

APPENDICE 05

**Rapporto CNR-IGAG: Valutazione della pericolosità legata a potenziali fenomeni di fagliazione superficiale
nell'area della conca di Monte Alto**

a cura di P. Galli, B. Giaccio e P. Messina

**Valutazione della pericolosità legata a potenziali fenomeni di fagliazione
superficiale nell'area della conca di monte alto (Morcone, BN)
Report conclusivo**



A cura di Paolo Galli, Biagio Giaccio e Paolo Messina

ROMA - Gennaio 2011

INTRODUZIONE

L'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG) del Consiglio Nazionale delle Ricerche ha ricevuto in data 23 Dicembre 2010 un incarico di consulenza geologica da parte di REC Srl (prot. #026REC2010-PVI-00) relativamente alla costruzione di un impianto idroelettrico di regolazione nei Comuni di Morcone, Pontelandolfo e Campolattaro. Tale consulenza riguarda specificatamente il bacino di accumulo nella c.d. Conca di Monte Alto (comune di Morcone, BN).

Il presente rapporto integra e conclude il precedente "*Report preliminare*" CNR-IGAG del Gennaio 2011, contenendo - come esplicitamente indicato nell'oggetto dell'incarico suddetto - le valutazioni inerenti:

- il quadro sismotettonico di riferimento per l'area di studio;
- l'assetto geomorfologico, litostratigrafico e tettonico del bacino;
- la pericolosità legata a potenziali fenomeni di fagliazione superficiale nell'area della Conca di Monte Alto.

Tali valutazioni sono frutto sia dell'analisi critica del materiale fornito dal Committente - ovvero dei *reports* CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali (sezione di Milano, laboratorio Georisorse di Dalmine) per Geotecna S.p.A. (2008; Inquadramento geologico e aspetti sismologici dell'area dell'invaso di Campolattaro) e Rezia Energia e REC S.r.l. (Fasi 2-3; Indagini Geofisiche, 2008-2010) – sia di elaborazioni e studi di tettonica attiva, paleosismologia e sismotettonica condotti *ad hoc* dagli scriventi.

In particolare è stato condotto uno studio aerofotogeologico del sito in oggetto e sono stati compiuti dei sopralluoghi al fine di verificare in campagna gli elementi emersi nelle precedenti fasi di studio.

E' stato altresì ridefinito il quadro sismotettonico della regione, mediante individuazione ed analisi critica delle principali strutture sismogenetiche note in letteratura e ricostruzione del piano quotato del terremoto più gravoso per l'area di studio (evento del 5 Giugno 1688).

QUADRO SISMOTETTONICO DELL'AREA INVESTIGATA

Il bacino di Monte Alto è ubicato in una delle fasce a più alto tasso di sismicità della penisola italiana. Ne sono testimonianza gli effetti e le alte intensità macrosismiche valutate in occasione dei forti terremoti del passato nei comuni limitrofi al sito.

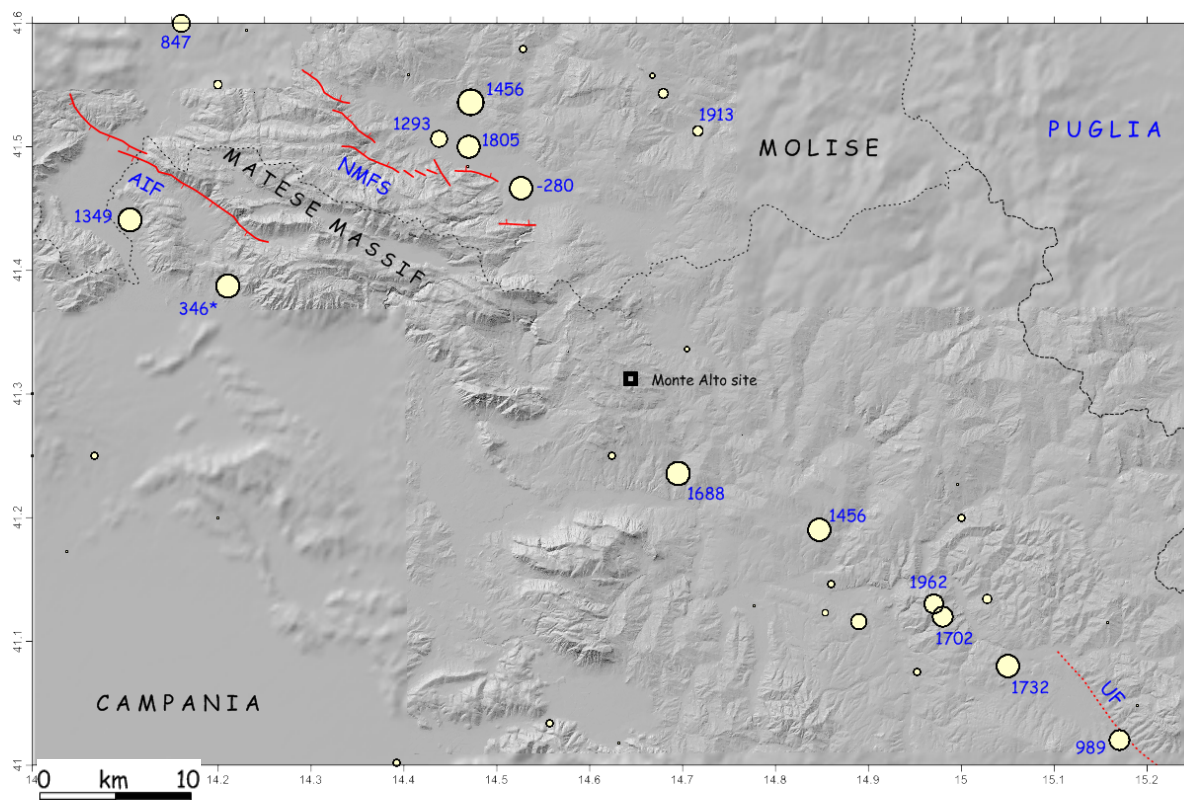


Fig. 1 – Modello digitale del terreno dell'area intorno al sito di Monte Alto. Sono riportate le principali strutture sismogenetiche per le quali esistono dati certi di carattere paleosismologico, relativi all'attività nel Pleistocene superiore-Olocene e/o in epoca storica (linee rosse continue; AIF, Aquae Iuliae fault: Galli e Naso, 2009; NMFS, Northern Matese fault system: Galli e Galadini, 2003). A tratteggio la faglia presunta dell'Ufita (UF). I cerchi sono gli epicentri dei terremoti con $M_w > 4$ estratti dal catalogo CPTI2004 (modificato) con relativa data di occorrenza. Il terremoto più prossimo al sito è quello del 5 Giugno 1688 (M_w 6.7).

Tra questi – in senso orario e grossomodo equidistanti dal bacino - Morcone, Pontelandolfo, Casalduni, Guardia Sanframondi, Cerreto Sannita, Civitella Licinio e Pietraroja. Di fatto, la storia sismica di tutte queste località è dominata dal fortissimo

risentimento dovuto principalmente ai terremoti devastanti occorsi il 5 Dicembre 1456 (Mw 7 e Mw 6.6) e il 5 Giugno 1688 (vedi distribuzione degli epicentri in Fig. 1).

