



SCREENING

Tipologia di intervento classificato al p.to n°2 lett.b dell'allegato B1 della
Direttiva Regionale in materia di V.I.A.

**PROGETTO PER LA COSTRUZIONE E L'ESERCIZIO DI UN IMPIANTO
AGRIFOTOVOLTAICO, DELLE OPERE CONNESSE E DELLE INFRASTRUTTURE
INDISPENSABILI DENOMINATO 18577 UTA4 DA REALIZZARSI NEL
COMUNE DI UTA IN LOCALITA' MARZALLOI (CA)**

PROGETTO DEFINITIVO

Il Proponente:



Loc. San Giovanni "La Cartiera"
09015 - Domusnovas (SU)
P.IVA 04044730929
alfataugreen2@gmail.com
alfataugreen2@pec.it

I Progettisti:

I Progettisti

Il capogruppo Ing. Fiorenzo Casti

IDENTIFICAZIONE ELABORATO

Elaborato A5

Tipo Documento Relazione

Data settembre 2023

Scala

Titolo documento:

Relazione Sismica

**SOMMARIO**

1. Premessa	3
1.1. Soggetto proponente	3
1.2. Ubicazione	3
1.2.1. Ubicazione del sito	3
1.2.2. Inquadramento geografico	4
1.2.3. Inquadramento topografico	5
1.3. Inquadramento catastale	7
2. Il progetto	8
3. Geologia	9
3.1. Evoluzione geologica della Sardegna con particolare riferimento all'area in esame	9
3.1.1. Principali lineamenti del basamento	12
3.1.2. I depositi quaternari	17
3.1.3. Litologie principali presenti nell'area vasta	17
3.2. Geologia dell'area	19
3.2.1. I depositi quaternari	19
3.3. Tettonica	22
4. Acque superficiali	24
4.1. U.I.O. del Flumini Mannu di Cagliari-Cixerri	24
4.2. Idrografia dell'area	26
5. Acque sotterranee	28
6. Geomorfologia	30
6.1. Inquadramento generale	30
6.2. Descrizione dell'area limitrofa	33
7. Calcolo dei parametri sismici	35
7.1. Classificazione sismica nazionale e norme di riferimento	35
7.2. Stati limite e relative probabilità di superamento	37
7.3. Categorie di sottosuolo e amplificazione stratigrafica	37
7.4. Condizioni topografiche e amplificazione topografica	39
7.5. Classificazione sismica regionale e zonizzazione sismica	39
7.5.1. Premessa	39
7.5.2. Evoluzione sulla classificazione sismica dell'Italia e della Sardegna	40
7.5.3. Principali eventi sismici in Sardegna e sua sismicità storica	42
7.5.4. Sismogenetica dell'area	47
7.6. Pericolosità sismica del sito	49
7.6.1. Categoria del sottosuolo	49
7.6.2. Vita Nominale – V_N	50
7.6.3. Classe d'uso - C_U	50
7.6.4. Periodo di riferimento per l'azione sismica – V_R	50
7.6.5. Azione sismica	50
7.6.6. Condizioni topografiche	50
7.6.7. Amplificazione topografica	51
7.6.8. Amplificazione stratigrafica	51
7.6.9. Parametri sismici	51
7.6.10. Elaborazione dati sismici del sito	52

Allegati: vedasi allegati allo studio preliminare ambientale

- carta geologica
- carta idrogeologica



1. Premessa

La presente relazione sismica, è a corredo delle procedura di verifica di assoggettabilità alla VIA per la creazione di un impianto agrifotovoltaico del tipo a terra in agro dei comuni di Uta e Capoterra in località Marzalloi della potenza di 8,759 MW.

Soggetto proponente

La società proponente è la società Alfatau Green 2 s.r.l, con sede in Domusnovas (SU) "la cartiera" nella località Grotte San Giovanni snc, è la società che si occupa dello sviluppo e della gestione delle attività di generazione di energia da fonti rinnovabili.

1.1. Ubicazione

Il progetto sarà realizzato nei comuni di Uta (CA), nella parte centro meridionale della Sardegna, su un'area di superficie lorda pari a circa 135.000 mq, localizzata a est della seconda strada ovest che si sviluppa dalla zona a nord ovest della periferia di Capoterra e conduce al ponte del Rio Santa Lucia ed è poco distante dal centro abitato di Capoterra.

Le distanze riferite al centro degli agglomerati urbani, misurate tra il sito in progetto e i principali centri abitati, sono le seguenti:

- ❖ Capoterra circa 1.0 km in direzione sud ovest,
- ❖ Uta circa 11.0 km in direzione nord,
- ❖ Sarroch circa 13.4 km in direzione sud est,
- ❖ Cagliari circa 12.4 km in direzione est.

