

REGIONE
ABRUZZO



Finanziato
dall'Unione europea
NextGenerationEU

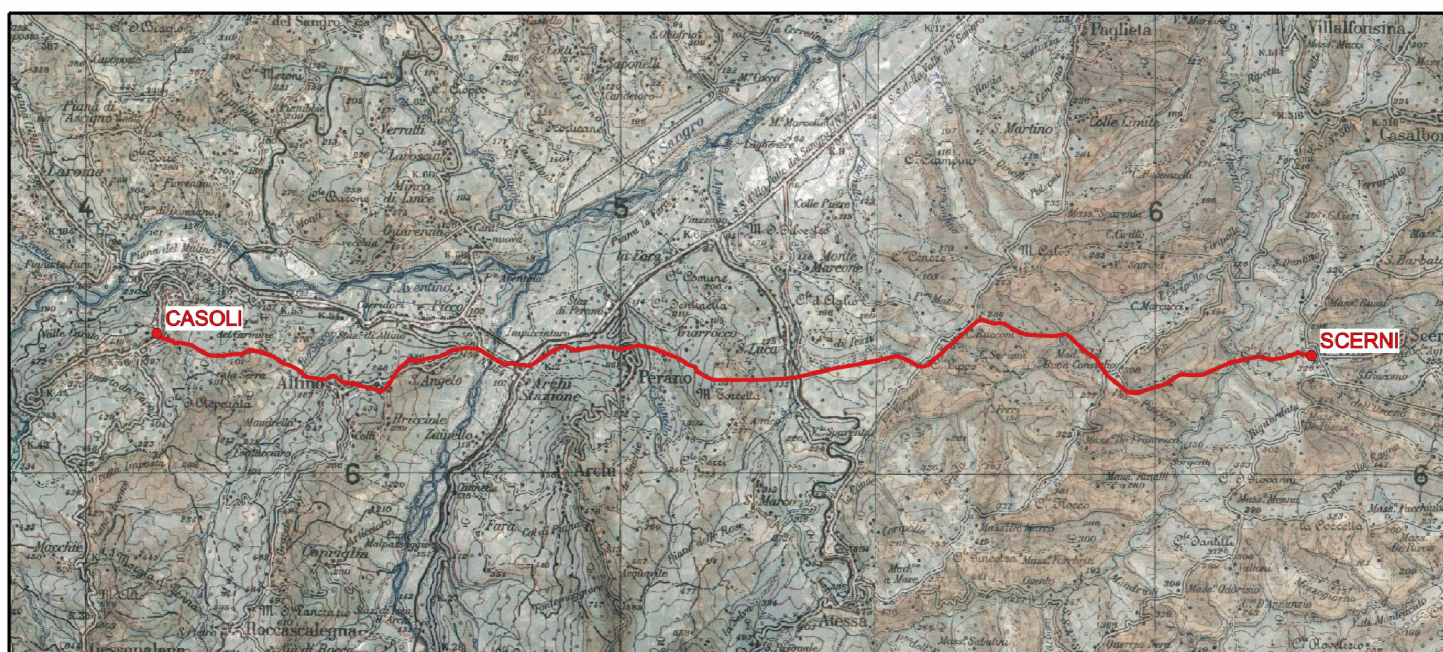


Mims

Ministero delle infrastrutture
e della mobilità sostenibili

POTENZIAMENTO DEL SISTEMA ACQUEDOTTISTICO "VERDE" Riquilibrificazione delle condotte adduttrici esistenti e potenziamento della capacità di trasporto della risorsa idrica dell'acquedotto Verde

Il stralcio funzionale Casoli - Scerni" - CUP: E11B21004480006
PNRR-M2C4-I4.1-A2-35



PROGETTO DI FATTIBILITÀ TECNICA ED ECONOMICA

TITOLO ELABORATO

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOMORFOLOGICA
ED IDROGEOLOGICA

SCALA

FOGLIO
A4

IL PROGETTISTA



Ai ENGINEERING S.r.l. - Ai Studio
Corso Ferrucci, 112 Blocco B (VI° Piano) 10138 Torino - Italy
Tel: +39 011 58 14 511 | Fax: +39 011 56 83 482
E-mail: posta@aigroup.it | Website: www.aigroup.it

GIM

Dott. geol. Giovanni Mancini
Via Vidacilio, 4 63100 Ascoli Piceno - Italy
E-mail: info@geomancini.it

FASE	OPERA	TIPO DOCUMENTO	PROGRESSIVO	REV.	CODIFICA
PFTE	GEN	R	004	00	FTE_GEN_R-004_00

R.U.P.

Dott. Fabrizi oTalone

AGGIORNAMENTI:

REV.	DATA	DESCRIZIONE	REDATTO	CONTROLL.	APPROV.
0	05/08/2022	EMISSIONE	MD	GM	JT



POTENZIAMENTO DEL SISTEMA ACQUEDOTTISTICO "VERDE"
*Riqualificazione delle condotte adduttrici esistenti e potenziamento della capacità di
trasporto della risorsa idrica dell'acquedotto Verde*
Il stralcio funzionale Casali – Scerni
PROGETTO DI FATTIBILITA' TECNICA ED ECONOMICA

INDICE

1	PREMESSA	1
2	INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	2
3	INQUADRAMENTO GEOLOGICO LOCALE	7
4	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	9
5	INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO DEL TRACCIATO	11
6	INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO	15
7	INQUADRAMENTO SISMICO	16
8	PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE	18
9	BIBLIOGRAFIA	25

1 PREMESSA

La presente relazione offre un inquadramento geologico, geomorfologico, litologico e sismico dell'area interessata dal tratto Casoli-Scerni dell'acquedotto "Verde" oggetto dei lavori di *"Potenziamento del sistema acquedottistico Verde"* che prevedono la riqualificazione delle condotte adduttrici esistenti ed il potenziamento della capacità di trasporto della risorsa idrica dello stesso acquedotto (Figura 1.1).



Figura 1.1 - Ubicazione della condotta Casoli-Scerni dell'acquedotto "Verde" oggetto di riqualificazione e potenziamento.

Il tratto Casoli-Scerni oggetto di intervento si localizza in provincia di Chieti, nella porzione meridionale della Regione Abruzzo, a sud della città di Lanciano e ad ovest di quella di Vasto. Quest'area si caratterizza per la presenza di diversi domini geologici intesi per l'appunto da un punto di vista geolitologico, tettonico-strutturale e geomorfologico. Gli elementi tettonico-strutturali sono stati tra loro messi in relazione con la sismicità dell'area attraverso un'analisi del catalogo dei terremoti storici nazionali dell'INGV.

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

Il territorio abruzzese, come tutte le regioni che si affacciano sul mar Adriatico, è costituito da una zona definita “di catena” nelle aree dell'entroterra, da una di “avanfossa appenninica” corrispondente alla fascia pedemontana-collinare e da una di “avanpaese adriatico” nelle aree esterne-adriatiche.

Nell'area in questione sono presenti due principali unità (Figura 2.1 - Butler et al., 2001):

- zona di piattaforma-zona di transizione: principalmente corrispondente alla Montagna della Maiella, caratterizzata dalla presenza di sedimenti calcarei di mare poco profondo;
- zona di avanfossa adriatica: caratterizzata dalla presenza di sedimenti terrigeni di mare profondo.

Nello specifico l'area di indagine si inserisce nella zona di avanfossa adriatica che a causa di fenomeni tettonici, si suddivide a sua volta in due sub-unità paleogeografiche: il *Bacino Abruzzese* e il *Bacino Molisano*. Il primo si caratterizza per la presenza di depositi pelitici, sedimentati tra Pliocene e Pleistocene nella fossa subsidente che caratterizza lo stesso bacino. Il *Bacino Molisano* è invece caratterizzato dalle coltri alloctone sicilidi mioceniche (Complesso delle Argille Varicolori) e dalla sedimentazione di materiali torbiditici (Flysch di Agnone e di Roccapinalveti).

L'Appennino abruzzese è parte di una più ampia catena (la catena appenninica meridionale) caratterizzata da una struttura a falde di ricoprimento di tipo "*thrust and fold belt*", tipica delle catene mono-vergenti, con direzione del trasporto orogenetico verso i quadranti nordorientali. Tale catena deriva dalla deformazione compressiva, realizzatasi durante il Miocene ed il Pliocene, del Margine continentale apulo-adriatico sviluppatosi a partire dal Trias e costituito da un'alternanza di piattaforme carbonatiche e bacini profondi.

Nel Miocene Superiore, a seguito della fase tettonica compressiva, le unità carbonatiche hanno subito una spinta che le ha portate ad accavallarsi sulle unità fliscioidi molisane.

Nel Pliocene Medio, mentre nel Bacino Abruzzese continuava la sedimentazione di materiali terrigeni, il Bacino Molisano è stato caratterizzato da una nuova spinta tettonica, che ha traslato verso Est le coltri alloctone e i terreni fliscioidi che, di conseguenza, hanno ricoperto, almeno in parte, i sedimenti argillosi, che si andavano depositando nell'Avanfossa Adriatica.

Nel Quaternario si chiude il ciclo sedimentario marino con la deposizione, al tetto delle argille grigio-azzurre, di sedimenti a grana medio-grossa (sabbie e conglomerati), formando piastre sommitali pianeggianti debolmente inclinate verso il mare.

I due bacini, molisano e abruzzese, sono inoltre delimitati, in direzione E-O, dal fiume Sangro e in direzione NO-SE, dall'allineamento Paglieta-Scerni-Fiume Trigno.

Il settore costiero (Vasto) si ubica all'interno della successione Plio-Pleistocenica adriatica di origine marina, che comprende una successione terrigena dello spessore di circa 3000 m, che segna il colmamento del settore centrale dell'Avanfossa periadriatica. La successione del Plio-Pleistocene si è depositata in un'area a forte subsidenza, denominata "Bacino di Pescara", avente asse orientato circa NW-SE e separato a Sud dal Bacino Molisano mediante l'alto strutturale costituito dalla linea Villalfonsina-Casoli. Dal punto di vista litologico, tali depositi sono costituiti da alternanze di argille, argille marnose, arenarie e sabbie con episodi clastici più grossolani (conglomerati). In linea generale la successione presenta caratteristiche abbastanza omogenee, anche se a luoghi sono presenti numerose eteropie di facies e differenti situazioni deposizionali in relazione soprattutto con l'accelerata evoluzione del bacino durante il Pliocene inferiore e medio. Si evidenziano, infatti, contatti di natura diversa con il sottostante Messiniano (in continuità o lacunoso) anche di età differenti.