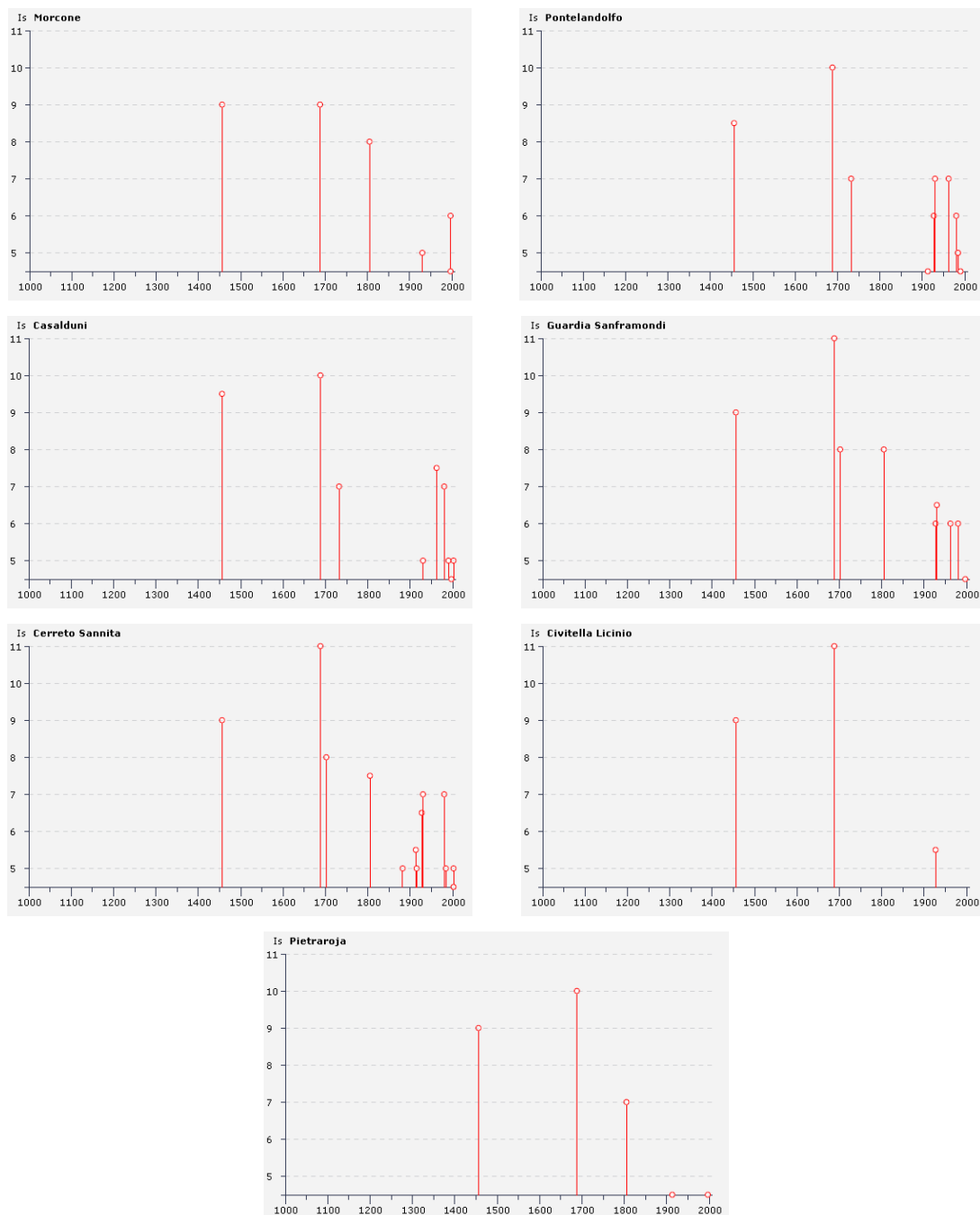
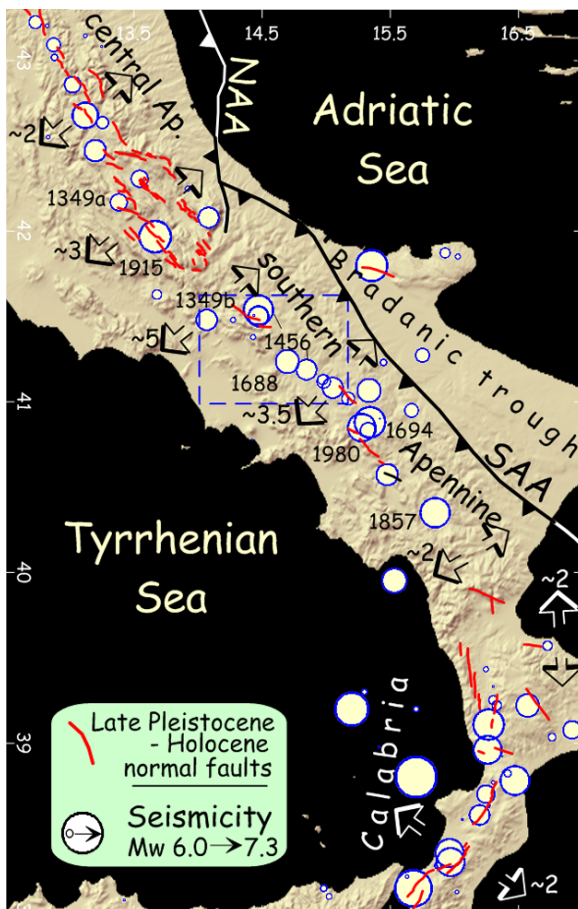


Fig. 2 – Storie sismiche delle località intorno al bacino di Campo Alto (dati da DBM04). Notare, tra gli altri, i fortissimi risentimenti per i terremoti avvenuti il 5 Dicembre 1456 (Mw 7; Mw 6.6) ed il 5 Giugno 1688 (Mw 6.7).

In entrambe le date, tutte le località sopra elencate hanno eguagliato e/o superato il IX grado MCS (scala Mercalli-Cancani-Sieberg; Sieberg, 1930), con punte di XI MCS (i.e., distruzione totale dell'abitato, con crolli superiori al 65%) a Guardia Sanframondi, Cerreto Sannita e Civitella Licinio in occasione del terremoto del 1688 (vedi Fig. 2).

Data la distribuzione delle località suddette nell'intorno del bacino, in termini progettuali tale intensità deve essere considerata come intensità massima di riferimento anche per il sito in esame (i.e., Is XI MCS).

La sismicità di questa regione è l'espressione dell'estensione attiva che caratterizza l'intera crosta del settore che sottende la dorsale appenninica, dalla Toscana sino al confine Calabro-Lucano. Tale estensione - generalmente orientata perpendicolarmente alla catena (i.e., NE-SW) e quantificabile al presente grazie a dati



GPS intorno a 2-5 mm/yr - è accomodata principalmente da faglie normali primarie ad orientazione NW-SE ed immersione sia adriatica (in genere ad est dell'Ortona-Roccamonfina *Auctorum*) che tirrenica (ad ovest della stessa).

