{V_s} \frac{\partial V_s}{\partial \sigma'_{is}} = -\frac{1}{(1-n)V_b} \frac{V_b \partial(1-n)}{\partial \sigma'_{is}} = \frac{1}{1-n} \frac{\partial n}{\partial p_w} \quad (2.12)$$

dove V_s è il volume occupato dallo scheletro solido e σ'_{is} è la funzione isotropa efficace.

- coefficiente di dilatazione:

$$\alpha_s = \frac{1}{V_s} \left(\frac{\partial V_s}{\partial T} \right) \quad (2.13)$$

Presenta un valore di $8e^{-6} \text{C}^{-1}$ per le argille.

Le tensioni totali nel terreno si possono scrivere:

$$\boldsymbol{\sigma} = \boldsymbol{\sigma}^s + \boldsymbol{\sigma}^w + \boldsymbol{\sigma}^a \quad (2.14)$$

$$\boldsymbol{\sigma} = (1-n)\boldsymbol{\sigma}_s + nS_w\boldsymbol{\sigma}_w + nS_a\boldsymbol{\sigma}_a \quad (2.15)$$

dove $\boldsymbol{\sigma}_{s,w,a}$ sono le tensioni del solido, dell'acqua e dell'aria.

La tensione del fluido $\boldsymbol{\sigma}^\alpha$, dove α può essere l'acqua (w) o l'aria (a), si può scomporre secondo le sue componenti idrostatica e deviatorica come:

$$\boldsymbol{\sigma}^\alpha = -nS_\alpha p_\alpha \mathbf{I} + nS_\alpha \mathbf{s}_\alpha \quad (2.16)$$

dove \mathbf{I} è il tensore unitario del secondo ordine, $\mathbf{s}_\alpha = \text{dev}(\boldsymbol{\sigma}_\alpha)$ è la parte deviatorica del tensore $\boldsymbol{\sigma}_\alpha$.

È importante tener presente che nel caso in cui il fluido componente la miscela sia costituita da sola acqua, la parte deviatorica delle tensioni può essere trascurata, mentre in altri casi il contributo della parte viscosa può essere importante.

Supponendo che le tensioni tangenziali dei fluidi (aria ed acqua) siano trascurabili, l'equazione che esprime le tensioni totali può essere scritta come segue:

$$\boldsymbol{\sigma} = (1-n)\boldsymbol{\sigma}_s + n\mathbf{I}(S_w p_w + S_a p_a) \quad (2.17)$$

Si può definire,

$$\bar{p} = S_w p_w + S_a p_a \quad (2.18)$$

come la pressione media delle fasi fluide per cui:

$$\sigma = (1 - n)\sigma_s + nI\bar{p} \quad (2.19)$$

Nel caso generale, considerando quindi anche la parte deviatorica, nel caso di terreno parzialmente saturo si avrà:

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma^s + \sigma^w + \sigma^a \\ \sigma^s &= (1 - n)\sigma_s \\ \sigma^w &= -nS_w p_w I + nS_w s_w \\ \sigma^a &= -nS_a p_a I + nS_a s_a \\ \bar{p} &= S_w p_w + S_a p_a \end{aligned} \quad (2.20)$$

Si possono realizzare due importanti semplificazioni:

1. Terreno parzialmente saturo con pressione dell'aria nulla, $p_a = 0$

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma^s + \sigma^w \\ \sigma^s &= (1 - n)\sigma_s \\ \sigma^w &= -nS_w p_w I + nS_w s_w \\ \bar{p} &= S_w p_w \end{aligned} \quad (2.21)$$

2. Terreno saturo, $S_w = 1$

$$\begin{aligned} \sigma &= \sigma^s + \sigma^w \\ \sigma^s &= (1 - n)\sigma_s \\ \sigma^w &= -np_w I \\ \bar{p} &= p_w \end{aligned} \quad (2.22)$$

In accordo con il concetto di tensione efficace, introdotto da Terzaghi (1943) per un mezzo bifase solido-fluido, la deformazione dello scheletro solido è dovuto al riarrangiamento dei grani e dipende dalla tensione efficace σ' definita come:

$$\sigma' = \sigma + I p_w \quad (2.23)$$

con p_w pressione dell'acqua interstiziale.

Per il caso di un mezzo trifasico solido-liquido-gassoso si può utilizzare un concetto simile

$$\sigma' = \sigma + I \bar{p} \quad (2.24)$$

con \bar{p} pressione media interstiziale, precedentemente definita.

Per tener in conto la compressibilità dei grani è possibile introdurre una modifica alla definizione delle tensioni efficaci ricavata, introducendo un coefficiente α

$$\sigma'' = \sigma + \alpha I \bar{p} \quad (2.25)$$

dove il coefficiente $\alpha = \mathbf{I} - (\mathbf{D}' : \mathbf{I}) / 3K_s$ in questa ultima espressione \mathbf{D}' rappresenta il tensore costitutivo dello scheletro solido e K_s la rigidità volumetrica dei grani dello scheletro solido.

L'equazione costitutiva della fase solida, si può scrivere come:

$$d\sigma' = \mathbf{D}' d\epsilon' \quad (2.26)$$

dove

σ' : tensione efficace

\mathbf{D}' : matrice costitutiva elastoplastica dello scheletro solido

ϵ' : deformazione prodotta dalle tensioni efficaci

L'incremento totale di deformazione della fase solida $d\epsilon$ si può scomporre in tre parti:

$$d\epsilon' = d\epsilon - d\epsilon^0 - d\epsilon^g \quad (2.27)$$

dove

$d\boldsymbol{\varepsilon}'$: incrementali di deformazione dello scheletro solido

$d\boldsymbol{\varepsilon}$: incrementali di deformazione totale

$d\boldsymbol{\varepsilon}^0$: incrementali di deformazione dello scheletro solido prodotta effetti non meccanici (ad esempio effetti termici).

$d\boldsymbol{\varepsilon}^g$: incrementali di deformazione volumetrica dello scheletro solido dovuta alla complicità di singoli grani in seguito ad un cambiamento della pressione media dei pori (\bar{p}):

$$d\boldsymbol{\varepsilon}^g = -\frac{1}{3K_s} \mathbf{I} d\bar{p} \quad (2.28)$$

con K_s rigidezza volumetrica dei grani dello scheletro solido.

Pertanto:

$$\begin{aligned} d\boldsymbol{\sigma}' &= \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0 - d\boldsymbol{\varepsilon}^g) = \\ &= \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0) - \mathbf{D}': d\boldsymbol{\varepsilon}^g = \\ &= \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0) + (\mathbf{D}': \mathbf{I}) \frac{d\bar{p}}{3K_s} \end{aligned} \quad (2.29)$$

Considerando l'espressione delle tensioni totali e sostituendo si avrà:

$$\begin{aligned} d\boldsymbol{\sigma} &= d\boldsymbol{\sigma}' - d\bar{p}\mathbf{I} = \\ &= \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0) + (\mathbf{D}': \mathbf{I}) \frac{d\bar{p}}{3K_s} - d\bar{p}\mathbf{I} = \\ &= \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0) - \left[\mathbf{I} - \frac{\mathbf{D}': \mathbf{I}}{3K_s} \right] d\bar{p} \end{aligned} \quad (2.30)$$

Inoltre, scrivendo in forma incrementale l'espressione della tensione tenendo in conto la deformazione volumetrica dei grani solidi dovuta alla pressione interstiziale media, si avrà:

$$d\boldsymbol{\sigma} = d\boldsymbol{\sigma}'' - \alpha d\bar{p}\mathbf{I} = \mathbf{D}': (d\boldsymbol{\varepsilon} - d\boldsymbol{\varepsilon}^0) - \alpha d\bar{p}\mathbf{I} \quad (2.31)$$

Confrontando le precedenti espressioni di $d\boldsymbol{\sigma}$ si ottiene:

$$\mathbf{D}' : (\mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon} - \mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon}^0) - \alpha d\bar{p}\mathbf{I} = \mathbf{D}' : (\mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon} - \mathbf{d}\boldsymbol{\varepsilon}^0) - \left[\mathbf{I} - \frac{\mathbf{D}' : \mathbf{I}}{3K_s} \right] d\bar{p} \quad (2.32)$$

Si arriva a scrivere:

$$\alpha d\bar{p}\mathbf{I} = \left[\mathbf{I} - \frac{\mathbf{D}' : \mathbf{I}}{3K_s} \right] d\bar{p} \quad (2.33)$$

Supponendo un comportamento isotropo ed elastico dello scheletro solido caratterizzato dalle costanti di Lamè λ' e μ' , il prodotto $\mathbf{D}' : \mathbf{I}$, si può esprimere

$$D'_{ijkl} \delta_{kl} = (\lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu \delta_{ik} \delta_{jl} + \mu \delta_{il} \delta_{jk}) \delta_{kl} = (3\lambda' + 2\mu') \delta_{kl} = 3K_T \delta_{ij} \quad (2.34)$$

dove K_T è la rigidezza volumetrica dello scheletro solido mentre δ_{ij} rappresentano costanti di kroneker.

$$\left[\mathbf{I} - \frac{\mathbf{D}' : \mathbf{I}}{3K_s} \right] = \left(1 - \frac{3K_T}{3K_s} \right) \mathbf{I} = \left(1 - \frac{K_T}{K_s} \right) \mathbf{I} \quad (2.35)$$

Sostituendo si ottiene:

$$\alpha d\bar{p}\mathbf{I} = \left(1 - \frac{K_T}{K_s} \right) d\bar{p}\mathbf{I} \quad (2.36)$$

$$\alpha = 1 - \frac{K_T}{K_s} \quad (2.37)$$

Il coefficiente α permette quindi di tener conto delle deformazioni volumetriche dovute alla compressibilità dei grani solidi a livello della microstruttura. Per la maggior parte dei terreni $K_s \gg K_T$, per cui $\alpha \approx 1$ e si ritrova la definizione delle tensioni efficaci definita da Terzaghi (1936):

$$d\boldsymbol{\sigma} = d\boldsymbol{\sigma}' - d\bar{p}\mathbf{I} = d\boldsymbol{\sigma}'' - \alpha d\bar{p}\mathbf{I} \quad \Rightarrow \quad \boldsymbol{\sigma}' = \boldsymbol{\sigma}'' \quad (2.38)$$

Per le rocce si può avere un valore $K_T/K_s = 1/3$ e un coefficiente $\alpha = 2/3$ è più appropriato per calcolare le deformazioni.

La pressione p_α della fase fluida α è responsabile della deformazione volumetrica della fase fluida considerata:

$$\varepsilon_v^\alpha = -\frac{p_\alpha}{K_\alpha} \quad (2.40)$$

dove K_α è il coefficiente di compressibilità della fase.

Si deve tener in conto del fenomeno della capillarità. La capillarità permette di attirare l'acqua al di sopra del livello freatico ed il valore della forza di capillarità è inversamente proporzionale alla dimensione dei vuoti del terreno in corrispondenza della superficie di interfaccia aria-acqua. Si hanno notevoli differenze tra le tensioni di capillarità che si producono in una argilla e in quelle che si producono in una sabbia. Nel senso che esse possono essere molto più importanti in una argilla che in una sabbia. La pressione detta anche "suzione" è definita da:

$$p_c = p_a - p_w \quad (2.41)$$

Dato che la pressione capillare dipende dalla dimensione dei vuoti del terreno, per un materiale granulare con un indice dei vuoti definito ed in condizioni isoterme, si può supporre che esista una funzione definita che metta in relazione la suzione con il grado di saturazione:

$$p_c = p_c(S_w) \quad \text{o} \quad S_w = S_w(p_c) \quad (2.42)$$

Queste funzioni si possono anche esprimere attraverso il volume specifico del terreno (θ) definito come il reciproco dell'indice dei vuoti, cioè $\theta=1/e$, in tal caso si ha: $\theta = \theta(p_c)$. In alternativa al posto di p_c si può anche usare l'altezza di risalita capillare h .

Molti autori hanno proposto delle funzioni empiriche, a partire da risultati sperimentali, capaci di riprodurre questa dipendenza. Alcune di queste sono riportate nella tabella 9.2.3 – 4.

Lo studio degli effetti esercitati dall'umidità del terreno può essere eseguito in maniera più completa considerando la curva caratteristica umidità-pressione di suzione. Questa curva non è univoca ma dipende dal fatto che le variazioni di umidità siano ottenute con un percorso di umidificazione o di essiccamento. Questo comportamento differente del terreno a seconda che si verifichi un periodo di essiccamento o di aumento di umidità per quanto riguarda la forza con la quale l'acqua è trattenuta,

provoca il fenomeno dell'isteresi della suzione. A seguito di essa a parità di umidità finale per essiccare un terreno si deve applicare una suzione maggiore rispetto a quella richiesta per la sua reidratazione (Fig. 9.2.3 – 7).

Alonso (Alonso et al., 1990) propose nel 1990, un modello sviluppato nell'ambito della teoria della elastoplasticità con incrudimento nel 1990, capace di riprodurre i principali fenomeni dei terreni non saturi. Il modello è in grado di descrivere simultaneamente le variazioni di volume e di resistenza al taglio ed è stato migliorato nel 1992 per tener conto del carattere fortemente dilatante di alcuni terreni.

Se consideriamo il movimento dell'acqua in un terreno saturo, la velocità dell'acqua è generalmente descritta dalla legge di Darcy (1856). La velocità dell'acqua attraverso un massa di terreno è proporzionale al gradiente del carico idraulico:

$$v_w = -k_w \nabla(h_w) \quad (2.43)$$

con

v_w : velocità dell'acqua;

k_w : coefficiente di permeabilità dell'acqua [L/T];

h_w : carico idraulico totale definito dalla seguente espressione (che trascura il contributo della quota cinematica)

$$h_w = z + \frac{p_w}{\gamma_w} \quad (2.44)$$

essendo

z : quota geometrica;

La legge di Darcy è valida entro una gamma di velocità in grado di assumere le condizioni di moto laminare. Per velocità elevate il passaggio dal movimento laminare a quello turbolento rimette in causa la validità di questa legge.

La legge di Darcy può essere generalizzata per un terreno non saturo, in cui k_w non è più costante, facendo dipendere il coefficiente di permeabilità dal grado di saturazione o della suzione:

$$k_w = k_w(S_w) \quad \text{o} \quad k_w = k_w(p_c) \quad (2.45)$$

Queste relazioni si possono determinare attraverso prove di laboratorio.

Come si può osservare ci sono molti fattori che influenzano il coefficiente dei permeabilità. Alcuni di essi

dipendono dalle caratteristiche del terreno mentre altri sono legati alle caratteristiche del fluido. È opportuno quindi articolare la sua definizione in modo da separare i fattori di un tipo da quelli dell'altro tipo:

$$k_w = \frac{k \cdot K_w^{intr}}{\mu_w} (\rho_w \cdot g) = \frac{k'}{\mu_w} \gamma_w \quad (2.46)$$

dove

k : permeabilità in funzione unicamente dal grado di saturazione o della suzione;

K_w^{intr} : tensore della permeabilità intrinseca che dipende dalle caratteristiche strutturali del mezzo poroso (porosità, struttura,...). E' indipendente dalla densità e dalla viscosità del fluido ed ha dimensioni $[L^2]$ e si riferisce alle condizioni di totale saturazione;

μ_w : viscosità del fluido.

La temperatura influenza la permeabilità attraverso la viscosità ed il tensore della permeabilità intrinseca.

I valori del coefficiente di permeabilità dei terreni, in condizioni di completa saturazione, possono variare secondo lo schema riportato in figura 9.2.3 – 8.

Per una stima approssimata si può utilizzare l'espressione di Hazen (1892) che lega il valore di k_w al diametro corrispondente al passante del 10%:

$$k_w \cong 100d_{10}^2 \quad (2.47)$$

In essa d_{10} si esprime in mm e k_w in cm/s. La relazione anzidetta è da ritenere valida solo nel campo di d_{10} compreso tra 0.1 e 3 mm.

Il movimento dell'aria in un mezzo poroso può essere descritta dalla legge di Fick (1855), inizialmente utilizzata per la descrizione della diffusione del gas attraverso i liquidi:

$$J_a = -D_a^* \frac{\delta p_a}{\delta y} \quad \text{con} \quad D_a^* = D_a \frac{\delta C}{\delta p_a} \quad (2.48)$$

con

J_a : portata di massa (quantità di massa nell'unità di tempo) per unità di superficie attraversata;

D_a : costante caratteristica del movimento dell'aria attraverso il terreno;

C : concentrazione dell'aria espressa come massa d'aria per unità di volume totale del terreno.

La legge di Darcy applicata al movimento dell'aria:

$$v_a = -k_a \nabla (h_a) \quad (2.49)$$

con

v_a : velocità dell'aria;

h_a : carico della fase gassosa;

k_a : coefficiente di permeabilità dell'aria.

Anche in questo caso il coefficiente di permeabilità dell'aria non è costante ma dipende dal grado di saturazione dell'aria (S_a) o dalla suzione definita dalla relazione $p_c = p_a - p_w$. Come descritto prima per la fase fluida, si avrà:

$$k_a = k_a(S_a) \quad \text{o} \quad k_a = k_a(p_c) \quad (2.50)$$

$$k_a = \frac{k \cdot K_a^{\text{intr}}}{\mu_a} (\rho_a \cdot g) = \frac{k'}{\mu_a} \gamma_a \quad (2.51)$$

Si definisce la derivata materiale di un parametro ϕ della fase α :

$$\frac{D^{(\alpha)}\phi}{Dt} = \frac{\partial\phi}{\partial t} + v^{(\alpha)} \cdot \text{grad} \phi \quad (2.52)$$

ove $v^{(\alpha)}$ è la

Una importante relazione che si ottiene dalla definizione riportata nella (2.52) e che viene utilizzata nella formulazione delle equazioni di bilancio è la seguente:

$$\frac{D^{(\alpha)}\phi}{Dt} = \frac{D^{(s)}\phi}{Dt} + (v^{(\alpha)} - v^{(s)}) \cdot \text{grad} \phi = \frac{D^{(s)}\phi}{Dt} + \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_\alpha} \text{grad} \phi \quad (2.53)$$

dove è stata introdotta la velocità della fase relativa allo scheletro solido $\omega^{(\alpha)}$ ottenuta dalla legge di Darcy come:

$$\omega^{(\alpha)} = nS_{\alpha} (v^{(\alpha)} - v^{(s)}) \quad (2.54)$$

ove $v^{(s)}$ è la velocità di deformazione volumetrica dello scheletro solido

Le equazioni di bilancio di massa per la fase solida e per le fasi liquida e gassosa si possono scrivere:

$$\frac{D^{(s)}\rho^{(s)}}{Dt} + \rho^{(s)} \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.55)$$

$$\frac{D^{(\alpha)}\rho^{(\alpha)}}{Dt} + \rho^{(\alpha)} \operatorname{div} v^{(\alpha)} = 0 \text{ con } \alpha = \{a, w\} \quad (2.56)$$

dove $\operatorname{div} v^s = \frac{\partial}{\partial x_k} v_k^s$, $\rho^{(s)} = (1-n)\rho_s$ e $\rho^{(\alpha)} = nS_{\alpha}\rho_{\alpha}$ essendo ρ_{α} la massa volumica della fase α

Per le miscele, sostituendo si ottiene:

$$\frac{D^{(s)}\{(1-n)\rho_s\}}{Dt} + (1-n)\rho_s \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.57)$$

$$\frac{D^{(\alpha)}(nS_{\alpha}\rho_{\alpha})}{Dt} + nS_{\alpha}\rho_{\alpha} \operatorname{div} v^{(\alpha)} = 0 \text{ con } \alpha = \{a, w\} \quad (2.58)$$

e quindi

$$\frac{D^{(s)}n}{Dt} = \frac{1-n}{\rho_s} \frac{D^{(s)}\rho_s}{Dt} + (1-n) \operatorname{div} v^{(s)} \quad (2.59)$$

$$-\frac{D^{(\alpha)}n}{Dt} = \frac{n}{S_{\alpha}\rho_{\alpha}} \frac{D^{(\alpha)}S_{\alpha}\rho_{\alpha}}{Dt} + n \operatorname{div} v^{(\alpha)} \quad (2.60)$$

Utilizzando entrambe le equazioni e la (2.53) si arriva a scrivere:

$$\operatorname{div} \left(\frac{\omega^{(\alpha)}}{S_{\alpha}} \right) + \frac{1-n}{\rho_s} \frac{D^{(s)}\rho_s}{Dt} + \frac{n}{S_{\alpha}\rho_{\alpha}} \frac{D^{(\alpha)}(S_{\alpha}\rho_{\alpha})}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.61)$$

Se si trascurano gli effetti termici su ciascuna delle fasi (ρ_s e ρ_{α} indipendenti dalla temperatura T°), si può riscrivere il secondo termine dell'equazione (2.61) come:

$$\frac{1-n}{\rho_s} \frac{D^{(s)}\rho_s}{Dt} = \frac{1-n}{K_s} \frac{D^{(s)}\bar{p}}{Dt} \quad (2.62)$$

Nel caso di terreno non saturo con pressione dell'aria pari a quella atmosferica $p_a = 0$ e $\bar{p} = S_w p_w$ si ottiene ulteriormente:

$$\frac{1-n}{K_s} \frac{D^{(s)}\bar{p}}{Dt} = \frac{1-n}{K_s} \left\{ S_w \frac{D^{(s)}p_w}{Dt} + p_w \frac{D^{(s)}S_w}{Dt} \right\} \quad (2.63)$$

Sempre nel caso di terreno non saturo con $p_a = 0$ il terzo termine dell'equazione (2.61) (fase fluida) si può riscrivere considerando solo il contributo relativo dell'acqua:

$$\frac{n}{S_w \rho_w} \frac{D^{(w)}(S_w \rho_w)}{Dt} = \left\{ \frac{n}{K_w} \frac{D^{(w)}p_w}{Dt} + \frac{n}{S_w} \frac{D^{(w)}S_w}{Dt} \right\} \quad (2.64)$$

Inoltre, l'equazione di bilancio della massa per la fase fluida, per un terreno non saturo con $p_a = 0$, si può scrivere:

$$\operatorname{div} \left(\frac{\omega}{S_w} \right) + \frac{n}{K_w} \frac{D^{(w)}p_w}{Dt} + \frac{(1-n)}{K_s} \frac{D^{(s)}p_w}{Dt} + \frac{n}{S_w} \frac{D^{(w)}S_w}{Dt} + \frac{(1-n)}{K_s} p_w \frac{D^{(s)}S_w}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.65)$$

Si può definire il coefficiente specifico di accumulo del terreno C_s come:

$$C_s = n \frac{\partial S_w}{\partial p_w} \quad (2.66)$$

Si possono verificare differenti casi:

1. Terreno saturo

$$\operatorname{div} \omega + \frac{n}{K_w} \frac{D^{(w)}p_w}{Dt} + \frac{(1-n)}{K_s} \frac{D^{(s)}p_w}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.67)$$

Una semplificazione della (2.67) può essere effettuata introducendo l'equazione che mette in relazione le derivate materiali della fase fluida e della fase solida, arrivando a scrivere:

$$\operatorname{div} \omega + \frac{n}{K_w} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \frac{(1-n)}{K_s} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} + \frac{\omega}{K_w} \operatorname{grad} p_w = 0 \quad (2.68)$$

L'ultimo termine, di solito, viene trascurato nelle analisi geotecniche e la precedente equazione si riduce a:

$$\operatorname{div} \omega + \frac{1}{Q} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.69)$$

dove

$$\frac{1}{Q} = \left(\frac{n}{K_w} + \frac{(1-n)}{K_s} \right) \quad (2.70)$$

2. Colata di terreno secco

In alcune circostanze, può esserci un importante accoppiamento tra la pressione dell'acqua e lo scheletro solido. In questo caso il bilancio di massa per la fase gassosa si può scrivere:

$$\operatorname{div} \omega + \frac{1}{Q_a} \frac{D^{(s)} p_a}{Dt} + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.71)$$

dove

$$\frac{1}{Q_a} = \left(\frac{n}{K_a} + \frac{(1-n)}{K_s} \right) \quad (2.72)$$

con K_a , rigidità volumetrica dell'aria.

L'equazione di bilancio di massa della miscela si può ottenere sommando le equazioni di tutti i costituenti:

$$\frac{D^{(s)} \rho^{(s)}}{Dt} + \rho^{(s)} \operatorname{div} v^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \frac{D^{(\alpha)} \rho^{(\alpha)}}{Dt} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \rho^{(\alpha)} \operatorname{div} v^{(\alpha)} = 0 \quad (2.73)$$

Considerando che

$$\frac{D^{(\alpha)} \rho^{(\alpha)}}{Dt} = \frac{D^{(s)} \rho^{(\alpha)}}{Dt} + \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_\alpha} \operatorname{grad} \rho^{(\alpha)} \quad (2.74)$$

Si avrà:

$$\frac{D^{(s)}\rho^{(s)}}{Dt} + \rho^{(s)} \operatorname{div} v^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \left[\frac{D^{(s)}\rho^{(\alpha)}}{Dt} + \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_{\alpha}} \operatorname{grad} \rho^{(\alpha)} + \rho^{(\alpha)} \operatorname{div} v^{(\alpha)} \right] = 0 \quad (2.75)$$

Tenendo conto che:

$$v^{(\alpha)} = \frac{\omega}{nS_{\alpha}} + v^{(s)} \quad (2.76)$$

E sostituendo nella espressione precedente:

$$\frac{D^{(s)}}{Dt} \left[\rho^s + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \rho^{\alpha} \right] + \rho^s \operatorname{div} v^s + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \rho^{\alpha} \operatorname{div} \left[\frac{\omega^{\alpha}}{nS_{\alpha}} + v^s \right] + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \left[\frac{\omega^{\alpha}}{nS_{\alpha}} \operatorname{grad} \rho^{\alpha} \right] = 0 \quad (2.77)$$

$$\frac{D^{(s)}}{Dt} \left[\rho^s + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \rho^{\alpha} \right] + \left[\rho^s + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \rho^{\alpha} \right] \operatorname{div} v^s + \sum_{\alpha=1}^{n\text{fase}} \left[\rho^{\alpha} \operatorname{div} \frac{\omega^{\alpha}}{nS_{\alpha}} + \frac{\omega^{\alpha}}{nS_{\alpha}} \operatorname{grad} \rho^{\alpha} \right] = 0 \quad (2.78)$$

Se si trascurano gli ultimi termini della equazione:

$$\frac{D^{(s)}\rho}{Dt} + \rho \operatorname{div} v^s = 0 \quad (2.79)$$

Infine, considerando il caso in cui la densità rimane costante si avrà:

$$\operatorname{div} v^s = 0 \quad (2.80)$$

L'equazione di bilancio del momento della fase solida è:

$$\rho^{(s)} \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(s)}b + \operatorname{div} \sigma^{(s)} + \hat{R}_s \quad (2.81)$$

dove

b : termine delle forze esterne;

$\hat{R}_s = (1 - n)R_s$: termine dovuto all'interazione della matrice solida con il fluido interstiziale;

$\rho^{(s)} = (1 - n)\rho_s$: densità della fase solida.

Il bilancio del momento della fase fluida (α) è:

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(\alpha)} v^{(\alpha)}}{Dt} = \rho^{(\alpha)} \mathbf{b} + \text{div } \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} + \hat{\mathbf{R}}_{\alpha} \quad (2.82)$$

dove

\mathbf{b} : termine delle forze esterne;

$\hat{\mathbf{R}}_{\alpha} = nS_{\alpha} \mathbf{R}_{\alpha}$: termine dovuto all'interazione della matrice solida con il fluido interstiziale;

$\rho^{\alpha} = nS_{\alpha} \rho_{\alpha}$: densità della fase fluida.

Inoltre, essendo k_{α} la permeabilità della fase α , si può definire che:

$$\omega^{\alpha} = -k_{\alpha} \mathbf{R}_{\alpha} \quad (2.83)$$

e pertanto:

$$\mathbf{R}_{\alpha} = -\frac{\omega_{\alpha}}{k_{\alpha}} \quad (2.84)$$

Sostituendo nella (2.81) si ottiene:

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(\alpha)} v^{(\alpha)}}{Dt} = \rho^{(\alpha)} \mathbf{b} + \text{div } \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} - \frac{nS_{\alpha} \omega_{\alpha}}{k_{\alpha}} \quad (2.85)$$

Inoltre considerando l'espressione (2.74):

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(s)} v^{(\alpha)}}{Dt} + \rho^{(\alpha)} \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_{\alpha}} \text{grad } v^{(\alpha)} = \rho^{(\alpha)} \mathbf{b} + \text{div } \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} - \frac{nS_{\alpha} \omega_{\alpha}}{k_{\alpha}} \quad (2.86)$$

E sostituendo la (2.76) nell'equazione descritta in precedenza, si arriva a scrivere:

$$\rho^{(\alpha)} \left[\frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} + \frac{D^{(s)}}{Dt} \left(\frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_{\alpha}} \right) + \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_{\alpha}} \text{grad} \left[v^{(s)} + \frac{\omega^{(\alpha)}}{nS_{\alpha}} \right] \right] = \rho^{(\alpha)} \mathbf{b} + \text{div } \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} - \frac{nS_{\alpha} \omega_{\alpha}}{k_{\alpha}} \quad (2.87)$$

Il secondo e il terzo termine dell'equazione si possono trascurare quando l'accelerazione della fase fluida è piccola. Pertanto l'equazione di bilancio del momento sarà:

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(\alpha)}b + \text{div } \sigma^{(\alpha)} - \frac{nS_\alpha \omega_\alpha}{k_\alpha} \quad (2.88)$$

Sapendo che $\text{div } \sigma^{(\alpha)} = -nS_\alpha \text{grad } p_\alpha$ si può ottenere il valore della velocità relativa per successivamente sostituirla nella equazione (2.61):

$$\omega^{(\alpha)} = \frac{k_\alpha}{S_\alpha n} \left(-\rho_\alpha nS_\alpha \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} - nS_\alpha \text{grad } p_\alpha + \rho_\alpha nS_\alpha b \right) \quad (2.89)$$

$$\omega^{(\alpha)} = k_\alpha \left(-\rho_\alpha \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} - \text{grad } p_\alpha + \rho_\alpha b \right) \quad (2.90)$$

Nel caso di terreno saturo d'acqua e non ci sono effetti viscosi nella pressione interstiziale, l'equazione si può scrivere come:

$$\omega^{(w)} = k_w \left(-\rho_w \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} - \text{grad } p_w + \rho_w b \right) \quad (2.91)$$

Nel caso di terreno secco:

$$\omega^{(a)} = k_a \left(-\rho_a \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} - \text{grad } p_a + \rho_a b \right) \quad (2.92)$$

Si può ottenere l'equazione del bilancio del momento della miscela sommando le equazioni di bilancio del momento della fase solida e fluida:

$$\rho^{(s)} \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(s)}b + \text{div } \sigma^{(s)} + \hat{R}_s \quad (2.93)$$

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(\alpha)}b + \text{div } \sigma^{(\alpha)} + \hat{R}_\alpha \quad (2.94)$$

Pertanto, l'equazione del bilancio del momento è:

$$\left(\rho^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \rho^{(\alpha)} \right) \frac{D^{(s)}v^s}{Dt} = \left(\rho^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \rho^{(\alpha)} \right) \mathbf{b} + \text{div} \left(\boldsymbol{\sigma}^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} \right) + \hat{R}_s + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \hat{R}_\alpha \quad (2.95)$$

dove $\hat{R}_s = (1-n)R_s$ è il termine dovuto alla interazione della matrice solida con il fluido interstiziale.

Ipotizzando che la miscela si equilibrerà con $\hat{R}_\alpha = nS_\alpha R_\alpha$ e che $\hat{R}_s = -\sum_{\alpha=1}^{nfase} \hat{R}_\alpha$, l'equazione del bilancio

del momento sarà data da:

$$\frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} \left(\rho^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \rho^{(\alpha)} \right) = \left(\rho^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \rho^{(\alpha)} \right) \mathbf{b} + \text{div} \left(\boldsymbol{\sigma}^{(s)} + \sum_{\alpha=1}^{nfase} \boldsymbol{\sigma}^{(\alpha)} \right) \quad (2.96)$$

Questa equazione può essere semplificata:

$$\rho \frac{D^{(s)}v^{(s)}}{Dt} = \rho \mathbf{b} + \text{div} \boldsymbol{\sigma} \quad (2.97)$$

che è la forma usualmente incontrata in geotecnica.