Il substrato della successione Plio-Pleistocenica nella parte occidentale è costituito dal Flysch della Laga, mentre ad est ed a sud dalla Formazione Gessoso-solfifera.

Il passaggio tra Miocene e Pliocene avviene in molte aree dei bordi della Maiella in continuità di sedimentazione ed è marcato dalla deposizione di un deposito conglomeratico di natura calcarea al di sopra del quale sono presenti marne argillose.

Il Pliocene inizia con sequenze argilloso-marnose più o meno limose, di spessore compreso tra poche decine di metri ed un centinaio di metri, attribuita ad una associazione di facies emipelagica. Sopra tale facies, in continuità stratigrafica, compaiono livelli sabbioso-arenacei di origine torbiditica legati all'approfondimento del bacino. Durante la fase finale di deposizione della sequenza inferiore, il bacino si deforma e si imposta una subsidenza differenziale che causa l'ispessimento dei depositi torbiditici nella parte meridionale del bacino, ed una discordanza stratigrafica nel settore settentrionale.

Con l'accentuarsi dell'azione orogenica, si ha un ulteriore spostamento verso Est e Sud dell'asse depocentrale del Bacino di Pescara; la trasgressione che segue questo periodo di deformazione differenziale non è coeva, bensì ringiovanisce spostandosi da NW a SE, passando dal Pliocene medio al Pliocene superiore. A causa di questa crisi orogenica, la sequenza superiore ha modellato ed obliterato la morfologia precedente. Depositati conglomeratici si rinvergono al top della successione e presentano geometrie lenticolari tipiche di un ambiente deposizionale al passaggio tra la zona di delta, fan-delta e quella continentale fluviale. Il resto della sequenza è costituito da argille limose grigio-azzurre.

La sequenza deposizionale Pleistocenica presenta le medesime caratteristiche, con prevalenza di argille grigio-azzurre, a luoghi limose con saltuari episodi sabbioso-conglomeratici.

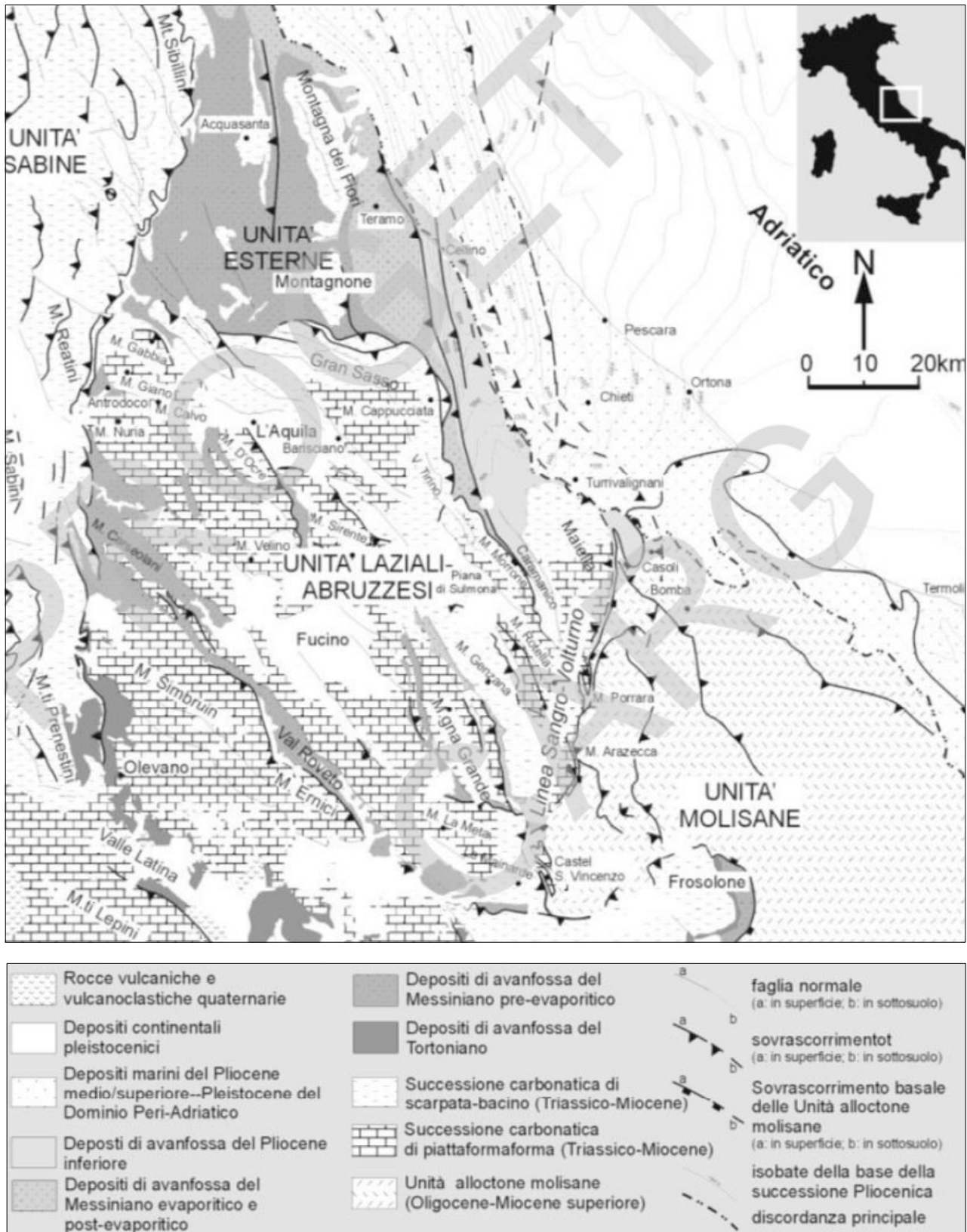


Figura 2.3 - Schema strutturale del settore esterno abruzzese (Crescenti et al. 1995).

Il settore di catena è rappresentato dal rilievo della Maiella: una grossa struttura ad anticlinale, con culminazione assiale in corrispondenza del M. Amaro allungata in direzione da NNW-SSE a N-S. L'unità Maiella è costituita da una potente successione costituita prevalentemente da litotipi calcarei, sviluppatasi dal Trias superiore al Miocene superiore, all'interno della quale le variazioni di facies riflettono una paleogeografia articolata riferibile ad ambienti di piattaforma carbonatica verso sud, di scogliera nel settore centrale e di scarpata e bacino verso nord. Ad E della Maiella, nel sottosuolo, sono presenti scaglie di rocce calcaree pre-Miocene (struttura di Bomba-Casoli), accavallate verso NE sui depositi delle litologie argilloso arenacee Plioceniche (formazione Cellino) (Calamita et alii, 2009).

Il fianco occidentale del rilievo è invece interessato da un importante sistema di faglie normali, che mostrano rigetti gradualmente minori da Sud verso N e che si annullano all'altezza di S. Eufemia a Maiella. Verso SE rispetto alla dorsale della Maiella si ha un passaggio a litologie argillose e calcarenitiche riferibili alle successioni molisane di ambiente di bacino. Queste caratterizzano tutta l'area dei rilievi dell'Abruzzo sudorientale, nella parte mediana della valle del F. Sangro e nel versante destro della valle del F. Aventino e sono caratterizzate da una intensa deformazione tettonica che ha determinato la formazione di una serie di scaglie calcaree imballate in litotipi argillosi e argilloso arenacei, come nel caso della dorsale dell'abitato di Casoli.

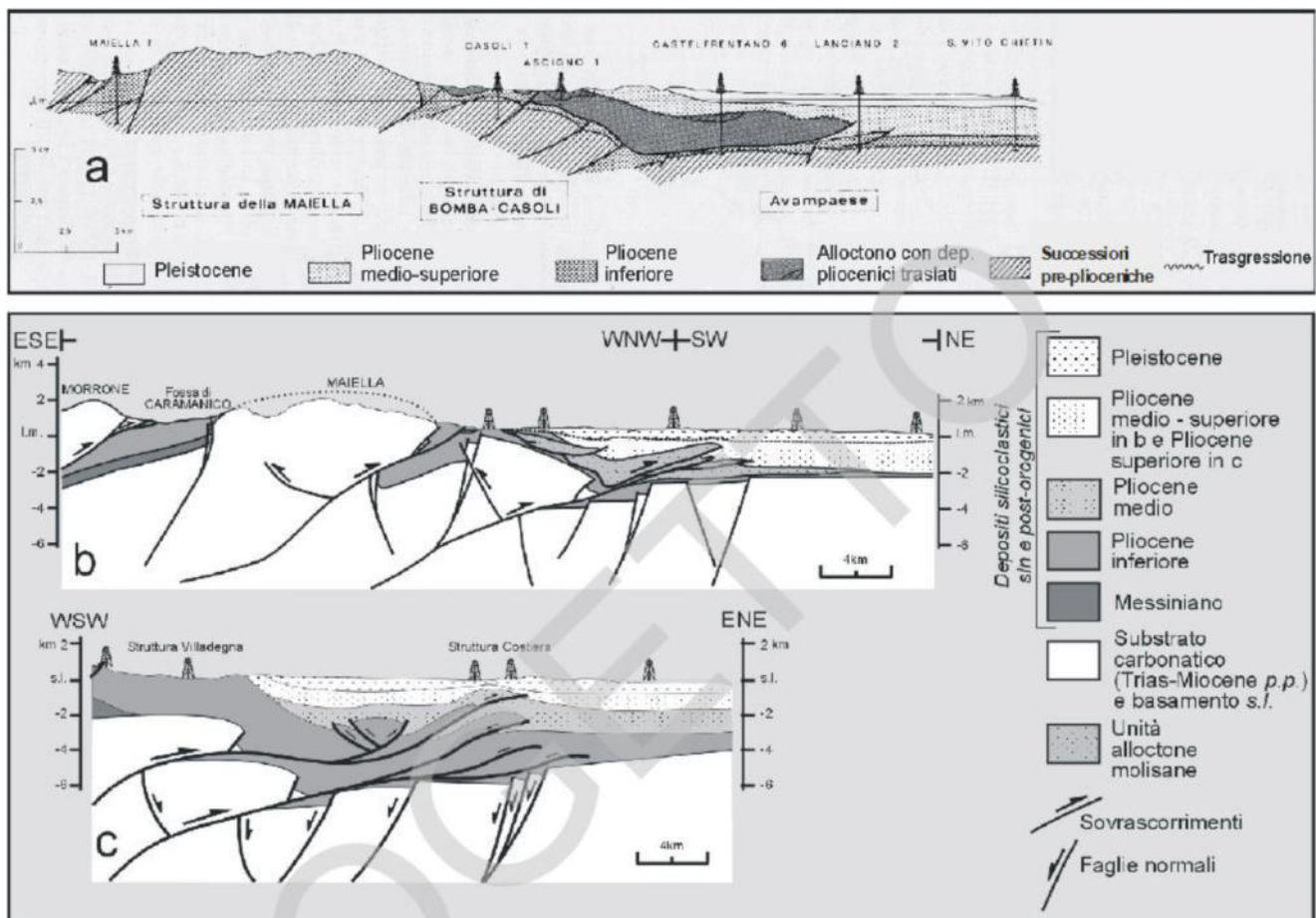


Figura 2.4 - Sezioni geologiche attraverso il fronte della catena appenninica. (Da CRESCENTI et alii, in attesa di stampa).