Fig. 3 – Distribuzione degli epicentri dei terremoti con $M_w > 6$ in Italia centro-meridionale. In rosso, le principali faglie distensive attive dell'Appennino. NAA e SAA (northern e southern Apennine Arch) sono i fronti sepolti in gran parte inattivi della catena a pieghe e sovrascorrimenti. Le faglie attive ad ovest del NAA hanno tutte immersione tirrenica; quelle ad est sia tirrenica che adriatica. Le frecce indicano la direzione di estensione attiva da dati GPS (mm/a). Il sito di studio è centrato nel rettangolo a tratteggio (area delle altre figure di questo capitolo). Modificato da Galli e Naso, 2009.

Tali faglie riutilizzano e/o tagliano strutture preesistenti ed ereditate dalle fasi tettoniche che hanno portato alla strutturazione attuale dell'Appennino nel corso del Plio-Pleistocene (Fig. 3).

Molte di queste sono note in letteratura e sono state in passato investigate tramite analisi paleosismologiche (vedi sintesi in Galli et al., 2008). Tali analisi hanno consentito la caratterizzazione sismogenetica delle strutture, rivelando in numerosi casi la loro attivazione in occasione di forti terremoti storici noti, ma anche sconosciuti, sia di epoca storica che nel periodo successivo in genere all'ultimo massimo glaciale (LGM, 26-21 ka).

Tuttavia, nell'area di studio, a fronte dell'occorrenza dei più forti terremoti dell'Appennino meridionale e dell'alto tasso di estensione corrente (stimabile da dati GPS fino a 4-5 mm/yr in Matese secondo Giuliani et al., 2009; vedi Fig. 3), a causa della complessità strutturale profonda della catena (Patacca e Scandone, 2007 e bibliografia ivi citata) e della prevalenza di litologie poco conservative in superficie (serie silicoclastiche calcareo-marnoso-argillose; vedi p.e. fogli geologici d'Italia alle scale 1:100000 e 1:5000 sul sito internet dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, ex-APAT: http://www.apat.gov.it/site/it/it/Servizi_per_l'Ambiente/Carte_geologiche/), non sono note che poche delle strutture sismogenetiche dei terremoti storici.

In particolare, fino ad oggi, esistono dati conclusivi solo per le strutture bordiere nordorientali e sudoccidentali del massiccio del Matese, ben distanti dal bacino di Monte Alto, ovvero: faglia delle Aquae Iuliae a SW (AIF in Fig. 1; Galli e Naso, 2009) e sistema di faglie del nord Matese a NE (NMFS; Galli e Galadini, 2003). A queste strutture sono stati associati per via paleosismologica gli eventi distruttivi del 346 *pro parte* (data convenzionale di un evento probabilmente multiplo; vedi in Galli e Naso, 2009), 848 e 1349 (faglia delle Aquae Iuliae) e di inizio III secolo a.C. (-280 in Fig. 1), 1456 (*mainshock* di Boiano) e 1805 (sistema di faglie del N-Matese), tutti caratterizzati da $M_w \geq 6.5$.

D'altra parte, non vi è contezza alcuna nemmeno relativamente alla struttura sismogenetica del catastrofico terremoto del 5 Giugno 1688 (Mw 6.7) e del *mainshock* meridionale della sequenza del Dicembre 1456 (Mw 6.6), entrambi di origine beneventana, così come di quelli irpini del 1702, 1732 e 1962 (vedi ubicazioni epicentrali in Fig. 1). Tutti questi eventi, infatti, hanno avuto un'area epicentrale localizzata in zone di affioramento di terreni prevalentemente marnoso-argillosi, poco o punto idonei a conservare le tracce – seppur cumulate nelle ultime migliaia di anni – di fagliazione di superficie.

Più specificatamente, per quanto attiene al terremoto del 1688, il più prossimo al bacino di Monte Alto, una possibile indicazione sull'orientazione della struttura sismogenetica può essere desunta dalla distribuzione delle massime intensità macrosismiche. Osservando infatti il piano quotato ricostruito *ad hoc* per questo terremoto (cerchi bianchi in Fig. 4), appare evidente una forte e marcata elongazione dello stesso in senso appenninico e quindi compatibilmente ad una faglia egualmente orientata.

L'elaborazione con algoritmo Kriging delle intensità (*foreground* a colori di Fig. 4) suggerisce che l'area sorgente del terremoto (campitura nei toni rosso-viola, $I_s > X$ MCS) sia ubicata in corrispondenza delle propaggini sudorientali del massiccio del Matese, in area beneventana, e non certo dove improvvidamente ipotizzato in Di Bucci et al. (2006 e lavori precedenti).

La forte "coda" verso la città di Benevento ($I_s X$ MCS; vedi Fig. 4), ma anche il grave risentimento a Napoli ($I_s VII-VIII$), suggeriscono poi la rottura di una faglia immergente verso SW, con marcata direttività verso sudest.

Infine, considerata la magnitudo ottenuta invertendo il piano quotato tramite l'algoritmo Boxer4 (i.e., Mw 6.7; versione beta fornita da P. Gasperini, Univ. di Bologna), la lunghezza della faglia è stata calcolata utilizzando l'espressione lunghezza faglia-magnitudo di Galli et al. (2008; valida precipuamente per le faglie appenniniche), risultando pari a ~30 km.