Il comune di Uta è un comune di 8 756 abitanti (al 31-12-2022) della città metropolitana di Cagliari, appartenente alla regione del Campidano di Cagliari e si estende su una superficie di 134,5 km².

Nelle vicinanze dei comuni di Decimomannu, Villaspeciosa e Elmas, Uta è situata a 4 km a sud-ovest di Assemini la più grande città nelle vicinanze.

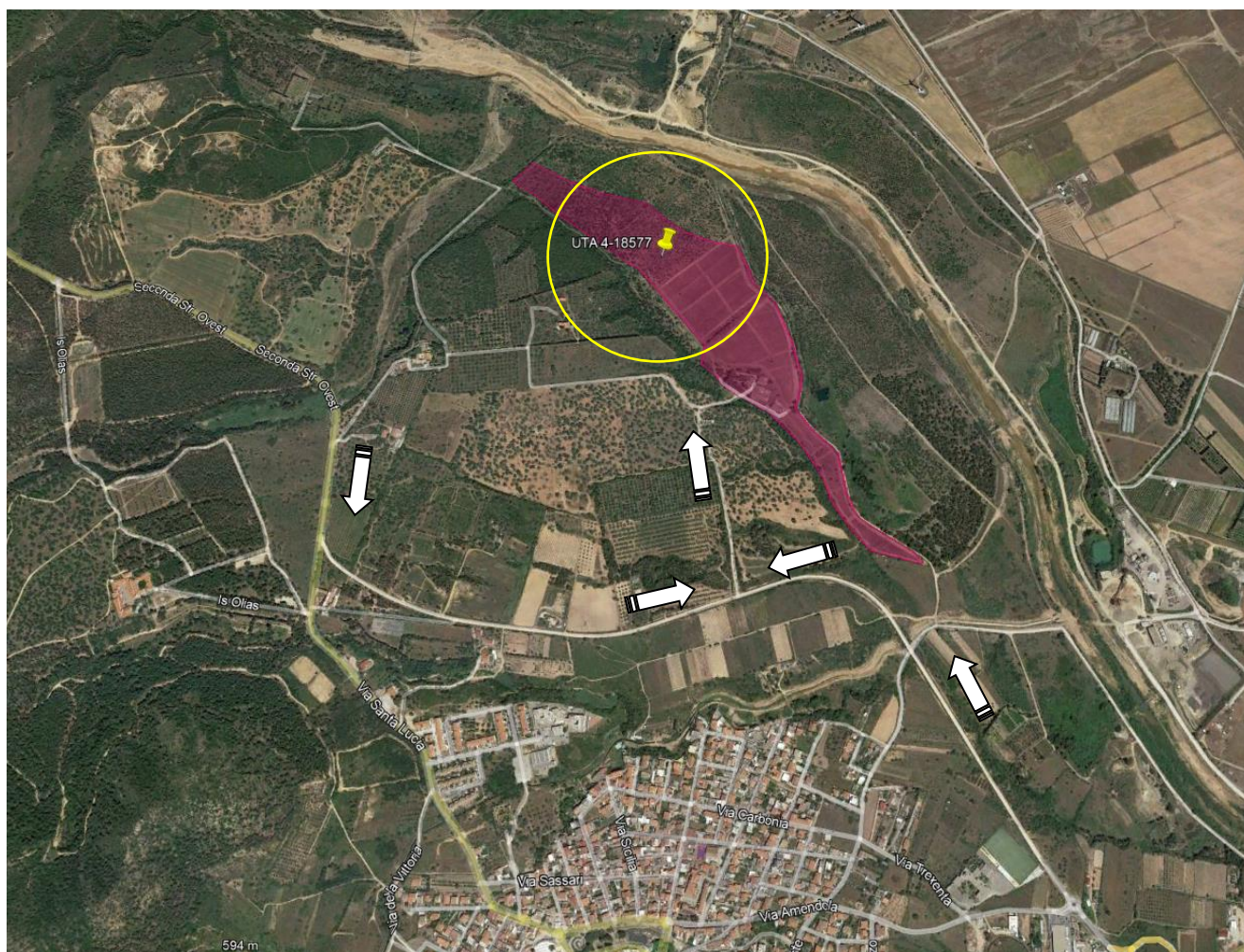
Uta è situato su una fertile pianura in cui sono situati due corsi d'acqua, il Rio Cixerri e il Rio Mannu che confluiscono verso lo stagno di Santa Gilla.