3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO LOCALE

L'area in cui si sviluppa il progetto corrisponde ad un settore caratterizzato da una notevole varietà di complessi litologici, che includono successioni calcaree triassico mioceniche, complessi flyschiodi calcareo-marnosi ed argilloso-arenacei miocenici, calcari e gessi messiniani, argille e conglomerati plio-pleistocenici e depositi continentali prevalentemente ghiaioso sabbiosi (Figura 3.1).

La ricostruzione ai fini applicativi delle situazioni geologiche di porzioni più o meno ampie del territorio non può prescindere da una fase di inquadramento nel più ampio contesto della configurazione geologica della regione. La configurazione del territorio della zona del tracciato Casali-Scerni è abbastanza articolata e varia, da zone relativamente semplici dal punto di vista geologico ad altre più complesse. Essa si può schematizzare come una successione di terreni sedimentari diversi in relazione dell'andamento tettonico-strutturale dell'area.



Figura 3.1 - Inquadramento geologico regionale.

Il settore pedemontano, corrispondente all'area interessata dal progetto, è costituito da litotipi terrigeni essenzialmente arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei, con intercalazioni di orizzonti conglomeratici, organizzati in assetto monoclinale (Centamore et alii, 1992; Farabollini, 1995; D'Alessandro et alii, 2003a, 2008). Questi hanno età riferibile all'intervallo che va dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore e rappresentano il riempimento di bacini di avanfossa e di *piggy-back* e depositi emipelagici che chiudono la sedimentazione marina nel Pleistocene inferiore con una sequenza di litotipi argillosi, sabbiosi e conglomeratici che segna l'emersione dell'area tra il Pleistocene inferiore e medio legata al sollevamento della catena appenninica (Ori et alii, 1991; Bigi et alii, 1995; D'Agostino et alii, 2001; Cantalamessa & Di Celma, 2004).

Tale settore è inoltre caratterizzato dalla presenza di ampie coltri di depositi continentali quaternari che affiorano in prevalenza lungo le principali valli fluviali e in misura minore lungo i versanti dei rilievi principali. Essi sono costituiti prevalentemente da depositi fluviali e di conoide alluvionale disposti in diversi ordini di terrazzi e da estese coltri di depositi colluviali (Castiglioni, 1935; D'Alessandro et alii, 2008; Miccadei et alii, 2013).

4 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il contesto geolitologico dell'area condiziona notevolmente la distribuzione dei processi geomorfologici e delle relative forme. Dal punto di vista geomorfologico il settore occidentale dell'area su cui si sviluppa il progetto acquedottistico è caratterizzato dal passaggio dalla dorsale anticlinale esumata della Maiella e dai rilievi isolati su coltri argillose e calcaree alloctone dell'area montana, ai rilievi monoclinali e rilievi a *cuestas* e *mesas* dell'area pedemontana e collinare (Miccadei et alii, 2013).

Le forme principali del modellamento dell'area oggetto di studio sono riferibili pressoché a tutta la gamma dei processi geomorfologici. Si individuano: forme strutturali, forme di versante dovute alla gravità, forme dovute alle acque correnti superficiali, forme di origine antropica; forme carsiche e glaciali sono presenti nelle aree limitrofe della Montagna della Maiella. Quest'area, come gran parte della regione abruzzese, è soggetta a dissesti geomorfologici di varia natura, a causa della diffusa presenza di litotipi argillosi e sabbioso-conglomeratici, delle forti acclività e delle condizioni climatiche, caratterizzate da notevoli escursioni termiche e da precipitazioni che si concentrano disomogeneamente nello spazio e nel tempo (Centamore et alii, 1997; D'Alessandro et alii, 2003b; D'Alessandro et alii, 2007, 2008; Miccadei et alii, 2013).

Le forme strutturali sono legate sia alla natura litologica che alla tettonica. A causa della presenza di litotipi a comportamento rigido (arenarie e conglomerati) sopra altri a comportamento plastico (argille e limi), molto diffuse sono le forme tipo *cuesta*, tipo *mesa* e tipo plateau, orlate da scarpate di degradazione e/o di frana ad influenza strutturale. Nell'area della Maiella, la presenza di litotipi calcarei condiziona lo sviluppo di linee di cresta, versanti strutturali e scarpate su faglia.

Le caratteristiche litologiche sono in generale tali da non consentire un'efficace preservazione delle forme strutturali, le quali sono quindi soggette a rapida evoluzione morfogenetica. È da rilevare, inoltre, che la struttura esercita un forte controllo anche sulla geometria e distribuzione di forme legate ad altri tipi di processi (frane, calanchi) e in particolare sull'andamento generale del reticolo idrografico (Aucelli et alii, 1996; Del Monte et alii, 1996; Bigi et alii, 1997; Currado & D'Ambrogi, 2002; D'Alessandro et alii, 2007, 2008; Miccadei et alii, 2013), come evidenziato anche nei settori settentrionale e meridionale (Lupia et alii, 1995; 1998; 2001; Centamore et alii, 1996).

Molto diffuse sono le forme dovute alle acque correnti superficiali, d'accumulo e d'erosione. Le forme che più marcatamente caratterizzano tutta l'area di studio sono i terrazzi fluviali. Oltre ai terrazzi fluviali si individuano conoidi alluvionali ben sviluppati a ridosso della Montagna della Maiella allo sbocco dei valloni principali. Le piane alluvionali sono caratterizzate da corsi d'acqua con andamento generalmente a meandri e da forme che ne indicano l'intensa dinamica (sponde di erosione con altezza fino a 5 m, ampi tratti di alveo in approfondimento). Questa risulta particolarmente intensa e in stretta connessione con gli eventi alluvionali che interessano i bacini in occasione dei fenomeni meteorici più intensi. Molto presenti sono anche le forme legate a erosione accelerata, fra cui in particolare i calanchi, che interessano i versanti argillosi e argilloso-sabbiosi. La loro distribuzione appare condizionata oltre che da fattori litologici, anche da fattori strutturali, morfologici, microclimatici e antropici. Sono infatti favoriti da giaciture a reggipoggio, dalla presenza di litotipi resistenti nella parte alta del versante o, ancora, dall'esposizione verso i quadranti meridionali. L'evoluzione di tali forme procede per erosione delle acque incanalate, di frequente in combinazione con processi legati alla gravità; si verificano, infatti, movimenti di scorrimento nella coltre di alterazione sulle testate dei calanchi e colate lungo gli impluvi principali, specie a seguito di intense e prolungate precipitazioni piovose.

Le forme dovute alla gravità sono rappresentate principalmente da frane di dimensioni e tipologie molto variabili, che presentano un diverso stato di attività, da attive, quiescenti e a inattive, da movimenti lenti di versante e in misura minore da falde di detrito.

L'evoluzione geomorfologica e il modellamento del rilievo dell'area sono il frutto dell'interazione tra diversi fattori e processi fra cui possiamo annoverare: la natura litostrutturale delle diverse successioni marine e continentali affioranti, i fenomeni di sollevamento generalizzato che hanno interessato l'area dopo l'emersione del Pleistocene inferiore, le variazioni climatiche ed eustatiche, l'approfondimento del reticolo idrografico ed infine l'intensa morfogenesi di versante.

Di grande importanza sono, infine, le attività antropiche, le quali determinano una forte impronta sulle forme e sui processi morfogenetici specie nelle aree collinari e nei fondivalle. Questi, infatti, sono caratterizzati dalla localizzazione di numerosi centri abitati di piccole e medie dimensioni, da una fitta rete infrastrutturale e da estese aree industriali. Particolarmente significativa da questo punto di vista sono le pianure alluvionali del del F. Sangro e del F. Aventino, la cui morfogenesi recente è fortemente condizionata dalla presenza di invasi artificiali e di numerose opere di presa e di rilascio idrico, a scopi idroelettrici e irrigui, le quali riducono il trasporto di sedimenti lungo il fiume e sottraggono gran parte dell'acqua.

5 INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO DEL TRACCIATO

Le litologie del substrato che affiorano nell'area di studio, attorno al tracciato acquedottistico in progetto, sono costituite da litotipi argillosi varicolori e litotipi calcarenitici e calcareo marnosi della successione del bacino molisano. Di seguito sono descritte le unità litologiche ed i depositi affioranti nell'area di studio e riportate nella cartografia (Carta Geologia Tav. 1 e Tav. 2) allegata.

UNITA'/DEPOSITO	DESCRIZIONE	ETÀ
DEPOSITI LACUSTRI, FLUVIALI E FLUVIO-GLACIALI, TRAVERTINI	Depositi lacustri argillo-limoso-sabbiosi; depositi fluviali e fluvio-glaciali prevalentemente ghiaioso-sabbiosi; travertini (1).	Olocene – Pleistocene superiore
DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI	Depositi alluvionali terrazzati (1t).	Olocene – Pleistocene superiore
DETRITI DI FALDA E COPERTURE DETRITICO-COLLUVIALI; DEPOSITI RESIDUALI; TERRE ROSSE	Detriti di falda e coperture detritico-colluviali; depositi residuali; terre rosse (1a).	Olocene – Pleistocene superiore
PREVALENTI PELITI, SABBIE E CONGLOMERATI DA LITORALI A FLUVIODELTAIE A CONTINENTALI	Prevalenti peliti di piattaforma passanti verso l'alto a sabbie e conglomerati con facies da litorali a fluviodeltaie a continentali (4).	Pleistocene inferiore p.p. - Pleistocene superiore
PREVALENTI PELITI, SABBIE E CONGLOMERATI DA LITORALI A FLUVIODELTAIE A CONTINENTALI (A, VASTO, CASALBORDINO, CHIETI, ATRI, TORTORETO, COLONNELLA)	Prevalenti peliti di piattaforma passanti verso l'alto a sabbie e conglomerati con facies da litorali a fluviodeltaie a continentali (Vasto, Casalbordino, Chieti, Atri, Tortoreto, Colonnella) (4a).	Pleistocene inferiore p.p. - Pleistocene superiore
CONGLOMERATI DI TURRIVALIGNANI	Conglomerati e calcareniti organogene (80-100 m) (4b).	Pleistocene inferiore p.p. - Pleistocene superiore
SUCCESSIONE DI CASALANGUIDA-COLLE CENERE (G.MARGARITAE)	Argille marnose azzurre in alternanza con sabbie argillose gialle, talora associate con rapporti tettonici alle Argille Varicolori delle Unità Sicilidi e differenziate in tre intervalli di microfauna. Zona a G. margaritae (9b).	Pliocene medio-inferiore