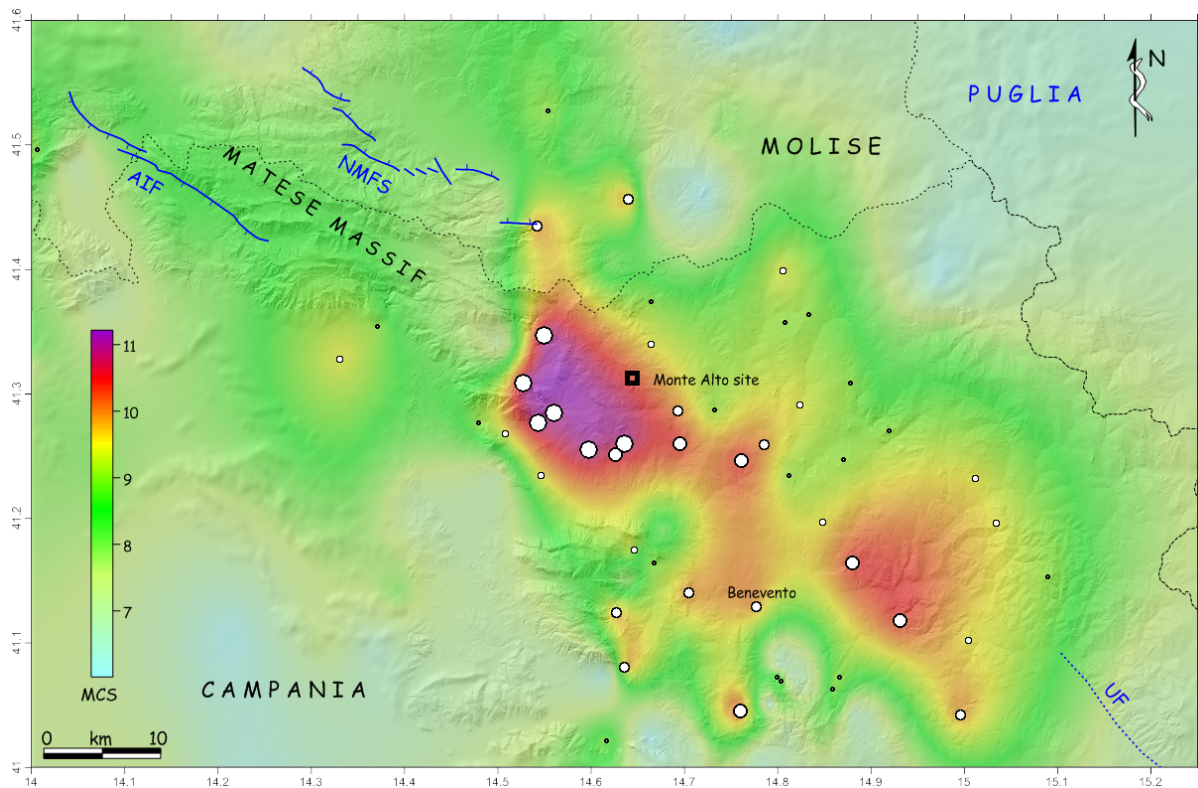


Fig. 4 – Distribuzione delle massime intensità macrosismiche ($I_s \geq IX$ MCS) stimate per il terremoto del 5 Giugno 1688 (cerchi proporzionali a I_s). A colori è rappresentata "l'istantanea" del terremoto, elaborata tramite algoritmo Kriging sulla base delle intensità reali. Notare l'elongazione appenninica delle aree più danneggiate, a testimonianza di una pari orientazione della struttura sismogenetica. Quest'ultima, allungata per circa 30 km in direzione NW-SE, potrebbe essere localizzata a sudovest del bacino di Monte Alto, attraverso le propaggini sudorientali del massiccio del Matese.

D'altra parte, l'elaborazione del piano quotato del terremoto del 1456, o meglio dei due *mainshocks* meridionali che compongono parte di questo evento multiplo catastrofico, mostra una situazione non dissimile da quella ipotizzabile per il 1688 (Fig. 5).

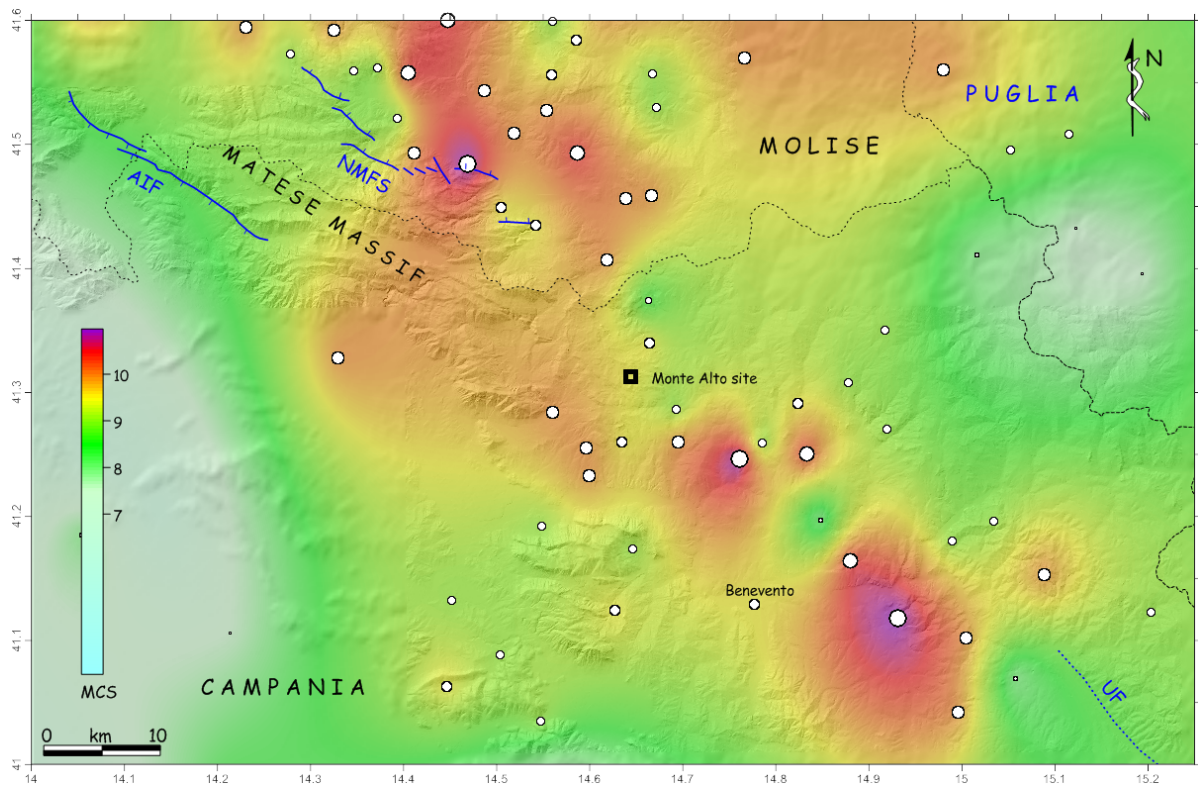


Fig. 5 – Distribuzione delle massime intensità macrosismiche ($I_s > VII$ MCS) stimate per il terremoto del 5 Dicembre 1456 (cerchi proporzionali a I_s). A colori è rappresentata "l'istantanea" dello stesso terremoto, elaborata tramite algoritmo Kriging sulla base delle intensità reali. Si notino le due aree di massimo danneggiamento, l'una nella piana di Bojano a NW (coincidente col terremoto del 1805) e l'altra nel beneventano, a SE (terremoto del 1688). E' molto probabile che in occasione del terremoto multiplo del 1456 si siano attivate le stesse strutture che separatamente generarono in seguito i due terremoti del 1688 e 1805.

In questo caso, tuttavia, al *mainshock* nell'area del Matese meridionale-beneventano, del tutto simile – appunto - a quella del 1688, si aggiunge quello nella piana di Bojano, nell'*hangingwall* del sistema di faglie del nord-Matese (NMFS in Fig. 5). Quest'ultima faglia, responsabile anche del già citato terremoto del 1805 (M_w 6.6), sembra essersi attivata dunque anche in occasione del terremoto del 1456 (vedi in Galli et al., 2002), così come la struttura sconosciuta del 1688.

In altre parole, è fortemente possibile che il terremoto del 1456, almeno nella sua porzione meridionale, sia stato provocato dalla rottura penecontemporanea delle strutture responsabili poi separatamente dei terremoti del 1688 e del 1805.

ANALISI DELL'ASSETTO GEOMORFOLOGICO, LITOSTRATIGRAFICO E TETTONICO DELLA CONCA DI MONTE ALTO.

L'assetto geomorfologico, litostratigrafico e tettonico del bacino di Monte Alto è stato analizzato alla luce di quanto riportato nei *reports* CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali (sezione di Milano, laboratorio Georisorse di Dalmine) per Geotecna S.p.A. (2008; Inquadramento geologico e aspetti sismologici dell'area dell'invaso di Campolattaro) e Rezia Energia e REC S.r.l. (Fasi 2-3; Indagini Geofisiche, 2008-2010).