Riassumendo le equazioni del modello matematico, ricavato con un approccio euleriano, nel quale il materiale si considera come una miscela tra la fase solida (scheletro solido) e la fase fluida (acqua e aria nel caso generale). Le equazioni che si sono ottenute sono:

1) Bilancio di massa

- fase solida

$$\frac{D^{(s)}}{Dt} \rho^{(s)} + \rho^{(s)} \text{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.98)$$

- fase fluida

$$\frac{D^{(\alpha)}}{Dt} \rho^{(\alpha)} + \rho^{(\alpha)} \text{div} v^{(\alpha)} = 0 \quad (2.99)$$

dalle equazioni precedenti si arriva alla equazione:

$$\operatorname{div} \left(\frac{\omega^{(\alpha)}}{S_{\alpha}} \right) + \frac{1-n}{\rho_s} \frac{D^{(s)} \rho_s}{Dt} + \frac{n}{\rho_s S_{\alpha}} \frac{D^{(s)} \rho_{\alpha} S_{\alpha}}{Dt} + \frac{n}{\rho_s S_{\alpha}} \frac{\omega^{(\alpha)}}{n S_{\alpha}} \operatorname{grad}(\rho_{\alpha} S_{\alpha}) + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.100)$$

Se il materiale è comprimibile, l'equazione ottenuta sarà:

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \left(\frac{\omega^{(\alpha)}}{S_{\alpha}} \right) + \frac{1-n}{K_s} \left[S_w \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + p_w \frac{D^{(s)} S_w}{Dt} + \frac{D^{(s)} S_a p_a}{Dt} \right] + \frac{n}{K_w} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \\ + \frac{n}{K_a} \frac{D^{(s)} p_a}{Dt} + \frac{n}{S_w} \frac{D^{(s)} S_w}{Dt} + \frac{n}{S_a} \frac{D^{(s)} S_a}{Dt} + \frac{n}{\rho_w S_w} \frac{\omega^{(w)}}{n S_w} \operatorname{grad}(\rho_w S_w) + \\ + \frac{n}{\rho_a S_a} \frac{\omega^{(a)}}{n S_a} \operatorname{grad}(\rho_a S_a) + \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \end{aligned} \quad (2.101)$$

2) Bilancio di massa della miscela

$$\frac{D^{(s)} \rho}{Dt} + \rho \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.102)$$

Se ρ è costante $\operatorname{div} v^{(s)} = 0$

3) Bilancio del momento

- fase solida

$$\rho^{(s)} \frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(s)} b + \operatorname{div} \sigma^{(s)} + \hat{R}_s \quad (2.103)$$

- fase fluida

$$\rho^{(\alpha)} \frac{D^{(s)} v^{(\alpha)}}{Dt} = \rho^{(\alpha)} b + \operatorname{div} \sigma^{(\alpha)} + \hat{R}_{\alpha} = \rho^{(\alpha)} b + \operatorname{div} \sigma^{(\alpha)} - \frac{n S_{\alpha} \omega^{(\alpha)}}{k_{\alpha}} \quad (2.104)$$

- miscela

$$\rho \frac{D^{(s)} v^{(\alpha)}}{Dt} = \rho b + \operatorname{div} \sigma \quad (2.105)$$

4) Relazione costitutiva che mette in relazione le tensioni con le deformazioni

$$d\boldsymbol{\sigma}' = \mathbf{D}' : d\boldsymbol{\varepsilon} \quad (2.106)$$

5) Relazione cinematica tra le velocità e il tensore di deformazione

$$\mathbf{D}^\alpha = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i^\alpha}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j^\alpha}{\partial x_i} \right) \quad (2.107)$$

Le equazioni fin qui esaminate, equazioni di bilancio di massa e del momento per una miscela di particelle solide e di fluidi immiscibili, sono state ricavate con una formulazione euleriana, dalla quale è possibile derivare una semplice formulazione lagrangiana, utilizzata per casi con piccole deformazioni, trascurando le componenti convettive delle derivate materiali.

Questo approccio consente di modellare il fenomeno delle frane di colate utilizzando un approccio alle piccole deformazioni per la fase di innesco seguito da un approccio euleriano per l'analisi della propagazione.

Per l'analisi della fase di innesco si trascurano i termini convettivi e si assume che l'accelerazione della fase fluida rispetto allo scheletro solido sia trascurabile. La validità di questa ipotesi è stata studiata da Zienkiewicz et al. (1980), Zienkiewicz et al. (2000). I due casi che usualmente vengono studiati sono:

- terreno non saturo con aria a pressione atmosferica
- terreno saturo

Studiando questi casi si utilizzano come incognite del problema gli spostamenti dello scheletro solido al posto delle velocità.

Il sistema di equazioni che si ottengono sono:

- Bilancio di massa per la fase fluida

$$\text{grad } \omega + S_w \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} + C_s \frac{\partial p_w}{\partial t} + \frac{1}{Q^*} \frac{\partial p_w}{\partial t} = 0 \quad (2.108)$$

con

$$\varepsilon_v \text{ deformazione volumetrica } \text{div } \mathbf{v}^{(s)} = \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t}$$

$$\frac{1}{Q^*} = \left\{ n \frac{S_w}{K_w} + \frac{1-n}{K_s} \left(S_w + p_w \frac{C_s}{n} \right) \right\}$$

- Bilancio del momento per la fase fluida

$$-\text{grad } p_w + p_w \mathbf{b} - k_w^{-1} \omega - \rho_w \left[\frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\omega}{n S_w} \right) \right] = 0 \quad (2.109)$$

- Bilancio del momento per la miscela

$$\text{div } \sigma + p \mathbf{b} - \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} - n \rho_w S_w \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\omega}{n S_w} \right) = 0 \quad (2.110)$$

- Equazione costitutiva

$$d\sigma' = D' : d\varepsilon \quad (2.111)$$

- Relazione cinematica

$$d\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) = S \cdot du \quad (2.112)$$

Sotto opportune condizioni (Zienkiewicz et al., 1980), è possibile trascurare l'accelerazione relativa della fase fluida ed eliminare lo spostamento relativo della fase fluida ω .

E' possibile quindi sostituire il valore della divergenza di ω , ottenuto dalla seguente equazione:

$$\text{div } \omega = \nabla^T \left[k_w \left(-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{b} - \rho_w \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \right) \right]$$

Nell'equazione di bilancio di massa della fase fluida

$$\text{div } \omega + S_w \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} + C_s \frac{\partial p_w}{\partial t} + \frac{1}{Q^*} \frac{\partial p_w}{\partial t} = 0$$

ottenendo

$$\nabla^T \left\{ k_w \left(-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{b} - \rho_w \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \right) \right\} + \left(C_s + \frac{1}{Q^*} \right) \frac{\partial p_w}{\partial t} + S_w \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} = 0 \quad (2.113)$$

Il principale vantaggio di questa formulazione è che le variabili del problema si riducono a due, lo spostamento dello scheletro solido u e le pressioni p_w .

Nel caso di terreno saturo, l'equazione (2.113) si riduce a:

$$\nabla^T \left\{ \mathbf{k}_w \left(-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{b} - \rho_w \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \right) \right\} + \frac{1}{Q} \frac{\partial p_w}{\partial t} + \frac{\partial \varepsilon_v}{\partial t} = 0 \quad (2.114)$$

Questa semplificazione del modello dà luogo alla formulazione euleriana di O.C. Zienkiewicz e T. Shiomi "u- p_w ".

Per quanto riguarda l'analisi della fase di propagazione l'obiettivo che si persegue è una formulazione semplificata per materiali comprimibili formulando il problema in termini della velocità del solido (v^s) e della pressione interstiziale del fluido (p_w), ipotizzando che la velocità relativa del fluido (ω^a) rispetto allo scheletro solido sia trascurabile.

Ipotesi 1: materiale composto da due fasi (solido-acqua), con la pressione dell'aria $p_a=0$ e non saturo. ($S_w \neq 1$). Con questa ipotesi si ottiene:

$$\operatorname{div} \left(\frac{\omega^{(w)}}{S_w} \right) + \operatorname{div} v^{(s)} + \left[\frac{1-n}{K_s} S_w + \frac{n}{K_w} \right] \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \left[\frac{1-n}{K_s} p_w + \frac{n}{S_w} \right] \frac{D^{(s)} S_w}{Dt} = 0 \quad (2.115)$$

Se si considera:

$$\frac{1}{Q} = \left[\frac{1-n}{K_s} S_w + \frac{n}{K_w} \right] \quad \text{e} \quad \frac{1}{G} = \left[\frac{1-n}{K_s} p_w + \frac{n}{S_w} \right] \quad (2.116)$$

Si ottiene l'equazione per un materiale bifasico non saturo:

$$\operatorname{div} \left(\frac{\omega^{(w)}}{S_w} \right) + \operatorname{div} v^{(s)} + \frac{1}{Q} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} + \frac{1}{G} \frac{D^{(s)} S_w}{Dt} = 0 \quad (2.117)$$

Il bilancio del momento della fase fluida sarà dato dalla equazione :

$$\rho^{(w)} \frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(w)} \mathbf{b} + \operatorname{div} \sigma^{(\alpha)} - \frac{n S_w \omega^{(w)}}{k_w} \quad (2.118)$$

La velocità relativa della fase fluida rispetto allo scheletro solido sarà:

$$\omega^{(w)} = k_w \left(-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{b} - \rho_w \frac{D^{(s)} \mathbf{v}^{(s)}}{Dt} \right) \quad (2.119)$$

Queste due equazione insieme al bilancio del momento della miscela e le relazioni costitutive e cinematica danno luogo alla formulazione euleriana di O.C. Zienkiewicz e T. Shiomi “v- p_w ”.

Ipotesi 2: materiale con 2 fasi (solido e acqua) con $p_a=0$ e terreno saturo ($S_w=1 \rightarrow C_s=0$)

$$\text{div } \omega^{(w)} + \text{div } \mathbf{v}^{(s)} + \frac{1}{Q} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} = 0 \quad (2.120)$$

Il bilancio del momento della fase fluida

$$\rho^{(w)} \frac{D^{(s)} \mathbf{v}^{(s)}}{Dt} = \rho^{(w)} \mathbf{b} + \text{div } \sigma^{(\alpha)} - \frac{n \omega^{(w)}}{k_w} \quad (2.121)$$

La velocità relativa della fase fluida rispetto allo scheletro solido sarà:

$$\omega^{(w)} = k_w \left(-\nabla p_w + \rho_w \mathbf{b} - \rho_w \frac{D^{(s)} \mathbf{v}^{(s)}}{Dt} \right) \quad (2.121)$$

Il resto delle equazioni sono le stesse riassunte in precedenza.

Ipotesi 3: Flusso di materiale secco (solido-aria) ($S_a=1 \rightarrow S_w=0$).

Un caso importante da considerare è quello di terreno secco dove la scala del tempo della dissipazione della pressione dell’aria tra i pori è simile al quella della propagazione. In questo caso la pressione dell’aria nei pori gioca un ruolo importante portando al limite che può produrre il fenomeno della liquefazione secca. Le equazioni in questo caso sono le stesse che si hanno nell’ipotesi precedente sostituendo la densità, la permeabilità e la rigidità volumetrica dell’acqua con le rispettive proprietà dell’aria.

Inoltre, se si considera l’accoppiamento tra i grani del solido e la pressione interstiziale esistente nei due casi limite si potrà approssimare il materiale in frana con un materiale costituito da una sola fase, in

questo caso la densità del materiale si considererà costante.

Si possono avere due differenti casi:

Caso 1. Fluido di materiale secco con una permeabilità alta. In questi casi la permeabilità è sufficientemente alta per far sì che il tempo di consolidazione sia minore di quello di propagazione e il materiale si comporta come drenato. In questi casi il comportamento del materiale si approssima mediante un modello reologico di materiale frizionale.

Caso 2. Flusso di materiale con alto contenuto d'acqua. In questi casi il tempo di dissipazione è molto maggiore rispetto al tempo di propagazione, in questo caso si ipotizza un comportamento non drenato. Questi materiali si approssimano con modelli reologici di tipo Bingham.

Una importante analisi della propagazione è stata proposta da Pastor per tener conto della consolidazione durante la fase di propagazione. Partendo dalla ipotesi 2, del precedente paragrafo, materiale saturo con $p_a=0$, e considerando costante la densità del materiale, si possono ottenere le seguenti equazioni:

- equazione ottenuta dal bilancio di massa delle fasi solida e fluida

$$\operatorname{div} \omega^{(w)} + \operatorname{div} v^{(s)} + \frac{1}{Q} \frac{D^{(s)} p_w}{Dt} = 0 \quad (2.122)$$

$$\text{con } \frac{1}{Q} = \left[\frac{1-n}{K_s} + \frac{n}{K_w} \right]$$

- bilancio di massa della miscela

$$\frac{D^{(s)} \rho}{Dt} + \rho \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \rightarrow \operatorname{div} v^{(s)} = 0 \quad (2.123)$$

- bilancio del momento della fase fluida

$$\rho^{(w)} \frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} = \rho^{(w)} b + \operatorname{div} \sigma^{(\alpha)} - \frac{n \omega^{(w)}}{k_w} \quad (2.124)$$

$$\omega^{(w)} = k_w \left(-\rho_w \frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} - \operatorname{grad} p_w + \rho_w b \right) \quad (2.125)$$

- bilancio del momento della miscela

$$\rho \frac{D^{(s)} v^{(s)}}{Dt} = \rho b + \text{div } \sigma \quad (2.126)$$

Sostituendo l'equazione (2.125) nella (2.122) si arriva a scrivere :

$$\text{div } (-k_w \text{grad } p_w) + \text{div } v^{(s)} = 0 \quad (2.127)$$

trascurando i termini $\frac{1}{Q} \frac{Dp_w}{Dt}$, $-\text{div} \left(k_w \rho_w \frac{\partial^2 v^{(s)}}{\partial t^2} \right)$ e $\text{div} (k_w \rho_w b)$.

Un importante aspetto in questo tipo di frane riguarda due fenomeni fisici:

- consolidazione e dissipazione della pressione interstiziale
- propagazione del materiale

Per tener conto di questo, si possono esprimere le equazioni in una forma adimensionale, per mettere in evidenza l'importanza relativa di tutti i termini, introducendo la lunghezza caratteristica della frana L, l'altezza caratteristica H della massa che scorre e il rapporto $\varepsilon=H/L$. Nella maggior parte dei casi, L è dell'ordine di 10^2 m e H di 5m.

L'adimensionalizzazione delle equazioni viene effettuata nella seguente forma:

$$\hat{t} = \frac{t}{\sqrt{L/g}} \quad (2.128)$$

$$\hat{x}_1 = \frac{x_1}{L} \quad \hat{x}_2 = \frac{x_2}{L} \quad \hat{x}_3 = \frac{x_3}{H}$$

Utilizzando le espressioni (2.128) le velocità nelle tre direzioni, la pressione e il tensore degli sforzi saranno:

$$\begin{aligned}
 v_1 = \frac{dx_1}{dt} & \rightarrow \hat{v}_1 = \frac{v_1}{\sqrt{Lg}} \\
 v_2 = \frac{dx_2}{dt} & \rightarrow \hat{v}_2 = \frac{v_2}{\sqrt{Lg}} \\
 v_3 = \frac{dx_3}{dt} & \rightarrow \hat{v}_3 = \frac{v_3}{\varepsilon\sqrt{Lg}} \\
 p_w & \rightarrow \hat{p}_w = \frac{p_w}{\rho_0 g H} \\
 \sigma & \rightarrow \hat{\sigma} = \frac{\sigma}{\rho_0 g H}
 \end{aligned} \tag{2.129}$$

In questo modo l'equazione (2.127) sarà:

$$\text{div } \hat{v}^{(s)} = \theta \left[\varepsilon^2 \frac{d^2 \hat{p}_w}{d\hat{x}_1^2} + \varepsilon^2 \frac{d^2 \hat{p}_w}{d\hat{x}_2^2} + \frac{d^2 \hat{p}_w}{d\hat{x}_3^2} \right] \tag{2.130}$$

$$\text{con } \theta = \left[\frac{\sqrt{L/g}}{H/(k_w \rho_0 g)} \right]$$

Considerando i tipici valori per L e H, e una permeabilità $k_w \rho_0 g$ dell'ordine di 10^{-9} ms^{-1} per le argille, 10^{-7} ms^{-1} per il limo, 10^{-5} ms^{-1} per le sabbie fine e 10^{-1} ms^{-1} per le rocce, l'equazione (2.130) si può approssimare, trascurando i termini con ε^2 , come:

$$\text{div } \hat{v}^{(s)} = \theta \frac{d^2 \hat{p}_w}{d\hat{x}_3^2} \tag{2.131}$$

e sostituendo le variabili dimensionali con le variabili corrispondenti, utilizzando le relazioni (2.129):

$$\text{div } \hat{v}^{(s)} = \theta \frac{\partial^2 \hat{p}_w}{\partial \hat{x}_3^2} \rightarrow \text{div } v^{(s)} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(k_w \frac{\partial p_w}{\partial x_3} \right) \tag{2.132}$$

Adimensionalizzando l'equazione di bilancio del momento della miscela si arriva a scrivere per la componente verticale x_3 , tenendo presente che $\bar{\sigma}_3 = \sigma_{13} \bar{x}_1 + \sigma_{23} \bar{x}_2 + \sigma_{33} \bar{x}_3$.

$$\frac{\partial v_3^{(s)}}{\partial t} = b_3 + \frac{1}{\rho} \operatorname{div} \bar{\sigma}_3 \quad (2.133)$$

$$\varepsilon g \frac{\partial \hat{v}_3}{\partial \hat{t}} = -g + g \left[\varepsilon \frac{d\hat{\sigma}_{13}}{d\hat{x}_1} + \varepsilon \frac{d\hat{\sigma}_{23}}{d\hat{x}_2} + \frac{d\hat{\sigma}_{33}}{d\hat{x}_3} \right] \quad (2.134)$$

Se si assume che ε sia piccolo, l'equazione (2.134) si riduce:

$$0 = -1 + \frac{d\hat{\sigma}_{33}}{d\hat{x}_3} \quad (2.135)$$

e considerando che $\sigma' = \sigma + p_w \mathbf{I} \rightarrow \hat{\sigma}_{33} = \hat{\sigma}'_{33} - \hat{p}_w$, in termini di tensioni efficaci si avrà:

$$0 = -1 + \frac{\partial \hat{\sigma}'_{33}}{\partial \hat{x}_3} - \frac{\partial \hat{p}_w}{\partial \hat{x}_3} \quad (2.136)$$

Ritornando a scrivere queste espressioni in termini dimensionali, utilizzando le relazioni (2.129):

$$\operatorname{div} v = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(k_w \frac{\partial p_w}{\partial x_3} \right) \quad (2.137)$$

e

$$\begin{aligned} -\rho g + \frac{\partial \sigma_{33}}{\partial x_3} &= 0 \\ -\rho_0 g + \frac{\partial \sigma'_{33}}{\partial x_3} - \frac{\partial p_w}{\partial x_3} &= 0 \end{aligned} \quad (2.138)$$

La distribuzione di σ_{33} è idrostatica lungo l'asse x_3 . In generale, le tensioni efficaci e la pressione p_w non hanno necessariamente una distribuzione idrostatica lungo x_3 .

E' possibile introdurre una scomposizione del campo delle velocità:

$$\hat{v} = \hat{v}_0 + \theta \hat{v}_1 \quad (2.139)$$

in cui il parametro θ è visto come una perturbazione.

Il campo delle pressioni assumerà la seguente forma:

$$\hat{p}_w = \hat{p}_{w0} + \hat{p}_{w1} \quad (2.140)$$

dove \hat{p}_{w0} è il campo idrostatico delle pressioni che varia linearmente con un valore 0 sulla superficie e ρgh sul fondo.

Sostituendo i campi delle variabili appena descritti nelle equazioni (2.137):

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \hat{v}^s &= \theta \frac{\partial^2 \hat{p}_w}{\partial \hat{x}_3^2} \\ \operatorname{div} \hat{v}_0^s + \theta \operatorname{div} \hat{v}_1^s &= \theta \left(\frac{\partial^2 \hat{p}_{w0}}{\partial \hat{x}_3^2} + \frac{\partial^2 \hat{p}_{w1}}{\partial \hat{x}_3^2} \right) \end{aligned} \quad (2.141)$$

con $p_{w0} = \rho g x_3$ e assumendo che $\frac{\partial^2 \hat{p}_{w0}}{\partial \hat{x}_3^2} = 0$ si ottengono:

- $\operatorname{div} \hat{v}_0^s = 0$, che dà luogo al campo delle velocità relativo alla propagazione

- $\operatorname{div} \hat{v}_1^s = \frac{\partial^2 \hat{p}_{w1}}{\partial \hat{x}_3^2}$, che dà luogo al campo delle velocità dovuto alla consolidazione.

Questa schematizzazione mette in evidenza un importante risultato, giustificando una delle ipotesi che si effettuano nella modellazione di questi fenomeni. Si può dedurre infatti che l'incomprimibilità non è una caratteristica reologica del comportamento del terreno ma una conseguenza del comportamento accoppiato tra la pressione interstiziale e lo scheletro solido, e che è valida solo quando il valore di θ è piccolo.

Inoltre considerando l'equazione (2.138) e che $\sigma'_{33} = \sigma'_{330} + \sigma'_{331}$ dove σ'_{330} è la tensione efficace corrispondente alla variazione idrostatica si arriva alla espressione:

$$\left(-\rho g + \frac{\partial \sigma'_{330}}{\partial x_3} - \frac{\partial p_{w0}}{\partial x_3} \right) + \left(\frac{\partial \sigma'_{331}}{\partial x_3} - \frac{\partial p_{w1}}{\partial x_3} \right) = 0 \quad (2.142)$$

dove il primo termine della equazione è il bilancio della quantità di moto lungo l'asse x_3 una volta che la pressione interstiziale si è dissipata. La variazione di p_{w1} dovuta alla consolidazione provoca una variazione nel tensore idrostatico σ'_{331} che darà luogo ad una deformazione volumetrica dello scheletro solido data da:

$$\operatorname{div} v_1 = \frac{1}{K_T} \frac{Dp_w}{Dt} \quad (2.143)$$

dove K_T è la rigidezza volumetrica dello scheletro solido.

L'equazione che governa la consolidazione si ottiene sostituendo la (2.143) nella (2.137):

$$\frac{1}{K_T} \frac{Dp_w}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left(k_w \frac{\partial p_w}{\partial x_3} \right) \quad (2.144)$$

con $p_w = p_w(x_1, x_2, x_3, t)$

9.2.3.2. La frana di colata di Favazzina del 2001

Il tratto di costa tra Bagnara Calabria e Scilla (RC) che ospita la ferrovia, l'autostrada Salerno-Reggio Calabria, la statale tirrenica SS18, l'abitato di Favazzina e diverse infrastrutture, è stato interessato negli ultimi anni da colate di fango e detrito (Fig. 9.2.3 – 9). Il 12 Maggio 2001 una colata, incanalatasi nel vallone Favagreca, ha danneggiato la stazione SNAM del metanodotto, la ferrovia e la strada statale, causando il deragliamento dell'ICN Torino-Reggio Calabria (Fig. 9.2.3 – 10) mentre una seconda colata, da un vallone adiacente, ha investito l'autostrada presso la Galleria Brancato.

Gli studi condotti a seguito di tali eventi hanno evidenziato diversi fattori di controllo delle colate di fango e detrito nell'area compresa tra Bagnara Calabria e Scilla, tra i quali le elevate acclività dei versanti costieri, la preesistenza di incise valli, i considerevoli spessori di coltri alterative e colluviali, il regime pluviometrico ed i numerosi interventi antropici, quali sentieri, tagli e disordinate reti di drenaggio delle acque di scolo superficiale. Nell'intero tratto costiero affiora un substrato paleozoico di orto e paragneiss sul quale, in trasgressione, poggiano areanarie plio-pleistoceniche e ghiaie-sabbiose dei terrazzi marini quaternari. L'analisi dei meccanismi di innesco e propagazione delle colate porta a ritenere che la loro origine si debba a scorrimenti traslazionali nelle coltri di alterazione alle testate dei valloni, innescati da intense precipitazioni concentrate in poche ore; i detriti, incanalandosi nelle valli, aumentano il contenuto in solido ed acqua, dando origine a colate di fango e detrito. Valutazioni preliminari portano a ritenere che i volumi distaccatisi alle testate siano dell'ordine dei 1000 m³ (Pellegrino et al., 2005). Le percentuali di solido e liquido della massa di frana risultano di circa 60%, e secondo la classificazione di Coussot e Menieur (1996), e considerando le caratteristiche granulometriche del terreno, consentono di classificare il flusso di materiale come un mudflow.

In seguito alle piogge del giorno 11 Maggio 2001 ed al violento temporale abbattutosi nelle prime ore del mattino del 12 Maggio 2001, si è attivata una colata di fango e detrito che, a partire da quota 570 m s.l.m., ha interessato il bacino del Vallone Favagrega (Fig. 9.2.3 – 11).

Il distacco della massa instabile è stato localizzato all'altezza di una strada sterrata che costeggia il versante (Fig. 9.2.3 – 12a). I movimenti di frana a cinematismo traslazionale sono evoluti in colata rapida di fango e detrito; la colata che ha avuto origine a circa 570 m s.l.m., ha percorso il canale per una lunghezza di circa 975 m (Figg. 9.2.3 – 12b, 9.2.3 – 13). Determinante nell'evoluzione del fenomeno è stata l'azione delle acque incanalatesi nel vallone a causa della corrivazione concentrata lungo la strada sterrata a monte delle testate, all'epoca priva di adeguati sistemi di regimentazione dei deflussi.

Un'indagine sul terreno coinvolto dai fenomeni franosi è stata condotta dall'Università Mediterranea degli Studi di Reggio Calabria (Giofrè, 2003) per ricavare i parametri necessari alla simulazione della fase di propagazione. Sono stati prelevati campioni di terreno nel sito in oggetto e sono state condotte le prove di laboratorio per individuare il comportamento reologico della miscela. I risultati dell'analisi granulometrica sono riportati in Figura 9.2.3 – 14 e in tabella 9.2.3 – 5. Il terreno è classificabile come una sabbia limo argillosa.

Allo scopo di caratterizzare il materiale dal punto di vista reologico e meccanico, il materiale è stato sottoposto a prove di tipo reologico. Il viscosimetro utilizzato è di tipo rotazionale FANN VG e le prove sono state condotte facendo variare la concentrazione solida con valori dal 20% al 35%. Il materiale è stato seccato in forno a 105°C, sgrumato e vagliato al vaglio 0.425mm. Prima di effettuare ogni lettura la miscela è stata mescolata con un agitatore per 5 minuti. Dalla figura 9.2.3 – 15 che riassume i risultati delle prove con viscosimetro per differenti concentrazioni solide, si evidenzia come per concentrazioni maggiori del 30% un modello di tipo Herschel-Bulkey, con esponente reologico $n > 0$, risulta più adatto per analizzare il comportamento della miscela. In particolare per concentrazioni elevate e all'aumentare della velocità di rotazione, i dati sperimentali sono ben rappresentati da un andamento curvilineo.

Per la miscela utilizzata nella canaletta sono stati ricavati i parametri per un modello reologico di tipo Herschel-Bulkey, riportati nella tabella 9.2.3 – 6.

L'indagine nelle zone di innesco delle frane ha portato alla definizione di una stratigrafia di massima delle zone interessate dalle frane, riportata nella figura 9.2.3 – 16.

L'area collassata era caratterizzata da una geometria di tipo prismatico (Fig. 9.2.3 – 17) con un volume complessivo di circa 1138 m³. La massa iniziale è stata così modellata con un parallelogramma equivalente (Fig. 9.2.3 – 17) avente lo stesso volume del cuneo che si è distaccato dalla valle Favagrega, con un'area di base di 26mX9m e un'altezza di 5 m. Questo volume è stato discretizzato con 877 nodi con un $\Delta x = \Delta y = 0.7m$.

Per la modellazione della frana di colata si è utilizzato un codice di calcolo basato sul metodo agli

elementi finiti, Geoflow con una griglia di calcolo costituita da elementi triangolari. La mesh è stata ottenuta utilizzando una routine, sviluppata dal Cedex di Madrid ed il pre-post processore commerciale GiD. La mesh che è stata utilizzata nel calcolo prevede in questo caso 2051 elementi e 4800 nodi.

La figura 9.2.3 – 18. riporta la posizione della massa in movimento in diversi istanti di tempo. Il codice riproduce in modo corretto il fenomeno per quanto riguarda la traiettoria e le distanze percorse: la distanza percorsa risulta essere di 1025 m contro i 975 misurati in campo (Fig. 9.2.3 – 19).

Si hanno altezze variabili con un compresi tra 1 e 2 m, mentre la velocità media di propagazione è di circa 3 m/s (Fig. 9.2.3 – 20).

10. IL WEB.-GIS

S. Gabriele

10.1. PREMESSA

Il web-GIS a corredo del progetto è stato realizzato per consentire l'acquisizione e l'integrazione di dati conoscitivi relativi a fenomeni di subsidenza e di frana.

10.2. SPECIFICHE FUNZIONALI

Il WebGis si compone dei seguenti tre moduli principali:

1. Gestione mappe.
2. Gestione sensori puntuali.
3. Acquisizione dati GPS
4. Soluzione e display dati GPS.

1 - Gestione mappe

La gestione delle mappe è realizzata in un ambiente di navigazione geografico capace di supportare le risorse grafiche di Google Earth e di rappresentare, nello spazio geografico identificato mediante Google, i dati geografici presente nel data base del WebGis (Fig. 10 – 1). Per quanto riguarda questi ultimi dati, è prevista una procedura automatica di acquisizione della cartografia senza intervenire nel codice HTML. In particolare è prevista una directory temporanea per memorizzate le mappe vettoriali in formato .shp e raster in formati ECW, geoTIFF. Un metafile con estensione *.leg contiene tutte le informazioni relative ai files grafici, comprensivi di eventuali legende e menu gerarchici basato su due livelli. Il menu gerarchico basato su due livelli dell'interfaccia grafica, è di volta in volta aggiornato sulla base del contenuto della directory temporanea.

Oltre alla gestione di mappe georeferite, è previsto un tool per rappresentare, in ben definiti punti geografici, foto e documenti in formati Tiff, jpeg, etc Anche in questo caso il caricamento dei dati all'interno del DB è organizzato attraverso una directoy di lavoro contenete il file ed il metafile che ne descrive il contenuto. Il tool di navigazione, semplice e immediato, prevede anche una finestra (Fig. 10 – 2) del tipo bird-eye.

Un i tools per la gestione dati, comprende un convertitore di coordinate, tra le più ricorrenti della cartografia nazionale, e il sistema WGS84

2 - Gestione sensori puntuali

La gestione dei dati provenienti dai sensori remoti è effettuata mediante un DB relazionale. Apposite tabelle, (vedi manuale installazione) rendono possibile l'aggiornamento e/o acquisizione di nuovi sensori puntuali (Figg. 10 – 3, 10 - 4). A ciascun sensore sono associate informazioni essenziali quali:

- Nome sito, coordinate geografiche
- Tipologia di sensore, unità di misura, frequenza min. di campionamento

Il DB è alimentato mediante file off-line che devono essere memorizzati in una apposita directory di lavoro riconosciuta in automatico dal software.

L'accesso ai dati avviene mediante selezione grafica del sito e successivo perfezionamento della query mediante menu testuale.

Oltre che in forma tabellare i dati possono essere visualizzati mediante grafici a linee/barre, con possibilità di sovrapporre più sensori.

Oltre ai sensori convenzionali, il modulo gestione sensori puntuali prevede la rappresentazione dei risultati finali delle elaborazioni GPS nelle sue componenti dx,dy,dz.

3 - Acquisizione dati GPS

Il WebGis è essere munito di un'apposita sezione per la gestione dei dati GPS (Figg. 10 – 5, 10 - 6). Sono previste le seguenti funzioni:

- Gestione mediante DBMS di tutti i files GPS acquisiti off-line e trasmessi al sistema attraverso una directory temporanea di upload.
- Possibilità di rappresentare su un asse temporale la presenza di dati GPS per ciascuna stazione riconosciuta
- Canale di comunicazione con il software GAMIT mediante procedure automatiche di trasmissione dati e codifica e lettura dei risultati dai Q-files.

10.3. SPECIFICHE ARCHITETTURALI

a. Specifiche di progettazione

i. Sicurezza

L'applicazione deve rispettare i seguenti vincoli di sicurezza:

- **Protezione applicativa:** il sistema deve essere sviluppato seguendo tecniche in materia di programmazione sicura per ridurre al minimo i punti deboli utilizzati negli attacchi informatici.

- **Livello di accesso ai dati:** il sistema deve essere in grado di gestire livelli differenziati di accesso ai contenuti in base alla tipologia di utente che li richiede.
- **Logging:** il sistema deve essere progettato in modo da salvare su file le anomalie applicative (errori del sistema, fallimenti di autenticazione, accessi non consentiti alle risorse, ecc).

ii. Modello multi-layer e disaccoppiamento

Il sistema deve essere progettato seguendo un modello multi-layer per garantire la netta separazione tra livelli di business e interfaccia. Ciò permetterà l'evoluzione futura differenziata delle diverse parti che lo compongono.

Allo stesso scopo, i servizi che lo costituiscono (ad esempio il server delle mappe) devono essere il più possibile disaccoppiati dall'applicazione.

iii. Integrazione con altri sistemi

Per garantire l'interoperabilità in input e in output del sistema in oggetto con altri sistemi esistenti o futuri è necessario che questo sia conforme agli standard open internazionali e quindi alle specifiche indicate dall'Open Geospatial Consortium (OGC). In particolare devono essere implementate almeno le seguenti:

- Web Map Service (WMS);
- Web Coverage Service (WCS);
- Web Feature Service (WFS).

Il sistema deve utilizzare mappe provenienti da Google Mappe e OpenStreetMap per garantire un arricchimento delle informazioni e la contestualizzazione geografica dei dati anche quando il rapporto di scala non è adeguato alla visualizzazione delle mappe contenute nel sistema.

Inoltre, il sistema deve supportare l'interazione attraverso protocollo FTP con altri sistemi per ottenere ed esportare dati in vari formati.

iv. Dati geografici

Il sistema WebGIS deve supportare dati vettoriali e raster.

In particolare per i dati vettoriali va supportato il seguente formato di file:

- shape.

Per i raster, invece, vanno supportati:

- tiff e geoTiff;
- jpeg;
- ECW.

Per il formato ECW la ditta proponente dovrà fornire gli strumenti necessari per rendere il web-gis capace di operare con essi. files ECW. acquisire, e successivamente trasferire al CNR-IRPI, il software commerciale "ERDAS ECW JPEG2000 SDK" nella versione 4.1, il cui costo deve essere incluso nell'offerta

proposta. Nel manuale di installazione va descritto il processo di abilitazione del formato ECW: sarà l'utilizzatore finale del sistema che deciderà se abilitarlo nel rispetto dell'EULA. L'offerta dovrà includere l'attività di abilitazione del supporto ECW.

v. Importazione ed esportazione dati

L'applicativo WebGIS deve consentire agli utenti l'esportazione dei dati visualizzati almeno nei formati seguenti:

- tiff;
- pdf;
- kml;
- shp.

In importazione, oltre ai tipi di dati geografici vettoriali e raster, il sistema deve importare dati nei seguenti formati:

- dbf;
- txt;
- csv.

vi. Trattamento dei file vettoriali

I file vettoriali in formato Shape che saranno caricati nel sistema devono essere memorizzati su geodatabase. Questo per garantire la centralizzazione dei dati, maggiore flessibilità e versatilità, e nello stesso tempo permettere l'esecuzione di query spaziali complesse.

vii. Interfaccia utente

L'interfaccia utente deve essere facilmente fruibile sia dagli utenti Guest, che accedono alle risorse disponibili senza l'utilizzo di credenziali di accesso, sia agli Operatori, che utilizzano il sistema per la gestione dei dati.