SUCCESSIONE DI CASALANGUIDA-COLLE CENERE (G. PUNCTICULATA)	Argille marnose azzurre in alternanza con sabbie argillose gialle, talora associate con rapporti tettonici alle Argille Varicolori delle Unità Sicilidi e differenziate in tre intervalli di microfaune. Zona a G. puncticulata (9c).	Pliocene medio-inferiore
SUCCESSIONE DI CASALANGUIDA-COLLE CENERE (G. GR. CRASSAFORMIS)	Argille marnose azzurre in alternanza con sabbie argillose gialle, talora associate con rapporti tettonici alle Argille Varicolori delle Unità Sicilidi e differenziate in tre intervalli di microfaune. Zona a G. gr. crassaformis (9d).	Pliocene medio-inferiore
ARGILLE VARICOLORI	Argille scagliose rosse e verdi con intercalazioni di micriti calcaree, calcari marnosi tipo “pietra paesina” e radiolariti, in associazione tettonica con calciruditi, calcareniti, calcari micritici, gessi e calcari evaporitici. Spessore da qualche decina ad oltre 1000m (12).	Oligocene inferiore - Cretaceo superiore
FLYSCH DI ROCCASPINALVETI	Alternanza di marne argillose e arenarie in strati centimetrici con intercalazioni di calcareniti fini torbiditiche, talora in banchi massicci. Spessore 800-1000m (71).	Messiniano
FORMAZIONE TUFILLO	Calcilutiti marnose bianche con intercalazioni di siltiti tripolacee e di marne argillose bluastre, con intervalli di prevalenti calcareniti a Briozoi, Lamellibranchi, Litotammil, in strati da 5 cm a 1m (72b).	Tortoniano p.p. - Langhiano
ARGILLE MARNOSE POLICROME	Argille marnose policrome con sottili livelli di radiolariti, passanti verso l'alto a micriti rosate con intercalazioni centimetriche di calcareniti e calciruditi. Spessore: > 20-30m (73).	Burdigaliano - Oligocene superiore?
FLYSH DEL TORRENTE LAIO	Argille marnose, con rare intercalazioni di arenarie torbiditiche. Zona a G. puncticulata e a G. margaritae. La zona basale a Sphaeroidinellopsis spp. è presente, con pochi metri di spessore, nel pozzo Fara 1. Spessore 500m circa (112).	Pliocene inferiore

In particolare, il tracciato della condotta parte dal partitore di Casoli, ubicato in corrispondenza del rilievo calcareo che sovrasta ad ovest il centro abitato di Casoli costituito dai depositi della formazione di Tuffillo (Miocene); trattasi di calcilutiti marnose biancastre con intervalli di calcareniti, stratificate, fratturate ed alterate in affioramento.

Dalla scarpata a valle del partitore fino ad est del toponimo “la Serra”, il tracciato si sviluppa lungo il fianco settentrionale di un rilievo collinare che sovrasta in destra orografica la valle del Fiume Aventino sito a nord. I terreni presenti sono costituiti da alternanze di marne argillose e arenarie in strati centimetrici con intercalazioni di calcareniti fini torbiditiche appartenenti alla formazione torbiditica del Flysch di Roccaspinalveti (Messiniano). Lungo tale tratto i depositi del substrato marnoso ed arenaceo sono sovrastati da coltri di copertura eluvio-colluviali a fine granulometria (limi argillosi debolmente sabbiosi) localmente squilibrate anche per effetto dell’articolato sistema di fossi ed impluvi che incide il pendio, collegato a valle con il Fiume Aventino. Il PAI (Piano Assetto Idrogeologico) individua infatti lungo tale pendio diverse aree in dissesto.

Ad est del toponimo “la Serra” il tracciato supera la zona di cresta di un rilievo collinare orientato circa NNW-SSE costituito dai depositi calcarei della Formazione di Tuffillo e raggiunge il versante che sovrasta in sinistra orografica la valle del Rio Secco; il substrato del pendio attraversato è rappresentato, nella porzione medio sommitale, dai depositi marnoso argillosi ed arenacei del Flysch di Roccaspinalveti, ed al piede dalle argille scagliose con intercalazioni di micriti calcaree della Formazione delle Argille Varicolori (Cretacico sup.-Oligocene inf.). Le formazioni di base sono sovrastate da una estesa coltre di copertura limoso detritica che raggiunge la zona di fondovalle del Rio Secco, costituita da depositi alluvionali ghiaioso sabbiosi.

In destra orografica del Rio Secco la condotta supera a nord il rilievo di Altino formato dalle calcilutiti marnose della formazione di Tuffillo, localmente sovrastate da coltri detritiche in equilibrio critico.

Ad est del cimitero di Altino, la Formazione di Tuffillo passa mediante contatto tettonico (sovrascorrimento) alle argille Varicolori e ad est alle pelitie e sabbie con conglomerati della successione del Pleistocene inf.-Pleistocene sup; trattasi di prevalenti peliti di piattaforma passanti verso l’alto a sabbie e conglomerati.

Dal partitore di Sant’Angelo il tracciato prosegue verso est lungo la fascia di cresta di un rilievo collinare sviluppato in direzione circa W-E fino ad intercettare la S.P. n. 110; la zona di cresta in oggetto è costituita da depositi alluvionali terrazzati antichi (Olocene Pleistocene sup) e mostra una morfologia regolare e sub pianeggiante.

Attraversata la sede stradale provinciale il tracciato scende lungo in pendio pelitico in cui il PAI individua un estesa area in dissesto e raggiunge l’ampia valle alluvionale del Fiume Sangro costituita da depositi alluvionali attuali e recenti.

Superata la zona di fondovalle del Fiume Sangro il tracciato della condotta si mantiene al piede dei versanti costituiti da coltri di copertura limo-argillose che poggiano sulle peliti e sabbie del Pleistocene inf.-Pleistocene sup., attraversa le incisioni dei fossi che solcano i versanti suddetti, tributari in destra orografica del Fiume Sangro, e raggiunge il partitore in carico per Perano ubicato a nord dell’omonimo centro abitato in corrispondenza dei depositi alluvionali antichi terrazzati dell’Olocene-Pleistocene sup.

Dal rilievo di Perano la condotta prosegue verso est, supera le valli alluvionali di due fossi alimentatori del Fiume Pinello ed il rilievo pelitico spartiacque tra i due fossi identificato dal toponimo “Crocetta” e sale lungo il fianco occidentale di un rilievo prevalentemente pelitico e pelitico sabbioso (Pleistocene inf.- Pleistocene sup.) fino a raggiungere il partitore per Colle Comune ubicato in corrispondenza della zona di cresta, alla quota topografica di circa 331 m s.l.m..

Dal partitore il tracciato prosegue verso est con andamento circa rettilineo scendendo lungo un versante costituito da estese coltri di copertura limo argillose in cui il PAI indica ampie aree in dissesto, fino a raggiungere la valle alluvionale del Torrente Appello.

Dalla valle del T. Appello la condotta sale lungo i versanti prevalentemente argillosi incisi da numerosi fossi ed impluvi collegati al reticolo idrografico principale fino a raggiungere il toponimo “Aia Santa Maria”; da qui la condotta prosegue verso est mantenendosi per la maggior parte in corrispondenza della zona di cresta del rilievo orientato circa W-E e costituito da argille marnose azzurre con alternanza di sabbie argillose gialle della Successione di Casalanguida-Colle cenere fino a raggiungere la zona di fondovalle del Fosso di Ceripolla.

I versanti che delimitano la cresta argilloso-marnosa in oggetto sono caratterizzati da estese aree in dissesto che localmente lambiscono la zona di cresta, nel complesso stabile.

Dal Fosso di Ceripolla la condotta prosegue verso SE, sale lungo i versanti pelitici fino a raggiungere la zona di cresta dove insiste il partitore di Pilli e prosegue verso est in corrispondenza della zona di cresta stabile fino al versante sovrastante in sinistra orografica il Fiume Osento; tale pendio mostra diffusi segni di squilibrio soprattutto in prossimità della zona di piede.

Dall’attraversamento del Fiume Osento il tracciato sale lungo i versanti pelitici e pelitico sabbiosi fino a raggiungere il partitore di Scerni ubicato alla sommità di un rilievo collinare formato da sabbie, conglomerati e peliti di tetto con facies da litorali a fluviodeltizie continentali del Pleistocene inf-Pleistocene sup.

In conclusione, il tracciato acquedottistico attraversa domini geologici e litologie estremamente variabili dai calcari alle peliti marnose e sabbie ghiaiose alluvionali, riconducibili al particolare assetto tettonico e geologico della porzione di territorio in esame sopra descritto; schematicamente si può distinguere una porzione occidentale, dal partitore di Casoli fino all’attraversamento del Fiume Sangro, in cui c’è una prevalenza di litologie calcareo marnose (Formazione di Tufillo) e marne argillose arenacee (Flysch di Roccapinalveti) con le relative coperture eluvio-colluviali; una porzione centrale compresa tra il Fiume Sangro ed il partitore di Colle Lippa, in cui il tracciato intercetta litologie prevalentemente pelitiche e pelitico sabbiose del Pleistocene inf- Pleistocene sup., ed una porzione orientale ad est di Colle Lippa in cui il tracciato attraversa il dominio delle argille marnose azzurre con alternanze di sabbie argillose giallastre della Successione di Casalanguida-Colle cenere del Pliocene medio-inf, fino a raggiungere il partitore di Scerni che insiste sui depositi prevalentemente pelitici di piattaforma passanti verso l’alto a sabbie e conglomerati di tetto.

Lungo i versanti le formazioni di base sono diffusamente sovrastate da coltri di copertura eluvio colluviali aventi estensione e spessori variabili; le aree di fondovalle incise dai corsi d’acqua sono colmate da depositi alluvionali attuali e recenti ed ospitano spesso la falda di subalveo del corso d’acqua.

Per la ricostruzione più dettagliata e puntuale del modello stratigrafico dei terreni attraversati dalla condotta e per le valutazioni circa la presenza e lo stato di attività di aree in dissesto sarà necessario attendere i risultati delle indagini geognostiche, geotecniche e simiche previste lungo l’intero tracciato.