A completamento di questa analisi sono stati eseguiti rilievi geologici e geomorfologici di campagna e uno studio geomorfologico tramite analisi di stereocoppie di foto aeree. Per quanto riguarda il contesto litostratigrafico dell'area di futuro invaso, può essere fatto riferimento a quanto riportato nella relazione CNR-IDPA, dal cui esame emerge una descrizione della geologia della zona e del sito molto dettagliata e aggiornata rispetto alle attuali conoscenze scientifiche. Il capitolo relativo all'inquadramento geologico descrive in modo approfondito l'evoluzione e l'assetto dell'Appennino meridionale con una buona ricostruzione paleogeografica dei vari domini deposizionali. A questo segue una descrizione delle unità affioranti alla luce dell'evoluzione tettono-stratigrafica di un'ampia area dell'Appennino meridionale.

La parte del report CNR-IDPA che tratta dell'assetto morfostrutturale desunto dallo studio fotogeologico risente invece della mancanza di controlli diretti di campagna, fatto peraltro evidenziato dagli stessi autori. Sono stati infatti individuati tre set di lineamenti dei quali però non è possibile stabilire l'età, soprattutto in riferimento a quelli che possono essere i movimenti recenti.

Questo aspetto riveste una particolare importanza nei casi in cui è necessario evidenziare la possibilità che si verifichino fenomeni di fagliazione superficiale.

Nel report CNR-IDPA nell'area della Conca di Monte Alto, oggetto di questa relazione, viene messa in evidenza la presenza di una faglia trascorrente della quale non è stato però possibile accertare l'età degli ultimi movimenti e per la quale si suggeriscono ulteriori indagini di tipo paleosismologico. Lo studio delle foto aeree e delle indagini geofisiche, nonché le osservazioni eseguite sul posto permettono, tuttavia, di escludere qualsiasi movimento recente riferibile a fenomeni di fagliazione superficiale. Questo aspetto e la descrizione dell'assetto morfologico e tettonico della Conca di Monte Alto sarà trattato in dettaglio nel prossimo capitolo.

PERICOLOSITÀ LEGATA A POTENZIALI FENOMENI DI FAGLIAZIONE SUPERFICIALE NELL'AREA DELLA CONCA DI MONTE ALTO

Analisi del materiale fornito da REC S.r.l.

E' opportuno ricordare che nella relazione CNR-IDPA si afferma che: *“La conca presente a N di M. Calvello (conca di M. Alto) è attraversata da una delle faglie con evidente rigetto orizzontale e quindi necessiterà di una indagine di paleosismica per determinare l'età dell'ultima deformazione subita”*. Nella stessa relazione si conclude che *“La località indagata è in prossimità di alcune delle principali strutture distensive e in particolare nelle vicinanze delle faglie presumibilmente responsabili della generazione di due tra gli eventi tra i più distruttivi registrati in epoca storica nell'area del Sannio e del Matese: l'evento del 1456 e quello del 1688. Le dimensioni stimate di questi eventi, qualora si ripetessero, rendono plausibile l'occorrenza di elevati valori di scuotimento sismico, fenomeni di fagliazione superficiale, innesco dinamico di instabilità di versante e occorrenza di fenomeni di liquefazione”* ed infine *“si raccomanda di valutare un'ubicazione differente dell'invaso da realizzare, ricercando un'area che presenti minori criticità geologiche e geomorfologiche”*.

Di fatto, nella “*Carta dei fotolineamenti*” prodotta da CNR-IDPA il bacino di Campo Alto è attraversato da un elemento NE-SW classificato come “*faglia principale ad elevata persistenza*”, presumibilmente la stessa faglia “*con evidente rigetto orizzontale*” di cui sopra.

Tuttavia, nella relazione CNR-IDPA non vengono addotte motivazioni nè riguardo la caratterizzazione cinematica della faglia (definita a rigetto orizzontale *tout court*) né - tantomeno - relativamente alla sua attività recente, quella cioè che giustificerebbe la necessità di realizzare studi paleosismologici.

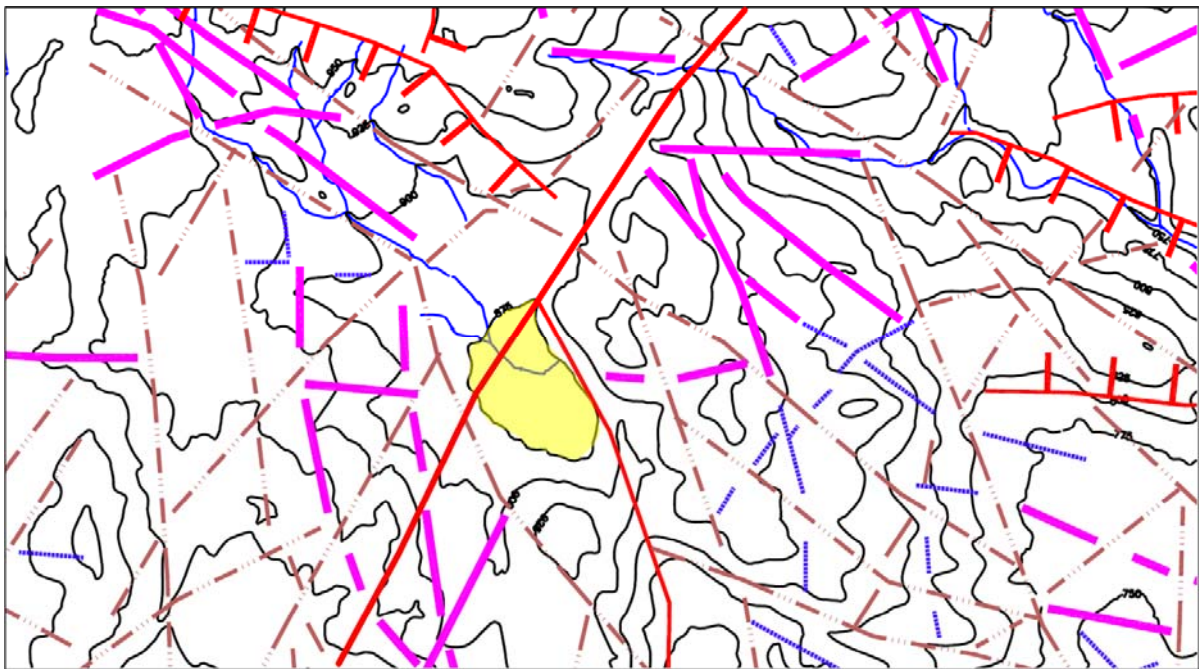


Fig. 6 – Stralcio della *Carta dei fotolineamenti* del CNR-IDPA. La faglia NE-SW che interessa il bacino di Monte Alto è stata evidenziata con un tratto più marcato (la campitura in giallo è tracciata entro l’isoipsa 875 s.l.m del bacino stesso).