E' da prevedere l'utilizzo di tecnologie Rich Internet Application (RIA), che permettono all'utente di usare strumenti web con interfaccia e modalità d'uso tipiche di applicazioni desktop.

viii. Integrazione con strumento CMS

Il sistema deve essere integrato con un Content Management System (CMS) per garantire agli operatori di pubblicare documentazione e manuali d'uso in maniera agevole.

Il CMS deve consentire le seguenti operazioni minime:

- creazione, modifica e cancellazione di contenuti web;
- pubblicazione dei contenuti;
- autenticazione degli utenti;
- editing dei contenuti attraverso un strumento WYSIWYG.

b. Specifiche dell'ambiente operative

i. Sistema Operativo

Il sistema operativo da usare per ospitare il sistema WebGIS in oggetto, in ordine alle specifiche sulla licenza dette in precedenza, deve essere basato su Linux con kernel 2.6.32 o superiore.

ii. Database

L'applicazione deve operare utilizzando il DBMS PostgreSQL nella versione più recente utilizzabile (ver. 8.3 o superiore). Per il supporto dei dati geografici è necessario accoppiare a PostgreSQL l'estensione spaziale Postgis, anche questa nella versione più recente utilizzabile (ver. 1.5 o superiore).

iii. Architettura applicativa

Il sistema deve avere una tipica architettura Web Based a più livelli e deve essere implementata utilizzando le seguenti tecnologie:

- Linguaggio: Java 1.5 o superiore;
- Strumenti ORM: Hibernate e Hibernate Spatial 1.0 o superiore;
- Servlet Container: Tomcat 5.5 o superiore;
- Visualizzatore di mappe: Open Layer 2.9 o superiore;
- Web Server: Apache 2.2 o superiore.

iv. Server di mappe

In compatibilità con le precedenti caratteristiche di Architettura applicativa il sistema deve utilizzare per la gestione della mappe il componente GeoServer nella versione 2.0 o superiore.

v. Ambienti client

Le funzionalità del sistema devono essere accessibili via Web da postazioni Client sulla rete internet. In particolare l'accesso deve essere possibile con i browser web più comuni nelle versioni più diffuse e nel rispetto degli standard del w3c. Il set minimo di browser web da supportare è:

- client con sistema operativo MS Windows: Firefox 3.6, Chrome 5.0;
- client con sistema operativo Linux: Firefox 3.6, Chrome 5.0.

vi. Accessi concorrenti

Il sistema non deve avere limitazioni tecniche nel numero di utenze attive e deve consentire l'accesso concorrente alle risorse con meccanismi che garantiscono la coerenza del contenuto informativo anche in processi che coinvolgono più sistemi informativi.

4 Documentazione tecnica

Al fine di agevolare gli interventi di manutenzione evolutiva il fornitore deve produrre documentazione esaustiva e dettagliata a corredo del sistema rilasciato: documentazione architeturale e di progettazione. Gli schemi presentati nella documentazione devono rispettare il formalismo UML.

Allo stesso scopo, inoltre, è necessario che i codici sorgenti siano documentato in maniera adeguata e commentati con chiarezza e completezza.

5 Licenze software

In conformità alla direttiva del 19/12/2003 su “Sviluppo ed utilizzazione dei programmi informatici da parte delle Pubbliche Amministrazioni” pubblicata sulla G.U. del 07/02/2004, il sistema deve essere rilasciato in opportuna licenza compatibile Freeware and Open Source Software (FOSS).

Gli eventuali vincoli che potrebbero limitare la compatibilità a questa tipologia di licenza derivanti dalle presenti specifiche vanno evidenziati nella proposta formulata ed in particolare nei documenti tecnici presentati insieme ad una soluzione che ne limiti il più possibile gli effetti.

11. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

11.0. PREMESSA

Lo studio è stato articolato in modo da rappresentare una guida di riferimento per l'implementazione di sistemi di monitoraggio, sia per i fenomeni franosi, sia per i fenomeni di subsidenza.

La finalità principale dello studio era la definizione di procedure affidabili per l'implementazione di sistemi di monitoraggio.

Non si è inteso dare allo studio un contenuto protocollare del tipo lista di operazioni, perchè quello che risulta incontrovertibile, anche alla luce dell'esperienza qui illustrata, è che un sistema di monitoraggio deve essere adattato all'oggetto da monitorare, e alle finalità del monitoraggio. I caratteri distintivi dell'oggetto e delle finalità possono assumere una variabilità praticamente infinita. Il progettista deve di volta in volta analizzare il problema, definire i caratteri dell'oggetto da monitorare, e, fissate le finalità, definire le caratteristiche e gli elementi fondamentali del sistema di monitoraggio, lasciando sempre la possibilità di modifiche ed integrazioni al sistema che possano consentire di modificare, se necessario, le caratteristiche del sistema implementato adeguandole alle nuove necessità derivanti sia dall'avanzamento delle conoscenze sulle caratteristiche del fenomeno, sia da modifiche delle finalità (p. es., da controllo ai soli fini di allertamento a conoscenze necessarie per gli interventi; oppure da conoscenza a controllo post-intervento).

I criteri generali e teoretici dei sistemi di monitoraggio sono illustrati nel Cap. 4, mentre le modalità di realizzazione sono illustrate nel capitolo 5, che descrive le varie fasi esecutive per giungere all'implementazione dei vari sistemi.

Nei Capitoli precedenti, i risultati dello studio sono presentati in base alle varie tematiche e fasi dello studio, al fine di evidenziare gli aspetti procedurali, poi applicati ai vari casi di studio.

In questo capitolo, dopo un parte riguardante aspetti sulla procedura che sono risultati problematici o che hanno prodotto contributi interessanti sugli aspetti procedurali, i risultati sono illustrati in base ad ognuno dei tre casi di studio, includendo l'analisi dell'efficacia delle misure di intervento nel caso di Luzzi.

11.1. METODOLOGIA E FASI DELLO STUDIO

11.1.0. Premessa

Nella prima fase si è proceduto ad individuare gli ambiti omogenei della Regione, selezionati sulla base delle loro caratteristiche geologiche e geomorfologiche. Ciò perché è unanimemente riconosciuto che a determinare la tipologia e la diffusione dei fenomeni d'interesse (di movimento in massa e di

subsidenza) concorrono soprattutto l'assetto geologico e la geomorfologia (quest'ultima comunque strettamente controllata dalla geologia). Questa individuazione consente pertanto di definire quali possano essere le tipologie di fenomeni più diffusi, e il loro grado di diffusione. Tali elementi sono stati riportati nei vari paragrafi del Cap. 2, ognuno relativo ad un determinato ambito. Gli ambiti riconosciuti sono 11. Per ognuno di essi sono stati descritti uno o più fenomeni rappresentativi della tipologia più diffusa o più rilevante.

11.1.1. Selezione dei casi di studio

La selezione dei casi di studio, relativamente ai fenomeni franosi, è illustrata nel Cap. 3.

Per i fenomeni franosi, è stato necessario procedere all'individuazione di tre casi di studio rappresentativi di altrettante condizioni diffusamente presenti sul territorio calabrese.

Tenendo conto del tempo e delle risorse finanziarie disponibili, e di quanto previsto nella proposta approvata, si è deciso di prendere in considerazione le seguenti tipologie:

a – frane per scorrimento o scorrimento-colata di spessore non superiore a 25-30 m. Questa tipologia/categoria di fenomeni è la più diffusa in assoluto in Calabria, sia per numero di casi, sia per superficie coinvolta. Coinvolge principalmente terreni coesivi, o con significativa componente coesiva, in ambiente sedimentario, nonché terreni prodotti dai processi di degradazione ed alterazione in ambiente cristallino-metamorfico di basso, medio e alto grado.

b – fenomeni di “soil slip” o di scorrimento-colata di detrito, comunque rapido. Tali fenomeni interessano versanti ad elevata pendenza, coinvolgendo anche rilevanti volumi di coperture alteritiche o di materiali sedimentari.

La selezione è stata effettuata sulla base di:

- 1 - conoscenza pregresse maturate in ambito IRPI.
- 2 - analisi di dati storiografici.
- 3 - segnalazioni specifiche da parte dell'ABR, in special modo schede PAI.
- 4 -bibliografia specialistica.
- 5 - analisi fotointerpretativa.
- 6 - analisi di dati SAR
- 7 - sopralluoghi di verifica.

Dati SAR per la selezione dei casi di studio

L'area di studio per la subsidenza (area archeologica del Parco del Cavallo e zone viciniori) era già individuata in fase di proposta del progetto.

Per i fenomeni franosi, deciso che almeno uno dei casi di studio sarebbe stato sottoposto all'analisi PSInSAR™, e considerati i vincoli economici che costringevano a individuare il caso di studio da sottoporre ad analisi PSInSAR™ in un sito compreso nell'areale di una sequenza storica di immagini satellitari RADARSAT già disponibili e pre-elaborate da parte di TRE, si sono individuati i casi presenti all'interno della *frame* determinata per lo studio della subsidenza di Sibari, dato che tale indagine è stata adottata, nel progetto, essenzialmente per lo studio della subsidenza.

La selezione ha dovuto, però, tenere conto di diversi vincoli metodologici e contingenti che limitano le possibilità di scelta, quali:

- 1 – copertura vegetale contenuta e presenza di numerosi PS (*Permanent Scatterers*, quali edifici, pali, antenne, rocce esposte).
- 2 – orientazione del versante verso ovest. Questa limitazione è dovuta al fatto che il Politecnico di Milano dispone solo delle orbite utilizzabili su tali versanti.
- 3 – limitazione dell'area centrata sulla zona di Sibari fino ad una distanza che consenta di minimizzare gli effetti della distanza stessa sulla precisione dell'analisi.
- 4 – accessibilità alle macchine, per l'eventualità di dover aprire una pista.
- 5 - i fenomeni franosi dovevano avere le seguenti caratteristiche:
 - 5.1 – essere attivi di recente
 - 5.2 – coinvolgere strutture e/o infrastrutture importanti
 - 5.3 – presentare un'estensione non superiore a 3-4 ha
 - 5.4 – presentare una profondità non superiore a 30 m (preferibilmente tra 10 e 15 m)

Per i movimenti in massa interni al *frame* SAR di Sibari, sono stati esaminati 27 aree di possibile interesse.

Da questa ampia serie, e sulla base degli elementi disponibili per altri siti della regione, si sono selezionati i casi di studio di Torre Malizia (nel Comune di Luzzi, CS), di Contrada La Petrizia (comune di Sellia Marina, CZ), del T. Favagrecò, nel Comune di Scilla (Favazzina) (RC).

11.1.2. Caratterizzazione dei casi di studio

Fenomeni franosi

I casi di studio sono stati studiati in dettaglio sulla base di elementi geologici, geomorfologici, geotecnici e storiografici. I risultati di tali indagini sono illustrati nel Capitolo 5.

La scala delle carte utilizzate per la presentazione dei dati relativi ai tre siti, è coerente con il dettaglio raggiunto in fase di studio.

La caratterizzazione geologica, geomorfologica e geotecnica è spinta al livello opportuno per un sistema di monitoraggio conoscitivo, ma non sufficiente per la progettazione di opere d'intervento, anche se i sistemi implementati possono contribuire significativamente a guidare le ulteriori indagini finalizzate all'intervento.

Subsidenza.

La piana di Sibari, e in particolar modo, la zona in cui è localizzata l'area archeologica del Parco del Cavallo, costituisce una “anomalia” nell’ambito di un sollevamento generalizzato di tutta l’area nord calabrese. Infatti le ricerche archeologiche hanno evidenziato un complesso fenomeno di subsidenza testimoniato dalla presenza di tre città sovrapposte: *Sybaris* (720-510 AC), *Thurii* (444- 285 AC) e *Copia* (193 AC - ?) attualmente ad una profondità che varia da 7 a 3,5 m al di sotto del piano campagna.

I processi di subsidenza, sin da tempi remoti, hanno coinvolto il sito che si trova attualmente immerso nei depositi alluvionali costituenti la piana omonima.

Il tasso totale di subsidenza, calcolato sulla base delle età ¹⁴C calibrate (anni BP) di campioni di torba e sostanza organica prelevata a diverse profondità dalle carote di sondaggi è di 5,4 mm/anno per i livelli più profondi, mentre diminuisce verso il piano campagna alle quote in cui si rinvenivano i piani abitativi, raggiungendo un valore di 1,6 mm/anno.

I sollevamenti post-Pleistocene medio sono testimoniati da terrazzi marini dislocati fino a 650 m ad un tasso supposto costante di compreso da 0.7 a 1.1 mm/yr. Tale valore è più o meno dello stesso ordine di grandezza del sollevamento tettonico medio dell’area. Questo dato è stato ottenuto dalla correlazione allo stadio isotopico (MIS) 5.5 (Tirreniano) del più vicino terrazzo marino. I due movimenti, negativo e positivo quasi si annullano a vicenda essendo della stessa entità.

11.1.3. Metodi e mezzi d'indagine strumentali e di monitoraggio

SAR

L'analisi SAR, basata sulle immagini acquisite nel tempo, può rappresentare un mezzo di monitoraggio su scala estesa, o su un singolo sito. Lo studio si è avvalso di una tecnologia d'avanguardia quale l'analisi satellitare PSInSARTM, a cui si è affinata la nuova procedura SqueezeSAR.

L'analisi PSInSARTM è stata pertanto sviluppata per i casi di studio del complesso franoso di Torre Malizia (Luzzi) e per la subsidenza della Piana di Sibari, con riguardo particolare per la zona archeologica di Parco del Cavallo (città di Sybaris, Thurii e Copia).

Le potenzialità della metodologia sono state delineate sulla base dei vari aspetti tecnici e delle problematiche sorte per la sua implementazione, soprattutto in considerazione dei limiti posti dalle condizioni di applicabilità del metodo.

L'esperienza acquisita nel settore dei fenomeni franosi permette di affermare che:

1 - l'analisi satellitare mostra rilevanti potenzialità ma, al contempo, soffre di altrettanto rilevanti limitazioni.

In particolare, il metodo d'analisi, posto che si individuino correttamente il o i punti di riferimento, consente di avere in tempi relativamente brevi un quadro degli andamenti delle deformazioni nell'intervallo di tempo compreso nella collezione di immagini utilizzate per l'analisi. Le nuove procedure di analisi, sempre più raffinate, possono giungere a definire misure delle variazioni della distanza satellite-oggetto illuminato dal radar con una precisione di pochi mm ottenuta mediante la reiterazione delle misure e complicate procedure di analisi.

E' importante tenere presente che le misure ottenute non sono le componenti cartesiane, ma, appunto, la distanza satellite-oggetto, e che le variazioni dipendono dalla geometria tridimensionale del sistema di acquisizione e dal tipo di orbita (ascendente o discendente) del satellite, nel senso che un movimento con risultante avente direzione compresa nell'angolo solido tra 270° e 90° rispetto alla LOS, risulta sempre in un incremento della distanza oggetto-satellite, preso per positivo il verso della LOS (Fig. 11.1 - 1). Rispetto all'orizzontale, l'angolo verticale della risultante sarà compreso tra $90 - \delta$ e $270 - \delta$ per l'orbita discendente, e tra $90 + \delta$ e $270 - \delta$ per l'orbita scendente, dove δ è l'angolo tra la LOS e il piano orizzontale (Fig. 11.1. - 1).

Le informazioni sono molto affidabili sul piano della misura, ma, a meno di utilizzare *corner reflectors*, che sono impiegabili per analisi basate su immagini da acquisire, quindi non possono, ovviamente, essere utilizzati per immagini acquisite in tempi passati, le misure risentono delle variazioni geometriche della superficie inclusa nel pixel di lettura. La reiterazione consente spesso di valutare se il pixel illuminato possa o meno subire tali variazioni, alcune delle quali possono avere carattere transiente ed influenzare la misura di un definito passaggio. Si tratta di punti anomali nelle serie storiche delle misure che possono rendere la percezione dell'affidabilità meno elevata del reale. Con l'esperienza e la conoscenza di tali limitazioni e degli eventi che possono aver influito sui risultati, la lettura dei dati diviene progressivamente più realistica e sicura.

La precisione del sistema di misura, se si impiega, come nel caso di studio, l'analisi differenziale rispetto ad un punto di riferimento, è di circa 1 mm/anno per serie di immagini di 5 anni ed oltre (Cap. 6).

Le limitazioni più importanti, che limitano, almeno finora, l'applicabilità dell'analisi mediante PS ad una parte dei fenomeni presenti in natura, è data da:

1 - impossibilità di ottenere misure congruenti per direzioni di spostamento lontane da quelle delle linee di illuminazione (*Line Of Sight*) che sono orientate circa verso Est (orbite ascendenti) e circa verso ovest

(orbite discendenti). Ciò, costituisce una limitazione importante, in quanto, teoricamente, il 50% dei versanti verrebbe escluso dalla possibilità di impiego di questa analisi. Nel territorio dell'intera Calabria, i versanti mostrano una leggerissima prevalenza di esposizione verso i quadranti occidentali ed orientali (Sorriso-Valvo et al. 2009) che sommano al 50,4% del territorio.

2 - non visibilità per le zone soggette a *layover*. Sono le zone in ombra rispetto ai raggi radar; esse sono quelle con pendenze superiori a 23° circa, e rappresentano circa il 21% del territorio calabrese. Ciò comporta una riduzione di circa il 10% del territorio esposto favorevolmente, che quindi risulta del 40% circa.

3 - perdita di coerenza nell'analisi di interferenza per PS il cui spostamento supera i 2-10 cm circa tra un'immagine e la successiva, cioè almeno tra 8 e 35 giorni, a seconda del satellite considerato. In altri termini, si possono studiare solo fenomeni da lenti ad estremamente lenti (Varnes, 1978).

4 - impossibilità di ottenere immagini per aree prive di PS, come i boschi fitti, le aree coltivate ed i pascoli senza costruzioni e strade, e le zone di macchia; queste che rappresentano complessivamente circa il 20% (valore stimato) del territorio Calabrese. Pertanto, la superficie regionale utilizzabile si riduce ulteriormente al 30% circa.

In questa percentuale, comunque, sono comprese circa la metà delle aree urbanizzate regionali, anche ad urbanizzazione non intensiva e molto dispersa, o percorse da vie di comunicazione, che sono quelle di maggior interesse.

Nel caso di studio (Torre Malizia), l'analisi ha dato risultati rilevanti, in coerenza con le conoscenze storiche e geomorfologiche del sito, ed ha permesso di determinare, virtualmente senza costi aggiuntivi, le condizioni della dinamica dei versanti anche dell'intera zona compresa tra Luzzi e Torre Malizia, data la vocazione areale dell'analisi e la presenza di numerosi PS.

Per i fenomeni di subsidenza, i movimenti sono essenzialmente verticali e le variazioni di distanza tra satellite e PS sono quindi dovute alla sola componente verticale, per cui non c'è differenza tra le misure ottenute in orbita ascendente o discendente.

La subsidenza riguarda in genere, e nel caso di Sibari in particolare, zone pianeggianti per cui la quasi totalità del territorio è illuminato correttamente. Ciò rende l'analisi satellitare particolarmente adatta allo studio della subsidenza, anche perché l'indagine satellitare fornisce informazioni puntuali ma su aree vaste e su un elevato numero di PS, essendo le zone di pianura ricche di PS.

I risultati puntuali dell'analisi satellitare per l'area di Sibari confermano le ottime prospettive di impiego di questo metodo d'indagine per il monitoraggio della subsidenza.

GPS

Il GPS, acronimo che sta per: "Global Positioning System", è un sistema utilizzato dalla metà degli anni ottanta anche per studi geodetici. Si basa su segnali radio emessi da una costellazione di almeno 24

satelliti artificiali in orbita a circa 20200 km, captati da ricevitori posti sulla superficie terrestre. Questi dati, opportunamente elaborati, consentono di determinare la posizione di un punto nello spazio, più frequentemente sulla superficie terrestre, con precisione che può andare da qualche decina di metri a qualche millimetro. Il posizionamento che si ottiene con il GPS è tridimensionale, quindi contemporaneamente planimetrico e altimetrico. È possibile così calcolare la distanza spaziale tra due capisaldi e risalire alle coordinate di una rete di capisaldi con elevatissima precisione (errori inferiori ad 1 cm). I principali vantaggi della tecnica GPS per misurare le deformazioni del suolo sono quelli di poter effettuare misure che collegano punti tra loro non visibili ed in qualunque condizione meteorologica.

Per le frane, viene assunto come riferimento uno dei capisaldi (punto base), che va dunque collocato su una zona stabile, fuori frana, e tramite la tecnica GPS del posizionamento relativo si possono poi determinare le posizioni degli altri punti rispetto a questo riferimento base, sia in termini di distanza spaziale “base-punto” (baseline), che in termini di coordinate cartesiane (E,N,h), orientate rispettivamente verso est, nord e l’alto, in un sistema di riferimento locale centrato nel punto base. Con questo approccio si ottengono alte precisioni, con errori nell’ordine dei cm, ed è possibile evidenziare, attraverso più misure distribuite nel tempo, deformazioni subcentimetriche.

Chiaramente, la dislocazione dei capisaldi componenti la rete locale di monitoraggio GPS va predisposta con cura, sia in base ad informazioni geomorfologiche e geotecniche che consentano di stabilire il punto base in un sito stabile, comunque il più vicino possibile all’area in frana zona (la precisione dei risultati del posizionamento relativo GPS decresce all’aumentare delle baseline), sia in base all’esigenza di minimizzare le fonti di potenziale disturbo della ricezione dei segnali satellitari.

Per i casi in studio (siti in località Torre Malizia, nel comune di Luzzi (CS), e in località la Petrizia, a Sellia (CZ)), si è cercato di ottimizzare le condizioni di misura, compatibilmente con la forte presenza antropica che caratterizza, soprattutto, il sito di Luzzi. Sono state così realizzate, nei due siti, due reti di 7 capisaldi (1 master più 6 punti).

La monumentazione dei capisaldi deve rispondere a precise esigenze di stabilità e durata, e deve inoltre garantire la riproducibilità delle condizioni di misura nel caso in cui le antenne GPS non restino stabilmente fissate sui capisaldi.

Tutto ciò premesso, si è optato per un pilastro cilindrico in calcestruzzo armato, del diametro di 20 cm e alto 1 m dal piano campagna, ancorato ad una fondazione cubica di 50 cm di spigolo, interrata e costituita, anch’essa, di calcestruzzo armato (Figure 5.5 - 1 e 5.5 - 2). Sulla sommità del pilastro è fissato un perno verticale in acciaio inox (Figura 5.5 - 3) su cui, tramite apposito raccordo, è possibile fissare l’antenna GPS garantendo le stesse geometrie nelle diverse campagne di misura.

Una soluzione differente è stata adottata per il punto n°6 della rete di Sellia, per il quale si è reso necessario ricorrere ad una struttura mobile, pur garantendo la riproducibilità delle condizioni di misura. Sulle reti di capisaldi così realizzate sono state eseguite campagne di misura di 3 ore (Figura 5.5 - 6).

Per la località Torre Malizia, in Luzzi, è stata anche realizzata una stazione GPS permanente, attrezzata con un ricevitore Leica® GMX901 in singola frequenza, con acquisizione in continua h24 e memorizzazione in locale dei dati (Fig. 5.5 – 7). La scelta del ricevitore in singola frequenza è stata possibile grazie alla presenza, a circa 1500 m dall'area in frana sottoposta a monitoraggio, di una stazione GPS permanente dell'UNAVCO, denominata LUZZ. Disponendo di questo punto di riferimento di altissima precisione, ad una distanza dell'ordine del km, è possibile elaborare i dati in singola frequenza ottenendo precisioni identiche ai dati in doppia frequenza, dunque idonee per studiare la stabilità di un versante. I file rinex della stazione LUZZ sono liberamente disponibili online sul database dell'UNAVCO, all'indirizzo: http://facility.unavco.org/data/gnss/perm_sta.php

L'elaborazione dei dati GPS (file RINEX) è stata effettuata tramite Gamit/Globk, un package per l'analisi dei dati GPS, sviluppato presso il Massachusetts Institute of Technology (MIT), l'Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics (CfA) e lo Scripps Institution of Oceanography (SIO). Il software opera sotto sistemi Unix e Unix-like ed è composto da vari moduli che fanno uso di script di *shell* e invocano programmi Fortran.

Gamit è composto da programmi distinti che svolgono il compito di:

- preparare i dati per l'analisi (makexp e makex);
- generare le orbite di riferimento per i satelliti (arc);
- calcolare i "residui" (osservati-computati="o-c") e le derivate parziali della posizione (model);
- scoprire eventuali deviazioni o interruzioni nei dati (autcln);
- eseguire un'analisi ai minimi quadrati (solve).

Le coordinate (DX_i, DY_i, DZ_i) della baseline così ottenuta sono state poi convertite, come accennato, in un sistema di coordinate cartesiane locali (e, n, h) , avente origine nel punto P_0 (nel nostro caso la stazione base) della superficie ellissoidica, asse h lungo la normale all'ellissoide in P_0 , ed assi e ed n nel piano tangente lungo il meridiano e il parallelo per P_0 (quindi verso l'est e il nord geografici) (Figura 5.5 - 8).

IDMS

L'*Image Detection for Monitoring System* (IDMS) è un sistema topografico sviluppato e brevettato dal CNR IRPI per il monitoraggio dei movimenti di superficie in fenomeni franosi. Questo sistema pur conservando precisioni confrontabili con quelle delle stazioni totali, si differenzia da queste poiché non necessita dell'ausilio di costose mire che risultano spesso di difficile installazione e richiedono manutenzione.

Il principio di funzionamento si basa sull'analisi multitemporale di immagini di aree che, elaborate mediante appositi algoritmi, permette di individuare eventuali spostamenti topografici.

L'IDMS, concepito proprio per superare tali problematiche, consente di realizzare un monitoraggio dei movimenti di superficie senza l'utilizzo di bersagli artificiali. Il sistema, basato sull'elaborazione di immagini riprese da una macchina fotografica digitale, permette misurazioni senza bersagli artificiali analizzando una serie di punti caratteristici dell'immagine individuati su acquisizioni digitali riprese in istanti diversi.

Installazioni per misure dirette in situ

Per il **monitoraggio degli spostamenti profondi** è necessario procedere all'esecuzione di un sondaggio a carotaggio continuo, al fine di verificare, in via definitiva, la scelta della profondità di ammorsamento della verticale inclinometrica nel "basamento", non significativamente interessato da movimenti. Bisogna osservare che la scelta della profondità da raggiungere risulta determinante ai fini di una corretta ed efficace interpretazione delle misure.

Le operazioni di installazione debbono essere eseguite e controllate da personale qualificato, in grado di trovare soluzioni adeguate ai problemi che eventualmente possono presentarsi nel corso delle lavorazioni.

Il diametro del foro di sondaggio deve consentire l'inserimento dei tubi inclinometrici e dei dispositivi (tubicini di iniezione) utilizzati per la cementazione della colonna di tubi alla parete del foro, operata con iniezione di una miscela di cemento-bentonite-acqua. Bisogna pertanto prevedere perforazioni di diametro non inferiore a 110 mm, da eseguire ove necessario con tubazioni di rivestimento per evitare che franamenti nel foro deformino il tubo inclinometrico nel corso dell'installazione. I tubi inclinometrici hanno generalmente diametro 80 mm.

Una volta raggiunta la profondità stabilita il foro di sondaggio deve essere pulito dei detriti di perforazione, considerando che, in funzione del tipo di litologie attraversate, può depositarsi sul fondo una certa quantità di detriti, ed è pertanto opportuno prevedere una profondità maggiore di quella strettamente necessaria.

I tubi inclinometrici, saranno dunque assemblati a coppie, con manicotti rivettati (almeno quattro rivetti per lato), sigillati, e calati nel foro di sondaggio unendo man mano le coppie di tubi preventivamente assemblate.

Prima di procedere all'inserimento della prima coppia di tubi inclinometrici nel foro di sondaggio saranno fissati alla loro estremità inferiore i tubicini di iniezione da utilizzare per riempire, in pressione, l'intercapedine tubi-parete del foro con la miscela di cementazione, avendo cura che la cementazione avvenga con continuità.

Prima dell'inizio delle misure, che deve avvenire a non meno di 20-30 giorni dall'ultimazione dell'installazione, si deve procedere ad alcune semplici operazioni preliminari che prevedono: la pulizia del tubo inclinometrico; la marcatura della guida di riferimento, in genere quella più prossima alla

direzione di valle del pendio; l'orientamento, rispetto al nord, della direzione di valle e della direzione individuata dalla guida di riferimento.

Sono di seguito illustrate per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre le installazioni piezometriche realizzate con piezometri idraulici a circuito aperto.

Un primo tipo di piezometro è il piezometro a tubo aperto costituito da un tubo di plastica rigida, di diametro variabile da 1/2" a 2", calato all'interno di un foro di sondaggio. La parte del tubo destinata a costituire il tratto di misura viene sfinestrata avendo cura di assicurare un'aliquota di superficie dei vuoti pari al 5% della superficie del tubo. Il sondaggio in cui viene installato il piezometro deve essere a carotaggio continuo in maniera da avere contezza dei terreni presenti in corrispondenza dei tratti di misura individuati e di poter effettuare, possibilmente, delle prove di permeabilità in corrispondenza di tali tratti.

L'utilizzo di questo tipo di piezometro, realizzato in genere con diametro pari a 2", è normalmente consigliato per terreni non stratificati e caratterizzati da valori di permeabilità $K \geq 10^{-3}$ cm/s. Questo tipo di piezometri può ancora essere utilizzato, per acquisire informazioni di maggiore dettaglio in situazioni stratigrafiche complesse, realizzando installazioni multiple sulla stessa verticale.

I piezometri a tubo aperto, che risultano essere quelli più economici, possono presentare l'inconveniente dell'occlusione delle fessure. Tale inconveniente, che in generale si verifica dopo lunghi tempi di esercizio, può essere evitato, o quanto meno ridotto, dimensionando opportunamente il filtro o rivestendo la parte sfinestrata con calze di tessuti filtranti.

I piezometri Casagrande sono formati da una cella, realizzata con materiale ceramico poroso (oppure resina o bronzo) ad elevata permeabilità, collegata con uno o due tubi di diametro pari in genere a 1/2". Tale tipo di piezometro è più adatto all'installazione in terreni a permeabilità medio-bassa. Attualmente, il tipo di piezometro Casagrande più diffuso è quello a due tubi; il relativo schema di installazione è analogo nelle linee generali a quello descritto per il piezometro a tubo aperto.

Prima della messa in opera, bisogna procedere alla saturazione della cella. Infatti, i materiali con cui viene realizzata quest'ultima, assicurano una elevata permeabilità solo in condizioni di totale saturazione, che viene ottenuta tramite immersione in acqua deareata per un adeguato periodo di tempo (in genere 2-3 ore).

Al pari dei piezometri a tubo aperto, anche i piezometri Casagrande si prestano ad installazioni multiple lungo una stessa verticale.

Nel sito di Favazzina, si sono installati tensiometri (tipo Jet Fill) per la misura di pressioni neutre negative nei primi metri di profondità.

11.1.4. L'indagine storiografica

I risultati presentati in questa relazione sono stati ottenuti mediante l'esecuzione di una ricerca storica dettagliata svolta a scala comunale per ognuno dei tre comuni in cui ricadono le aree di indagine del Lotto 5. La ricerca è stata finalizzata all'acquisizione di dati relativi ad attivazioni pregresse di Fenomeni Franosi (FF) nelle aree oggetto di studio.

In ogni caso, è necessario tenere presente che la ricerca non può mai considerarsi conclusa, sia perché svariati fattori accidentali possono causare perdite di documenti dagli archivi sia per il fatto che possono esistere fonti di informazione alle quali, per varie ragioni, non è consentito l'accesso.

Le fonti di informazione consultate nell'indagine svolta sono le seguenti:

Database on-line

Parte dei dati sono stata estratta da due database: il SICI e l'ASICal.

Il Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche (**SICI**), ideato e gestito dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalla Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR, è accessibile al sito <http://sici.irpi.cnr.it/>. In tale sito convergono i dati del Progetto AVI (Aree Vulnerate in Italia), e del progetto GIANO, rappresentati da informazioni relative ai fenomeni franosi verificatisi dalla fine dell'800 fino al 2001.

La banca dati **ASICal** (Aree Storicamente Inondate in Calabria), accessibile al sito: <http://www.camilab.unical.it>, realizzata nell'ambito di una collaborazione fra il CNR-IRPI ed il Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria, contiene dati relativi a fenomeni franosi verificatisi esclusivamente sul territorio calabrese negli ultimi secoli. La struttura è attualmente in fase di aggiornamento.

Una ricerca relativa ai fenomeni franosi esclusivamente attivati da sismi è stata inoltre condotta nei documenti allegati al Catalogo dei Forti Terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980 (Boschi et al., 1995).

Stampa a diffusione nazionale o regionale

I quotidiani hanno un carattere descrittivo e spesso enfatico; tuttavia, con la loro sistematicità, assicurano un flusso continuo di informazioni anche relative ad eventi di entità minore.

In Calabria, il quotidiano regionale caratterizzato dal più ampio periodo di pubblicazione è La Gazzetta del Sud. Tale testata è disponibile a partire dal 1952.

Per il periodo dal 1998 ad oggi, è stato utilizzato l'archivio on-line dei files PDF degli articoli de La Gazzetta del Sud relativi alle 5 edizioni regionali. Ulteriori dati, per il periodo dal 1995 ad oggi sono stati infine estratti dall'archivio in formato pdf de Il Quotidiano della Calabria, anch'esso dotato di cinque sue edizioni provinciali.