6 INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

L'idrografia superficiale è condizionata fortemente dalla presenza della Diga di Casoli e della Diga di Bomba, che hanno sbarrato rispettivamente il corso del F. Aventino e il corso del Fiume Sangro.

L'alveo del Fiume Sangro si presenta con andamento rettilineo, mentre quello del Fiume Aventino mostra un andamento leggermente più articolato; l'alveo del Torrente Gogna, infine, mostra evidenti meandri lungo il suo percorso.

Il reticolo idrografico nell'insieme si presenta di tipo dendritico e localmente radiale. Le caratteristiche del sistema idrografico e in particolare la geomorfologia dell'alveo del Fiume Aventino hanno subito importanti modifiche successivamente alla realizzazione della diga.

Da evidenziare anche la presenza del Lago di Serranella, uno sbarramento artificiale realizzato nel 1981, poco a valle della confluenza tra Aventino e Sangro. L'invaso, oltre a determinare una variazione della dinamica del Fiume Sangro e dell'Aventino, rappresenta un'importante zona umida, luogo di sosta per l'avifauna migratrice lungo la rotta adriatica.

Il lago è bordato da un'ampia zona paludosa e presenta una estrema variabilità che riflette le variazioni di portata dei fiumi che lo alimentano e soprattutto risente degli apporti dalle condotte provenienti dai laghi di Casoli e di Bomba.

Dal punto di vista idrogeologico i terreni che affiorano intorno al tracciato dell'acquedotto (Stralcio funzionale Casoli-Scerni) presentano caratteristiche tessiturali e litologiche che ne determinano la permeabilità.

I sedimenti sabbiosi e ghiaiosi che costituiscono i depositi recenti di copertura sono caratterizzati da buona permeabilità e sono in grado di ospitare falde superficiali.

Le argille e le argille marnose che costituiscono il substrato Plio-Pleistocenico invece, sono scarsamente permeabili o impermeabili.

7 INQUADRAMENTO SISMICO

La Regione Abruzzo è stata storicamente interessata da numerosi e spesso intensi fenomeni sismici, interconnessi con l'assetto geologico e tettonico-strutturale e quindi con l'evoluzione geodinamica del Sistema Appenninico. L'attività sismica è concentrata prevalentemente lungo la catena appenninica (in particolare a ovest delle dorsali del Gran Sasso e della Maiella), risultando invece più modesta nella fascia pedemontana (Fig. 6.1).

Dal punto di vista sismico la regione è pertanto caratterizzata da una serie di distretti sismogenetici distribuiti su più fasce parallele procedendo dai rilievi interni alla catena appenninica verso la costa adriatica.

La Figura 6.1 mostra gli epicentri dei terremoti che, in epoca storica, hanno interessato il territorio regionale; non si registrano localizzazioni epicentrali afferenti l'area di studio (Figura 6.2).

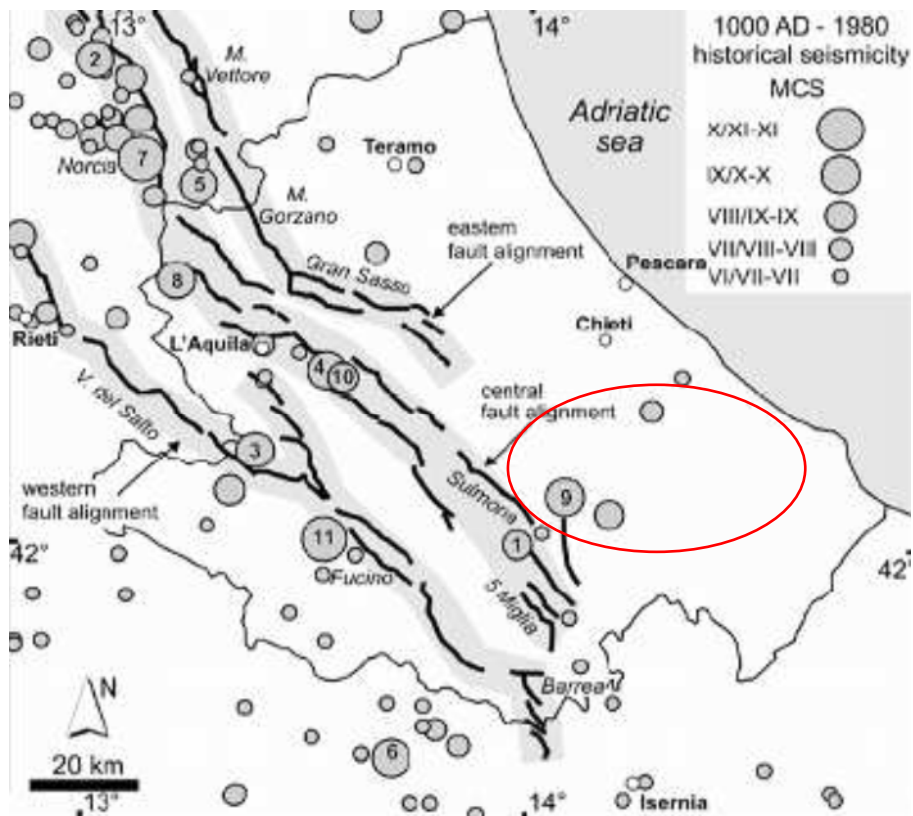


Figura 7.1 - Localizzazione epicentrale dei maggiori terremoti avvenuti in epoca storica (Pace et alii, 2002), con in rosso l'area interessata dal tracciato acquedottistico "Verde" Casali-Scerni.

Anche dall'analisi dei terremoti storici dell'area mediterranea, è emerso che dal 461 d.c. al 1997 l'area d'indagine del presente studio non sono state interessate da terremoti ma che lo sono state solo alcune aree nelle vicinanze dei comuni della Provincia di Isernia e Campobasso più prossimi alla Regione Campania. La Figura 6.3 di seguito ne riassume la dislocazione e il periodo storico in cui si è verificato ogni singolo terremoto.

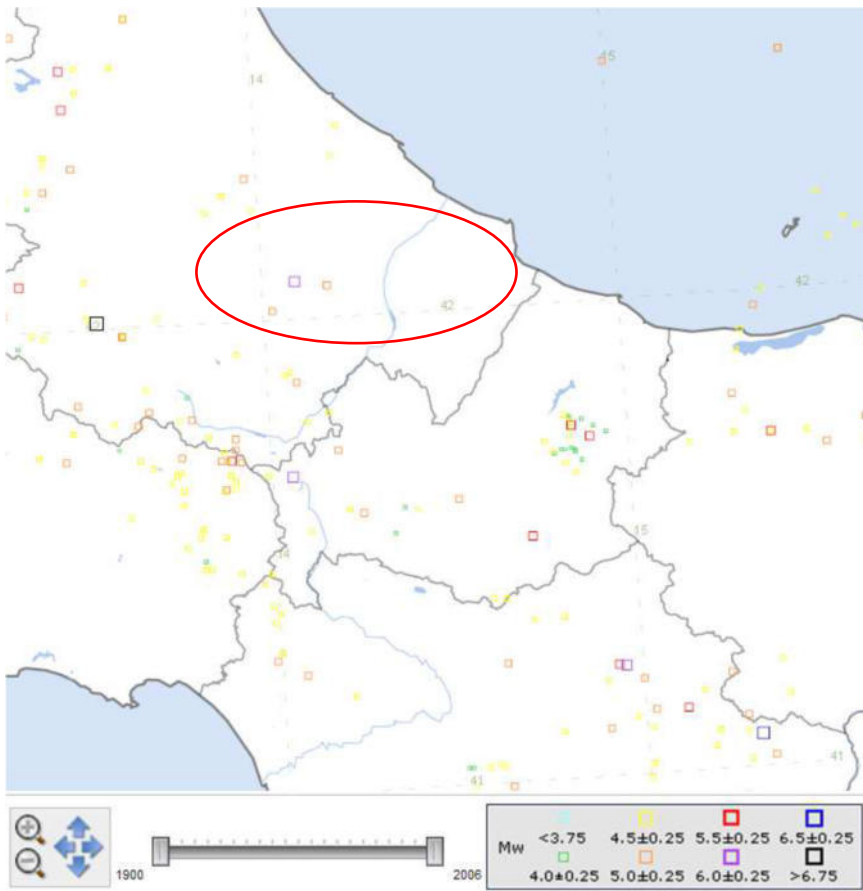


Figura 7.2 - Estratto del Catalogo parametrico dei territori italiani (Fonte: A. Rovida, R. Camassi, P. Gasperini e M. Stucchi (a cura di), 2011. CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>).

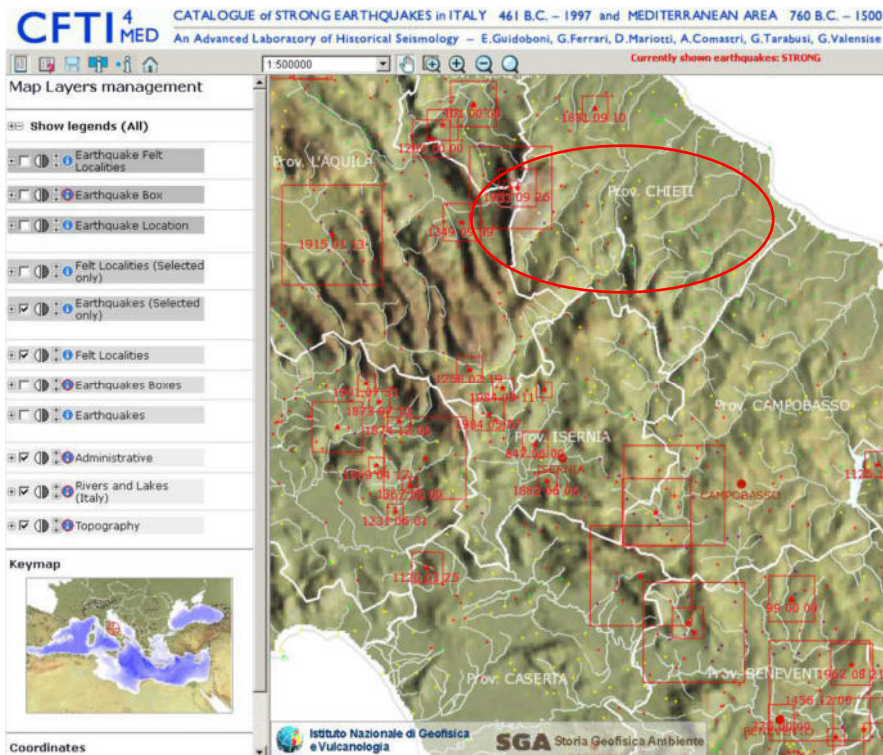


Figura 7.3 - Estratto dal database del Catalogue of Strong Earthquakes in Italy, 1997.