Tale presunta faglia è stata poi attraversata da una serie di tomografie elettriche (ERT della Fig. 12) sia nel tratto vallivo a NE del bacino (L05, L08) che nella piana (L04, L11, L12).

La tomografia più settentrionale (L08; Fig. 7), condotta attraverso la valletta a decorso NE-SW che drena verso il bacino di Monte Alto, mostra, intorno agli elettrodi 23-25, un contatto sub verticale tra rocce a diversa resistività ($>1000 \text{ ohm}^*\text{m}$ vs $<300 \text{ ohm}^*\text{m}$). Analogo contatto è visibile nella ERT L05 - eseguita più a SW attraverso la stessa valle - intorno all'elettrodo 29 (Fig. 8). Nella zona di bacino (ERT L11, Fig. 9), il contatto invece non è più visibile, nemmeno sulla proiezione verso SW della struttura sopradescritta (intersecante circa all'elettrodo 40) lasciando posto ad una sequenza di *layers* suborizzontali a resistività simile.

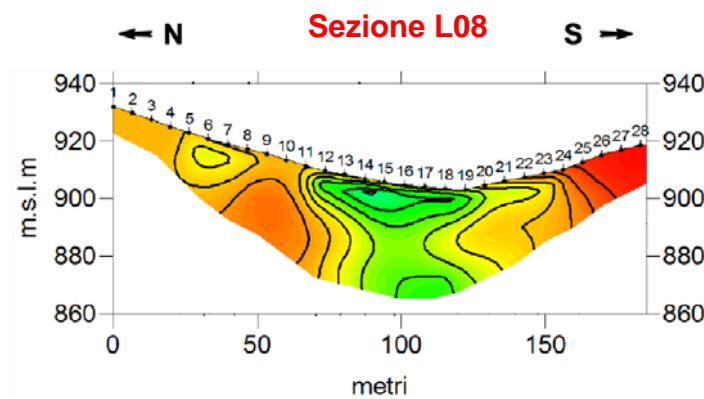


Fig. 7 – ERT L08; notare il contatto sub verticale intorno all'elettrodo 25 tra terreni a diversa resistività (i.e., calcari vs colluvi).

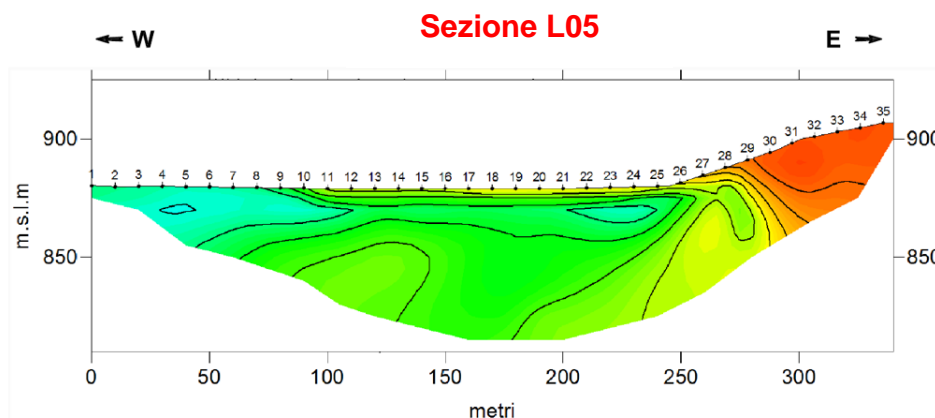


Fig. 8 – ERT L08; notare il contatto sub verticale intorno all'elettrodo 29 tra terreni a diversa resistività (i.e., calcari vs colluvi).

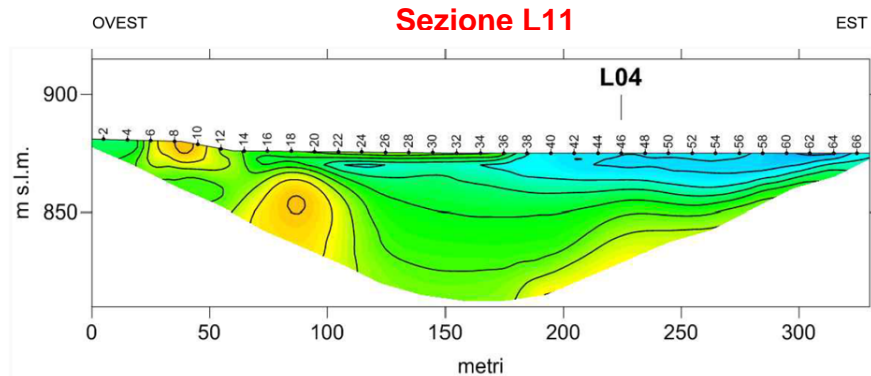


Fig. 9 – ERT L11; notare l'assenza di contatti subverticali intorno all'elettrodo 40, ovvero sulla proiezione verso SW della struttura visibile nelle ERT L05 e L08.

Analoga immagine deriva dalla lunga ERT L04 (Fig. 10), dove in corrispondenza dell'eventuale intersezione della struttura (intorno agli elettrodi 65-70) non sono visibili contrasti di resistività, ma anzi un'inversione in profondità del probabile substrato calcareo.

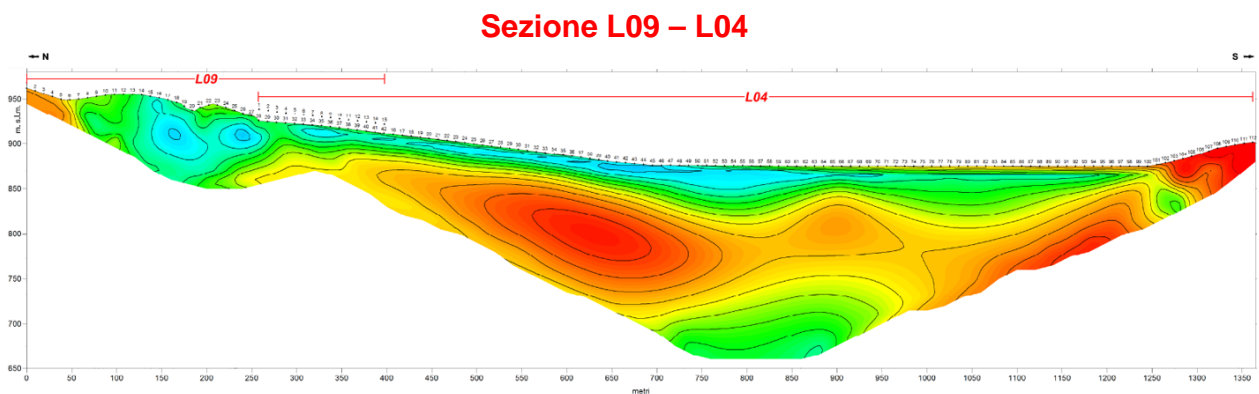


Fig. 10 – ERT L04; anche qui notare l'assenza di contatti subverticali intorno all'elettrodo 65, ovvero sulla proiezione verso SW della struttura visibile nelle ERT L05 e L08.

Infine, nella ERT più meridionale (L12, Fig. 11) l'eventuale prosecuzione della struttura (zona intorno all'elettrodo 26) non è assolutamente visibile. Nella stessa ERT è invece visibile un contatto profondo intorno all'elettrodo 44, corrispondente alla prosecuzione verso N della valletta a decorso meridiano afferente al bacino nella parte meridionale.