Raccolte di dati a carattere regionale o nazionale

Nell'ambito di questa tipologia di fonti sono state analizzate tutte le pubblicazioni realizzate presso l'IRPI di Cosenza relative a fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi in determinati intervalli temporali (Lanzafame e Mercuri, 1975; Caloiero e Mercuri, 1980; Petrucci et al., 1996). E alcuni lavori storici effettuati in epoche più remote (Almagià, 1910; Montanari, 1939; 1940) o raccolte dati più recenti (Catenacci, 1992). Per i comuni della provincia di Cosenza sono disponibili delle raccolte dettagliate di dati sui fenomeni franosi verificatisi fra la fine dell'800 e il 1960 (Petrucci e Versace, 2005; 2007; Petrucci et al., 2009) realizzate mediante una ricerca nella documentazione prodotta dall'ufficio del Genio Civile di Cosenza.

Dati custoditi presso l'Archivio Storico dell'IRPI di Cosenza

Presso il CNR-IRPI di Cosenza, oltre alla banca dati ASICal, sono disponibili, solo in formato cartaceo, donazioni archivistiche avute in base ad accordi di collaborazione con l'ex Ufficio del Genio Civile di Cosenza e l'Ufficio regionale dei Lavori Pubblici.

Si tratta dati inerenti ai fenomeni di dissesto idrogeologico verificatisi fra il 1870 ed il 1990.

Ulteriori documenti, principalmente relativi alla provincia di Cosenza e al periodo 1850-1980, provengono dalla totale acquisizione in fotocopia del Fondo Archivistico del Genio Civile custodito presso l'Archivio di Stato di Cosenza.

Per ognuno dei tre comuni interessati è stata prodotta una tabella riassuntiva organizzata in record contenenti i seguenti campi:

9) *Anno*.

10) *Mese*. Questo campo può a volte non essere compilato.

11) *Giorno*. Questo campo può non essere compilato.

12) *Località*. Nel caso essa non sia disponibile è stata inserita la dicitura: *imprecisata*.

Prima di procedere alla elaborazione dei dati sono stati eliminati dalla serie tutti i record relativi a questi tipi di fenomeni che non hanno interesse ai fini del Lotto 5.

I dati sono stati organizzati in formato di tabella, in cui ogni riga rappresenta un evento franoso, ovvero una mobilitazione di uno o più fenomeni franosi verificatisi in una certa data e in una determinata località. In rosso sono evidenziati i record relativi ad attivazioni franose registrate nel sito di interesse o in un'area di pertinenza delimitata su base cartografica in scala 1:10.000.

11.2. I CASI DI STUDIO - RISULTATI E SISTEMI DI MONITORAGGIO

11.2.1. - Torre Malizia - Luzzi (CS)

Geologia, Geomorfologia, Litologia e Petrografia.

In estrema sintesi, il sito di Località Torre Malizia (Fig. 5.1.1. 1), nel comune di Luzzi (CS), è caratterizzato da un complesso franoso esteso su un'area di circa 133.915 m² ha, situato circa 1 km ad est del centro storico di Luzzi, a quote comprese tra 550 e 630 m s.l.m. Il versante è esposto ad ovest, presenta una pendenza media del 27% circa (corrispondente ad un'inclinazione di 15°) ed è costituito da una copertura alteritica spessa da pochi m ad oltre 10 m derivato dalla degradazione chimico-fisica di gneiss kinzigitici con vene leucosomache. Nella parte inferiore, sabbie e conglomerati trasgressivi poggiano sul substrato cristallino.

Le metamorfite sono state distinte nelle seguenti classi di alterazione: classe VI (terreni residuali e/o colluviali), classe V (roccia completamente alterata) (Fig. 5.1.1 - 2).

Nel complesso nell'area esaminata è possibile distinguere almeno tre sistemi di faglie caratterizzati da una maggiore freschezza morfologica (Fig. 5.1.1 - 2), di seguito descritti:

- Sistema N-S: costituisce il sistema più evidente e rappresentato dell'area caratterizzato da faglie ad alto angolo con componente di movimento di tipo normale;
- Sistema ENE-WSW: rappresenta il sistema secondo per evidenza dell'area esaminata, costituito da faglie ad alto angolo con componente prettamente normale;
- Sistema WNW-ESE:, costituito da faglie con cinematismo prevalente di tipo trascorrente destro ed evidenze di riattivazione in normale.

Il fenomeno di interesse (Fig. 5.1.1 - 3) è composto da ben otto corpi secondari oltre al principale, presenta una zona di corona larga circa 350 m e lunga circa 300 m, in cui si individuano corpi franosi secondari; da poco a monte della frazione di Santo Miele la frana, mantenendo il movimento di scorrimento e colata, diviene unico, con una larghezza di circa 90 m e una lunghezza di circa 150 m, terminando in colata. Una corona circolare lambisce la strada provinciale N. 248 a circa 630 m di quota, lasciando ipotizzare un cinematismo di tipo rotazionale nella parte alta del fenomeno. I fianchi appaiono poco evidenti ed alquanto mascherati. Nella zona di piede è possibile osservare un parziale rigonfiamento nella parte sinistra, dove il fenomeno appare ripreso da un ulteriore scorrimento/colata. Nella parte sinistra si trova il corpo secondario che ha provocato il crollo parziale di un'abitazione, sul quale sono stati effettuati degli interventi di stabilizzazione.

Il fenomeno coinvolge la strada provinciale N. 248 in almeno due tratti (Foto 5.1.1 – 4), ed un gruppo di cinque abitazioni, ubicate lungo la provinciale stessa. La larghezza è di circa 150 m, la lunghezza è di circa 225 m, con un dislivello di circa 60 m tra corona e piede.

Sul fenomeno sono state eseguite opere di intervento strutturali parziali, limitate alla parte rimobilizzata di recente, sia da parte del Comune, sia da parte dei proprietari di alcune ville. Le opere consistono in drenaggi, paratie di pali, gabbionate, setti di micropali, sostegno alle opere murarie degli edifici.

La composizione mineralogica dei campioni gneissici di Luzzi è caratterizzata principalmente da abbondante quarzo, fillosilicati (miche e minerali argillosi e clorite), feldspati (K-feldspato e plagioclasti) e silicati anidri di alluminio (probabilmente sillimanite), con presenza di minerali accessori in tracce.

Si osservano comunque apprezzabili variazioni da un punto di vista quantitativo, soprattutto tra i fillosilicati e i feldspati. La trasformazione di feldspati primari in fillosilicati secondari (ad esempio minerali argillosi tipo la caolinite) è legata a processi di alterazione chimica, così come la presenza di ossidi di Fe.

Con lo studio petrografico al SEM-EDS, sono stati analizzati il campione FP203 (a 30.50 m da p.c.), che rappresenta la più basse classe di alterazione tra i campioni analizzati, e il campione FP200 (a 9.40 m da p.c.), che rappresenta la più alta classe di alterazione (VI). I caratteri sono descritti nel par. 5.3.1.

Storiografia

L'indagine storiografica (vedi Tab. 5.2. -1), e il ricorso a studi precedenti, hanno consentito di individuare diversi episodi di mobilitazione dei fenomeni franosi della zona di Torre Malizia. In particolare si ricordano:

- gennaio 1940. Danni alle case di Torre Malizia.
- 7 dicembre 1966. Frane a Torre Malizia.
- . gennaio 1981. Riattivazioni nella zona di Torre Malizia-San Miele, riportate nella carta al 5.000 di Mercuri e Merenda (1981), servita da base per parte del PRG del Comune di Luzzi (del 1989).
- marzo 1996. Riattivazioni in località S. Miele.
- 28 dicembre 1996, e Dicembre 1977. Dissesti nell'area di S. Miele; non è certo il coinvolgimento anche dell'area soprastante di T. Malizia.
- 30 ottobre 1998. Episodio di rimobilizzazione della parte meridionale del complesso franoso di Torre Malizia, con distruzione di un edificio e danneggiamento della ex SS 559 e di altri edifici. In seguito a questo evento il Comune ha intrapreso l'esecuzione di misure per il risanamento del versante.
- 30 gennaio 2009. Movimenti nella zona di Torre Malizia causano l'evacuazione di alcuni edifici.
- 13 febbraio 2009. I movimenti riprendono. La strada rimane danneggiata e il fronte della frana sovrastante la strada avanza di circa 1 m (Foto 5.1.1. - 4).

22 febbraio 2010. Riattivazioni in località S. Miele.

E' evidente la continuità dei movimenti franosi, con intensità da grave, capace cioè di arrecare danni irreparabili agli edifici, a lieve, con interessamento delle opere d'arte e del piano viario.

La ricorrenza sistematicamente invernale conferma la dipendenza delle varie fasi di riattivazione in stretta dipendenza dal regime pluviale, come da attendersi sulla base delle peculiari condizioni morfologiche che rendono gli acquiferi locali poco o per niente connessi con quelli delle parti superiori del pendio (vedi Cap. 5.1.1).

Geotecnica

Le indagini geotecniche condotte per il sito di studio di Luzzi hanno consentito, oltre alla definizione dei caratteri stratigrafici del pendio, l'installazione di attrezzature e strumentazioni idonee al rilievo di grandezze direttamente connesse al regime delle pressioni neutre, indicative delle caratteristiche del movimento ed in grado di precisare lo spessore massimo del volume di terreno instabile.

La tabella 5.3.1-1 descrive sinteticamente quanto eseguito in termini di indagini dirette, di prelievo di campioni indisturbati, di esecuzione di prove in foro di sondaggio, di installazioni e di indagini indirette.

L'ubicazione definitiva dei sondaggi geotecnici è mostrata nella figura 5.3.1 - 1.

Sono stati eseguiti complessivamente 4 sondaggi di cui 3 eseguiti in parte a carotaggio continuo ed in parte a distruzione di nucleo. Nel corso delle perforazioni sono stati complessivamente prelevati 7 campioni indisturbati per l'esecuzione di prove di laboratorio di cui 6 prelevati a pressione, con campionatore tipo Shelby, e 4 a rotazione, con campionatore Mazier.

Sono state eseguite, in foro di sondaggio, 2 prove di permeabilità a carico variabile tipo Lefranc. Parallelamente alla perforazione dei sondaggi geotecnici si è provveduto alla ricostruzione di massima del profilo stratigrafico.

Sono state eseguite tre prove penetrometriche dinamiche a punta aperta con campionatore tipo Raymond.

Sono stati installati 7 piezometri a tubo aperto, con tratti di misura di lunghezza variabile da 3 a 6 m, Un sondaggio è attrezzato con tubo inclinometrico per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

Nella figura 5.3.1.1 è indicata la traccia della sezione rappresentativa, preliminarmente definita su base geologico-geomorfologica, lungo la quale sono state condotte le verifiche di stabilità per l'analisi di sensibilità, una volta definito lo schema geotecnico del pendio instabile.

Le figure 5.3.1.2 – 5.3.1.9 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S1A-S2-S3, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

Le stratigrafie sono descritte in dettaglio nel Cap. 5.3.

La tabella 5.3.1.2 riassume le caratteristiche generali dei sondaggi eseguiti e delle installazioni. La tabella 5.3.1.3 sintetizza invece i risultati delle prove condotte in sito; sono riportati i valori del coefficiente di permeabilità, con l'indicazione dei relativi tratti di prova e i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT.

I campioni indisturbati prelevati nell'ambito dei carotaggi eseguiti hanno consentito l'avvio della sperimentazione geotecnica di laboratorio. Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN). I tre campioni sottoposti a prova, sono classificabili come argille inorganiche di media plasticità, da inattive ad attive.

Nella figura 5.3.1.13 e nella tabella 5.3.1.4 sono riassunti i valori assunti e le principali statistiche delle seguenti proprietà indice: peso specifico dei granelli, peso secco dell'unità di volume; peso naturale dell'unità di volume; peso saturo dell'unità di volume; indice dei vuoti.

Dal confronto con le proprietà indice dei geomateriali Gneiss e Graniti della Calabria; si può notare una sostanziale sovrapposizione tra i valori delle proprietà indice dei terreni (Gneiss) di Luzzi e degli Gneiss della Calabria. I provini sottoposti a prova manifestano un comportamento di tipo plastico e contraente. La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua.

Per gli gneiss di Luzzi, si possono ragionevolmente ipotizzare involuppi limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) nulla e angolo (ϕ) compreso tra 32° e 44° .

Installazioni geotecniche

Per il monitoraggio del sito studio di Torre Malizia, sono stati installati sette piezometri, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre, e un inclinometro per il monitoraggio degli spostamenti profondi, Caratteristiche delle installazioni in foro e date delle letture di zero sono riportate nella Tabella 5.3.1. – 2.

L'ubicazione dei sondaggi attrezzati per il monitoraggio geotecnico della frana di Torre Malizia (Fig. 5.3.1. -1) è stata definita sulla base dei rilievi geologici e geomorfologici effettuati al fine di garantire l'acquisizione di tutti i dettagli stratigrafici necessari alla modellazione e al monitoraggio del fenomeno franoso oggetto di studio.

Dal profilo stratigrafico ricostruito a partire dal carotaggio continuo è stato possibile individuare gli spessori di terreno che governano l'idrogeologia del pendio e definire in tal modo l'esatta ubicazione dei tratti di misura dei piezometri.

Tutte le verticali di monitoraggio del regime delle pressioni neutre sono attrezzate con multipiezometri a tubo aperto; in particolare, il sondaggio S1, ubicato nella porzione mediana del pendio, è stato attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 11 a 14 m e da 24 a 27 m da piano campagna. Il sondaggio S2, realizzato nella parte alta del pendio, è stato anch'esso attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura da 4 a 7 e da 24.5 a 30.5 m da piano campagna.

Nel sondaggio S3, sono stati installati tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 1.5 m a 4.5, da 12.7 a 18.7 e da 21.5 a 27.5 m da piano campagna.

Il sondaggio S3 è stato attrezzato per il rilievo dei livelli piezometrici in automatico. A tal fine sono stati posizionati in prossimità del fondo di ognuno dei tre piezometri, tre trasduttori che rilevano la colonna d'acqua. I segnali dei trasduttori sono acquisiti con una frequenza temporale programmabile da una centralina nella quale sono archiviati su una memoria di massa. Per l'alimentazione del sistema, che è predisposto per accogliere un sistema GSM di trasmissione in remoto, è stato installato un pannello solare ed una batteria tampone.

I livelli piezometrici misurati nei piezometri installati nei due sondaggi S1 e S2 (zona centrale e di monte della frana) mostrano la presenza di due distinte falde che si posizionano a circa 5 m e 15 m da piano campagna. L'andamento dei livelli non è influenzato in maniera significativa dagli eventi di pioggia che si sono registrati nel periodo di monitoraggio (oscillazioni massime dell'ordine del metro). I livelli nei piezometri installati a diverse profondità nel sondaggio S3 (zona bassa dell'area in frana) suggeriscono la presenza di un'unica falda con livello molto prossimo al piano campagna, anche in tal caso le oscillazioni sono contenute (massimo dell'ordine delle decine di centimetri).

Per il monitoraggio degli spostamenti profondi, è stato attrezzato con tubo inclinometrico il sondaggio S1A, realizzato in affiancamento al sondaggio S1. Il sondaggio è stato spinto sino alla profondità di 42 m, in modo da superare la superficie di scorrimento, ipotizzabile intorno ai 25 m su base geomorfologica. Tuttavia, per la complessità dei materiali perforati, il tubo inclinometrico è stato installato e cementato sino alla profondità di 38 m da piano campagna, ed ammorsato in gneiss di classe IV.

Nella figura 9.2.1-1 è mostrata la deformata inclinometrica; gli spostamenti misurati a partire dal 23/07/2010, data in cui è stata effettuata la lettura di zero e fino al 28/10/2010, sono dell'ordine di 1-2 mm. Si può rilevare che lo spostamento massimo di circa 3 mm, alla profondità di 5 m da p.c., registrato nelle letture L01 e L02 si riduce alla lettura L03. Le ragioni di questo andamento irregolare sono da attribuire alla piccola entità degli spostamenti, mentre la qualità generale delle letture è mostrata dalla buona ripetizione che si ritrova nell'andamento degli azimut in funzione della profondità. Si deve concludere che sulla base del monitoraggio sino ad ora condotto non si registrano spostamenti significativi lungo la verticale inclinometrica S1A anche se sembrerebbe potersi ipotizzare intorno ai 35 m dal p.c. il passaggio ad una zona più stabile.

Sulla base di tali indicazioni si può già stabilire che le misure possono essere condotte con una minore frequenza, in prima istanza si può prevedere ogni quattro mesi.

La prosecuzione del monitoraggio degli spostamenti profondi potrà consentire l'acquisizione di ulteriori elementi conoscitivi. In linea generale si evidenzia l'opportunità, anche in relazione alla complessità dell'area, di realizzare altre verticali inclinometriche e di spingerle a maggiori profondità (40-45 m) per avere maggiori garanzie circa la stabilità del fondo foro.

La figura 9.2.1 - 2 mostra l'andamento nel tempo dello spostamento misurato ad 1 m dal p.c. e conferma le considerazioni già illustrate: spostamenti e trend di movimento non significativi.

Per la definizione del regime delle acque sotterranee sono stati installati 7 piezometri lungo tre verticali: due nel sondaggio S1, due nel sondaggio S2 e tre nel sondaggio S3.

La disponibilità di misure sulle installazioni realizzate è relativa al periodo maggio-novembre 2010, ancora non sufficientemente esteso per poter essere considerato rappresentativo. La figura 9.2.1 - 3 mostra l'andamento delle precipitazioni per l'anno idrologico 2009-2010 evidenziando, per il periodo in cui si hanno misure ai piezometri, alcuni eventi di pioggia di un certo rilievo.

Analisi satellitare

L'area di analisi ha un'estensione di circa 1,5 km².

Nel caso Luzzi sono stati utilizzati i dati radar del satellite RADARSAT-1 dell'Agenzia Spaziale Canadese (CSA) acquisiti nel periodo 2003–2009, in geometria Ascendente (orbita del satellite da Sud verso Nord) discendente (orbita del satellite da Nord verso Sud, periodo di acquisizione 2003-2009) più la scomposizione del moto nelle sue componenti orizzontale (est-ovest) e verticale, il tutto al fine di estrarre il massimo contenuto informativo sull'area in esame.

Si è inoltre deciso di utilizzare in fase di processing l'ultimo avanzamento dell'algoritmo PS, denominato SqueeSAR™, che ai Permanent Scatterer affianca i Distributed Scatterer (DS), punti di misura radar che possono essere utilizzati con successo solo dopo un complesso algoritmo di identificazione e stima.

L'elaborazione su Luzzi nel suo complesso è stata condotta con 165 immagini satellitari per un totale di 1.151 punti di misura individuati al suolo.

I risultati dell'analisi satellitare sono mostrati nelle figure da 6.2.- 2 a 6.2. - 5.

Il PS di riferimento (Fig. 6.2. - 2) è stato scelto in seguito ad un accurato sopralluogo mirato ad escludere punti che fossero interessati da movimenti del terreno o da cedimenti delle strutture edilizie, corrispondente con la Chiesa Madre di Luzzi.

La figura 6.2 - 2 mostra l'analisi satellitare discendente tra il 2003 e il 2009. Nella zona di studio sono presenti sei PS con velocità di spostamento negativo (quindi verso Ovest, o verso valle) prossima a 5 mm/a. Cinque sono interni alla parte di frana mobilizzata negli ultimi anni, uno a SO dell'area in movimento. Altri due PS, più a nord dei precedenti, indicano spostamenti di circa 3 mm/a e sono ubicati immediatamente a nord della parte riattivata di recente. Altri punti con velocità di circa 2 mm/a sono ancora più a Nord, subito dopo il tornante settentrionale, in corrispondenza di due ville.

I PS A16DN, A16G9 e A16GO (Fig. 6.4 - 1a, d,e) sono tutti all'interno della frana riattivata su cui sono stati eseguiti gli interventi del Comune, nella parte alta della frana. In loro corrispondenza si registrano velocità medie superiori a 5 mm/anno. La velocità media è praticamente costante; si nota una maggiore regolarità dal marzo 2006 in poi, forse da collegare con la fine dei lavori di sistemazione.

A valle di questi tre punti, il PS A16DO mostra invece una velocità assimilabile a 0. E' probabile che ciò sia dovuto al sollevamento locale causato dalla componente rotazionale della frana, dato che questo punto si trova in corrispondenza del piede della frana.

Analoga condizione dinamica si riscontra considerando il punto A1525 (in testata della piccola frana di scorrimento rotazionale adiacente il lato nord della frana recente principale (Fig. 6.4 - 1a, c)) e i punti A154V e A155R, che mostrano velocità positive (avvicinamento, quindi verso monte) di circa 1-3 mm/a, perchè anch'essi si trovano nella zona del piede della frana. I grafici degli spostamenti non mostrano evidenze degli effetti della costruzione di una paratia di pali ad arco subito a valle del PS A1525, perché la paratia è posteriore (settembre 2009) alle ultime immagini utilizzate per l'Analisi Satellitare (marzo 2009).

Altri PS di interesse sono l'A15X4, in prossimità dell'ultimo fabbricato a monte del tratto inferiore della SP (prima del tornante), e gli A15E5 e A15IB, collocati in prossimità di due ville, dopo il tornante. I tre PS indicano velocità comprese tra 1 e 3 mm/anno. L'edificio del PS A15X4 è lievemente lesionato; la velocità era quasi nulla prima del settembre 2004, poi si è manifestato un incremento costante. I dati appaiono influenzati da stagionalità.

Il PS A15E5 (Fig. 6.4 - 1a) mostra una velocità regolare ed una marcata stagionalità degli spostamenti (Fig. 6.4 - 1b).

Questi ultimi tre PS si trovano all'interno del corpo franoso a nord di quello su cui sono state eseguite le opere d'intervento. Si tratta della testata di un fenomeno di rilevanti dimensioni, quiescente, che si sviluppa estesamente verso valle (Fig. 5.1. - 3).

Il PS A15IB mostra velocità media prossima a 0 fino al giugno 2006; successivamente la velocità assume un valore medio di circa 3 mm/anno e gli spostamenti mostrano una stagionalità crescente (Fig. 6.4 - 1b).

Infine, i PS A15UU e A16ML mostrano velocità intorno ad 1 mm/anno. Si tratta di valori prossimi alla risoluzione del sistema; inoltre, l'andamento nel tempo degli spostamenti (Fig. 6.4 - 1b e 6.4 - 1e) mostra un'elevata irregolarità, per cui si ritiene che i valori di velocità non siano attendibili.

L'analisi ascendente (Fig. 6.2 - 4) mostra un minore range di valori di velocità. Dovrebbe anche mostrare un andamento speculare rispetto a quelle dell'analisi discendente, ma la pendenza del versante annulla l'effetto di inversione delle misure dato che le componenti di spostamento lungo la LOS sono influenzate dalla pendenza del versante. Si ottiene pertanto un andamento di valori di velocità caratterizzato da una variazione ridotta. Rimane tuttavia confermato da alcuni PS con valore positivo (in avvicinamento, quindi in direzione del pendio che è esposto a d ovest) che il versante è in movimento verso valle, quindi per gravità.

Nel confrontare i risultati delle analisi ascendente e discendente, bisogna anche tenere presente che i PS dell'analisi discendente non sono gli stessi dell'analisi ascendente. Pertanto, il confronto non lo si è condotto PS per PS, ma considerando il complesso dei PS.

Il maggior dettaglio apparente dell'analisi discendente conferma quanto previsto circa i rapporti tra risoluzione dell'analisi e geometria del sistema apparato di lettura-terreno-movimenti. La regolarità dei risultati conferma, anche se non in modo definitivo, la correttezza della procedura di acquisizione delle misure di spostamento. Conferma anche, tuttavia, gli attuali limiti dell'analisi satellitare dovuti ai requisiti, piuttosto rigidi, della geometria del sistema di acquisizione.

Rete GPS e stazione meteo

La rete di capisaldi GPS realizzata in località Torre Malizia, nel comune di Luzzi (CS), è costituita da 7 punti (Fig. 5.5 - 9), di cui uno situato fuori frana e assunto come riferimento (punto base), e gli altri dislocati sulle zone da monitorare, indicati con un numero progressivo da 1 a 6 (pnt1, pnt2, ecc.).

Sono state eseguite 3 diverse campagne di misura, ciascuna con acquisizione di 3 ore dei dati satellitari. I file RINEX così ottenuti sono stati quindi elaborati tramite GAMIT per ottenere, rispetto al punto base, le diverse baseline (vettore (DX_i, DY_i, DZ_i)) e quindi le posizioni (e, n, h) .

Per avere un'idea delle incertezze tipiche sui valori ottenuti, è stata anche eseguita un'elaborazione del punto base rispetto alla stazione LUZZ dell'UNAVCO. Essendo entrambi i punti, base e LUZZ, fermi rispetto alle dinamiche in studio, la fluttuazione dei valori di posizione del punto base può essere interpretata come una dispersione di misura e fornire una stima degli errori in gioco. Nella tabella 5.5 - 1 riportati i dati ottenuti, in termini di coordinate locali (n,e,h) e componenti (DX_i, DY_i, DZ_i) e modulo L della baseline. In tabella è riportata anche la semidispersione massima (sdm) delle diverse quantità, definita come: $(\text{valore}_{\max} - \text{valore}_{\min})/2$, che può essere considerata una stima dell'errore nel caso di poche misure disponibili. Per il modulo L della baseline, oltre alla sdm è stato anche valutata la stima dell'errore tipico su L pari alla media tra l'errore massimo e la sdm, stimando un'incertezza di ~6 mm, quindi un errore di ~12 mm sulle differenze $L(t_i) - L(t_{i-1})$ che fornisce la variazione della baseline nell'intervallo di tempo $(t_i - t_{i-1})$.

In tabella 5.5 - 2 sono riportate le variazioni delle componenti (n,e,h) del punto base rispetto a LUZZ, dalle quali si può dedurre, per la variazione nell'intervallo $t_2 - t_1$, un errore massimo di circa 2 mm per la variazione delle coordinate orizzontali, e di 51 mm per la variazione della quota; per l'intervallo $t_3 - t_2$ si ha invece un'incertezza massima di 8 mm sull'orizzontale e 18 mm sulla verticale. È da notare come la maggiore precisione orizzontale rispetto alla verticale sia intrinseca ai metodi di posizionamento GPS, mentre la dipendenza dell'errore dalla sessione osservativa è anche conseguenza, tra gli altri fattori casuali che producono errori statistici, delle condizioni meteorologiche e astronomiche che influenzano la trasmissione dei dati satellitari, nonché, per la componente verticale, di fluttuazioni stagionali dovuti

al contenuto d'acqua del terreno. La presenza di tale componente da consolidazione/idratazione, se presente, si rivelerà nel prosieguo delle misure con l'alternarsi delle stagioni.

Le variazioni, con relative incertezze, di tutti i 6 punti della rete rispetto al punto "base" sono riportati nelle tabelle 5.5 – 3 (coordinate locali) e 5.5 - 4 (modulo baseline), il punto 1, dopo le prime due campagne di misura, è stato poi escluso a causa di interferenze che compromettono la corretta ricezione dei dati satellitari.

Si noti come non si evidenzino movimenti significativi.

Va comunque precisato che, all'aumentare delle sessioni di misura, sarà possibile individuare trend temporali delle posizioni che consentono di incrementare la precisione complessiva del procedimento.

Discussione sui dati di spostamento superficiali e profondi

Le serie storiche dei dati SAR indicano chiaramente una zonazione dei movimenti superficiali, con maggior valori per i PS interni ai fenomeni attivati dal 1997 al 2009. Dal confronto della figura 6.4 - 1d, con la figura 7 - 2, risulta che il PS A16DN non interferisce con le gabbionate del 2004, ma tale PS dà segnali incerti fino a quell'anno, e poi inizia una fase di movimento piuttosto regolare dal 2005 in poi.

Il PS A16G9 (Figg. 6.4 - 1e e 7 -2), pur interferendo con una gabbionata del 2004, ha lo stesso comportamento. Anche il PS A16GO (Figg. 6.4 - 1e e 7 -2), che non interferisce con le opere d'intervento, si comporta allo stesso modo, a meno di un ritardo di circa sei mesi nell'inizio del movimento.

Fra gli altri PS di interesse, il n. A15IB mostra un movimento regolare, ma di entità compresa tra 1 e 3 mm/a (Fig. 6.4 - 1b).

Il PS 15X4, importante perchè prossimo all'inclinometro (vedi Figg. 6.3 - 1a, e 5.3.1) mostra valori di spostamento (rispetto al satellite lungo la LOS, non in orizzontale) compreso tra 1 e 3 mm/a, in pratica vicino ai movimenti, di definizione ancora incerta, rilevati all'inclinometro.

Infine, i dati GPS, sebbene il periodo di misure sia ancora troppo breve rispetto alle velocità, attualmente minime, di spostamento, rilevano essenzialmente una fase di stasi nei movimenti orizzontali e verticali, con misure molto vicine all'errore atteso. Tuttavia, per i movimenti verticali si è ottenuto per tutti i sei punti una variazione circa della stessa entità e sempre verso il basso. Ciò è in contrasto, sebbene non in modo assoluto, con l'ipotesi di una variazione della coordinata dovuta solo ad errori. E' da notare inoltre che tale variazione è nello stesso verso e confrontabili con le variazioni stagionali delle misure SAR. Per avere la stabilizzazione delle misure bisogna attendere ancora diversi mesi, oppure deve verificarsi un'accelerazione dei movimenti, al momento, peraltro per fortuna, estremamente lenti.

Modello geotecnico del pendio e analisi di sensitività delle condizioni di stabilità

Lo schema geotecnico preliminare della frana di Luzzi, riportato in figura 9.2.1 - 4, è stato definito a partire dal modello geologico e dai risultati delle indagini geotecniche fin qui condotte.

Dal punto di vista stratigrafico esso prevede la presenza, conformemente al modello geologico, di tre strati: uno superiore, caratterizzato da una profondità variabile tra 6 e 15 m, costituito da colluvioni e gneiss e scisti biotici di classe VI; uno strato intermedio, con spessore variabile tra 7 m e 20 m circa, costituito gneiss e scisti biotici di classe V; uno strato inferiore, di profondità indefinita, corrispondente al livello di gneiss e scisti biotici di classe IV.

Il livello all'interno del quale si presuppone si sviluppino le superfici di rottura, è quello intermedio che risulta caratterizzato dai seguenti parametri fisico-meccanici: peso dell'unità di volume naturale compreso tra 16 kN/m^3 e 22 kN/m^3 e da un peso dell'unità di volume saturo variabile tra 21 kN/m^3 e 23 kN/m^3 , coesione di picco e residua pari a 0 kPa e angolo d'attrito di picco e residuo variabile tra 32° e 44° .

Le due superfici di scorrimento considerate sono ipotizzate su base geomorfologica: la prima (Sup. 1), con scarpata localizzata a circa 138 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 16 m e lunghezza di circa 262 m; la seconda (Sup. 2), con scarpata localizzata a circa 84 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 15 m e lunghezza di circa 206 m.

Per quanto riguarda il regime delle pressioni neutre, nella fase preliminare, sono state considerate due posizioni di falda limite, ovvero: falda a piano campagna e falda assente.

Il fenomeno di frana considerato è uno scorrimento traslazionale (con una debole componente rotazionale) che si mobilita, probabilmente, per superamento di valori della resistenza a taglio intermedi tra quelli di picco e residui. La rottura non è preceduta da spostamenti significativi e si sviluppa (pre-rottura e rottura) nell'arco di alcuni giorni. Gli spostamenti massimi cumulati nell'ambito di una mobilitazione dovrebbero essere dell'ordine del metro.

Le analisi di sensitività delle condizioni di stabilità sono state condotte mediante una procedura di calcolo sviluppata dalla GEO-SLOPE International Ltd, che si basa sui metodi dell'Equilibrio Limite. La procedura richiede la definizione di un modello di calcolo bidimensionale, all'interno del quale siano definite le caratteristiche stratigrafiche, idrologiche e meccaniche rappresentative della reale situazione in sito.

Ai fini dell'analisi è stata supposta la presenza di un unico geomateriale (Fig. 9.2.1 - 5), identificabile come gneiss e scisti biotitici di classe V, e considerando per la resistenza a taglio valori variabili tra quelli di picco e residui: $\gamma = 20 \text{ kN/m}^3$; $\gamma_{\text{sat}} = 21 \text{ kN/m}^3$, $c = 0 \text{ kPa}$ e ϕ variabile in un intervallo congruente con i valori definiti dalla sperimentazione condotta.

In base alle indicazioni desunte dal modello geotecnico è stata ipotizzata la presenza di due superfici di scorrimento, aventi le stesse caratteristiche geometriche discusse nel paragrafo 9.2.1.1.1.

Per quando riguarda la posizione della falda freatica, sono state prese in considerazione due posizioni di falda, identificabili come: falda assente, falda a piano campagna.

L'analisi è consistita nell'analizzare la sensitività del fattore di sicurezza nei confronti della variazione del livello di falda, utilizzando i valori dell'angolo d'attrito da 5° a 40°, in presenza ed in assenza di sisma. Gli effetti del sisma sono stati simulati, conformemente alla vigente normativa, utilizzando i coefficienti sismici k_h e k_v , pari rispettivamente a 0.108 e 0.054.

I risultati ottenuti sono stati riportati in grafici rappresentanti la variazione del fattore di sicurezza al variare dell'angolo di resistenza a taglio e della posizione di falda (Figg. 9.2.1 - 6 e 7).

Come si può constatare dall'osservazione di questi grafici, per la superficie 1, in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari all'unità per valori dell'angolo di resistenza a taglio di 13°, per la condizione di falda assente, e di 24°, per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 2, sempre in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari all'unità per valori dell'angolo di resistenza a taglio di 9°, per la condizione di falda assente, e di 17°, per la condizione di falda a piano campagna. I valori indicati sono ovviamente più alti considerando la presenza di sollecitazione sismica.

In definitiva l'analisi di sensitività evidenzia la necessità di approfondire l'individuazione dei parametri meccanici rappresentativi al finito dell'instabilità di precisarne le possibili superfici di scorrimento. Un primo approfondimento di analisi, finalizzato ad indirizzare opportunamente le ulteriori indagini conoscitive, potrà essere condotto una volta che si disporrà dei dati di monitoraggio relativi ad un periodo significativo, basandosi anche su dati di letteratura per quanto attiene le caratteristiche meccaniche dei terreni.