8 PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE

I comuni attraversati dal tracciato acquedottistico Casoli-Scerni sono, da ovest verso est: Casoli, Altino, Perano, Atessa e Scerni.

La Classificazione Sismica del territorio nazionale (Fig. 8.1) classifica i comuni di Casoli e Altino in Zona Sismica 1, Perano in Zona Sismica 2, Atessa e Scerni in Zona Sismica 3. La Zona 1 è la zona più pericolosa e la probabilità che capiti un forte terremoto è alta; nella Zona 2 - sono possibili forti terremoti, mentre in Zona 3 i forti terremoti sono meno probabili rispetto alla zona 1 e 2.

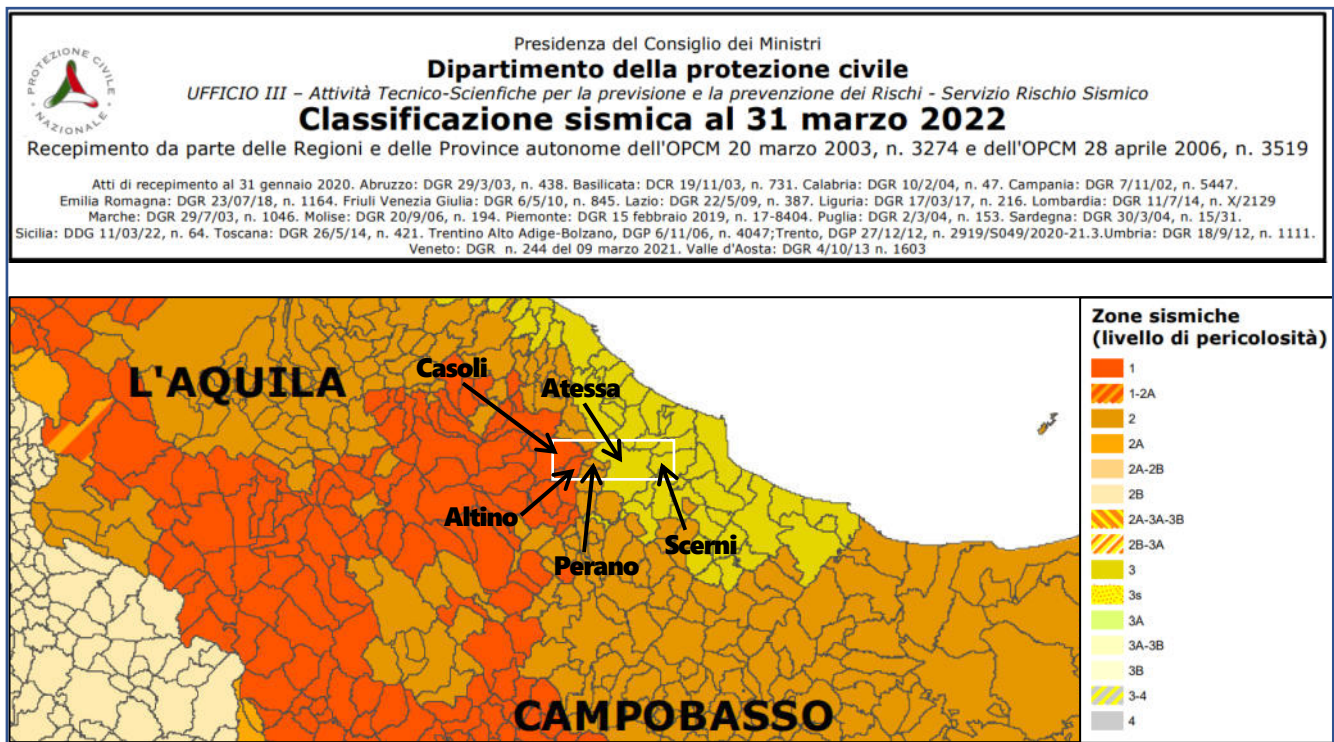


Figura 8.1 - Estratto da Classificazione Sismica del Territorio Nazionale (Protezione Civile – agg. 31 marzo 2022). In bianco l'area in cui si sviluppa il tracciato Casoli-Scerni.

La Mappa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale (O.P.C.M. 3519 del 2006) invece, esprime la pericolosità in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, considerando suoli rigidi ($V_{s30} > 800$). L'area in cui ricade il tracciato acquedottistico Casoli-Scerni (Fig. 8.2) mostra valori di accelerazione compresi tra 0.075 e 0.175 g.

Di seguito si allegano gli estratti del Modello di Pericolosità Sismica MPS04-S1 (<http://esse1-gis.mi.ingv.it/>) a scala locale (Fig. 8.3).

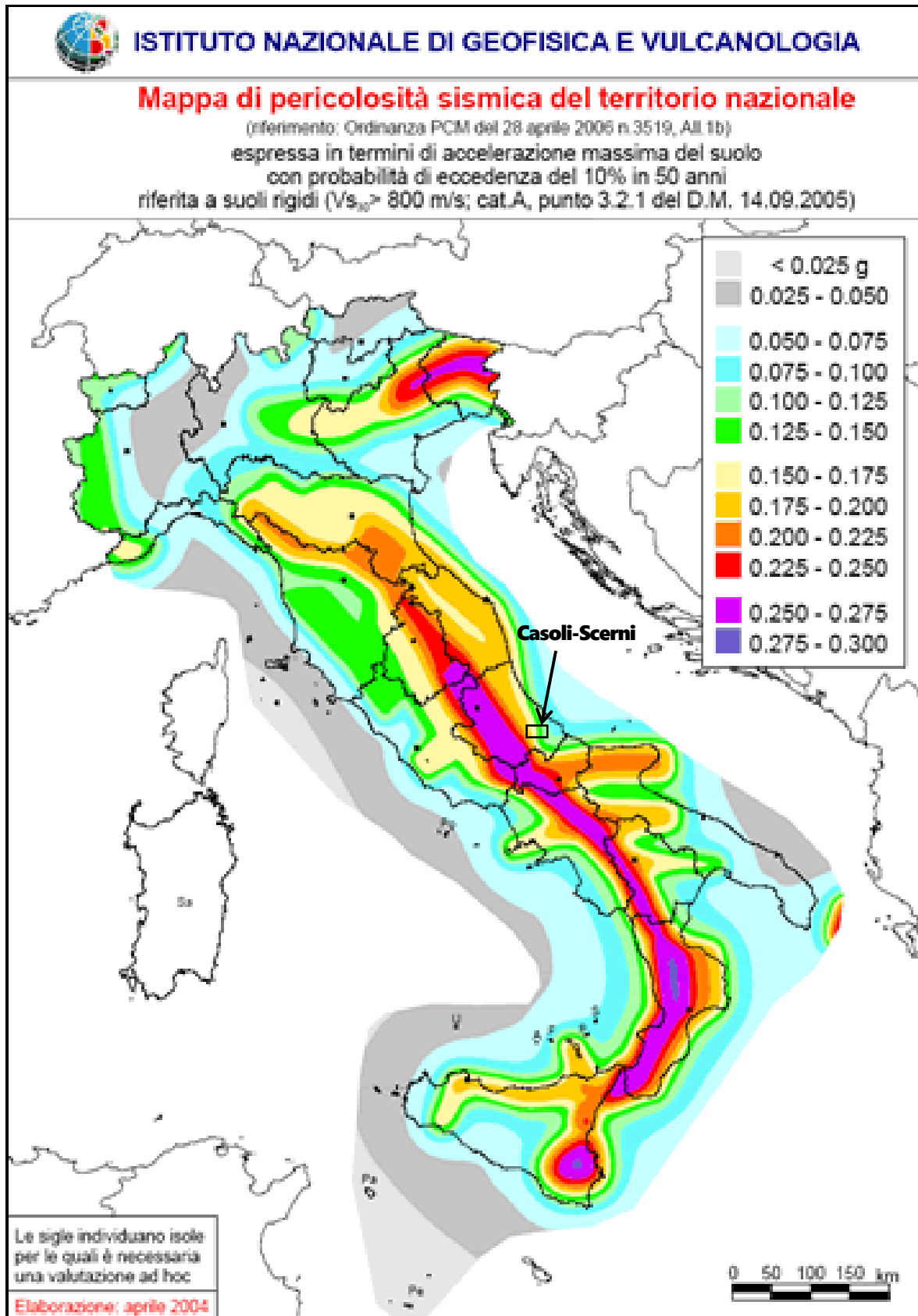


Figura 8.2 – Mapa di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale (INGV). Il riquadro nero indica l'area in cui si sviluppa il tracciato Casoli-Scerni.