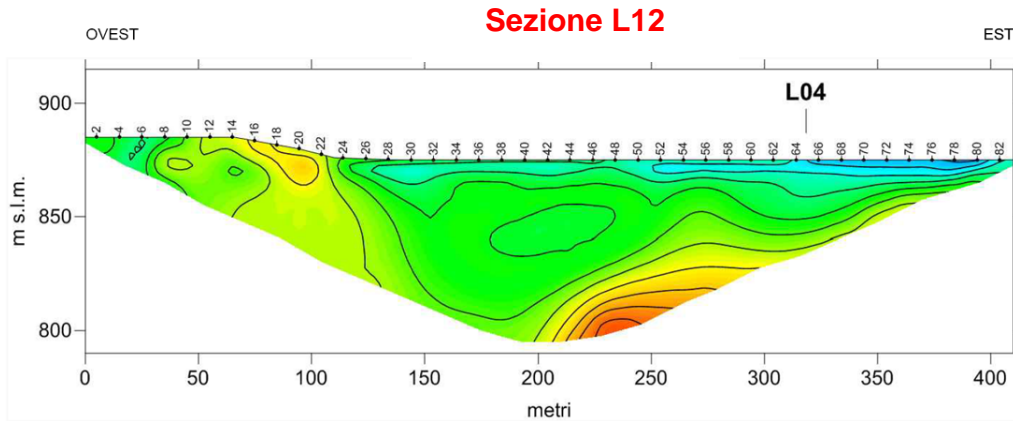


Fig. 11 – ERT L12; notare l'assenza di contatti subverticali intorno all'elettrodo 26, ovvero sulla proiezione verso SW della struttura visibile nelle ERT L05 e L08.

Confrontando la carta dei fotolineamenti (Fig. 6) con le evidenze emerse dalle indagini ERT (Figg. 7-11), appare verosimile che la faglia NE-SW cui pocanzi si accennava costituisca il motivo strutturale ereditato su cui si è imposta la valletta ugualmente orientata a NE del bacino e sul cui fianco sinistro idrografico si osserva il contatto brusco tra substrato calcareo e colluvi di versante (Fig. 12).

Entrati nel bacino la faglia perde poi evidenza geofisica, sia nel riempimento che nel sottostante basamento. In altre parole è possibile che detta faglia non prosegua a SW o che la sua evidenza morfologica sepolta (e quindi la sua visibilità nelle ERT) sia stata erosa prima del riempimento del bacino.

Riscontri dai rilievi di campagna

Nel mese di gennaio 2011 sono stati effettuati dei sopralluoghi finalizzati all'accertamento di indizi geologici e morfologici di possibile attività delle faglie individuate dal CNR-IDP e/o di eventuali fenomeni di fagliazione di superficie lungo l'emergenza di dette faglie.

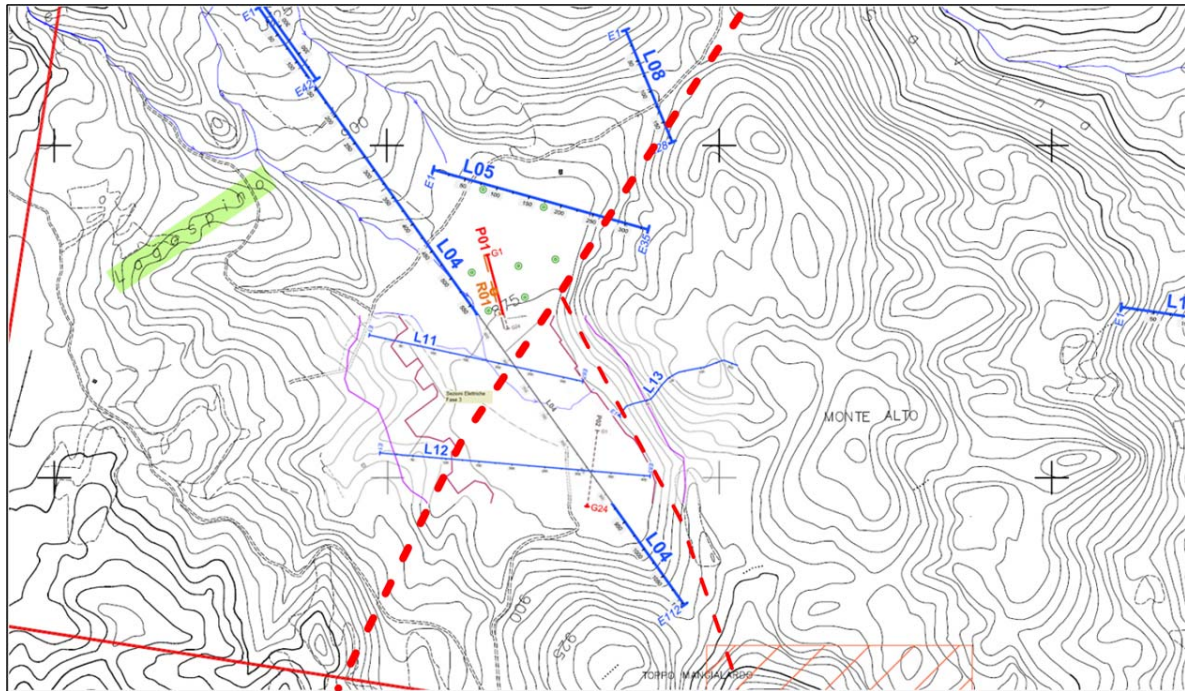


Fig. 12 – Stralcio topografico (1:10000) del bacino di Monte Alto con le tomografie geoelettriche ivi realizzate (tratto blu). In tratteggio grossolano rosso la faglia individuata nella “Carta dei fotolineamenti” di Fig. 6, indiziata di movimenti recenti. Dall’analisi delle ERT L04, L11-12 non si evidenzia la presenza di detta faglia all’interno dei depositi del bacino, né al tetto del sottostante basamento litoide.

A tale proposito si ritiene opportuno ricordare che la definizione di “fagliazione di superficie” fornita negli *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica* (Dipartimento della Protezione Civile, 2008)¹ recita che la stessa debba intendersi come una “dislocazione istantanea cosismica verticale e/o orizzontale ... lungo uno o più piani di taglio. Tale dislocazione deve essere riconducibile a un intervallo temporale relativo agli ultimi 40000 anni, periodo per il quale una faglia può essere considerata verosimilmente attiva in Italia” ovvero nel contesto cinematico e geodinamico dell’Appennino.

¹ Questa definizione è l’unica formalmente esistente e pubblicata da un Istituto o da un’Amministrazione Pubblica italiana.

Gli elementi diagnostici relativi alla presenza di una faglia ad attività tardo pleistocenica-olocenica sono e debbono essere sia di ordine geologico (i.e., fagliazione e/o deformazione tettonica di depositi recenti) che morfologico (presenza di scarpate di faglia o dislocazione di elementi del paesaggio, diversione/sbarramento di corsi d'acqua, sbloccamento di terrazzi, etc.).