11.2.2. Contrada La Petrizia - Sellia Marina (CZ)

Geologia, Geomorfologia, litologia e Petrografia.

Nel sito di Contrada La Petrizia, nel comune di Sellia Marina (CZ), si osserva la presenza diffusa in affioramento di depositi sedimentari sciolti (Fig. 5.1.2 - 2).

Il rilievo collinare, su cui si colloca il fenomeno di interesse, è costituito da una formazione argillosa pliocenica sovrastata, con contatto discordante, dai depositi sabbioso-conglomeratici pleistocenici di un terrazzo marino (Fig. 5.1.2 - 2).

La formazione argillosa è costituita da argille siltose grigio azzurre con occasionali intercalazioni di sabbie e silt del Pliocene medio - Calabriano.

I depositi terrazzati sono costituiti da sabbie, ghiaie, conglomerati e sabbioni di colore bruno-rossastro del pleistocene.

Lo studio chimico e minero-petrografico dei sedimenti a grana fine campionati nei pressi dell'abitato di Sellia (sondaggio S2; FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) ha permesso di caratterizzare la composizione e i processi di alterazione relativi ai terreni coinvolti.

I campioni studiati (FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) vengono classificati, attraverso il diagramma basato sui rapporti $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, come argille.

Rispetto alla composizione della crosta superiore (UCC), usato come standard internazionale, si osservano piccole variazioni composizionali in Ti, Al e Fe, con Mn e Mg che presentano variazioni più marcate, mentre Si, K, P e soprattutto Na sono impoveriti rispetto alla UCC. L'unico elemento caratterizzato da arricchimenti rispetto alla UCC in tutti i campioni è il Ca. Ciò è fondamentalmente legato all'abbondanza di calcite).

I campioni di Sellia analizzati (FP7 a 8.40 m da p.c. ed FP8 a 22.00 m da p.c.) sono caratterizzati da alti valori di CaO a causa dell'elevata abbondanza di fasi carbonatiche presenti nei campioni. Nel presente studio viene allora escluso per comodità il valore del CaO dall'indice di alterazione chimico (*Chemical Index of Weathering, CIW'*), sulla base della formula $\text{CIW}' = [\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] * 100$, che esprime sempre il rapporto tra elementi immobili/mobili, aumentando all'aumentare dell'alterazione. I campioni analizzati sono caratterizzati da valori di *CIW'* intermedi (FP7, *CIW'*=74; FP8, *CIW'*=71).

I campioni FP7 (a 8.40 m da p.c.) ed FP8 (a 22.00 m da p.c.) sono caratterizzati da fillosilicati (miche e minerali argillosi) che sono le fasi mineralogiche più abbondanti. I minerali non-fillosilicatici sono rappresentati da calcite, quarzo, dolomite, feldspati (plagioclasi e K-feldspati) e tracce di ossidi-idrossidi di ferro (ematite) (Tab. 5.3.2-5).

In base all'analisi calcimetrica i campioni prelevati nel sito di Sellia vengono classificati come marne argillose.

La compagine rocciosa del campione FP7 (a 8.4 m da p.c.) si presenta caratterizzata da microfratture, sia intragranulari che intergranulari (Fig. 5.3.2-15D), all'interno delle quali si rinvenivano frequentemente minerali fillosilicatici allungati ed alterati. Si nota inoltre la presenza di fillosilicati (perlopiù miche) che presentano superfici esfoliate ed espanse, presumibilmente a causa dei fenomeni di *physical* e *chemical weathering* e stress tettonico.

Nel complesso nell'area esaminata è stato possibile distinguere un sistema di faglie principale, caratterizzato da una maggiore freschezza morfologica, di seguito descritto:

Sistema NE-SW: rappresenta il sistema più evidente dell'area esaminata, costituito da faglie con orientazione variabile tra N 20 e N 60, con un massimo intorno a N 40, immergenti verso SE con inclinazione variabile tra 60° e 80° con una prevalenza dei piani ad alto angolo.

I depositi sabbioso conglomeratici del terrazzo marino presentano una permeabilità molto elevata favorendo l'infiltrazione delle acque meteoriche, inoltre, la presenza della sottostante formazione

argillosa caratterizzata da una permeabilità molto bassa, favorisce la formazione di un acquifero all'interno dei depositi terrazzati stessi.

Relativamente alla formazione argillosa si ipotizza la presenza di una falda superficiale di tipo stagionale, il cui andamento è legato al regime pluviometrico della zona, all'interno della coltre superficiale degradata. Mentre la presenza nella formazione argillosa stessa di orizzonti sabbiosi e siltosi, consente la formazione di un acquifero complesso di tipo multistrato.

Il fenomeno di Sellia Marina – La Petrizia è uno scorrimento traslazionale (Fig. 5.1.2 - 3).

Presenta una corona principale ed un fianco sinistro ben evidenti (Foto. 5.1.2 - 1, 5.1.2 - 2), mentre il fianco destro appare più mascherato. Sono evidenti: contropendenze con ristagno di acqua nella porzione superiore (Foto 5.1.2 - 3); più rigonfiamenti, uno nella parte centrale molto pronunciato (Foto 5.1.2 - 4), uno nella porzione superiore sinistra ed uno nella porzione basale meno evidente; sono presenti numerose fratture e scarpate secondarie (Foto 5.1.2 - 5) sia in corrispondenza del fianco sinistro che del rigonfiamento centrale.

La corona principale appare ripresa da una scarpata successiva nella parte destra (Foto 5.1.2 - 6). Lungo il fianco destro la frana principale è affiancata da una seconda frana di dimensioni minori (Fig. 5.1.2 - 3), anche essa uno scorrimento rotazionale, la cui zona di piede/accumulo si colloca a circa metà versante (Foto 5.1.2 - 7).

La larghezza del fenomeno varia tra 75 m nella porzione superiore e 100 m alla base, la lunghezza è di circa 180 m, con un dislivello di 30 m tra corona e piede.

Il versante su cui si colloca è esposto a Sud-Ovest con una pendenza media del 18% (inclinazione di 10° circa).

Il fenomeno ha danneggiato un gruppo di abitazioni collocate alla base del versante subito a monte della strada provinciale, in particolare alcuni muri di sostegno posti a tergo degli edifici e gli edifici stessi che si collocano sopra il rigonfiamento basale (Foto 5.1.2 - 8), mentre la strada provinciale non mostra evidenti segni di interazione con il fenomeno.

Storiografia

L'indagine storica ha messo in evidenza i seguenti episodi (Tab. 5.2. - 2):

- dicembre 1972. L'evento fa parte del grande dissesto generalizzato della Calabria occorso tra il dicembre 1972 e il gennaio 1983.
- marzo 1996.
- gennaio 2009. Questo episodio è corvo con quello che ha riguardato la frana di Torre Malizia, presso Luzzi.

Si tratta di una frana piccola, tuttavia è rilevante storicamente perchè interessa costruzioni civili abitate. Per tale motivo l'indagine storica è risultata utile per avere indicazioni sulle fasi di attività/inattività macroscopica del fenomeno.

Geotecnica.

Sono stati eseguiti (Tab. 5.3.2. - 1) complessivamente 4 sondaggi di cui 3 a carotaggio continuo e 1 a distruzione di nucleo. Nel corso delle perforazioni sono stati complessivamente prelevati 8 campioni indisturbati. Sono state eseguite, in foro di sondaggio, 3 prove di permeabilità a carico variabile tipo Lefranc; sette prove penetrometriche dinamiche.

La figura 5.3.2 - 1 indica i piezometri installati nei fori di sondaggio, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre; in particolare sono stati installati 8 piezometri a tubo aperto; la stessa figura 5.3.2 - 1 indica l'ubicazione del sondaggio attrezzato con tubo inclinometrico per il monitoraggio degli spostamenti profondi, nonché la traccia della sezione rappresentativa, definita in prima istanza su base geologico-geomorfologica, lungo la quale sono state condotte le verifiche di stabilità per l'analisi di sensitività, una volta definito lo schema geotecnico del pendio instabile.

Il quadro preliminare dei rapporti stratigrafici, delineato dai rilievi geologici di dettaglio condotti nel sito di studio, è stato definito sulla base dei sondaggi geotecnici, mentre base delle indicazioni fornite dai rilievi geomorfologici sono state individuate le profondità massime a cui spingersi con le indagini.

Le figure 5.3.2 - 2, 5.3.2 - 8 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S2-S3-S4, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

La figura 5.3.2 - 2 mostra anche la profondità di prelievo dei campioni indisturbati ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT. Il valore di $N_{spt} = N_2 + N_3$ cresce con la profondità passando da un valore pari a 9 alla profondità di circa 4 m ad un valore di 86 alla profondità di 12.5 m circa.

Il valore più alto di N_{spt} rispecchia le migliori caratteristiche meccaniche delle argille limose marnose.

La figura 5.3.2 - 4 mostra la stratigrafia del sondaggio S2, eseguito in affiancamento al sondaggio S1 interamente a distruzione di nucleo e attrezzato con tubo inclinometrico. La profondità raggiunta è pari a 30 m; in particolare sono stati prelevati 2 campioni indisturbati ed eseguita una prova di permeabilità tipo Lefranc alla profondità di 14 m. Il coefficiente K stimato risulta dell'ordine di 10^{-8} m/s. Il tubo inclinometrico installato nel sondaggio in parola è stato cementato alla profondità di 30 m da p.c.

La figura 5.3.2 - 5 si riferisce a quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S3, ubicato nella parte alta del pendio (Fig. 5.3.2 - 1). La perforazione è stata eseguita a carotaggio continuo con profondità massima pari a 18 m. Nell'ambito dello stesso sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati, eseguite due prove S.P.T. e installati due piezometri a tubo aperto. La stratigrafia è indicata nella figura 5.3.2 - 5, che mostra anche la profondità di prelievo di due campioni indisturbati ed i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT

La figura 5.3.2 - 7 mostra quanto eseguito e realizzato per il sondaggio S4, ubicato nella parte bassa del pendio in frana. La perforazione è stata eseguita totalmente a carotaggio continuo e spinta sino alla profondità di 20.5 m. Durante l'esecuzione del sondaggio sono stati prelevati due campioni indisturbati

ed eseguite tre prove penetrometriche dinamiche S.P.T. A fine lavorazioni sono stati installati tre piezometri a tubo aperto.

La figura 5.3.2 - 7 mostra anche la profondità di prelievo dei due campioni indisturbati ed i risultati delle tre prove penetrometriche dinamiche SPT .

La tabella 5.3.2 - 2 riassume le caratteristiche generali dei sondaggi eseguiti e delle installazioni realizzate nel sito di studio di località La Petrizia.

La successiva tabella 5.3.2 - 3 sintetizza invece i risultati delle prove condotte in sito; sono riportati, in particolare, i valori del coefficiente di permeabilità desunti dalle prove in foro di sondaggio, tutte di tipo Lefranc, con l'indicazione dei relativi tratti di prova e i risultati delle prove penetrometriche dinamiche SPT.

Due dei tre valori del coefficiente di permeabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Sellia sono confrontabili con i valori più bassi relativi alle Argille della Calabria.

Sui campioni indisturbati prelevati nell'ambito dei carotaggi eseguiti è stata condotta una preliminare sperimentazione geotecnica di laboratorio per la caratterizzazione fisica, meccanica e della deformabilità dei geomateriali coinvolti nel fenomeno di instabilità.

Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN).

Dall'esame della figura 5.3.2 - 11a il campione sottoposto a prova è classificabile come Argilla inorganica di alta plasticità, normalmente attiva.

I provini sottoposti a prove meccaniche ed edometriche consentono la valutazione dei parametri di resistenza, di deformabilità e le proprietà indice. Nella figura 5.3.2 - 12 e nella tabella 5.3.2 - 4 sono riassunti i valori assunti e le principali statistiche delle seguenti proprietà indice dei provini sottoposti a prova per il sito di Sellia.

La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua.

Nella figura 5.3.2 - 14 vengono proposti gli involuppi di resistenza a taglio relativi alle argille presenti nel sito di località La Petrizia. Il numero di provini al momento sottoposti a prova è sicuramente da integrare per definire in maniera robusta i parametri di resistenza dei geomateriali di Sellia; tuttavia le prove di taglio condotte, con tensioni verticali comprese tra 49kPa e 588kPa, possono fornire una stima ragionevole di tali parametri. In accordo con quanto mostrato in figura 5.3.2 - 14, per le argille di Sellia, si possono ragionevolmente ipotizzare involuppi limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) variabile da 0 a 40 kPa e angolo (φ) compreso tra 29° e 33°.

Installazioni geotecniche

Le installazioni geotecniche per il monitoraggio sono indicate nella tabella 5.3.2 – 2, che riporta anche le date della lettura di zero. Sono stati installati complessivamente otto piezometri, per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre, e un inclinometro per il monitoraggio degli spostamenti profondi.

L'ubicazione dei sondaggi da attrezzare per il monitoraggio geotecnico della frana di La Petrizia (Fig. 5.3.2 – 1) è stata definita sulla base dei rilievi geologici e geomorfologici per acquisire tutti i dettagli stratigrafici necessari alla modellazione e al monitoraggio del fenomeno franoso oggetto di studio.

Dall'analisi del profilo stratigrafico ricostruito a partire dal carotaggio continuo è stato possibile stabilire i tratti di misura dei piezometri in modo da monitorare il regime delle pressioni neutre nel pendio in frana.

I piezometri installati sono tutti a tubo aperto.

Il sondaggio S1, ubicato nella porzione mediana del pendio, è stato attrezzato con tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 4.5 a 5.8 m, da 14 a 15 m e da 25.5 a 27 m da piano campagna. Questo sondaggio S1 è stato attrezzato anche per il rilievo dei livelli piezometrici in automatico. Sono stati posizionati a tal fine, in prossimità del fondo di ognuno dei tre piezometri, tre trasduttori che rilevano la colonna d'acqua. I segnali dei trasduttori sono acquisiti con una frequenza temporale programmabile da una centralina nella quale sono archiviati su una memoria di massa. Per l'alimentazione del sistema, che è predisposto per accogliere un sistema GSM di trasmissione in remoto, è stato installato un pannello solare ed una batteria tampone.

La disponibilità di misure sulle installazioni realizzate è relativa al periodo maggio-dicembre 2010, ancora non sufficientemente esteso per poter essere considerato rappresentativo. La figura 9.2.2 - 3 mostra l'andamento delle precipitazioni per l'anno idrologico 2009-2010 evidenziando, per il periodo in cui si hanno misure ai piezometri, alcuni eventi di pioggia di un certo rilievo. Da sottolineare, come indicato anche nella stessa figura 9.2.2 - 3, che le piogge sono quelle registrate nella stazione pluviometrica di Botricello, da ritenersi in prima istanza sufficientemente rappresentativa di quanto si verifica nel sito di interesse.

I livelli piezometrici misurati nel sondaggio S3, ubicato nella parte alta della zona in frana, indicano la presenza di due distinte falde, una superficiale a carattere stagionale, l'altra profonda con probabile andamento pluristagionale; i livelli piezometrici misurati nei tre piezometri installati nel sondaggio S1 (zona centrale della frana) mostrano la presenza di un'unica falda con andamento significativamente influenzato dagli eventi di pioggia; i tre piezometri installati nel sondaggio S4 (zona bassa dell'area in frana) mostrano livelli poco differenziati nei tratti di misura e suggeriscono la presenza di un'unica falda, a circa 10 m da p.c., con andamento poco influenzato da eventi di pioggia.

Le misure considerate sono relative ad un periodo di monitoraggio non ancora significativo e le indicazioni fornite in vi preliminare andranno opportunamente verificate e precisate.

Nella parte bassa del pendio sono stati installati, nel sondaggio S4, tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 6.5 a 8 m, da 12.5 a 13 m e da 18.5 a 20 m da piano campagna.

Il monitoraggio degli spostamenti profondi è effettuato mediante il sondaggio S2, ubicato nelle vicinanze del sondaggio S1, e attrezzato con tubo inclinometrico fino alla profondità di 30 m. Tale profondità, definita sulla scorta dei risultati dei rilievi geomorfologici dell'area in frana (Fig. 5.3.2 – 1), è tale da consentire il superamento della probabile superficie di scorrimento e, contemporaneamente, l'ammorsamento del tubo inclinometrico nei materiali non significativamente interessati da movimenti. Nella figura 9.2.2 – 1 è mostrata la deformata inclinometrica; gli spostamenti cumulati misurati a partire dal 10/05/2010, data in cui è stata effettuata la lettura di zero, e fino al 04/11/2010 sono dell'ordine dei 5 mm; la progressione nel tempo degli spostamenti non è regolare (Fig. 9.2.2 -2). In particolare l'ultima lettura L05 sembrerebbe registrare una riduzione dello spostamento cumulato (possibile rotazione). Quanto evidenziato è da ricondurre alla piccola entità degli spostamenti ed al limitato periodo di monitoraggio ancora disponibile. L'andamento dell'azimut con la profondità e la sua ripetizione nel tempo evidenziano una certa irregolarità che potrebbe essere dovuta a quanto già evidenziato.

Dall'analisi della deformata inclinometrica si può ipotizzare la presenza di una zona di movimento intorno ai 7-8 m da piano campagna. Sono evidentemente necessari ulteriori elementi da acquisire con il prosieguo del monitoraggio degli spostamenti profondi.

Sulla base di tali indicazioni si può già stabilire anche per il caso in esame che le misure possono essere condotte con una minore frequenza, in prima istanza si può prevedere ogni quattro mesi.

Indagini topografiche (IDMS e GPS)

Nel mese di luglio 2010 è stata effettuata una prima campagna di misure mediante distanziometro IDMS.

Da un punto di vista geomorfologico i punti individuati sono stati distribuiti in modo da coprire le seguenti aree:

- 1 - l'area instabile, con una distribuzione di punti finalizzata in particolar modo a controllare l'eventuale attività del piede e della zona di testata della frana;
- 2 - l'area a monte dell'attuale nicchia di distacco, per poter eventualmente riconoscere una tendenza del fenomeno ad un'evoluzione retrogressiva che potrebbe portare all'interessamento di una serie di civili abitazioni;
- 3 - aree limitrofe al fenomeno considerate stabili da utilizzare come reference points (aree stabili di riferimento).

La rete di misurazione è mostrata nelle figure 5.6 – 5 e 5.6 – 6.

La frequenza con la quale vengono realizzati i rilievi è solitamente funzione delle criticità e del grado di rischio connessi al dissesto ed ai tassi di movimento ipotizzati. Per quanto concerne il dissesto in esame, al fine di operare al di fuori del range di incertezza della misurazione, è verosimile ipotizzare un intervallo di misura semestrale.

Nella località la Petria, a Sellia (CZ), è stata realizzata una rete di 7 capisaldi GPS: il punto base più i 6 punti (Fig. 5.5 - 10).

I risultati delle misure GPS (sessioni di misura di 3 ore) ottenuti tramite Gamit sono riportati nelle tabelle 5.5 - 5 (coordinate locali) e 5.5 - 6 (modulo baseline).

In questo caso non si ha a disposizione una stazione GPS fissa esterna, a distanza utile per elaborare una stima diretta delle incertezze dei risultati delle misurazioni. Comunque, i valori ottenuti per la rete di La Petrizia sono quelli che tipicamente ci si aspetta per procedimenti in questa fase di progressione, ovvero posizionamenti differenziali su reti locali con poche sessioni di misura. Come evidenziato in tabella 5.5 - 5, dall'ultima rilevazione (t_4 , il 16 dicembre 2010) emergono, per i punti 2, 3, 5 e 6, spostamenti orizzontali (più significativi rispetto alla verticale) ≥ 10 mm, ovvero spostamenti che, al limite delle precisioni in gioco, cominciano ad essere significativi.

Per meglio interpretare questi risultati, in tabella 5.5 - 5 sono riportati sia gli spostamenti orizzontali tra l'ultima misura e la situazione di zero iniziale, sia gli spostamenti orizzontali medi risultanti dalle 4 campagne di misura. Questi vettori degli spostamenti orizzontali sono poi riportati nelle Figure 5.5 - 11 e 5.5 - 12.

Discussione sui dati di spostamento superficiali e profondi.

Nel sito di La Petrizia si sono misurati spostamenti superficiali tramite la rete GPS (Fig. 5.5 - 10), e profondi tramite un inclinometro (Fig. 5.3.2 -1).

La rete GPS ha dato risultati che indicano un movimento ragionevolmente certo, sebbene di limitata entità, ai capisaldi Pnt2, Pnt3 e Pnt5, mentre i movimenti risultanti ai punti Pnt1, Pnt6 danno l'ordine di grandezza dell'errore probabile della rete, se si considera che i capisaldi entrambi sono esterni alle due frane, ed hanno dato segni opposti fra di loro, ma modulo molto simile, pari a circa 5 mm (Fig. 5.5 - 11 e Tab. 5.5 - 5). Il caposaldo Npt4 mostra un valore di poco superiore ai 5 mm, congruo con la direzione di movimento attesa; Npt3 mostra un valore sicuramente significativo e congruo con la direzione attesa; Npt2 mostra un valore significativo (circa 20 mm), ma quasi ortogonale rispetto al moto atteso. Per pura speculazione, si noti comunque che il verso dello spostamento è identico a quello dell'inclinazione (verso Ovest) del palo elettrico che si vede nello sfondo della foto 5.1.2 - 4, che riprende la parte mediana della frana maggiore. In un corpo franoso, un movimento trasversale di diversi centimetri, o più, dovuto ad assestamenti locali, è normale. Inoltre, i dati dell'inclinometro, vicino al caposaldo Npt3,

indicano una irregolarità significativa dell'azimuth della deformata. Infine, il caposaldo Npt5, installato sul piccolo fenomeno che affianca il lato destro superiore della frana principale, mostra un valore significativo (circa 40 mm) e congruo con la direzione di movimento attesa.

La prosecuzione delle misure, integrate con nuove letture alla rete ISDM, dovrebbe dare risultati chiarificatori sui movimenti.

Modello geotecnico del pendio e analisi di sensitività delle condizioni di stabilità

Lo schema geotecnico della frana di Sellia Marina, riportato in figura 9.2.2 - 4, è stato delineato in via preliminare riferendosi al modello geologico ed ai risultati delle indagini geotecniche fin qui condotte.

Dal punto di vista stratigrafico esso prevede la presenza di due strati: uno superiore, caratterizzato da uno spessore massimo di circa 20 m, costituito da conglomerati quaternari; uno strato inferiore, prevalente nella sezione, costituito da argille plioceniche.

Nelle argille, stante le indicazioni geomorfologiche, si ipotizza che si sviluppino, in larga parte, le superfici di rottura. Dalla sperimentazione di laboratorio condotta per le argille si possono considerare i seguenti parametri fisico-meccanici: peso dell'unità di volume naturale compreso tra 19.5kN/m^3 e 21kN/m^3 , peso dell'unità di volume saturo variabile tra 19.5kN/m^3 e 21.5kN/m^3 , coesione di picco variabile da 0 a 40 kPa, angolo d'attrito di picco compreso tra 29° e 33° , parametri di resistenza residui caratterizzati da coesione intercetta (c) nulla e angolo d'attrito compreso tra 10° e 29° .

Le tre superfici di scorrimento considerate nello schema geotecnico, ipotizzate su base geomorfologica, sono mostrate nella figura 9.2.2 - 4: la prima (Sup. 1), con scarpata localizzata a circa 72 m s.l.m., ha una profondità massima di circa 12 m e una lunghezza di circa 191 m; la seconda (Sup. 2), con scarpata localizzata a circa 66 m s.l.m., ha una profondità massima pari a circa 12 m e una lunghezza di circa 170 m; la terza (Sup. 3), con scarpata localizzata a circa 62 m s.l.m., ha una profondità massima pari a circa 8 m e una lunghezza di circa 135 m.

Per quanto riguarda il regime delle pressioni neutre lo schema considera in questa fase due posizioni limite della falda: falda a piano campagna e falda assente.

Il fenomeno franoso di Sellia Marina può essere considerato come uno scorrimento traslazionale, con debole componente rotazionale, che si è probabilmente prodotto per superamento di valori della resistenza a taglio prossimi a quelli di picco. Se i necessari approfondimenti confermeranno l'ipotesi esposta è ragionevole ritenere: che la mobilitazione avvenuta nell'inverno 2008-2009 sia stata repentina (fasi pre-rottura e rottura nell'arco di alcuni giorni); che ulteriori mobilitazioni, determinate da eventi di pioggia critici le cui caratteristiche sono da definire, seguano modalità diverse di evoluzione delle fasi pre-rottura e rottura.

Le analisi di sensitività delle condizioni di stabilità del caso di studio di Sellia Marina, sono state condotte mediante una procedura di calcolo sviluppata dalla GEO-SLOPE International Ltd, che utilizza i classici

metodi dell'Equilibrio Limite. La procedura richiede la definizione di un modello di calcolo bidimensionale, all'interno del quale siano definite le caratteristiche stratigrafiche, idrologiche e meccaniche rappresentative della reale situazione in sito.

Lo schema di calcolo richiama lo schema geotecnico definito in precedenza, considerando per semplicità e senza perdere di generalità un unico geomateriale (Fig. 9.2.2 - 5) per il quale si ipotizzano le seguenti caratteristiche: $\gamma = 20 \text{ kN/m}^3$; $\gamma_{\text{sat}} = 20.14 \text{ kN/m}^3$, $c = 0 \text{ kPa}$ e angolo d'attrito variabile da 5° a 40° .

In base alle indicazioni desunte dal modello geotecnico sono state esaminate tre superfici di scorrimento con le caratteristiche geometriche discusse nel paragrafo 9.2.2.1.1.

Per quanto riguarda la posizione della falda freatica sono state considerate due posizioni di falda: falda assente, falda a piano campagna.

L'analisi di sensitività delle condizioni di stabilità, in termini di fattore di sicurezza, è stata condotta considerando: due posizioni del livello di falda; i parametri fisico-meccanici richiamati con particolare riferimento agli intervalli di variazione dell'angolo d'attrito; la presenza e l'assenza di sisma. Gli effetti del sisma sono stati simulati, in particolare, utilizzando, conformemente alla vigente normativa, valori dei coefficienti sismici k_h e k_v pari rispettivamente a 0.103 e 0.051.

I risultati ottenuti sono stati riportati in grafici rappresentanti la variazione del fattore di sicurezza al variare dell'angolo di resistenza a taglio e della posizione di falda (Figg. 9.2.2 - 6, 7 e 8).

Dall'esame dei grafici richiamati si può rilevare quanto segue: per la superficie 1, in assenza di sisma, il fattore di sicurezza risulta pari a uno per valori dell'angolo d'attrito di circa 9° , per la condizione di falda assente, e di 18° , per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 2, sempre in assenza di sisma, il fattore di sicurezza è pari all'unità per valori dell'angolo d'attrito di 8° , per la condizione di falda assente, e di circa 17° , per la condizione di falda a piano campagna; per la superficie 3, ancora in assenza di sisma, il fattore di sicurezza è di uno per valori dell'angolo d'attrito di circa 10° , per la condizione di falda assente, e di 18° , per la condizione di falda a piano campagna. I valori riassunti sono ovviamente più alti in presenza di sollecitazione sismica.

Si può in definitiva ritenere che i valori che determinano una condizione di equilibrio limite nelle condizioni esaminate sono compatibili con gli intervalli di variazione dei valori dell'angolo d'attrito definiti su base sperimentale. Per il caso in esame gli approfondimenti di studio e di monitoraggio conoscitivo dovranno essere mirati a precisare: il meccanismo di rottura che ha governato la mobilizzazione dell'inverno 2008-2009, la geometria delle superfici di scorrimento considerate, le posizioni delle falde che possono determinare condizioni di criticità per la stabilità del pendio di interesse.

11.2.3. V.ne Favagrecò - Favazzina (RC)

Geologia, Geomorfologia, Geolitologia e Petrografia

L'area di studio ricade all'interno dell'Ambito dell'Aspromonte, lungo il tratto costiero tirrenico della Calabria meridionale. Il basamento geologico del settore di interesse è composto in prevalenza da metamorfiti acide di medio-alto grado, paleozoiche, sormontate in discordanza da una copertura sedimentaria mio-plio-pleistocenica Figura 5.1.3 - 1. Tale copertura sedimentaria risulta dislocata a varie quote, a causa della tettonica distensiva quaternaria, ed arealmente si presenta discontinua e poco estesa, a causa dell'azione erosiva conseguente i rapidi sollevamenti avvenuti nell'ultimo milione di anni. L'assetto neotettonico del versante occidentale dell'Aspromonte è definito, appunto, da faglie estensionali quaternarie ad andamento NE-SO (faglia di Scilla, faglia di S. Eufemia e di Cittanova), le quali sono organizzate in una gradinata ribassante verso occidente.

Tutto il versante occidentale del sistema Serre-Aspromonte, ed in particolare il settore più meridionale dell'area, risulta particolarmente attivo dal punto di vista sismogenetico.

Il versante di Favazzina è parte della scarpata morfostrutturale della faglia di Scilla, la quale presenta una lunghezza complessiva di circa 30 km. Dati strutturali rilevati lungo il tratto di faglia nella zona di Scilla, indicano un cinematiso di tipo normale (*dip-slip*) con asse di estensione orientato NW-SE. Dati paleosismologici rilevati nell'area, basati sullo studio delle paleo-linee di costa, suggeriscono che l'ultima attivazione della faglia di Scilla può essere correlata al terremoto del 6 febbraio 1783.

Il rilevamento geologico-strutturale (Fig. 5.1.3 - 2), alla scala 5.000, ha lo scopo di caratterizzare i litotipi sede dei fenomeni di instabilità ed i processi che ne governano l'evoluzione. L'area rilevata riguarda un tratto di versante a monte dell'abitato di Favazzina, compreso tra il Vallone Condoleo, a Sud, e la Fiumara di Favazzina a Nord; essa, nella zona di monte (a Sud-Est), è limitata dalla spianata morfologica di abrasione marina su cui sorge la frazione Aquile.

Diffusi sui versanti in tutta l'area di interesse, presenti sotto forma di lembi di varia estensione e distribuiti in maniera disuniforme, si rilevano inoltre terreni di copertura sciolti, rappresentati da depositi colluviali e/o detritico-colluviali olocenici.

Infine, lungo i principali corsi d'acqua che attraversano l'area, si rilevano depositi alluvionali sciolti, ghiaioso-sabbiosi, mentre, lungo la stretta e discontinua fascia pressoché sub-pianeggiante compresa tra il mare e la base del versante, si rilevano depositi di piana costiera e di spiaggia, sempre costituiti granulometricamente da sabbie e ghiaie, da sciolte a mediamente addensate (in profondità).

Gli elementi tettonici rilevati (alla macro ed alla meso-scala) e riportati nella figura 5.1.3 - 2, sono riconducibili a due sistemi di faglie principali: faglie ad andamento NE-SO; faglie ad andamento NO-SE. Nella figura 5.1.3 - 3, sono mostrati alcuni esempi di meso-strutture rilevate nell'area oggetto di studio.

Il rilievo del grado di alterazione a scala areale, ha permesso la delimitazione di aree identificabili con quattro classi di alterazione: VI (terreni residuali, colluviali e detritico-colluviali), classe V (roccia completamente alterata), classe IV (roccia altamente alterata), classe III (roccia moderatamente alterata). Le classi di alterazione corrispondenti alla roccia fresca (classe I) ed alla roccia debolmente alterata (classe II), sono state rilevate localmente, nelle porzioni basse del versante, in piccoli affioramenti non cartografabili.

Gli gneiss moderatamente alterati (classe III), si rilevano nelle porzioni medio-basse dei versanti, e costituiscono la classe di alterazione prevalente al disotto dei 300 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 5). L'ammasso roccioso moderatamente alterato (oltre il 70% dell'affioramento) presenta volumi limitati ed isolati costituiti da roccia debolmente alterata (classe II).

Gli gneiss altamente alterati (classe IV), si rilevano con buona continuità nella fascia altimetrica compresa tra i 300 m ed i 400 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 5). L'ammasso roccioso di classe IV è prevalentemente altamente alterato (oltre il 70% dell'affioramento); volumi limitati ed isolati dell'ammasso possono essere costituiti da roccia moderatamente o completamente alterata. La roccia presenta una completa decolorazione, ma la tessitura e microstruttura sono ancora preservate.

Gli gneiss completamente alterati o "saprolite" (classe V), affiorano con buona continuità al di sopra dei 400 m s.m.l. (Fig. 5.1.3 – 5). Questi gneiss costituiscono oltre il 70% dell'affioramento. La roccia ha assunto la consistenza di un terreno, la tessitura originaria parzialmente preservata e sono ancora riconoscibili le discontinuità strutturali.

I terreni di classe VI sono rappresentati quasi esclusivamente dai depositi colluviali e/o detritico colluviali. Essi si rinvencono generalmente su ripiani morfologici localizzati lungo versanti, nelle depressioni e nelle conche morfologiche. Essi presentano uno spessore variabile da circa 1m a circa 10m, maggiore in corrispondenza delle zone di concavità morfologica nelle zone di testata dei valloni.

Il profilo di alterazione negli gneiss, nel suo sviluppo verticale, è intenso e complesso, soprattutto nella fascia altimetrica al di sopra dei 400 m s.l.m. (Fig. 5.1.3 – 6, Foto e).

Il tratto di versante tra Bagnara Calabria e Scilla (RC) che ospita la ferrovia, l'autostrada Salerno-Reggio Calabria, la statale tirrenica SS18, l'abitato di Favazzina e diverse infrastrutture (Fig. 5.1.3 - 7), è stato interessato nell'ultimo decennio da colate di fango e detrito (Fig. 5.1.3 - 8). Il 12 maggio 2001 una colata, incanalatasi nel vallone Favagrega, ha danneggiato la stazione SNAM del metanodotto, la ferrovia e la strada statale, causando il deragliamenti dell'ICN Torino-Reggio Calabria, mentre una seconda colata, da un vallone adiacente, ha investito l'autostrada presso la Galleria Brancato.

Il 31 Marzo 2005 un analogo fenomeno si è attivato dal vallone adiacente all'abitato di Favazzina (Fig. 5.1.3 - 8), provocando danni a gran parte dello stesso, alla strada statale ed alla ferrovia e causando il deragliamenti dell'ICN Reggio Calabria-Milano (Fig. 5.1.3 - 10).