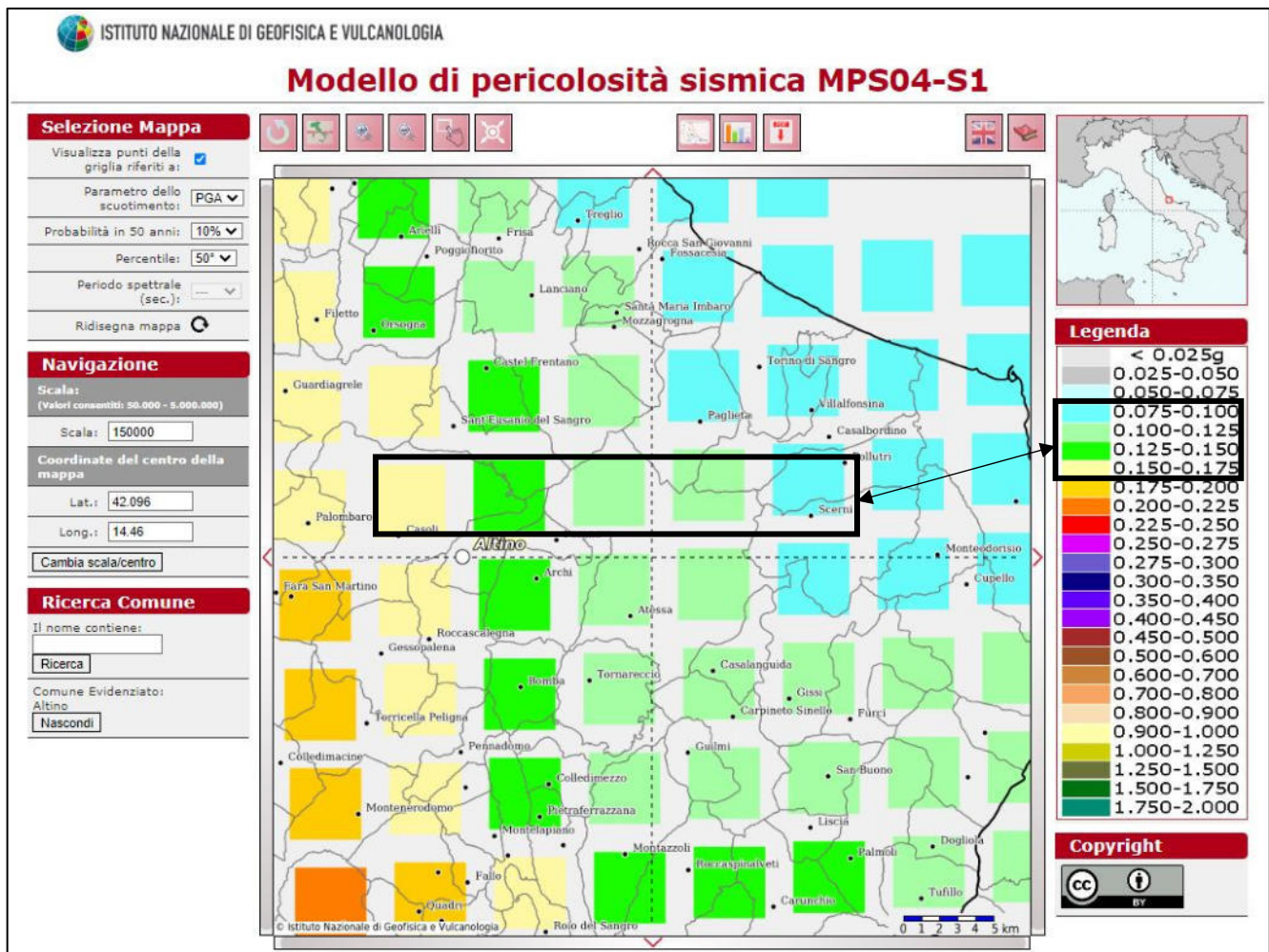


Figura 8.3 – Modello di Pericolosità Sismica del Territorio Nazionale (MPS04-S1 - <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>). Nel riquadro nero, il dettaglio dell'area in cui si sviluppa il tracciato acquedottistico Casoli-Scerni.

I Comuni attraversati dal tracciato sono stati oggetto di studi di Microzonazione sismica di livello I che si sono conclusi con l'individuazione di aree omogenee in prospettiva sismica (MOPS); di seguito si allegano gli estratti delle Cartografie MOPS pubblicate nei lavori di Microzonazione Sismica nei comuni di Casoli (Fig. 8.4), Altino (Fig. 8.5), Perano (Fig. 8.6), Atessa (Fig. 8.7) e Scerni (Fig. 8.8); con la legenda riportata in Fig. 8.9.

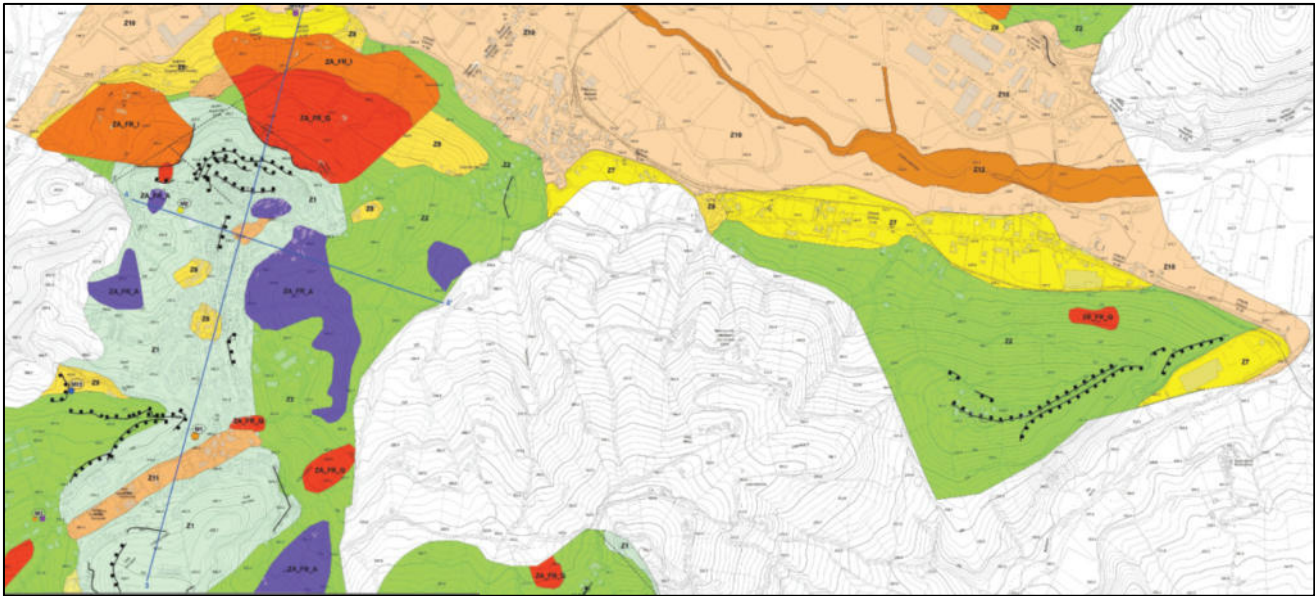


Figura 8.4 – Estratto dalle Cartografie MOPS del Comune di Casoli (Tavole B e D - <https://protezionecivile.regione.abruzzo.it/index.php/microzonazione>)

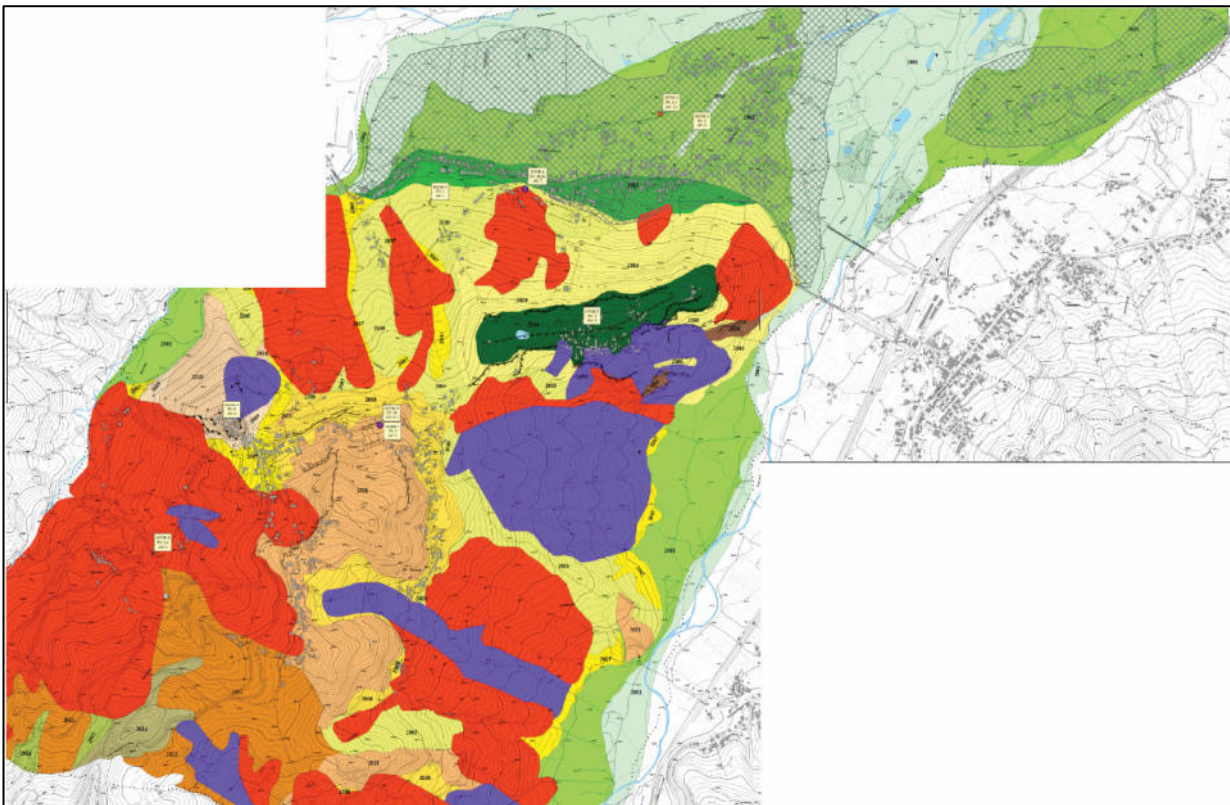


Figura 8.5 – Estratto dalle Cartografie MOPS del Comune di Altino (<https://protezionecivile.regione.abruzzo.it/index.php/microzonazione>)