Il sopralluogo effettuato ha riguardato l'intero areale del bacino, con particolare riguardo al settore orientale dello stesso, indicato da CNR-IDPA come interessato da faglie. Questo versante presenta due tratti nettamente distinti: il più settentrionale a decorso NE-SW e quello meridionale NW-SE. In entrambi i casi non sono stati rinvenuti indizi di alcun genere che possano essere ricondotti ad attività recente di faglie, né sono state individuate faglie che dislochino depositi continentali della parte finale del Pleistocene superiore.



Fig. 13 – Veduta da NW del bacino di Monte Alto. Si notino i due tratti rettilinei di versante NE-SW e NW-SE che bordano il margine orientale (sinistra) della depressione. Il primo (più a sinistra nella foto) è quello potenzialmente interessato dalla faglia suscettibile di rompere in superficie secondo CNR-IDPA (vedi in Fig. 6)

In particolare, è stato condotto un rilievo di dettaglio sul versante NE-SW, potenzialmente interessato dalla faglia riportata sulla *Carta dei fotolineamenti* (Fig. 6). Tale versante, eccetto elaborazioni antropiche di carattere agricolo, non mostra indizi

di ringiovanimenti o rotture tra il tratto in carbonati e quello di riempimento eluvio-colluviale, tanto meno al contatto tra i litotipi suddetti, così come mostrato in profondità dalle ERT L5 e L8. Al contrario esso mostra un profilo concavo e continuo (Fig. 14), tipico di versanti tettonicamente stabili caratterizzati da normali processi di erosione, trasporto e accumulo al piede. Né si notano indizi di movimenti orizzontali, così come lasciato intuire dalla cinematica attribuita alla faglia di Fig. 6.



Fig. 14 – Veduta da N del versante NE-SW a nord del bacino, potenzialmente interessato dalla faglia individuata da CNR-IDPA nella carta dei fotolineamenti (vedi Fig. 6). Il versante presenta un andamento concavo e non è interessato da rotture del profilo. Non sono presenti piani di faglia, né tra depositi e la successione carbonatica né al fronte dei calcari stessi.

Scendendo verso il bacino, il margine tra la piana e il versante è caratterizzato da una scarpata in roccia, costituita da bancate di calcari saccaroidi sub orizzontali di età Campaniano-Paleocene. Tale scarpata non ha un fronte scolpito da una faglia e/o da piani di taglio, ma è bensì costituito dalla gradinata delle bancate calcaree (Fig. 15).

In affioramento sono comunque visibili all'interno della successione di rampa carbonatica cretacico-paleocenica dei piani di dislocazione intraformazionale orientati N210°75°.

I primi, a cinematica prevalentemente *dip-slip* e aspetto beante, riprendono l'andamento del versante in sinistra della valletta a NE del bacino e presumibilmente appartengono al sistema che ha controllato l'evoluzione morfologica quaternaria del versante stesso.

Sulla prosecuzione della presunta faglia NE-SW nella piana, non si notano infine scarpate che possano sottendere rotture cumulate in epoca recente.

In conclusione, dall'esame del materiale fornito dal Committente, dallo studio delle coppie stereoscopiche delle fotografie aeree e dai rilievi di campo, è possibile affermare che nessuna delle faglie riportate nella "*Carta dei fotolineamenti*" predisposta da CNR-IDPA né altre nell'areale del bacino di Monte Alto mostrano indizi di attività recente né hanno le caratteristiche geometriche, morfologiche e geologiche di una faglia attiva dopo l'ultimo massimo glaciale (LGM, ca. 26-21 ka), né tantomeno dalla faglia sorgente dei terremoti del 1456 o del 1688, così come discusso nel capitolo sulla sismotettonica.

Il bacino mostra, altresì, le caratteristiche di una depressione tettono-carsica impostata su un paleopaesaggio sommitale scolpito nelle successioni calcaree meso-cenozoiche. Lo sviluppo di tale depressione è stata guidata da antiche linee di debolezza, corrispondenti a fratture e/o faglie legate alla strutturazione plio-quaternaria della catena, riconoscibili verso est nei versanti rettilinei descritti.



Fig. 15 – Veduta verso NE del versante NE-SW a nord del bacino. Il piede del versante è formato da una gradinata di bancate calcaree del Cretaceo-Paleocene e non presenta i tratti di una scarpata di faglia. Sono comunque visibili antichi piani di dislocazione intraformazionale (i.e., calcari su calcari), orientati NE-SW, a testimonianza del controllo strutturale esercitato nell'evoluzione morfologica quaternaria del versante.

CONCLUSIONI

Da quanto esposto in precedenza, emerge che il sito di Monte Alto è ubicato all'interno della fascia sismogenetica primaria dell'Appennino meridionale (Figg.1, 3), sede dei principali terremoti italiani ed in particolare in area epicentrale degli eventi con $M_w > 6.6$ del 5 Dicembre 1456 e 5 Giugno 1688 (Figg. 4-5). Di conseguenza, così come qualunque altro sito posto all'interno o in prossimità di detta fascia (vedi Fig. 2), il bacino di Monte Alto è stato e presumibilmente sarà soggetto a forti accelerazioni in

occasione di futuri terremoti caratterizzati da rilasci energetici simili a quelli degli eventi summenzionati.

Tuttavia, il rilievo di campagna, integrato allo studio delle fotografie aeree e delle prospezioni geofisiche e geognostiche eseguite nel sito permettono di escludere che l'area di futuro invaso possa essere interessata da fenomeni di fagliazione di superficie connessi alle sorgenti di detti terremoti o di altri consimili, non esistendo, di fatto, indizi di alcun genere – né geologici né morfologici - che possano suggerire il contrario.

Bibliografia

- Di Bucci D., B. Massa, A. Zuppetta, 2006. Relay ramps in active normal fault zones: A clue to the identification of seismogenic sources (1688 Sannio earthquake, Italy). *GSA Bulletin*, 118(3/4):430-448.
- Galli P., Galadini F., Capini S., 2002. Analisi archeosismologiche nel santuario di Ercole di Campochiaro (Matese). Evidenze di un terremoto distruttivo sconosciuto ed implicazioni sismotettoniche, *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 15(2), 151-163.
- Galli P., Galadini F., 2003. Disruptive earthquakes revealed by faulted archaeological relics in Samnium (Molise, southern Italy), *Geophys. Res. Lett.*, 30(5), 1266, doi:10.1029/2002GL016456.
- Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. *Earth Science Reviews* 88: 89–117.
- Galli, P., Naso, G., 2009. Unmasking the 1349 earthquake source (southern Italy). Paleoseismological and archaeoseismological indications from the Aquae Iuliae fault, *Journal of Structural Geology* 31: 128-149.
- Giuliani, R., D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Mattone, M., Bonci, L., Calcaterra, S., Gambino, P., Merli, K., 2009. Active crustal extension and strain accumulation from GPS data in the Molise region (central southern Apennines, Italy). *Bollettino Geofisica Teorica ed Applicata* 50 : 145-156.
- Patacca E., Scandone P., 2007. Geology of the Southern Apennines. *Boll. Soc. Geol. It.*, 7, 75-119.