Nel marzo 2010, sul tratto di versante a monte dell'abitato di Favazzina (RC), le tracce dei fenomeni franosi superficiali pregressi del 2001 e 2005, e di quelli che si sono attivati negli ultimi due inverni (inverno 2008-2009 e 2009-2010), erano ben visibili (Figura 5.1.3 - 11)

La morfologia dell'area rilevata si presenta articolata e fortemente condizionata sia dalle caratteristiche litologiche delle rocce affioranti sia dall'assetto geo-strutturale. Il reticolo idrografico è caratterizzato da fenomeni di approfondimento testimoniati da processi gravitativi e di erosione. Le aste fluviali presenti, si impostano lungo dislocazioni tettoniche.

Dal punto di vista geomorfologico l'area di studio è caratterizzata dalla presenza, a partire dai 600 m di quota s.l.m., di alti morfologici con sommità sub-pianeggianti, delimitati da versanti molto acclivi con inclinazione media di 35°; tali versanti sono solcati da valloni profondamente incisi, con bacini di alimentazione di limitata estensione. I valloni presentano profondità variabili da 10 a oltre 100 m, lunghezze da 300 a circa i 1000 m e dislivelli di circa 500 m. Infine, la stretta e discontinua fascia costiera, intensamente antropizzata, raggiunge la sua massima larghezza (circa 300 m) presso Favazzina. L'elevata pendenza e la presenza di estese coltri di copertura colluviali e/o detritico-colluviali, costituiscono un fattore predisponente all'insacco di fenomeni gravitativi di tipo superficiale. Nello specifico, si tratta di frane superficiali complesse, tipologicamente ascrivibili a fenomeni di scorrimento traslazionale che evolvono in colata. Essi interessano, nella maggioranza dei casi, le coltri di terreni residuali (classe VI) e colluviali (classe VI) e più raramente il substrato metamorfico completamente alterato (classe V).

I rilevamenti condotti nel febbraio 2010 sul versante a monte dell'abitato di Favazzina (Figg. 5.1.3 – 12, 13, 14), hanno permesso di rilevare come le zone di innesco dei fenomeni franosi del 2001 e del 2005, si presentavano quasi completamente svuotate, mentre i canali di flusso, nella porzione medio-alta del versante, svuotati e parzialmente o quasi completamente rivegetati

La composizione e le relative variazioni chimiche e minero-petrografiche sono state determinate sulla base di 4 campioni dei sondaggi S2 ed S3.

La composizione mineralogica dei campioni gneissici di Favazzina è quella tipica; i campioni presentano ampie variazioni in termini di tessitura e microstruttura; nei campioni degli orizzonti più profondi sono presenti diversi frammenti litoidi. Tutti i campioni analizzati sono comunque caratterizzati da processi di degradazione e alterazione, tali da rendere i campioni più superficiali simili ad un materiale argillificato. Le differenze tra i campioni prelevati in profondità e quelli più superficiali sono state evidenziate sia dal punto di vista chimico che da quello minero-petrografico. Come atteso, risulta che i livelli più superficiali risentono maggiormente dei processi di alterazione e degradazione rispetto ai livelli più profondi.

Attraverso le analisi al microscopio elettronico a scansione (SEM) sono state valutate le differenze e le variazioni in termini sia microstrutturali che chimico-mineralogici. Tale studio ha permesso di individuare

diversi elementi mineralogici e tessiturali che indicano un degrado variamente intenso dovuto a processi di ossidazione, fatturazione con presenza di microfrazioni sia inter- che intra-granulari, alterazione dei feldspati e delle miche (biotiti) che sono anche deformate e 'aperte'. Nei livelli superficiali sono presenti pure granuli di quarzo alterati e degradati, con superfici caratterizzate da segni di dissoluzione e/o corrosione (Figg. 5.3.3-13G-H).

Storiografia.

Gli episodi di mobilitazione di fenomeni franosi (Tab. 5.2. - 3) sono risultati numerosi tra il 1894 e il 2005. Dato l'assetto geologico-geomorfologico dell'area, è da ritenere che si sia trattato quasi esclusivamente di fenomeni di colata detritica/colata di terra iniziata come scorrimento di suolo.

In particolare, le date rinvenute sono:

- 16 novembre 1984, con danneggiamento della linea ferroviaria presso Favazzina.
- 10 febbraio 1967, Strada Scilla - Favazzina
- 9 gennaio 1968, SS 18 tra Scilla e Favazzina
- 21 febbraio 1968, tra Scilla e Favazzina
- 13 ottobre 1969, SS18 tra Scilla e Favazzina
- 12 novembre 1976, tra Bagnara e Favazzina
- settembre 1977, T. Favagrega.
- 21 marzo 1978, Favazzina.
- 29 dicembre 1984, Torrente Favazzina.
- maggio 1988, Favazzina.
- marzo 1990, Torrente Favazzina, presso la foce.
- 12 e 26 maggio 2001, Vallone Favagrega e altre località dell'area di studio.
- 8 dicembre 2002, tra Favazzina e Scilla.
- 18 dicembre 2003, Torrente Favazzina.
- 31 marzo 2005, Favazzina
- 30 maggio 2005, Favazzina.
- 21 settembre 2005, Favazzina.
- 30 gennaio 2009, nei pressi di Melia.

Il nutrito elenco di eventi è alla base della richiesta, da parte dell'ABR; di studiare i fenomeni della zona e di installarvi un sistema di monitoraggio, ancorchè limitato arealmente a solo una parte della zona di studio, dove, negli ultimi decenni, questi fenomeni si verificano con una crescente frequenza. A tal proposito, questa situazione giustifica anche lo stato di allerta, in merito alla recrudescenza di fenomeni di colata detritica che interessano le conoidi alluvionali, come quella di Favazzina, suggerito nella Relazione Finale relativa al Lotto 4 (Pericolosità delle Conoidi Alluvionali), Misura 1.4, Azione 1.4c.

Geotecnica

Le indagini geotecniche e geofisiche condotte per il sito di studio di Favazzina hanno permesso, oltre alla definizione dei caratteri stratigrafici del pendio e degli spessori di terreno potenzialmente instabili, l'installazione di attrezzature e strumentazioni idonee al rilievo di grandezze direttamente connesse al regime delle pressioni neutre.

La tabella 5.3.3 - 1 descrive sinteticamente quanto eseguito in termini di indagini dirette, di prelievo di campioni indisturbati, di prove in sito, di installazioni e di indagini indirette.

L'ubicazione definitiva dei sondaggi geotecnici è mostrata nella figura 5.3.3 - 1.

Sono stati eseguiti complessivamente 3 sondaggi a carotaggio continuo. Sono stati prelevati 5 campioni indisturbati per l'esecuzione di prove di laboratorio, con campionatore tipo Shelby.

E' stata eseguita una prova penetrometrica dinamica con campionatore a punta aperta tipo Raymond.

Sono stati installati 6 piezometri a tubo aperto, con tratti di misura di lunghezza variabile da 0.8 a 6 m.

Le figure 5.3.3 - 2 – 5.3.3 - 7 mostrano la ricostruzione dei profili stratigrafici a partire dai carotaggi continui condotti per l'esecuzione dei sondaggi S1-S2-S3, dai campioni indisturbati prelevati e dalle prove in sito eseguite.

La figura 5.3.3 - 2 si riferisce al sondaggio S1, spinto sino alla profondità di 12 m. Si attraversa terreno di riporto eterogeneo di colore bruno fino ad una profondità di circa 3.4 m da p.c. Al di sotto si rinviene del materiale di copertura costituito frammenti lapidei di dimensioni decimetriche di natura metamorfica, angolari, in matrice sabbioso-limosa fino a circa 5.4 m. Fino a fondo foro si incontrano gneiss completamente alterati e degradati con diffuse bande argillificate a bassa consistenza.

La figura 5.3.3 - 4 mostra la stratigrafia del sondaggio S2. La profondità raggiunta è pari a 20 m ed è stato prelevato 1 campione indisturbato. Il terreno di riporto è presente fino a 3 m da p.c.; al di sotto si ritrova il materiale di copertura fino alla profondità di circa 6.3 m costituito da sabbia, a tratti limosa, inglobante elementi lapidei di dimensioni decimetriche di natura metamorfica, da sub-angolari a sub-arrotondati. Fino alla profondità di perforazione si trovano gneiss completamente alterati e degradati con diffuse bande argillificate. La prova SPT evidenzia un rifiuto dopo i primi 15 cm di prova ($N_1=22$).

La figura 5.3.3 - 6 si riferisce al sondaggio S3. La perforazione è stata eseguita a carotaggio continuo con profondità massima pari a 10 m. Nel sondaggio sono stati prelevati tre campioni indisturbati e installati tre piezometri a tubo aperto nei primi tre metri di profondità.

Il terreno di riporto è presente fino ad 1.5 m da p.c.; al di sotto si ritrova il materiale di copertura fino a circa 5 m. Fino alla profondità di perforazione sono presenti gneiss completamente alterati e degradati con diffuse bande argillificate.

La tabella 5.3.3 - 3 sintetizza risultati delle prove condotte in sito; è riportato, in particolare, il risultato della prova penetrometrica dinamica SPT.

Sui campioni indisturbati prelevati nell'ambito dei carotaggi eseguiti è stata condotta una sperimentazione geotecnica di laboratorio per la caratterizzazione fisica, meccanica e della deformabilità dei geomateriali presenti nel sito di studio di Favazzina. Il confronto con i risultati della sperimentazione condotta su terreni di analoga origine presenti nel territorio della Calabria, può contribuire a rendere più efficace un successivo e approfondimento per la definizione dei parametri fisico-meccanici dei geomateriali di interesse.

Il programma sperimentale seguito è consistito nell'esecuzione di prove di identificazione, prove edometriche e prove di taglio diretto con riferimento agli usuali standard (ASTM, BS, AGI, DIN).

Dalla setacciatura per via umida e successiva sedimentazione con il metodo del densimetro, sono state ottenute le curve granulometriche mostrate in figura 5.3.3 - 8a; in particolare i tre campioni (o parti di campione) presentano una granulometria variabile da Sabbia ghiaiosa limosa a Sabbia con limo debolmente argillosa debolmente ghiaiosa.

Le curve granulometriche della maggior parte dei provini sottoposti a prove meccaniche presentano invece una granulometria variabile da sabbia con limo argillosa a sabbia con limo debolmente ghiaiosa. Complessivamente i provini sottoposti a prove di laboratorio presentano una granulometria significativamente differente rispetto ai campioni da cui sono confezionati, confermando la complessità dei geomateriali sottoposti a prova.

La figura 5.3.3 - 8b mostra il confronto tra il fuso granulometrico dei provini e dei campioni di provenienza sottoposti a prove di laboratorio e i fusi granulometrici dei geomateriali classificati come Gneiss (fuso relativo a 416 provini e campioni) e Graniti (fuso relativo a 105 provini e campioni) presenti in altri siti di studio della Calabria. Il fuso dei terreni di Favazzina si colloca nella parte centrale del fuso complessivo degli Gneiss.

Nella figura 5.3.3 - 9 e nella tabella 5.3.3 - 4 sono riassunti i valori e le principali statistiche delle proprietà indice dei provini sottoposti a prova per il sito di Favazzina e il confronto con le proprietà indice dei geomateriali Gneiss e Graniti della Calabria; rispetto agli Gneiss di riferimento, i geomateriali di Favazzina presentano campi di variazione delle principali proprietà indice contenuti e più bassi. Dal diagramma indice dei vuoti-peso secco dell'unità di volume che i punti relativi ai campioni di Favazzina si delinea un comportamento collassabile dei terreni di interesse.

La stima dei parametri di resistenza a taglio di picco è stata condotta mediante l'esecuzione di prove di taglio diretto in condizioni di totale saturazione. L'apparecchio di taglio diretto è stato anche impiegato per la valutazione della resistenza residua, mediante l'esecuzione di ripetuti cicli, in andata e ritorno, al fine di formare completamente nel provino una superficie di taglio lungo la quale è minima la resistenza a taglio.

Nella figura 5.3.3 - 10 sono mostrati i meccanismi di rottura dei provini sottoposti a prove di taglio diretto per tensioni verticali comprese tra 13kPa e 98kPa. L'intervallo tensionale indagato è stato scelto

in funzione del tipo di instabilità di interesse (frane superficiali). Si può rilevare che i provini sottoposti a prova manifestano un comportamento generalmente di tipo plastico e contraente, ma in alcuni casi si evidenziano anche comportamenti fragili e/o dilatante, anche nei livelli tensionali più elevati. Si rilevano ancora alcune curve con andamento irregolare, da attribuire all'eterogenea granulometria di alcuni campioni.

Le caratteristiche evidenziate influenzano gli involuppi di resistenza a taglio (Fig. 5.3.3 - 11). Si possono ipotizzare involuppi limite di resistenza a taglio di picco caratterizzati da una coesione intercetta (c) nulla e angolo d'attrito (φ) compreso tra 38° e 66° , confrontabili con quanto evidenziato nella stessa figura per gli Gneiss della Calabria sottoposti a prove meccaniche. La stessa figura mostra involuppi limite di resistenza a taglio residua coincidenti con quanto determinato per gli Gneiss presenti in altri siti di studio della Calabria. In particolare gli involuppi limite proposti sono caratterizzati da coesione nulla e angolo d'attrito (φ) variabile da 33° a 44° .

Installazioni geotecniche.

La realizzazione delle installazioni geotecniche nell'area del T. Favagrecò è stata avversata da una serie di fatti naturali e non, che ne hanno ritardato l'esecuzione. Infatti, oltre alla bassa adeguatezza intrinseca dei luoghi caratterizzati da difficoltà di transito ed accesso anche per le macchine per le indagini geotecniche, è stata determinante la difficoltà di trovare le localizzazioni per gli impianti dei sistemi di monitoraggio, protette contro il vandalismo. Vandalismo che, comunque, si è puntualmente presentato sotto forma di cementazione di due dei piezometri installati.

Questo elemento del vandalismo o della diffidenza dei proprietari a cui si chiede il permesso di installare stazioni nelle loro proprietà, è un forte ostacolo già sperimentato sia in altri siti appartenenti a questo studio (Torre Malizia), sia in altri studi precedenti, (come quello relativo alle reti di misura nel comune di Lago, nell'ambito dell'Accordo di Programma Frane tra Servizio Geologico ed ABR Calabria).

Le installazioni geotecniche per il monitoraggio, sintetizzate nella tabella 5.3.3 – 2, consistono in sei piezometri per il monitoraggio del regime delle pressioni neutre. La stessa tabella 5.3.3 – 2 pone in evidenza le caratteristiche peculiari dei piezometri installati, vale a dire tipo, profondità e tratto di misura. L'ubicazione dei sondaggi attrezzati per il monitoraggio dei livelli piezometrici nel versante di Favazzina è evidenziata nella figura 5.3.3 - 1.

La profondità di installazione dei piezometri è stata definita a partire dal profilo stratigrafico ricostruito mediante carotaggio continuo e mira all'individuazione del regime delle pressioni neutre nelle coltre di copertura superficiale e negli strati più profondi.

Tre sono le verticali di monitoraggio del regime delle pressioni neutre di cui due attrezzate con multipiezometri a tubo aperto; in particolare il sondaggio S1 è stato attrezzato con un solo piezometro a

tubo aperto con tratto di misura che va da 6 a 12 m da piano campagna. Il sondaggio S2 è stato attrezzato con due piezometri a tubo aperto con tratti di misura che vanno da 1 a 3 m e da 14 a 20 m da piano campagna. Il sondaggio S3, spinto sino alla profondità di 10 m è stato utilizzato per l'installazione di tre piezometri a tubo aperto con tratti di misura che interessano i i tratti che vanno da 0.3 a 0.8 m, da 1.3 a 1.5 e da 1.8 a 3 m da piano campagna.

Data la particolare natura dei terreni di copertura del versante di Favazzina, nelle modalità di innesco ed evoluzione dei fenomeni di instabilità rivestono un ruolo importante le pressioni neutre negative.

Per tale motivo è stata realizzata una stazione di monitoraggio delle pressioni neutre negative e dei principali fattori meteorologici, quali intensità di pioggia, temperatura, intensità e direzione del vento, pressione atmosferica, irraggiamento solare. La stazione di monitoraggio è dotata di tensiometri tipo Jetfill per la misura della suzione nei primi 10-20 cm di suolo fino ad una profondità di 2 m da piano campagna; la centralina di acquisizione è in grado di acquisire con continuità e ad intervalli di tempo regolari tutti i dati provenienti dai vari sensori e di memorizzarli su memoria di massa. L'alimentazione sarà fornita da una batteria tampone collegata ad un pannello solare.

Simulazione delle condizioni d'innesco frane di colata

In particolare si è ritenuto di focalizzare l'attenzione sull'aspetto della propagazione dei fenomeni di frana nella loro evoluzione da scorrimenti in colata veloce. Il modello matematico e il di un codice di calcolo illustrati nel Cap. 9.2.3.1. consentono di simulare la fase di innesco e di propagazione di una frana di colata. Le attività hanno previsto:

- definizione del modello matematico;
- analisi della fase di propagazione con un codice di calcolo.

La principale differenza che permette di distinguere le frane di colata da quelle di scorrimento risiede essenzialmente nelle caratteristiche di deformazione del corpo di frana nella sola fase post-rottura. Nelle colate il corpo di frana presenta elevate deformazioni interne della massa, negli scorrimenti presenta deformazioni interne modeste in confronto agli spostamenti che si sviluppano sul contorno del corpo di frana. La colata di caratterizza nella fase di post rottura come una evoluzione prolungata dello scorrimento iniziale.

Si definisce colata (flow) il movimento spazialmente continuo in cui si formano, generalmente senza essere preservate, superfici di taglio ravvicinate che inducono nella massa in frana un campo di velocità simile a quello di un fluido viscoso. La porzione basale della massa in frana può essere una vera e propria superficie di rottura (caratterizzata quindi da discontinuità di spostamento) o anche una ampia zona in cui si distribuisce la deformazione di taglio. In tal senso, per date condizioni (riduzione della resistenza meccanica, inclinazione del pendio più elevata) il flusso si potrebbe presentare come lo sviluppo di un

movimento franoso di scivolamento. La velocità di propagazione di tali fenomeni disastrosi può essere estremamente elevata anche intorno ai 100m/s, ed interessando, talvolta, notevoli volumi di materiale. Tali fenomeni prendono il nome di colate “rapide”. Le frane di colata sono processi abbastanza comuni dal punto di vista geomorfologico.

Attualmente grazie all’utilizzo di nuove tecniche numeriche come il metodo degli elementi finiti e lo sviluppo di modelli costitutivi avanzati per simulare il comportamento del terreno, è possibile analizzare con più precisione i meccanismi di una frana di colata.

La teoria alla base del calcolo si basa su diversi presupposti.

Il terreno viene considerato come un materiale eterogeneo; la sua composizione è assimilabile a quella di una miscela: un insieme di più specie chimiche presenti in differenti stati fisici.

Tutte le componenti del sistema multifase sono simultaneamente presenti in ciascun punto dello spazio occupato dal mezzo poroso. Le componenti di ciascuna fase e le loro interazioni sono definite da un campo di variabili continue.

Un materiale poroso, come un terreno o una roccia, è composto da una massa di grani solidi separati da uno spazio di vuoti.

Questi vuoti possono essere occupati da:

- solo aria, si dice che il materiale poroso è secco,
- solo acqua, il materiale poroso è detto saturo,
- aria e acqua, il materiale poroso è detto parzialmente saturo.

Per la modellazione matematica sono adottate le seguenti ipotesi:

- Scheletro solido deformabile.
- Le fasi gassose e liquide sono in contatto con lo scheletro solido, non ci sono quindi bolle d’aria all’interno della fase liquida.
- Le differenti componenti sono immiscibili
- La temperatura è costante. Non si hanno cambiamenti di fase tra la fase liquida e la fase solida.
- Non si hanno reazioni chimiche tra le componenti.
- Le fasi componenti sono compressibili.
- Lo scheletro solido subisce solo piccoli deformazioni e l’effetto delle rotazioni dei grani è trascurabile.

Le formulazioni derivate possono essere utilizzate tenendo conto delle diverse condizioni in cui le colate si sviluppano e dei materiali e fasi coinvolti.

Nella zona di Favazzina, l’analisi dei meccanismi di innesco e propagazione delle colate porta a ritenere che la loro origine si debba a scorrimenti traslazionali nelle coltri di alterazione alle testate dei valloni, innescati da intense precipitazioni concentrate in poche ore; i detriti, incanalandosi nelle valli, aumentano il contenuto in solido ed acqua, dando origine a colate di fango e detrito. Valutazioni

preliminari portano a ritenere che i volumi distaccatisi alle testate siano dell'ordine dei 1000 m³. Le percentuali di solido e liquido della massa di frana risultano di circa 60%, e considerando le caratteristiche granulometriche del terreno, consentono di classificare il flusso di materiale come un *mudflow*.

In seguito alle piogge del giorno 11 Maggio 2001 ed al violento temporale abbattutosi nelle prime ore del mattino del 12 Maggio 2001, si è attivata una colata di fango e detrito che, a partire da quota 570 m s.l.m., ha interessato il bacino del Vallone Favagrega (Fig. 9.2.3 – 10).

Il distacco della massa instabile è stato localizzato all'altezza di una strada sterrata che costeggia il versante (Fig. 9.2.3 – 11a). I movimenti di frana a cinematismo traslazionale sono evoluti in colata rapida di fango e detrito; la colata che ha avuto origine a circa 570 m s.l.m., ha percorso il canale per una lunghezza di circa 975 m (Fig. 9.2.3 – 11b, 9.2.3 – 12). Determinante nell'evoluzione del fenomeno è stata l'azione delle acque incanalatesi nel vallone a causa della corrivazione concentrata lungo la strada sterrata a monte delle testate, all'epoca priva di adeguati sistemi di regimentazione dei deflussi.

Un'indagine sul terreno coinvolto dai fenomeni franosi è stata condotta dall'Università Mediterranea degli Studi di Reggio Calabria per ricavare i parametri necessari alla simulazione della fase di propagazione. Sono stati prelevati campioni di terreno nel sito in oggetto e sono state condotte le prove di laboratorio per individuare il comportamento reologico della miscela. I risultati dell'analisi granulometrica sono riportati in Figura 9.2.3 – 13 e in tabella 9.2.3 – 6. Il terreno è classificabile come una sabbia limo argillosa.

Allo scopo di caratterizzare il materiale dal punto di vista reologico e meccanico, il materiale è stato sottoposto a prove di tipo reologico. Il viscosimetro utilizzato è di tipo rotazionale FANN VG e le prove sono state condotte facendo variare la concentrazione solida con valori dal 20% al 35%. Il materiale è stato seccato in forno a 105°C, sgrumato e vagliato al vaglio 0.425mm. Prima di effettuare ogni lettura la miscela è stata mescolata con un agitatore per 5 minuti. Dalla figura 9.2.3 – 14 che riassume i risultati delle prove con viscosimetro per differenti concentrazioni solide, si evidenzia come per concentrazioni maggiori del 30% un modello di tipo Herschel-Bulkey, con esponente reologico $n > 0$, risulta più adatto per analizzare il comportamento della miscela. In particolare per concentrazioni elevate e all'aumentare della velocità di rotazione, i dati sperimentali sono ben rappresentati da un andamento curvilineo.

Per la miscela utilizzata nella canaletta sono stati ricavati i parametri per un modello reologico di tipo Herschel-Bulkey, riportati nella tabella 9.2.3 – 7.

L'indagine nelle zone di innesco delle frane ha portato alla definizione di una stratigrafia di massima delle zone interessate dalle frane, riportata nella figura 9.2.3 – 15.

L'area collassata era caratterizzata da una geometria di tipo prismatico (Fig. 9.2.3 – 16) con un volume complessivo di circa 1138 m³. La massa iniziale è stata così modellata con un parallelogramma equivalente (Fig. 9.2.3 – 16) avente lo stesso volume del cuneo che si è distaccato dalla valle Favagrega,

con un'area di base di 26m x 9m e un'altezza di 5 m. Questo volume è stato discretizzato con 877 nodi con un $\Delta x = \Delta y = 0.7m$.

Per la modellazione della frana di colata si è utilizzato un codice di calcolo basato sul metodo agli elementi finiti, Geoflow con una griglia di calcolo costituita da elementi triangolari. La mesh che è stata utilizzata nel calcolo prevede in questo caso 2051 elementi e 4800 nodi.

Il tradizionale approccio basato sul mezzo continuo si è rivelato insufficiente a soddisfare le esigenze dei settori più avanzati della geotecnica. Un utile compromesso è rappresentato dalla teoria delle miscele.

In questa teoria il terreno viene considerato come un materiale eterogeneo; la sua composizione è assimilabile a quella di una miscela: un insieme di più specie chimiche presenti in differenti stati fisici.

La teoria anzidetta presuppone che tutte le componenti del sistema multifase siano simultaneamente presenti in ciascun punto dello spazio occupato dal mezzo poroso. Le componenti di ciascuna fase e le loro interazioni sono definite da un campo di variabili continue.

Il codice Geoflow considera il materiale come una miscela.

Per la modellazione matematica sono adottate le seguenti ipotesi:

- Scheletro solido deformabile.
- Le fasi gassose e liquide sono in contatto con lo scheletro solido, non ci sono quindi bolle d'aria all'interno della fase liquida.
- Le differenti componenti sono immiscibili
- La temperatura è costante. L'equilibrio termodinamico verificato in tutto il dominio: non si hanno cambiamenti di fase tra la fase liquida e la fase solida causate da una variazione di temperatura o da una variazione di pressione.
- Non si hanno reazioni chimiche tra le componenti.
- Le fasi componenti sono compressibili.
- Lo scheletro solido subisce solo piccoli deformazioni e l'effetto delle rotazioni dei grani è trascurabile.

Per la convenzione dei segni, si definisce tensione positiva quella di trazione e pressione del fluido positiva quella che si ha nei casi di compressione.

In seguito alle piogge del giorno 11 Maggio 2001 ed al violento temporale abbattutosi nelle prime ore del mattino del 12 Maggio 2001, si è attivata una colata di fango e detrito che, a partire da quota 570 m s.l.m., ha interessato il bacino del Vallone Favagrega (Fig. 9.2.3 – 11).

Il distacco della massa instabile è stato localizzato all'altezza di una strada sterrata che costeggia il versante (Fig. 9.2.3 – 12a). I movimenti di frana a cinematismo traslazionale sono evoluti in colata rapida di fango e detrito; la colata che ha avuto origine a circa 570 m s.l.m., ha percorso il canale per una lunghezza di circa 975 m.

Allo scopo di caratterizzare il materiale dal punto di vista reologico e meccanico, il materiale è stato sottoposto a prove di tipo reologico.

L'area collassata era caratterizzata da una geometria di tipo prismatico (Fig. 9.2.3 – 17) con un volume complessivo di circa 1138 m³. La massa iniziale è stata così modellata con un parallelogramma equivalente (Fig. 9.2.3 – 17) avente lo stesso volume del cuneo che si è distaccato dalla valle Favagrega, con un'area di base di 26mX9m e un'altezza di 5 m. Questo volume è stato discretizzato con 877 nodi con un $\Delta x = \Delta y = 0.7m$.

Per la modellazione della frana di colata si è utilizzato un codice di calcolo basato sul metodo agli elementi finiti, Geoflow con una griglia di calcolo costituita da elementi triangolari. La mesh è stata ottenuta utilizzando una routine, sviluppata dal Cedex di Madrid ed il pre-post processore commerciale GiD. La mesh che è stata utilizzata nel calcolo prevede in questo caso 2051 elementi e 4800 nodi.

La figura 9.2.3 – 17. riporta la posizione della massa in movimento in diversi istanti di tempo. Il codice riproduce in modo corretto il fenomeno per quanto riguarda la traiettoria e le distanze percorse: la distanza percorsa risulta essere di 1025 m contro i 975 misurati in campo (Fig. 9.2.3 – 18).

Si hanno altezze variabili con un compresi tra 1 e 2 m, mentre la velocità media di propagazione è di circa 3 m/s (Fig. 9.2.3 – 19).

11.2.4. Subsidenza

Geologia, Geomorfologia e caratteri della subsidenza.

La subsidenza interessa essenzialmente gli ambiti costieri ionici (Bertoni et al., 2000; Lena, 2003), anche se sono presenti casi di subsidenza carsica in calcari (Ambito del Gruppo del M. Pollino-Orsomarso) e gessi (Ambito del Bacino Crotonese ed ambito della Valle del Crati). Sono presenti anche casi di subsidenza causata da attività estrattive, come quella dovuta all'estrazione di salgemma mediante miniera tradizionale (Lungro) o mediante estrazione di salamoia (Belvedere di Spinello).

Ai casi dell'ambito costiero appartiene quello dalla Piana di Sibari, oggetto del presente studio e dettagliatamente descritta in seguito.

La predominanza della componente tettonica nella subsidenza della costa calabrese è generalmente riconosciuta sulla base di molteplici elementi, in gran parte derivati da indagini archeologiche dalla considerazione che il consolidamento può essere invocato solo nei casi in cui siano presenti sedimenti fini, il che non è frequente.

Il caso della zona archeologica del Parco del Cavallo è stato scelto perchè emblematico di una problematica complessa ed importante per la conoscenza del fenomeno della subsidenza nell'area della

Piana di Sibari, dato che la natura di detta subsidenza era già stata ipotizzata, ma era da chiarire definitivamente. Nel seguito si illustreranno i risultati dell'indagine.

Lo studio che è stato svolto sulla subsidenza della Piana di Sibari e più specificatamente dell'area archeologica della stessa Sibari ha messo in luce i fattori condizionanti tale fenomeno ed ha validato un modello di previsione del tasso di subsidenza.

L'aliquota della variazione di quota attribuibile alla neotettonica risulta attualmente trascurabile, così come per le fluttuazioni glacioeustatiche attuali che invece sono state fortemente contribuenti nell'Olocene e tardo Olocene. Il cedimento geotecnico da compressione degli strati, essenzialmente per peso proprio, ha dato un contributo notevole alla subsidenza nell'Olocene, anche a causa di pacchi di terreni o in matrice argillosa o argillosi da soffici a debolmente consistenti, con compressibilità significativa.

Si è riscontrato che la subsidenza attuale ha fundamentalmente cause antropiche, all'origine di cedimenti di natura geotecnica per consolidazione sia primaria che secondaria. La zona archeologica ricade all'interno anche della linea di costa del '700, aspetto che implica una diversità nella compressibilità dei terreni rispetto a zone limitrofe di più recente deposizione.

Analisi satellitare

I risultati dell'analisi satellitare (PSInSAR™) prodotti dall'Unità di Ricerca del Politecnico di Milano, mostrano tassi di subsidenza dai 3 agli 8 mm/a, con gradiente di aumento in direzione della costa.

Il campo di movimenti osservati mostra valori negativi che, come dimostrato nel seguito, sono da attribuire sia a subsidenza essenzialmente da consolidazione, sia a cedimenti del piano di fondazione (struttura turistica dei Laghi di Sibari).

L'assetto di pianura e zone collinari limitrofe si rispecchia nell'andamento generale delle variazioni di quota, negative nella aree di pianura alluvionale, nulle o positive nelle aree collinari, con i valori massimi in coincidenza con l'area costruita del Porto di Sibari, dove l'abbassamento dei PS non è dovuto tutto a subsidenza, ma, ed in massima parte, alla consolidazione del terreno di fondazione.

E' interessante notare, comunque, che è presente un'elevata stagionalità dei movimenti, e che tale stagionalità è associata soprattutto ai letti alluvionali del Crati e degli altri corsi. Nei cicli annuali, costituiti da un'alternanza massimo-minimo ad andamento circa sinusoidale, i massimi delle quote sono sistematicamente raggiunti in marzo-aprile, ed i minimi in settembre-ottobre, come da attendersi dal fatto che le variazioni stagionali sono da attribuire alle variazioni stagionali della falda idraulica; i movimenti del terreno sono ritardati di due mesi circa rispetto ai massimo e minimi pluviali.

Considerazioni sul monitoraggio della subsidenza.

Nella fase iniziale del Progetto si era prevista la realizzazione di una rete topografica di controllo dei movimenti del terreno. Ciò anche sulla base di precedenti studi che riguardano pure l'area di Sibari, consistenti in una livellazione tra Soverato e Trebisacce, essenzialmente lungo la SS106, condotta tra il 1972 e il 1996 dall'AGIP (Astorri e Zoccatelli, 2001) per le indagini sulla subsidenza indotta dalle attività estrattive di idrocarburi (. Da quell'indagine risultava, per l'area di Sibari, una subsidenza variabile territorialmente tra 1 e 7 mm/a. Da un lato questa forte variazione, tenuto conto che il tracciato della SS 106 è circa parallela alla costa, ma attraversa le alluvioni dalla granulometria variabile e contenenti falde idriche in diverse condizioni di alimentazione in base alla distanza dai corsi d'acqua, conferma la natura essenzialmente geotecnica della subsidenza.

D'altro canto, risulta impossibile definire quale sia il reale tasso di variazione altimetrica perchè la livellazione permette di misurare solo variazioni relative rispetto a uno o più punti assunti come riferimento, e non è possibile verificare che tali riferimenti siano effettivamente stabili, in quanto tutta la crosta terrestre (e quella calabrese specialmente) è in continuo movimento, così come il livello del mare. Tale assunzione di fissità dei punti di riferimento è giustificabile per misure approssimate alla scala decimetrica o metrica, come nelle carte topografiche, ma non consente deduzioni circa le variazioni assolute se queste sono nell'ordine di pochi mm/anno. Si consideri inoltre che la geodinamica è tale che un eventuale punto realmente fisso, può divenire mobile nel giro di pochi anni, viceversa.

Altrettanto si deve affermare anche per i valori ottenuti mediante l'analisi satellitare o il GPS, perchè, per misure di variazioni centimetriche o sub-centimetriche relative a periodi di tempo limitati a poche decine di anni, anche in questi casi si ottengono variazioni relative a punti considerati fissi, ma la cui fissità assoluta è indimostrabile.