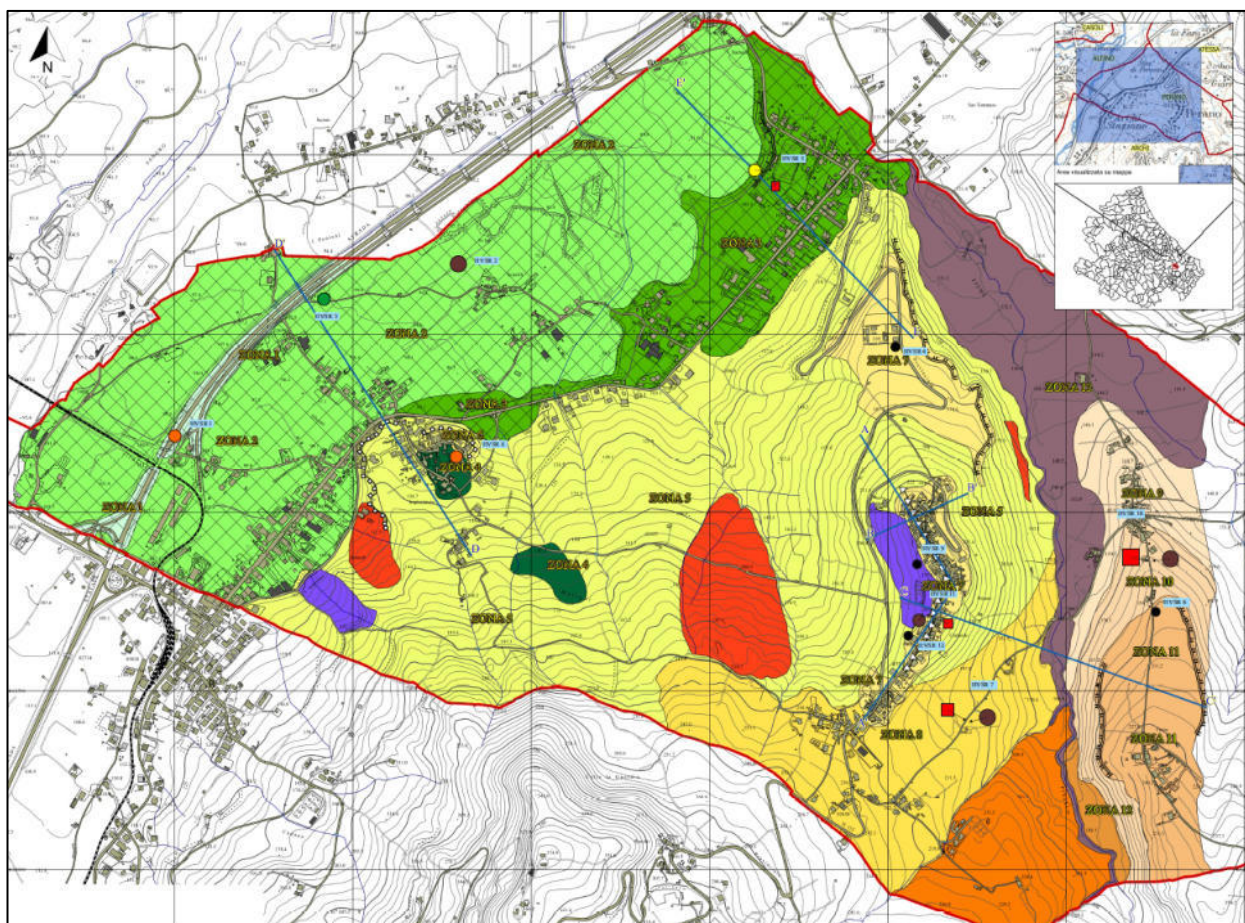


Figura 8.6 – Estratto dalle Cartografie MOPS del Comune di Perano (<https://protezionecivile.regione.abruzzo.it/index.php/microzonazione>)



Figura 8.7 – Estratto dalle Cartografie MOPS del Comune di Atessa (Tavole 3, 4, 5 -<https://protezionecivile.regione.abruzzo.it/index.php/microzonazione>)

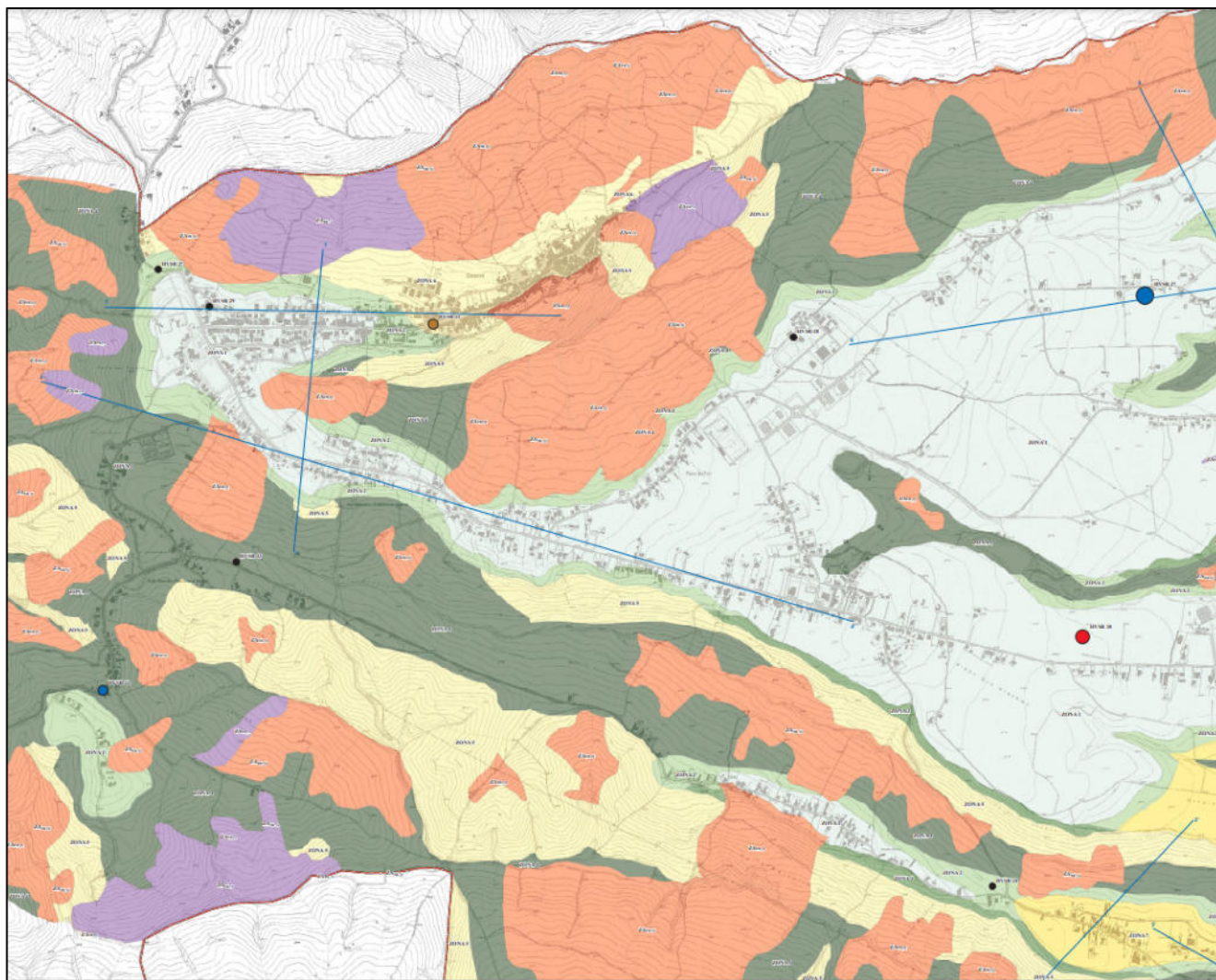


Figura 8.8 – Estratto dalle Cartografie MOPS del Comune di Scerni (Tavola Ovest -<https://protezionecivile.regione.abruzzo.it/index.php/microzonazione>)

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali		2008	Zona 8
2099	Substrato fratturato o alterato	2009	Zona 9
2001	Zona 1	2010	Zona 10
2002	Zona 2	2011	Zona 11
2003	Zona 3	2012	Zona 12
2004	Zona 4	2013	Zona 13
2005	Zona 5	2014	Zona 14
2006	Zona 6	2015	Zona 15
2007	Zona 7	2016	Zona 16

Figura 8.9 – Legenda sintetica delle Zone Omogenee individuate nelle cartografie delle MOPS – vedi figure precedenti.

9 BIBLIOGRAFIA

- Bigi, S., Cantalamessa, G., Centamore, E., Didaskalou, P., Dramis, F., Farabollini, P., Gentili, B., Invernizzi, C., Micarelli, A., Nisio, S. and Pambianchi, G., 1995. La fascia periadriatica marchigiano-abruzzese dal Pliocene medio ai tempi attuali: evoluzione tettonico-sedimentaria e geomorfologica;
- Calamita, F., Esestime, P., Paltrinieri, W., Scisciani, V. and Tavarnelli, E., 2009. Structural inheritance of pre- and syn-orogenic normal faults on the arcuate geometry of Pliocene-Quaternary thrusts: Examples from the Central and Southern Apennine Chain. *Italian Journal of Geosciences*, 128(2), pp.381-394.
- Cantalamessa, G. and Di Celma, C., 2004. Sequence response to syndepositional regional uplift: insights from high-resolution sequence stratigraphy of late Early Pleistocene strata, Periadriatic Basin, central Italy. *Sedimentary Geology*, 164(3-4), pp.283-309.
- Centamore, E. and Rossi, D., 2009. Neogene-Quaternary tectonics and sedimentation in the Central Apennines. *Italian Journal of Geosciences*, 128(1), pp.73-88.
- Centamore, E.R.N.E.S.T.O., Fumanti, F.I.O.R.E.N.Z.O. and Nisio, S.T.E.F.A.N.I.A., 2002. The central-northern Apennines geological evolution from Triassic to Neogene time. *Boll. Soc. Geol. It., Vol. Spec.*, 1, pp.181-197.
- D'Agostino, N., Mantenuto, S., D'Anastasio, E., Giuliani, R., Mattone, M., Calcaterra, S., Gambino, P. and Bonci, L., 2011. Evidence for localized active extension in the central Apennines (Italy) from global positioning system observations. *Geology*, 39(4), pp.291-294.
- D'Alessandro, L., Del Sordo, L., Buccolini, M., Miccadei, E., Piacentini, T. and Urbani, A., 2007. 18. Analisi del dissesto da frana in Abruzzo.
- D'Alessandro, L., Miccadei, E. and Piacentini, T., 2003. Morphostructural elements of central–eastern Abruzzi: contributions to the study of the role of tectonics on the morphogenesis of the Apennine chain. *Quaternary International*, 101, pp.115-124.
- D'Alessandro, L., Miccadei, E. and Piacentini, T., 2008. Morphotectonic study of the lower Sangro river valley (Abruzzi, central Italy). *Geomorphology*, 102(1), pp.145-158.
- Dramis, F. and Kotarba, A., 1992. Southern limit of relict rock glaciers, Central Apennines, Italy. *Permafrost and periglacial processes*, 3(3), pp.257-260.
- Farabollini, P., Nisio, S. and Prestininzi, A., 1995. Carta geologica e schema geomorfologico dell'area di isola del Gran Sasso D'Italia-Castelli (Abruzzo nord-orientale, Teramo).
- Miccadei, E., Piacentini, T. and Buccolini, M., 2017. Long-term geomorphological evolution in the Abruzzo area, Central Italy: Twenty years of research. *Geologica Carpathica*, 68(1), p.19.
- Ori, G.G., Serafini, G., Visentin, C., Ricci Lucchi, F., Casnedi, R., Colalongo, M.L. and Mosna, S., 1991, May. The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. In 3rd EAPG Conference, Adriatic foredeep field trip guide book (pp. 26-30). Florence, Italy: EAPG and AGIP.

Pace, B., Boncio, P. and Lavecchia, G., 2002. The 1984 Abruzzo earthquake (Italy): an example of seismogenic process controlled by interaction between differently oriented synkinematic faults. *Tectonophysics*, 350(3), pp.237-254.

Scisciani, V., Montefalcone, R., Mazzoli, S. and Butler, R.W.H., 2006. Coexistence of thin-and thick-skinned tectonics: an example from the Central Apennines, Italy. *Special Papers-Geological Society Of America*, 414, p.33.