L'analisi satellitare, tuttavia, consente la ricostruzione di un campo di deformazione molto più informativo rispetto ad una rete GPS o ad una livellazione. La reiterazione delle analisi, in caso di convergenza dei risultati, consente una crescente precisione delle misure fino all'ordine del mm sulla verticale, per cui si ritiene che questo metodo sia adeguato per una valutazione sufficientemente precisa ed arealmente molto più dettagliata rispetto agli altri metodi geodimetrici.

Riteniamo pertanto sufficiente questo tipo di indagine per gli scopi dello studio della subsidenza in una zona come quella del caso di studio di Sibari, cioè per un'area vasta e dalla morfologia pianeggiante, dove non si hanno le limitazioni dovute a pendenza ed esposizione del terreno di giacitura dei PS.

Il ricorso ad altre tecniche geodimetriche si potrà comunque avviare nel caso che i risultati dell'analisi satellitare mostri un livello di confidenza non sufficiente, o si ritenga assolutamente necessario, come per i fenomeni franosi, avere immediatamente misure senza dover attendere i tempi di elaborazione dell'analisi satellitare, e si ritenga utile la ridondanza del sistema di monitoraggio necessario per

l'affidabilità dei risultati. Per questo scopo, è necessario che i punti di riferimento geodimetrici siano gli stessi di quelli satellitari, il che non sempre è consentito.

Modellazione geotecnica della subsidenza

La particolareggiata caratterizzazione geotecnica del pacco di sedimenti dei primi 100 m, la loro modellazione, anche usufruendo delle più avanzate teorie circa la meccanica dei terreni naturali, che hanno permesso di avvalersi sia di misure di laboratorio dei parametri meccanici che di correlazioni tra detti parametri e la costituzione e struttura dei terreni ad aumentare la banca dati, ha condotto a dimostrare che le velocità monitorate sono da attribuirsi, almeno in gran parte, alle azioni di emungimento delle falde, superiori e profonde, presenti nella piana, ancorché probabilmente discontinue lateralmente. Anche per la zona ad Est della linea di costa del '700, si ritiene che la subsidenza attuale, che qui registra tassi massimi prossimi ai 10 mm/y, sia di origine antropica. Le più elevate velocità di subsidenza in questa parte della piana sono principalmente dovute alla presenza di potenti spessori di terreni ancor più soffici che nelle zone di entroterra, poiché generati dalla recente azione del delta del Crati. Peraltro, in quella zona i carichi recenti all'estradosso sono stati particolarmente rilevanti, se si pensa alle colmate per le nuove darsene dei Laghi di Sibari ed alla conseguente edificazione.

I valori restituiti dal calcolo esibiscono concordanza con le misure topografiche ed hanno svelato, grazie alla validazione del modello geotecnico adottato per il calcolo, le cause del processo monitorato, come previsto dagli obiettivi dello studio.

Sul piano del prodotto di metodo di questa ricerca, si è fornito l'exkursus della complessa metodologia, con ampiezza di studi, che andrebbe messa in campo per interpretare i fenomeni di subsidenza e dare maggiore utilità a dati di monitoraggio topografico che, acquisiti con le tecniche oggi più avanzate, devono però essere correttamente interpretati affinché siano di riferimento nel monitoraggio delle condizioni ambientali, nella validazione di modelli di previsione e quindi nella valutazione del raggiungimento di soglie di allarme. In questo senso, il percorso metodologico proposto possiede validità generale ed è pertanto esportabile in altri contesti geografici.

In particolare, la caratterizzazione geotecnica ha qui assunto, rispetto a quanto già prodotto in passato, un carattere "spaziale", non solo quindi "verticale". A tale risultato si è pervenuti integrando i profili già disponibili da studi pregressi (sondaggi profondi nell'area archeologica) con dati inediti relativi a sondaggi superficiali nel sito di Sibari (che interessano mediamente i primi dieci metri di profondità) e con dati inediti relativi a pozzi profondi ubicati su un'estesa area della Piana di Sibari. Inoltre, come già anticipato nel rapporto, sono stati "generati" nuovi dati geotecnici (dati virtuali) mediante un originale metodo di deduzione degli stessi, che ha sfruttato sia le conoscenze sulla composizione granulometrica e mineralogica dei terreni che le conoscenze sui loro caratteri strutturali, combinandole nel quadro di

una meccanica delle terre avanzata. Nel calcolo sono poi stati adoperati valori inediti di conducibilità idraulica, ricavati dall'elaborazione di dati rivenienti da prove di assorbimento in situ. Inedito è anche il tentativo di giustificare un'aliquota della subsidenza impiegando coefficienti di consolidazione secondaria per i terreni di Sibari. Lo stesso approccio metodologico sviluppato per la validazione del modello di previsione della subsidenza, anche tramite l'impiego di dati di monitoraggio specie se di carattere areale come l'analisi spaziale, è caratterizzato da un rilevante carattere innovativo, scaturito grazie alla sinergia d'indagine tra competenze geologiche e competenze geotecniche.

Per il contesto esaminato è emerso che velocità di subsidenza superiori ai 10-20 mm/y, se causate da emungimento, implicano depressioni idriche di oltre 3 m, un dato che potrebbe consentire di investigare a ritroso l'entità di uno sfruttamento non regolamentato della falda (e quindi di definire soglie di allarme idrogeologico), così come un superamento dei 10 mm/y per le velocità di subsidenza nell'area costiera orientale potrebbe suggerire nuove prescrizioni progettuali per le tipologie fondazionali degli edifici di nuova costruzione e per i rimedi di eventuali dissesti degli edifici esistenti.

11.3. EFFICACIA DEGLI INTERVENTI A TORRE MALIZIA

Nell'area di studio sono stati progettati e realizzati alcuni interventi di stabilizzazione che, tuttavia, non è stato possibile documentare in maniera adeguatamente rigorosa.

Una sintesi delle informazioni che è stato possibile acquisire è stata prediposta nella fig. 7-1. Si può rilevare che gli interventi non hanno interessato il settore dove ricade il fenomeno di frana considerato per l'analisi di sensitività delle condizioni di stabilità.

Procedendo per cronologia di intervento possiamo rilevare che nel 1998 sono state realizzate due file, parallele, di micropali verticali, in numero di 31 per ogni fila e con profondità di 10 m, con l'aggiunta di altri 31 micropali perforati sub orizzontali.

Fra il 1998 ed il 2000 è stata realizzata una rete di dreni (sono canali superficiali mi pare di ricordare – Marino precisa tu se sai qualche cosa).

Sempre nel 2000 è stata realizzata una fila di gabbioni immediatamente a monte della strada (oltre 100 m) e successivamente, nel 2004, una serie di gabbionate, che sembrano seguire indicativamente le curve di livello, sempre a monte della strada (circa 300 m).

Ancora nel 2004 è stata realizzata una paratia di pali lunga circa 45 m, subito a monte della strada. circa ortogonale e nei pressi del fianco sinistro della frana.

Infine, una paratia ad arco è stata realizzata nel 2009 nella testata dell'ultimo corpo di frana attivato in aderenza al lato nord delle frane degli anni 1997-2000, immediatamente a valle della villa di quota 620 m circa (villa Gallo).

Considerato l'aspetto trattato, la scarsa disponibilità di informazioni disponibili suggerisce l'opportunità di non formulare ulteriori considerazioni di merito.

Nella figura 7 - 2 sono mostrati, congiuntamente alle ubicazioni indicative degli interventi, i risultati delle analisi dei dati satellitari e le ubicazioni dei punti di misura GPS predisposti per il LOTTO 5.

I punti GPS non forniscono al momento indicazioni chiare circa la presenza o meno di movimenti, ciò dipende dal breve periodo di misura e, si ritiene, dall'entità in ogni caso piccola degli eventuali spostamenti. Per quanto attiene i punti SAR si rileva che una larga parte degli stessi, in particolare quelli che ricadono nelle parti alte del versante, sono sostanzialmente stabili, mentre alcuni punti (cinque) evidenziano nel periodo di riferimento (2003-2009) successivo, almeno in parte, alla realizzazione degli interventi, velocità medie di spostamento nella direzione del versante pari a 5 mm/anno (molto contenute in ogni caso). Ulteriori punti SAR, localizzati ai margini del settore direttamente interessato dagli interventi, evidenziano velocità medie annue ancora più contenute (circa 3 mm/anno).

Si può in definitiva concludere che, stante ai dati disponibili, in presenza degli interventi eseguiti nel settore di interesse si registrano spostamenti estremamente lenti dell'ordine dei 5-3 mm/anno. La compatibilità di questi spostamenti con le strutture presenti nel settore esaminato deve essere approfondita, anche sulla base dei risultati del monitoraggio avviato mediante la rete GPS.

Si rileva tuttavia che le considerazioni esposte evidenziano l'opportunità di prevedere sistematicamente il monitoraggio di controllo degli interventi di stabilizzazione, al fine di poterne effettivamente verificare l'efficacia nel tempo.

Le installazioni predisposte nell'ambito del LOTTO 5, con eventuali mirate e specifiche integrazioni, potranno essere utilizzate per proseguire la verifica illustrata e per estenderla sistematicamente all'intero sito di studio, nel caso vi siano realizzati ulteriori interventi.

Si ribadisce tuttavia al riguardo la necessità di raccogliere ordinatamente la documentazione tecnica di quanto realizzato in termini di interventi di stabilizzazione in Calabria e, quindi, l'opportunità di realizzare presso l'ABR un catasto, storico ed attuale, degli interventi di stabilizzazione per la riduzione del rischio di frana

11.4. IL WEB-GIS

Nella proposta di studio era infine prevista la realizzazione di un WEB-GIS per la gestione dei vari sistemi.

La diffusione di internet e i continui progressi fatti nel garantire velocità di trasmissione dati sempre maggiori, hanno innescato una transizione che ha notevolmente mutato la concezione delle applicazioni software.

Il web-GIS a corredo del progetto è stato realizzato per consentire l'acquisizione e l'integrazione di dati conoscitivi relativi a fenomeni di subsidenza e di frana. Esso si compone dei seguenti tre moduli principali:

- 1 Gestione mappe.
- 2 Gestione sensori puntuali.
- 3 Acquisizione dati GPS
- 4 Soluzione e display dati GPS.

Gestione mappe

La gestione delle mappe è realizzata in un ambiente di navigazione geografico capace di supportare le risorse grafiche di Google Earth e di rappresentare i dati geografici presenti nel data base del WebGis.

Oltre alla gestione di mappe georeferite, è previsto un tool per rappresentare, in ben definiti punti geografici, foto e documenti. Il tool di navigazione, semplice e immediato, prevede anche una finestra del tipo bird-eye.

Un i tools per la gestione dati, comprende un convertitore di coordinate, tra le più ricorrenti della cartografia nazionale, e il sistema WGS84

Gestione sensori puntuali

La gestione dei dati provenienti dai sensori remoti è effettuata mediante un DB relazionale. A ciascun sensore sono associate informazioni essenziali quali:

Nome sito, coordinate geografiche

Tipologia di sensore, unità di misura, frequenza min. di campionamento

Oltre che in forma tabellare i dati possono essere visualizzati mediante grafici a linee/barre, con possibilità di sovrapporre più sensori.

Oltre ai sensori convenzionali, il modulo gestione sensori puntuali prevede la rappresentazione dei risultati finali delle elaborazioni GPS nelle sue componenti dx,dy,dz.

Acquisizione dati GPS

Il WebGis è munito di un'apposita sezione per la gestione dei dati GPS. Sono previste le seguenti funzioni:

Gestione mediante DBMS di tutti i file GPS acquisiti off-line e trasmessi al sistema attraverso una directory temporanea di upload.

Possibilità di rappresentare su un asse temporale la presenza di dati GPS per ciascuna stazione riconosciuta

Canale di comunicazione con il software GAMIT mediante procedure automatiche di trasmissione dati e codifica e lettura dei risultati dai Q-files.

Specifiche architetturali

Sicurezza

Il sistema è sviluppato per ridurre al minimo il rischio di attacchi informatici; è in grado di gestire livelli differenziati di accesso ai contenuti in base alla tipologia di utente.

il sistema salva su file le anomalie applicative (errori del sistema, fallimenti di autenticazione, accessi non consentiti alle risorse, ecc). E' realizzato per garantire la netta separazione tra livelli di operativi e interfaccia. Allo stesso scopo, i servizi che lo costituiscono (ad esempio il server delle mappe) sono disaccoppiati dall'applicazione

Integrazione con altri sistemi

Per garantire l'interoperabilità in input e in output con altri sistemi esistenti o futuri, il sistema è conforme agli standard open internazionali. In particolare sono implementate le seguenti:

Web Map Service (WMS);

Web Coverage Service (WCS);

Web Feature Service (WFS).

Il sistema utilizza mappe provenienti da Google Mappe per garantire un arricchimento delle informazioni e la contestualizzazione geografica dei dati, anche quando il rapporto di scala non è adeguato alla visualizzazione delle mappe contenute nel sistema.

Il sistema WebGIS supporta dati vettoriali e raster.

In particolare per i dati vettoriali è supportato il formato shape.

Per i raster, invece, sono supportati tiff e geoTiff; jpeg; ECW.

L'applicativo WebGIS consente agli utenti l'esportazione dei dati visualizzati nei formati tiff; pdf; shp.

In importazione, oltre ai tipi di dati geografici vettoriali e raster supportati dati nei formati dbf; txt; csv.

I file vettoriali in formato Shape sono memorizzati su geodatabase.

L'interfaccia utente è facilmente fruibile sia dagli utenti Guest, che accedono alle risorse disponibili senza l'utilizzo di credenziali di accesso, sia agli Operatori, che utilizzano il sistema per la gestione dei dati.

Il sistema operativo da usare per ospitare il sistema WebGIS in oggetto è Linux con kernel 2.6.32 o superiore.

L'applicazione opera utilizzando il DBMS PostgreSQL nella versione più recente utilizzabile (ver. 8.3 o superiore). Per il supporto dei dati geografici è necessario accoppiare a PostgreSQL l'estensione spaziale Postgis, anche questa nella versione più recente utilizzabile (ver. 1.5 o superiore).

In compatibilità con le precedenti caratteristiche di Architettura applicativa, il sistema utilizza per la gestione della mappa il componente GeoServer nella versione 2.0 o superiore.

Le funzionalità del sistema sono accessibili via Web sulla rete internet. In particolare l'accesso è possibile con i browser web più comuni. Il set minimo di browser web da supportare è:

1 - client con sistema operativo MS Windows: Firefox 3.6, Chrome 5.0;

2 - client con sistema operativo Linux: Firefox 3.6, Chrome 5.0.

Il sistema non ha limitazioni tecniche nel numero di utenze attive e consente l'accesso concorrente alle risorse con meccanismi che garantiscono la coerenza del contenuto informativo anche in processi che coinvolgono più sistemi informativi.

Documentazione tecnica

Al fine di agevolare gli interventi di manutenzione evolutiva il WebGis è corredato di documentazione esaustiva e dettagliata a corredo del sistema rilasciato.

Il WebGis per il monitoraggio dei fenomeni franosi

La recente realizzazione dei Piani di Assetto Idrogeologico (PAI) conseguenti alla legge 267/1998, ha reso evidente in forma chiara e inequivocabile l'esistenza di un elevato rischio idrogeologico. Il territorio è stato classificato secondo livelli di rischio (R1-R4), che hanno fortemente influenzato la pianificazione urbanistica e territoriale di tutti i comuni. Dal PAI è emerso che un elevatissimo numero di Comuni calabresi, sono interessati da dissesti di tipo R4. L'elevato numero di Comuni a rischio rende praticamente impossibile una diffusa attività di risanamenti strutturali. Gli elevati costi necessari alla messa in sicurezza o alla delocalizzazione delle aree ad elevato rischio, non sono compatibili con le disponibilità economiche del Paese, per cui si rendono necessari interventi indiretti di mitigazione del rischio, quantomeno per la tutela dell'incolumità delle persone. Tra gli interventi di mitigazione del rischio, il monitoraggio in aree in frana, unitamente a piani di protezione civile, costituisce uno dei principali strumenti di salvaguardia dell'incolumità delle persone.

L'applicazione di strumenti informatici quali i WebGIS, consentono oggi di razionalizzare e massimizzare i benefici del monitoraggio, dato che non solo è possibile gestire, comparare ed elaborare i dati acquisiti in campagna, ma soprattutto è offerta la possibilità di condividere l'informazione tra tutti gli attori interessati alla mitigazione del rischio idrogeologico.

Un WebGis finalizzato alla mitigazione del rischio da frana, può essere visto come una struttura composta da numerosi blocchi interagenti. Un primo blocco costituito da un insieme di sensori è demandato alla lettura dei parametri atmosferici, superficiali, nel sottosuolo. Il secondo blocco è costituito da centraline che gestiscono *in situ* l'acquisizione e la memorizzazione temporanea dei dati registrati. Infine, il terzo blocco è formato dal software di gestione, che interagisce in maniera manuale

e/o automatica e programmata con i diversi nodi, con il *data base* relazionale e con il portale informatico per la divulgazione dei dati.

Il monitoraggio del dissesto, realizzato nel presente progetto in alcuni siti campione, è finalizzato prevalentemente alla misura degli spostamenti di versanti basati su due tipologie di sensori, complementari tra loro: GPS per la registrazione di spostamenti superficiali, inclinometri per la misura degli spostamenti profondi. In tal modo, tramite gli inclinometri in foro è possibile definire la deformata degli spostamenti del volume instabile, mentre attraverso i GPS si stimano i valori di spostamento con una precisione di +/- 3 mm.

Particolare cura è stata dedicata al solutore GPS al fine di raggiungere la massima precisione ed accuratezza possibile. La scelta è ricaduta sul software GAMIT del MIT.

Considerato il numero sempre maggiore di stazioni GPS permanenti sul territorio Calabrese, assume notevole importanza il fatto di poter disporre di mezzi di facile utilizzo per la diffusione dei dati acquisiti. Infatti, la maggior parte dei dati delle stazioni permanenti GPS è reso disponibile su internet, consentendo in tal modo una notevole semplificazione dei rilievi di controllo, con forti riduzioni di spesa. Una seconda categoria di sensori è deputata a definire il regime delle pressioni neutre e le sue relazioni con le piogge ed è costituita, rispettivamente, da piezometri e pluviometri.

In definitiva nei siti monitorati è stata costituita una *filiera* essenziale di sensori per tenere sotto osservazione a fini conoscitivi alcune grandezze fisiche capaci di influenzare o che danno riscontro delle condizioni di stabilità di un versante.

Il WebGis proposto realizza un semplice ed efficace strumento per la pubblicazione in intranet o internet, di tutte le informazioni rilevate nei siti in osservazione. La possibilità di gestire dati in formato raster e/o vettoriale, consente di distribuire tutte le informazioni necessarie alla caratterizzazione dei siti, sia in termini di cartografia che di elaborati grafici. In presenza di una rete di stazioni permanenti GPS, con le quali è facile impostare link di download automatico di dati, il portale può essere utilizzato come front-end per l'accesso ai dati Rinex.

Analogamente, la possibilità di estensione dei siti sotto controllo e la possibilità di aggiungere nuovi sensori, rende il WebGis utile nella fase di gestione e rendering di nuovi siti in osservazione.

Le semplici modalità con cui possono essere aggiunti layers informativi nel data base georeferenziato, consente la visualizzazione e la geolocalizzazione di mappe e cartografie elaborate con altri software.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

2. INDIVIDUAZIONE DEGLI AMBITI MORFODINAMICI E GEOAMBIENTALI OMOGENEI

2.1. ZONE GELOGICO-GEOMORFOLOGICHE OMOGENEE DELLA CALABRIA

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene apennino-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

Antronico L., Borrelli L., Gullà G., Sorriso-Valvo M., 2010, La frana di Maierato (Calabria, Italia Meridionale) del febbraio 2010: caratteristiche geomorfologiche ed evoluzione. GEAM, anno XLVII, n.2,: 15-26.

Bertoni W., Bratti C., Carbognin L., Cesi C., Chierici G. L., Dossena G., Guerricchio A., La Monica U., La Tegola A., Succetti A. (2000) – Aanalysis of subsidence in the Crotona area along the Ionian coast of Calabria, Italy. Land Subsidence, vol. 1,155-166.

Carrara A., Sorriso-Valvo M. & Reali C. (1982) - Anlysis of landslide form and incidence by statistical techniques. Southern Italy. Catena, 9, 35-62.

CNR-IRPI (1975) – Carta Geologica della Calabria al 50.000: Foglio Bisignano; CNR-IRPI, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Cotecchia V., Guerricchio A. & Melidoro G. (1992) - The morphogenetic crisis triggered by the 1783 earthquake in Calabria (Southern Italy). Proceed. Int. Symp. Engineering Geology Problems in Seismic Areas, v. 6, 245-304.

Cotecchia V., Travaglini & Melidoro G. (1969) - I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783. Geol. Appl. Idrogeol, 4, 1-24.

Critelli S., Gullà G. & Matano F., 1990, L'alterazione delle rocce cristalline e sua incidenza sulla franosità in Calabria. In: Indagine a scala regionale sul dissesto idrogeologico in Calabria provocato dalle piogge dell'inverno 1990 (Antronico L., Critelli S., Gabriele S. & Versace P., eds.). CNR-GNDCl vol. spec., Ed. Bios Cosenza, p. 51-73.

De Dolomieu D. (1785) - Sopra i tremuoti della Calabria. Librai Francesi Rimpetto a S. Angelo a Nido, Napoli, 96 pp.

Ferreri L., Michetti A.M., Serva L. & Vittori E. (1994) – Terremoti olocenici lungo la Faglia del Pollino (Calabria Settentrionale); nota preliminare. In: Michetti A.M., ed., «Paleosismologia e pericolosità sismica: stato delle conoscenze ed ipotesi di sviluppo». Cnr-gndt, Rendiconti, 2, 65-88, Roma.

Gullà G. (Responsabile scientifico) (2008) – *Programma di monitoraggio conoscitivo e di controllo-Cirò Marina (KR). Relazione tecnico-scientifica FINALE*. Convenzione di collaborazione scientifica per "l'esecuzione di un programma di monitoraggio conoscitivo e di controllo-Cirò Marina (KR)", REGIONE CALABRIA-Settore Protezione Civile, CNR-IRPI_Sede di Cosenza, Ottobre 2008.

Guerra I. (1986) - Osservazioni strumentali della sismicità della Calabria. Risultati preliminari. 5° Conv. Ann. Gr. Naz. Geofis. Terra Solida, Roma, 525-536.

Guerricchio A. & Melidoro G. (1973) - Segni premonitori e collassi delle grandi frane nelle metamorfiti della valle della fiumara Buonamico (Aspromonte, Calabria). Geol Appl. Idrogeol., 8, 315-346.

Guzzetta G., 1974, Ancient tropical weathering in Calabria. Nature, 251, 302-303.

Le Pera E. (1998) - Relazioni composizionali tra aree fonte e sabbie fluviali, costiere e marine attuali e recenti in Calabria settentrionale. Università di Bologna, Tesi di Dottorato in Sedimentologia inedita, 2 vol., 278 pp.

Lena G. (2003) – Atti del convegno “Problemi geoambientali nella costa fra Capo Colonna e Isola di Capo Rizzuto”, Le Castella, 28 aprile 2001, Min. Ambiente e Tutela del Territorio – Area Marina Protetta Capo Rizzuto e SIGEA, Grafiche Cusato, 112 pp., Crotone.

Le Pera E. & Sorriso-Valvo M. (2000a) - *Weathering and morphogenesis in a mediterranean climate, Calabria, Italy.*- *Geomorphology*, 34, 251-270.

Le Pera E. & Sorriso-Valvo M. (2000b) - *Weathering, erosion and sediment composition in a high-gradient river, Calabria, Italy.* *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 277-292.

Monaco C. & Tansi C. (1992) - *Strutture transpressive lungo la faglia trascorrente sinistra del versante orientale del Pollino (Appennino calabro-lucano).* *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 291-301.

Monaco C, Tortorici L., Morten L., Tansi C. & Critelli S. (1994) - *Geologia del versante nord-occidentale del Massiccio del Pollino (Appennino Meridionale): Carta geologica scala 1:50.000. 77"* Riunione Estiva Congresso Nazionale Soc. Geol. It., Bari, 257-273.

Ogniben L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del Confine calabro lucano.* *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 453-763.

Parise M., Sorriso-Valvo M. & Tansi C. (1997): *Mass movement related to tectonics in the Aspromonte massif (southern Italy).*- *Engineering Geology*, 47, 89-106.

Pisano B. (2007): *Caratterizzazione geomorfologica e petrografica del terrazzo marino tirreniano della Piana di Gioia Tauro (RC).* Università della Calabria, Tesi di laurea inedita, Corso di laurea in Scienze Geologiche, AA 2006-2007, 102 pp, 1 tav. f.t.

Sorriso-Valvo M. (1975) – *Il Messiniano della zona di Lattarico (Cosenza).* *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 1741-1752.

Sorriso-Valvo M. (1979): *Trench features on steep-sided ridges of Aspromonte, Calabria, Italy.*- *Proceed. Polish-Italian Seminar on superficial mass movements in mountain regions, Szymbark, May 1979, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 98-109.*

Sorriso-Valvo M. (1985) *Mass-movement and slope evolution in Calabria.* *Proceedings IVth International Conference and Field Workshop on Landslides*, 23-30, Tokyo.

Sorriso-Valvo M. (1989) -*Studies on high-magnitude geomorphic processes in Southern Italy and Algeria.* *Studia Geom. Carpatho-Balcanica*, v. XXIII, 23-38.

Sorriso-Valvo M., 1990 – “*Excursion guide-book*”. *Symposium on geomorphology of active tectonics areas, Cosenza, June 1990, 143 pp.*

Sorriso-Valvo M. (1993) - *The Geomorphology of Calabria. A sketch.* *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 16, 75-80.

Sorriso-Valvo M. (2004) - 19. *Fiumare.*- in: *I.G.M., Italia – Atlante dei tipi geografici*, Firenze, 161-163.

Sorriso-Valvo M., Gabriele S., Gullà G., Antronico L., Tansi C., Greco R., Fantucci R., 2005,. *Studio geologico-geomorfologico-geotecnico e monitoraggio della frana di Serra di Buda (Acri).* Rubettino, 313.

Sorriso-Valvo M., Gullà L. e Antronico L. (2005): *Indagini, studio e monitoraggio del dissesto in atto nel centro abitato di Cirò Marina.* *Relazione finale, Conv. tra Regione Calabria, Ass.to Protezione Civile e CNR-IRPI*, pp. 159.

Sorriso-Valvo M. & Sylvester A. (1993) - *The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy.* *Earth Surf. Proc. Landf.*, 18, 257-273.

Sorriso-Valvo M. e Tansi C. (1996) – *Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria, note illustrative della carta al 250.000.* *Geogr. Fisica e Dinamica Quaternaria*, 19, 395-408.

Sorriso-Valvo M. & Terranova O. (2006): *The Calabrian fiumara.*- *Z. Geomorphologie N. F.*, S. B. 143, 105-121.

Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995) - Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243,37-55.

Van Dijk.P. & Okkes M. (1991) - Neogene tectonostratigraphy and kinematics of the Calabrian basins: implications for the geodynamics of the central Mediterranean. *Tectonophysics*, 196, 23-60.

Varnes D.J. (1978) - Slope movement types and processes. In: Schuster R.L. & Krizek R.J., eds., *Landslides. Analysis and Control*. Transp. Res. Board Special Publication 176, Nat. Acad. Sc., 11-33 1 pl.

Versace P., Ferrari E., Fiorentino M., Gabriele S., Rossi F. (1987) – Valutazione delle piene in Calabria, *Geodata* n. 30, CNR-IRPI e GNDCI.

Vivenzio G. (1788) - *Istoria de' tremuoti avvenuti nella Provincia della Calabria Ulteriore e nella città di Messina nell'anno 1783. E di quanto nella Calabria fu fatto per lo suo risorgimento fino al 1787. Preceduta da una teoria ed istoria generale dei tremuoti*. Il ed., Stamperia Reale, Napoli.

Westaway R. (1993) - Quaternary Uplift of Southern Italy. *Journ. Geophys. Rec.*, 98, 21.741-21.772

Zischinsky U. (1969) - Uber Sackungen. *Rock Mechanics*, 1, 30-52.

3. INDIVIDUAZIONE DEI CASI DI STUDIO

3.1. FENOMENI FRANOSI

Mercuri T. & Merenda L., 1981 – “Carta delle mobilitazioni franose conseguenti alle precipitazioni del Gennaio 1981 – Bacino del T. Ilice – Calabria”. CNR-IRPI, *Geodata* 12, Cosenza.

3.2. SUBSIDENZA

Burland J.B., (1990) – On the Compressibility and Shear Strength of Natural Clays. *Geotechnique*, 40(3), 329-378.

Lambeck K, Antonioli F., Purcell F. & Silenzi S. (2004) - Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23. 1567-1598.

Bibliografia non citata.

Antonioli F., Ferranti L., Pagliarulo R. , Randisi A. (2009) - Differential Late Pleistocene-Holocene subsidence and related sea level stands in the ancient Sybaris, Northern Calabria. Abstract Convegno “La variabilità del clima nel Quaternario” Roma, 144-145

Antonioli F., Lambeck K., Amorosi A., Belluomini G., Correggiari A., Devoti S., Demuro S., Monaco C., Marocco R., Pagliarulo R., Orru’ P. & Silenzi S. (2004) - Sea level at 8 and 22 ka cal BP along the Italian coastline. In Antonioli F. e Vai G.B. (Eds) “Climex Maps Italy Explanatory Notes”. Bologna, 11- 14.

Cherubini C., Cotecchia V. & Pagliarulo R. (1994) - Geological and geotechnical problems connected with the disappearance of the ancient city of Sybaris. *Science and Technology for cultural heritage*. 3. 95-112.

Cherubini C., Cotecchia V. & Pagliarulo R. (2000) - Subsidence in the Sybaris Plain (Italy). In Carbognin L., Gambolati G., Johnson A.I. (Eds). “Land Subsidence” –1. Proceedings of the 6th International Symposium on Land Subsidence. Ravenna. 3- 15.

Coop M. R. & Cotecchia F. (1995) – The compression of sediments at the archaeological site of Sibari . Proceedings XI ECSMFE, Copenhagen. 8. 19-26.

Coop M. R. & Cotecchia F. (1997) - The geotechnical settlements of the archaeological site of Sibari. Proc Int. Symp Geotechnical engineering for preservation of monuments and historic sites. Balkema , 89-100.

Cotecchia V., Dai Pra G. & Magri G. (1971) - Morfogenesi litorale olocenica tra Capo Spulico e Taranto nella prospettiva della protezione costiera. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **6**, 65- 78.

Cotecchia V. & Pagliarulo R.(1996) - State of the art in geological, hydrogeological and geotechnical researches carried on the archaeological site of Sybaris. *Geologia Applicata e Idrogeologia*. **31**, Bari. 43-54.

Cotecchia V. & Pagliarulo R. (2001) - Environmental evolution of some archaeological sites on coastal areas: the case of ancient Sybaris. *Proceedings 3rd International Congress on "Science and technology for the safeguard of Cultural Heritage in the Mediterranean Basin"*. Vol. 1, Alcalà de Henares, Spain. 96-101.

Cotecchia V., Cherubini C. & Pagliarulo R. (1994) - Geotechnical characteristic of outcropping deposits in the Sibari Plain. *Proceedings XIII International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering*. New Delhi. 1., 245-250.

Ferranti L., Oldow J.S. (2005) – Latest Miocene to Quaternary horizontal and vertical displacement rates during simultaneous contraction and extension in the Southern Apennines orogen, Italy. *Terra Nova*, **17**, No. 3, 209-214

Ferranti L., Pagliarulo R., Antonioli F. (2009) - Sea level changes and differential tectonic motion at the ancient Sibari site (Northern Calabria, Southern Italy). *Quaternary International*, (in press)

Fondazione Lerici Politecnico di Milano and University Museum Philadelphia Pennsylvania (1967) *The search for Sybaris 1960-1965*. Lerici Editori, Roma, 313 pp.

Heiden J., Lattanzi E., Luppino S., Pelosi A., Stazio A., Trucco F., Vanzetti A., Ceccoli S. (1996)- *Archeologia nella Sibaritide*. Istituto per la Storia e l'Archeologia della Magna Grecia. Taranto, pp.49.

Greco E. (2002) – *Archeologia della Magna Grecia*. Editori Laterza, 398 pp.

Greco E., Luppino S. (1999)- *Ricerche sulla topografia e sull'urbanistica di Sibari-Thuri-Copiae*. *Annali di Archeologia e storia antica*. Nuova Serie **6**, 115- 164.

Pagliarulo R., Cotecchia F., Coop M.R. & Cherubini C. (1995) - Studio litostratigrafico e geotecnico della Piana di Sibari con riferimento all'evoluzione morfologica e ambientale del sito archeologico. *Proc. I Convegno del Gruppo Naz di Geologia Applicata*. Cotecchia V. Editor, *Geologia Applicata e Idrogeologia*, **30**. Bari. 375-391.

Pagliarulo R. & Cotecchia F. (2000) - Le influenze dell'evoluzione geoambientale e della compressione dei sedimenti sulla scomparsa dell'antica Sybaris. *Proceedings GeoBen 2000 "Geological and geotechnical influences in the preservation of historical and cultural heritage"*. Lollino G. Editor. Torino, 715- 722.

Pagliarulo R. (2002) - The glacio-eustatic control on the evolution of the Sibari alluvial plain (Southern Italy), I Workshop "Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution", Mastronuzzi G., Sansò P. (Eds), *GI²S Coast, Research*, **1**, 57- 60.

Pagliarulo R. (2006)- Coastal changes and the environmental evolution of the archaeological site of Sybaris (Southern Italy). *Geogr. Fis. Dinam, Quat.*, **29**, 51-59.

Pagliarulo R. (2007) – Le variazioni eustatiche e la influenze climatiche sull'evoluzione della Piana di Sibari nel Tardo Quaternario. *Clima e Cambiamenti climatici, Le attività di ricerca del CNR* (Eds. Carli B., Cavarretta G., Colacino M., Fuzzi S). Roma , 165-168

Randisi A. (2007) - Evoluzione morfotettonica tardo-quaternaria della Piana di Sibari, Calabria settentrionale. *Tesi di dottorato, Scienza e Ingegneria del Mare*, Napoli, 162 pp.

Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E. & Labracherie M. (2002) - Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 295-305.

4. CRITERI PER LA PROGETTAZIONE DEI SISTEMI DI MONITORAGGIO

4.2. STUDI STORICI

Almagià R. (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia: Appennino Centrale e Meridionale*. Memorie della Società Geografica Italiana, **XIV**, Roma.

Caloiero D. & Mercuri T., (1980) Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970. CNR-IRPI Rende (CS), Geodata N.7, 161 pp.

Catenacci V., (1992) – Il dissesto idrogeologico ed ambientale in Italia dal dopoguerra al 1990. Memorie Descrittive della carta geologica, XLVII, roma 1992.

Lanzafame, G. and Mercuri, T. (1975) - Interruzioni ferroviarie in Calabria conseguenti a fenomeni naturali (1950–1973), CNR-IRPI, Rende (CS), Geodata No. 3, 46 pp.

Montanari G. (1939) - *Studio sui movimenti franosi in provincia di Reggio Calabria*. Annali LL.PP., **77**, 165-185.

Montanari G. (1940) - *Studio generale sui movimenti franosi in provincia di Catanzaro*. Annali LL.PP., **78**, 124-141.

Montanari G. (1941) - *Nota alla carta delle frane della provincia di Cosenza*. Annali LL.PP., **79**, 1-27.

Petrucci O. & Versace P. (2005) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza agli inizi del '900: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Editoriale Bios, Cosenza.

Petrucci O. & Versace P. (2007) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza tra il 1930 e il 1950: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Pubbl. CNR-GNDCI n. 2913, Nuova Bios, Cosenza.

Petrucci O., Chiodo G., Caloiero D., (1996) – Eventi alluvionali in Calabria nel decennio 1971-1980. CNR-IRPI (CS), GNDCI, Linea di ricerca N. 1 U.O. 1.4 Pubblicazione n° 1374.

Petrucci O., Versace P. e Pasqua A.A., (2009) – Frane e alluvioni in provincia di Cosenza fra il 1951 ed il 1960: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile - III Quaderno dell'Osservatorio di Documentazione del Dipartimento di Difesa del Suolo (UNICAL) – Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ), 316 pp.

4.3. TECNICHE E METODI PER IL MONITORAGGIO

4.3.3. Telerilevamento con lidar terrestre, con fotocamera digitale terrestre e con stazione totale

Baldo M., Bicocchi C., Chiocchini U., Giordan D., Lollino G., (2009) - LIDAR monitoring of mass wasting processes: The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy. *Gemorphology*, 105, pp. 193-201.

Lollino, G., Giordan D., Baldo M., Allasia P., Pellegrini F., (2008) - L'uso di modelli digitali del terreno come strumento dell'evoluzione morfologica dei corsi d'acqua: proposte metodologiche e primi risultati. *Il Quaternario*, 21 (1B), pp. 331-342.

4.3.4. Installazioni per la misura di spostamenti superficiali relativi, di spostamenti profondi e di pressioni neutre

Cascini L., Gullà G., Sorbino G. (1997a) - La misura degli spostamenti nello studio delle frane. In "Interventi di Stabilizzazione dei Pendii", Curatore A. Pellegrino, International Centre for Mechanical Sciences, pp.127-153.

Cascini L., Gullà G., Sorbino G. (1997b) - La misura delle pressioni neutre nei problemi di stabilità dei pendii. In "Interventi di Stabilizzazione dei Pendii", Curatore A. Pellegrino, International Centre for Mechanical Sciences, 1997, pp.155-184.

Geotechnical Control Office (1987) - Guide to site investigations. Geotechnical Control Office, Civil Engineering Services Department, Hong Kong, 1987.

Gullà, G. e G. Sorbino (1994) - Studio del regime delle pressioni neutre negative con l'ausilio di misure tensiometriche. Atti del Convegno "Il Ruolo dei Fluidi nei Problemi di Ingegneria Geotecnica", Mondovì (Cuneo), 1994, Vol. 1, 101-115.

Lancellotta R. (1987) - Geotecnica. Zanichelli Editore, 1987, Bologna.

Patton F.D. (1984) - Climate, groundwater pressure and stability analysis of landslides. Proc. IV Int. Symp. on Landslides, Toronto, 1984, Vol. 3, 43-59.

Terzaghi K. & Peck R.B. (1948) - Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley & Sons, New York, 1948.

5. MONITORAGGIO DEI FENOMENI FRANOSI. TECNOLOGIA E RISULTATI

5.1. INDAGINI GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE

5.1.1. Luzzi

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene apennino-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

Borrelli L., Critelli S., Gullà G., Muto F., (2010) - Aspetti metodologici ed applicativi per il rilievo del grado di alterazione: l'area del bacino del Fiume Mucone (Calabria, Italia). (IN PREPARAZIONE).

Borrelli L., Greco R., Gullà G., (2007) - Weathering grade of rock masses as a predisposing factor to slope instabilities: Reconnaissance and control procedures. Geomorphology, 87, 158-175.

Cascini L., Critelli S., Di Nocera S., Gullà G. & Matano F., (1992) - Grado di alterazione e franosità negli gneiss del Massiccio silano: L'area di S.Pietro in Guarano (CS). Geologia Applicata e Idrogeologia, 27, 49-76.

Critelli S. & Le Pera E., (2000) – Carta geologica della Calabria. In Valutazione delle piene in Calabria. Pubblicazione GNDCI – CNR-IRPI, agosto 2000.

Dietrich D. & Scandone P., (1972) - The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the southern Apennines. Atti dell'Accademia Pontaniana, Napoli, 21, 61-75.

Gullà G. & Matano F., (1997) - Surveys of weathering profile on gneiss cutslopes in Northern Calabria, Italy. Proceedings of the International Symposium on engineering Geology and the Environment, IAEG, Athens, 133-138.

Mercuri T. & Merenda L., 1981 – "Carta delle mobilitazioni franose conseguenti alle precipitazioni del Gennaio 1981 – Bacino del T. Ilice – Calabria". CNR-IRPI, Geodata 12, Cosenza.

Messina A., Compagnoni R., De Vivo B., Perrone V., Russo S., Barbieri M., Scott B. A., (1991) – Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (Northern Calabria, Italy). Bollettino della Società Geologica Italiana, 111, 165-206.

Torticci L., (1982) – Lineamenti geologico-strutturali dell'Arco Calabro-Peloritano. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 38 (3), 927-940.

5.1.2. Sellia Marina

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene apennino-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

Bonardi, G., Messina, A., Perrone, V., Russo, S. & Zappetta, A., (1984) - L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano. Boll. Soc. Geol. It., 103, 279-309.

Critelli S. & Le Pera E., (2000) – Carta geologica della Calabria. In Valutazione delle piene in Calabria. Pubblicazione GNDCI – CNR-IRPI, agosto 2000.

Messina A., Compagnoni R., De Vivo B., Perrone V., Russo S., Barbieri M., Scott B. A., (1991) – Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (Northern Calabria, Italy). Bollettino della Società Geologica Italiana, 111, 165-206.

Messina A., Russo S., Stagno F., (1993) – The crystalline basements of the Calabria-Peloritani Arc. In Messina A. & Russo S. (Ed.), The Calabria-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe. IGCP Project N. 276, p. 91-144. Litografia Antonio Trischitta, Messina.

5.1.3. T. Favazzina

Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zappetta A., (1976) - L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene apennino-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.

Archivio ABR, (2001) – Dissesto idrogeologico a seguito degli eventi meteorici dell'11 e del 12 Maggio – Vallone Favagrega (Comune di Scilla; Rc) (Maggio 2001).

Archivio ABR, (2005) – Relazione sui fenomeni franosi che hanno interessato il versante tra Bagnara Calabria e Scilla (Marzo 2005).

Bonavina M., Bozzano F., Martino S., Pellegrino A., Prestininzi A. & Scandurra R., (2005) - Le colate di fango e detrito lungo il versante costiero tra Bagnara Calabria e Scilla (Reggio Calabria): valutazioni di suscettibilità. Giornale di Geologia Applicata 2, 65–74.

Cascini L., Critelli S., Di Nocera S., Gullà G. & Matano F., (1992) - Grado di alterazione e franosità negli gneiss del Massiccio silano: L'area di S.Pietro in Guarano (CS). Geologia Applicata e Idrogeologia, 27, 49-76.

Ferranti L, Monaco C, Morelli D., Antonioli F., Maschio L., (2008) - Holocene activity of the Scilla Fault, Southern Calabria: Insights from coastal morphological and structural investigations. Tectonophysics 453 (2008) 74–93.

Galli P. & Bosi V., (2002) - Palaeoseismology along the Cittanova fault: implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). J. Geophys. Res. 107. doi:10.1029/2001JB000234.

G.C.O. (ed) (1984) - *Geotechnical manual for slopes*. Geotechnical Control Office, Engineering Development Department, Hong Kong, pp. 295.

Ghisetti F., (1981) - Evoluzione strutturale del bacino Plio-Pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro. Boll. Soc. Geol. It., 100 (1981), 433-466.

Ghisetti F., (1992) - Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenic source. Tectonophysics 210, 117–133.

GSE-GWPR, (1995) - The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, 207-242.

Gullà G., Matano F., (1994) - Proposta di una procedura per il rilievo del grado di alterazione di gneiss su fronti rocciosi. Geologica Romana, 30, 227-238.

Jacques E., Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L., Winter T., (2001) - Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.* 147, 499–516.

Miyauchi T., Dai Pra G., Sylos Labini S., (1994) - Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy. *Il Quaternario* 7, 17–34.

Monaco C. & Tortorici L., (2000) - Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily. *J. Geodyn.* 29, 407–424.

Sorriso-Valvo M. & Tansi C., (1996) - Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000. *Geogr. Fis. Quat.*, 19, 395-408.

Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O., (1995) - Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-55.

Westaway R., (1993) - Quaternary uplift of Southern Italy. *J. Geophys. Res.* 98, 21741–21772.

5.2. INDAGINI STORICHE

Almagià R., (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia: Appennino Centrale e Meridionale*. Memorie della Società Geografica Italiana, **XIV**, Roma.

Caloiero D. & Mercuri T., (1980) Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970. CNR-IRPI Rende (CS), Geodata N.7, 161 pp.

Catenacci V., (1992) – Il dissesto idrogeologico ed ambientale in Italia dal dopoguerra al 1990. Memorie Descrittive della carta geologica, XLVII, roma 1992.

Lanzafame, G. and Mercuri, T., (1975) - Interruzioni ferroviarie in Calabria conseguenti a fenomeni naturali (1950–1973), CNR-IRPI, Rende (CS), Geodata No. 3, 46 pp.

Montanari G., (1939) - *Studio sui movimenti franosi in provincia di Reggio Calabria*. Annali LL.PP., **77**, 165-185.

Montanari G., (1940) - *Studio generale sui movimenti franosi in provincia di Catanzaro*. Annali LL.PP., **78**, 124-141.

Petrucci O. & Versace P., (2005) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza agli inizi del '900: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Editoriale Bios, Cosenza.

Petrucci O. & Versace P., (2007) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza tra il 1930 e il 1950: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Pubbl. CNR-GNDCI n. 2913, Nuova Bios, Cosenza.

Petrucci O., Chiodo G., Caloiero D., (1996) – Eventi alluvionali in Calabria nel decennio 1971-1980. CNR-IRPI (CS), GNDCI, Linea di ricerca N. 1 U.O. 1.4 Pubblicazione n° 1374.

Petrucci O., Versace P. e Pasqua A.A., (2009) – Frane e alluvioni in provincia di Cosenza fra il 1951 ed il 1960: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile - III Quaderno dell'Osservatorio di Documentazione del Dipartimento di Difesa del Suolo (UNICAL) – Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ), 316 pp.

5.3. INDAGINI GEOTECNICHE

5.3.1. Luzzi

Chittleborough D.J., (1991) - Indices of weathering for soils and palaeosols formed on silicate rocks. *Aust. J. Earth Sci.* 38, 115–120.

Grant W.H., (1969) - Abrasion pH, an index of chemical weathering. *Clay and Clay Minerals*, 17, 151-155.

Hill S.E., Rosenbaum M.S., (1998) - Assessing the significant factors in a rock weathering system. Quarterly Journal of Engineering Geology, 31, 85-94.

Malomo S., (1980) - Abrasive pH of feldspars as an engineering index for weathered granite. Bulletin of IAEG, 22, 207-211.

Nesbitt H.W., Young G.M., (1982) – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715-717.

Price D.G., (1995) - Weathering and weathering processes. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, 243-252.

Retallack G.J., (2001) - Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology, 2nd Rev. ed.

Blackwell Science Ltd., April 2001.

5.3.2. Sellia Marina

Chittleborough D.J., (1991) - Indices of weathering for soils and palaeosols formed on silicate rocks. Aust. J. Earth Sci. 38, 115–120.

Cullers R.L., (2000) - The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51, 181-203.

Herron M.M., (1988) – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. J. Sed. Petrol., 58, 820-829.

McLennan S.M., Taylor S.R., Hemming S.R., (2006) - Composition, differentiation, and evolution of continental crust: constraints from sedimentary rocks and heat flow. In: Brown M, Rushmer T (ed) Evolution and Differentiation of the Continental Crust. Cambridge University Press, pp 92–134

Nesbitt H.W., Young G.M., (1982) – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715-717.

5.3.3. T. Favazzina

Chittleborough D.J., (1991) - Indices of weathering for soils and palaeosols formed on silicate rocks. Aust. J. Earth Sci. 38, 115–120.

Hill S.E., Rosenbaum M.S., (1998) - Assessing the significant factors in a rock weathering system. Quarterly Journal of Engineering Geology, 31, 85-94.

Nesbitt H.W., Young G.M., (1982) – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715-717.

Price D.G., (1995) - Weathering and weathering processes. Quarterly Journal of Engineering Geology, 28, 243-252.

5.6. RETI IDMS (IMAGE DETECTION FOR MONITORING SYSTEM) PER IL MONITORAGGIO

Allasia P., Lollino G., Baldo M., Giordan. D., Quaglia G. (2009) - “Nuova tecnologia per il monitoraggio: l’IDMS”. 13^a Conferenza Nazionale ASITA. 1 – 4 dicembre 2009. Atti pp. 83-88

Lollino G., Allasia P., Rivarossa C., Denasi S., Quaglia G. (2007) - “Monitoraggio di fenomeni di dissesto naturale mediante elaborazione in tempo reale d’immagini”. 11^a Conferenza Nazionale ASITA. 6 – 9 novembre 2007. Atti Volume II pp. 1383-1388

E. De Castro, C. Morandi (1987) - "Registration of Translated and Rotated Images Using Finite Fourier Transforms", IEEE Transactions on pattern analysis and machine intelligence

Sobel, I., Feldman, G., (1973) - "A 3x3 Isotropic Gradient Operator for Image Processing", presented at a talk at the Stanford Artificial Project in 1968, unpublished but often cited, orig. in Pattern Classification and Scene Analysis, Duda, R. and Hart, P., John Wiley and Sons, '73, pp271-278

6. ANALISI PSINSAR NELLA ZONA DI LUZZI (CS)

Guerra I., Orecchio B., Sorriso-Valvo M., Gervasi A., (2009) - Primi risultati a carattere locale dalla RETE GPS "Calabarco", Atti Conv. GNGTS, 2009.

Sorriso-Valvo M., Antronico L., Cotecchia F., Cotecchia V., Gabriele S., Gullà G., Iovine G., Lollino G., Moraci N., Pagliarulo R., Petrucci O., Rocca F., Terranova O., (2009) - Relazione, stato d'avanzamento al 14-12-2009, CNR-IRPI, ABR Calabria.

Bibliografia non citata

Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2000) - Nonlinear Subsidence Rate Estimation Using Permanent Scatterers in Differential SAR Interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 38, NO. 5, September 2000, Pages 2202 – 2212

Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2001) - Permanent Scatterers in SAR Interferometry. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, NO. 1, January 2001, Pages 8 – 20

Ferretti A., Colesanti C., Prati C., Rocca F. (2001) -. Comparing GPS, Optical Levelling and Permanent Scatterers. Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGAARS 2001, Sydney (Australia), 9-13 July 2001, VOL. 6, Pages 2622-2624, 2001

Colesanti C., Ferretti A., Novali F., Prati C., Rocca F. (2003) - SAR Monitoring of Progressive and Seasonal Ground Deformation Using the Permanent Scatterers Technique. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 41, N. 7, July 2003; pages 1685-1701

Colesanti C., Ferretti A., Prati C., Rocca F. (2003) - Monitoring Landslides and Tectonic Motions with the Permanent Scatterers Technique. Engineering Geology, N. 68, 2003; pages 3-14

Hilley G., Bürgmann R., Ferretti A., Novali F., Rocca F. (2004) - Dynamics of Slow-Moving Landslides from Permanent Scatterer. Analysis, Science, Vol. 304, 25 June 2004 Volume 304, Number 5679, Pages 1952-1955

Bürgmann R., Hilley G., Ferretti A., Novali F. (2006) - Resolving vertical tectonics in the San Francisco Bay Area from permanent scatterer InSAR and GPS analysis. Geology, March 2006, Volume 34, N. 3, pp. 221-224

Dixon T., Amelung F., Ferretti A., Novali F., Rocca F., Dokka R., Sella G., Kim S., Wdowinski S., Whitman D. (2006) - Subsidence and Flooding in New Orleans. Nature, Vol. 441, June 2006

Vasco D., Ferretti A., Novali F. (2008) - Estimating Permeability From Quasi-static Deformation: Temporal Variations and Arrival-Time Inversion. Geophysics, Vol. 73, n.6, 2008

Bell J. W., Amelung F., Ferretti A., Bianchi M., Novali F. (2008) - Permanent Scatterer InSAR reveals seasonal and long-term aquifer system response to groundwater pumping and artificial recharge. Water Resources Research, Vol. 44, February 2008, pages 1-18.

Ringrose P., Atbi M., Mason D., Espinassous M., Myhrer O., Iding M., Mathieson A., Wright I. (2009) - Plume Development Around Well KB-502 at the In Salah CO2 Storage Site. First Break, Vol. 27, 2009

Klemm H., Quseimi I., Novali F., Ferretti A., Tamburini A. (2010) - Monitoring Horizontal and Vertical Surface Deformation over a Hydrocarbon Reservoir by PSInSAR™. First Break, Vol. 28, 2010

Mathieson A., Midgley J., Dodds K., Wright I., Ringrose P., Saoul N. (2010) - CO2 Sequestration Monitoring and Verification Technologies Applied at Krechba, Algeria. The Leading Edge, Vol. Feb., 2010

8. LA SUBSIDENZA NEL COMPRESORIO ARCHEOLOGICO DI SIBARI

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R., (1994) - Geological and geotechnical problems connected with the disappearance of the ancient city of Sybaris. *Science and Technology for cultural heritage*. Vol. 3. 95-112.

Cherubini C., Cotecchia V., Pagliarulo R., (2000) - Subsidence in the Sybaris Plain (Italy). In Carbognin L., Gambolati G., Johnson A.I. (Eds). "Land Subsidence" –Vol.1. Proceedings of the 6th International Symposium on Land Subsidence. Ravenna, 3- 15.

Coop M. R. & Cotecchia F., (1995) – The compression of sediments at the archaeological site of Sibari . Proceedings XI ECSMFE, Copenaghen. 8. 19-26.

Coop. M.R., Cotecchia F., (1997) - The geotechnical settlements of the archaeological site of Sibari. *Geotech. Eng. for the Preservation of Monuments and Historic Sites*, Viggiani (ed.), Balkema, 89-100.

Cotecchia V., (1962). *Appunti geologici sui dintorni della Piana di Sibari*. Univ. Bari, estratto dagli *Annali della Facoltà di Ingegneria*, vol. V.

Cotecchia V., Dai Pra G., Magri G., (1969) - Oscillazioni tirreniane e oloceniche del livello marino nel Golfo di Taranto, corredate da datazioni col metodo del Radiocarbonio. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, 4, 93-147.

Cotecchia V., Dai Pra G., Magri G., (1971) - Morfogenesi litorale olocenica tra Capo Spulico e Taranto nella prospettiva della protezione costiera. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 6. 65- 78.

Cotecchia V. Pagliarulo R. (1996) - State of the art in geological, hydrogeological and geotechnical researches carried on the archaeological site of Sybaris. *Geologia Applicata e Idrogeologia*. Vol. XXXI, pp. 43-54.

Ferranti L., Pagliarulo R., Antonioli F., Randisi A. (2010) - Punishment for the sinner: Holocene episodic subsidence and steady tectonic motion at ancient Sybaris (Calabria, southern Italy) *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2010.07.014, 1-15.

Ferranti, L., Santoro, E., Mazzella, E., Monaco, C., Morelli, D., (2009) - Active transpression in the northern Calabria, Southern Italy. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.11.010.

Giannico C., Rocca F. e Ferretti A., (2009) - Copyright: Tele-Rilevamento Europa 2009

Lambeck K, Antonioli F., Purcell F., Silenzi S., (2004) - Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 23. 1567-1598.

Patacca, E., Scandone, P., (2001) - Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene–Pleistocene). In Vai, G.B., Martini, I.P. (Eds.), *Anatomy of a Mountain Belt: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. KluwerAcademicPublishers,, 401–440.

Pagliarulo R., Cotecchia F., (2000) - Le influenze dell'evoluzione geoambientale e della compressione dei sedimenti sulla scomparsa dell'antica Sybaris. Proceedings GeoBen 2000 "Geological and geotechnical influences in the preservation of historical and cultural heritage". Lollino G. Editor. Torino, 715- 722.

Pagliarulo R., (2002) - The glacio-eustatic control on the evolution of the Sibari alluvial plain (Southern Italy), I Workshop "Late Quaternary sea level changes and coastal zone evolution", Mastronuzzi G., Sansò P. (Eds), *GI²S Coast*, Research Publication 1, 57- 60.

Pagliarulo, R., (2006) - Coastal changes and the environmental evolution of the archaeological site of Sybaris (Southern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*. 29, 51-59.

Pagliarulo, R., Cotecchia, F., Coop, M.R., Cherubini, C., (1995) - Studio litostratigrafico e geotecnico della Piana di Sybaris con riferimento all'evoluzione morfologica e ambientale del sito archeologico. *Geologia Applicata e Idrogeologia*. 30, 375-391

Santoro, E., Mazzella, M. E., Ferranti, L., Randisi, A., Napolitano, E., Rittner, S., Radtke, U., (2009) - Raised coastal terraces along the Ionian Sea coast of northern Calabria, Italy, suggest space and time variability of tectonic uplift rates. *Quaternary International*, 206, 78-101.

Sorriso-Valvo M., (1993) - The Geomorphology of Calabria. A sketch. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 16, 75-80.

Schofield, A. N., Wroth, C. P., (1968) - *Critical State Soil Mechanics*, McGraw-Hill, pp. 310, ISBN 978-0641940484

Wood, D.M., (1990) - *oil Behavior and Critical State Soil Mechanics*, Cambridge University Press, 1990, ISBN 0-521-33249-4.

9. SINTESI DEI PRODOTTI E DEI RISULTATI DELLO STUDIO

9.2. PRIME INDICAZIONI DEL MONITORAGGIO

9.2.3. T. Favazzina

Alonso, E.E., Gens, A. e Josa, A. (1990). "A constitutive model for partially saturated soils.", *Geotechnique*, 40, 405-430.

Biot M.A. (1955). "Theory of elasticity and consolidation for a porous anisotropic solid". *J.Appl.Phys.* 26, 182-185.

Biot M.A., Willis P.G. (1957). "The elastic coefficients of the theory of consolidation". *J. Apl. in Mech* 24, pp 594-601.

Biot. M.A. (1941). "General theory of three-dimensional consolidation". *J.Appl.Phys.* 12, 155-164.

Coussot P. e Meunier M., (1996) - "Recognition, classification and mechanical description of debris flow". *Earth-Sci. Rev.*, 40, 209-227.

Coussot P., (1992) - "Mudflow rheology and Dynamics", IAHR-AIRH MONOGRAPH, Balkema.

Darcy, H., (1856) - *Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, Dalmont, Paris.

Fick, A., (1855) - On liquid diffusion, *Philos.Mag. J. Sci.*,10, 31–39.

Gioffrè D., (2005) - Modellazione numerica dei fenomeni di frane di colata. Tesi di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotecnica XVII ciclo. Reggio Calabria.

Hazen, A., (1892) - *Some Physical Properties of Sands and Gravels, with Special Reference to their Use in Filtration*. 24th Annual Report, Massachusetts State Board of Health, Pub.Doc. No.34, 539-556.

Pastor M., Quecedo M., González E., Herreros M.I., Fernández Merodo J.A., Mira P., (2003). "An eulerian model for soil dynamics: Application to fast slope movements: (I) General model". *Revue française de génie civil: Geodynamics and Cycling Modelling*, Vol. 7, n° 7-8/2003, 1003-1016, 2003.

Pastor M., Quecedo M., González E., Herreros M.I., Fernández Merodo J.A., Mira P., (2003). "An eulerian model for soil dynamics: Application to fast slope movements: (II) A simple velocity-pore pressure formulation". *Revue française de génie civil: Geodynamics and Cycling Modelling*, Vol. 7, n° 7-8/2003, 1017-1035, 2003.

Pastor M., Quecedo M., Zienkiewicz O.C, (1997). "A mixed displacement-pressure formulation for numerical analysis of plastic failure". *Computers & Structures*, Vol. 62, No. 1, 13-23, 1997.

Pastor M., Tamagnini C. (2002). "Numerical Modelling in Geomechanics, *Revue Française du génie civil*", Hermes-Lavoisier, Paris,582 vol. 6.

Pastor M., Zienkiewicz O.C., Li T., Xiaoqing L., Huang M., (1999). "Stabilized finite elements with equal order of interpolation for soil dynamics problems". *Archives of Computational Methods in Engineering.*, Vol. 6, 1, 3-33, 1999.

Pellegrino G.B, Albanese D., Bertoldi R. & Surian N., (2005) - La deglaciazione nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali. *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7: 271-280.

Picarelli L., Deangeli C., Olivares L., (2003). "Analisi dei fenomeni di colata", Atti delle conferenze di Geotecnica di Torino XIX Ciclo, 4-6 Novembre.

Pierson, T.C., Costa, J.E., (1987 - A rheologic classification of subaerial sediment - water flows. *Geol. Soc. of America, Rev. in Engineering Geology*, 7, 1-12.

Scotto di Santolo A. (2002), "Le colate rapide", Hevelius Edizioni.

Terzaghi, K., (1936) - Presidential Address. *Proc. 1st Int. Conf. for Soil Mechanics and Foundations Engineering*, Cambridge, Mass. 1, 22-3.

Terzaghi, K., (1943) - *Theoretical soil mechanics*, 510p. (Wiley, New York).

Yoshimi, Y. and Osterberg, J.O., (1963) - Compression of Partially Saturated Cohesive Soils, *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE*, Vol. 89, pp. 1-24.

Zienkiewicz O.C., (1982). "Basic formulation of static and dynamic behaviour of soil and other porous materials", J.B Martins (Ed). *Numerical Methods in Geomechanics*. D. Riedel, London.

Zienkiewicz O.C., Chan A.H.C., Pastor M., Paul D.K. e Shiomi T.. (1990). "Static and dynamic behaviour of soils: a rational approach to quantitative solutions. I. Fully saturated problems" *Proc.R.Soc.Lond. A* 429, pp 285-309.

Zienkiewicz O.C., Chan A.H.C., Pastor M., Schrefler B. e Shiomi T.. (2000). "Computational Geomechanics", J.Wiley and Sons.

Zienkiewicz O.C., Chang C.T., Bettess P.. (1980). "Drained, undrained, consolidating dynamic behaviour assumptions in soils." *Geotechnique* 30, pp 385-395.

Zienkiewicz O.C., Xie Y.M., Schrefler B.A., Ledesma A., Bicanic.N (1990). "Static and dynamic behaviour of soils: a rational approach to quantitative solutions. II. Semi-saturated problems" *Proc.R.Soc.Lond. A* 429, 311-321.

Zienkiewicz O.C. and Shiomi T., (1984). "Dynamic behaviour of saturated porous media: The generalised Biot formulation and its numerical solution." *Int. J. Num. Anal. Meth. Geomech.*,8, pp 71-96.

Bibliografia non citata

Crosta G.B., Calvetti F. et al., (2001). "Granular flows and numerical modelling of landslides", *Debrisfall assessment in mountain catchments for local end-users*, contract No EVG1-CT-1999-00007, Agosto 2001.

Fernandez Merodo J.A. (2001). "Une Approche a la modelisation des glissements et des effondrements de terrains: Initiation et Propagation" Ph.D. thesis, Ecole Centrale de Paris, December 2001.

Hutchinson J.N. (1986). "Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movement", *Canadian Geotechnical Journal*, 23, 115-126.

Malvern L.E., (1969). "Introduction to the Mechanics of a continuous medium", Prentice-Hall, Englewood Cliffs.

Mira P., Pastor M., Li T., Liu X., (2003). "A New Stabilized Enhanced Strain Element with Equal Order of Interpolation for Soil Consolidation Problems". *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 192: 4257-4277, 2003.

Pastor M., Fernandez Merodo J.A., Gonzalez E., Mira P., Li T., Liu X., (2003). "Modeling of landslides: Failure mechanisms", 2003.

Pastor M., González E., Herreros M.I., Fernández Merodo J.A., Mira P., Quecedo M.. "Numerical modelling of fast slope movements", 2003.

Pastor M., Li T., Liu X., Zienkiewicz O.C., (1999). "Stabilized low order finite elements for failure and localization problems in undrained soils and foundations". Computer Meth. Appl. Mech. Engrg., 174, 219-234, 1999.

Takahashi T., (1991). "Debris flow", IAHR-AIRH MONOGRAPH, Balkema.

Varnes D.J., (1978) "Slope movement types and processes". Capítulo 2 de "Landslides Analysis and Control". Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Washington, D.C. 1978

11. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Almagià R., (1910) - *Studi geografici sulle frane in Italia: Appennino Centrale e Meridionale*. Memorie della Società Geografica Italiana, **XIV**, Roma.

Astorri M. e Zoccatelli C., 2001. Rilevamenti latimetrici nell'area crotonese: sintesi dei risultati, indagini in atto e sviluppi futuri. in: G. Lena (ed.): atti del convegno "Problemi Geoambientali della costa fra Capo Colonna e Capo Rizzuto", Le Castella, 29/4/2001, 61-78, A. M. P. Capo Rizzuto.

Bertoni W., Bratti C., Carbognin L., Cesi C., Chierici G. L., Dossena G., Guerricchio A., La Monica U., La Tegola A., Succetti A. (2000) – Aanalysis of subsidence in the Crotona area along the Ionian coast of Calabria, Italy. Land Subsidence, vol. 1,155-166.

Boschi E., Ferrari G., Gasperini P., Guidoboni E., Smriglio G. & Valensise G., (1995) - Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. 973 p. con CD-ROM, Istituto Nazionale di Geofisica - Storia Geofisica Ambiente, Bologna, 1995.

Caloiero D. & Mercuri T., (1980) Le alluvioni in Calabria dal 1921 al 1970. CNR-IRPI Rende (CS), Geodata N.7, 161 pp.

Catenacci V., (1992) – Il dissesto idrogeologico ed ambientale in Italia dal dopoguerra al 1990. Memorie Descrittive della carta geologica, XLVII, roma 1992.

Lanzafame, G. and Mercuri, T., (1975) - Interruzioni ferroviarie in Calabria conseguenti a fenomeni naturali (1950–1973), CNR-IRPI, Rende (CS), Geodata No. 3, 46 pp.

Lena G. (2003) – Atti del convegno "Problemi geoambientali nella costa fra Capo Colonna e Isola di Capo Rizzuto", Le Castella, 28 aprile 2001, Min. Ambiente e Tutela del Territorio – Area Marina Protetta Capo Rizzuto e SIGEA, Grafiche Cusato, 112 pp., Crotona.

Mercuri T. & Merenda L., 1981 – "Carta delle mobilitazioni franose conseguenti alle precipitazioni del Gennaio 1981 – Bacino del T. Ilice – Calabria". CNR-IRPI, Geodata 12, Cosenza.

Montanari G., (1939) - *Studio sui movimenti franosi in provincia di Reggio Calabria*. Annali LL.PP., **77**, 165-185.

Montanari G., (1940) - *Studio generale sui movimenti franosi in provincia di Catanzaro*. Annali LL.PP., **78**, 124-141.

Petrucchi O. & Versace P., (2005) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza agli inizi del '900: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Editoriale Bios, Cosenza.

Petrucchi O. & Versace P., (2007) – *Frane e alluvioni in provincia di Cosenza tra il 1930 e il 1950: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile* – Pubbl. CNR-GNDCI n. 2913, Nuova Bios, Cosenza.

Petrucchi O., Chiodo G., Caloiero D., (1996) – Eventi alluvionali in Calabria nel decennio 1971-1980. CNR-IRPI (CS), GNDCI, Linea di ricerca N. 1 U.O. 1.4 Pubblicazione n° 1374.

Petrucchi O., Versace P. e Pasqua A.A., (2009) – Frane e alluvioni in provincia di Cosenza fra il 1951 ed il 1960: ricerche storiche nella documentazione del Genio Civile - III Quaderno dell'Osservatorio di Documentazione del Dipartimento di Difesa del Suolo (UNICAL) – Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ), 316 pp.

Sorriso-Valvo M., Greco R. e Catalano E., 2009. Spatial prediction of regional-scale mass movement using Logistic Regression analysis and GIS - Calabria, Italy. *Israel Journal of Earth Sciences*, 57, 263-280.

Varnes D.J., (1978) "Slope movement types and processes". Capitolo 2 de "Landslides Analysis and Control". Transportation Research Board. National Academy of Sciences. Washington, D.C. 1978