La sua altitudine è di 6 metri sopra il livello del mare, ma nel suo territorio è presente anche un'ampia area montagnosa, costituita dai Monti Arcosu con quota di 948 metri e Lattias con quota di 1086 metri e in parte dalle cime di Guttureddu e Gutturu Mannu.

La parte sud occidentale del territorio a partire dal fiume Cixerri, comprende una serie di morfologie collinari di altezza di media di circa cento metri.

1.1.1. Ubicazione del sito

Il sito dell'intervento, è raggiungibile percorrendo la seconda strada ovest in direzione est o ovest e svoltando nella strada di penetrazione agraria come mostrato nell'immagine seguente che conduce dapprima all'azienda agricola e poi al sito dell'impianto.




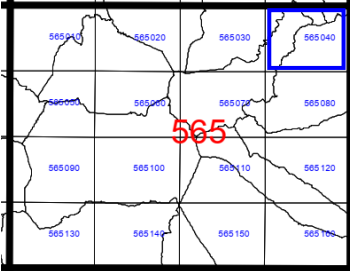
1.1.2. Inquadramento geografico

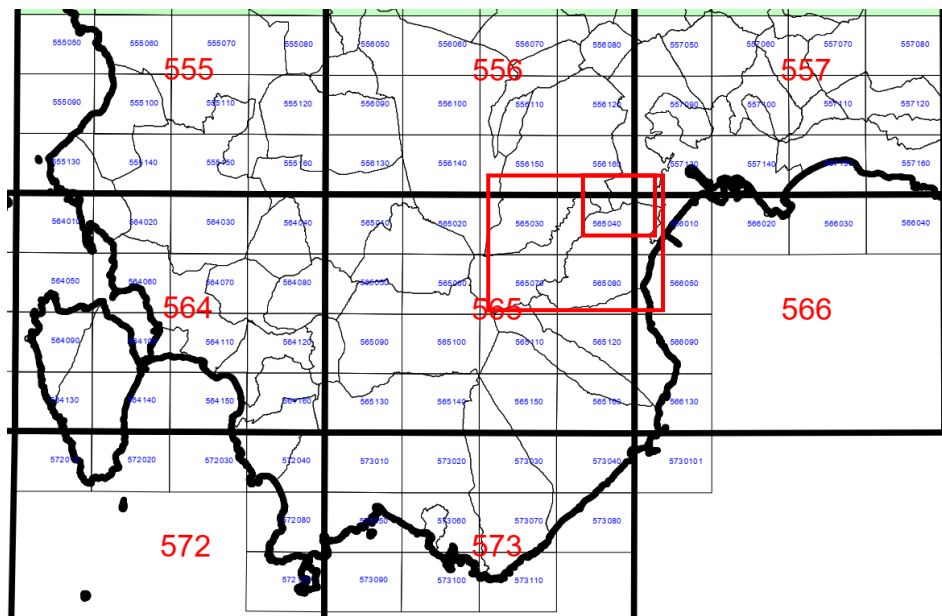
L'iniziativa proposta si inserisce in un'area della Sardegna centro meridionale nel territorio comunale di Uta e Capoterra nella città metropolitana di Cagliari, in località Marzalloi.

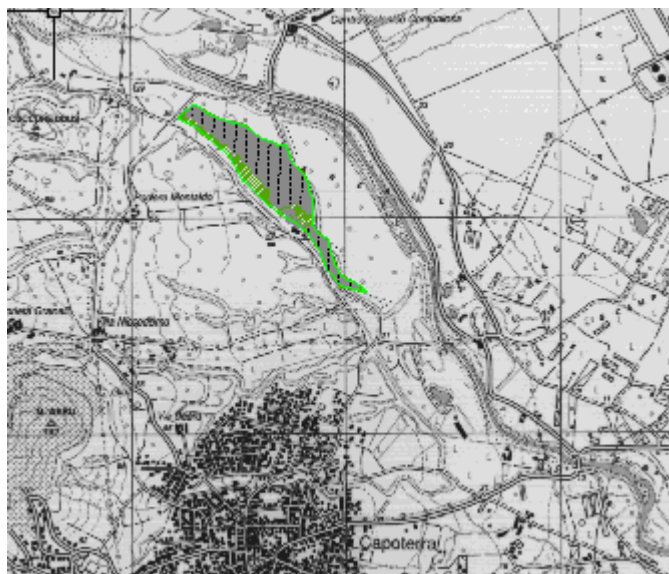


**1.1.3. Inquadramento topografico**

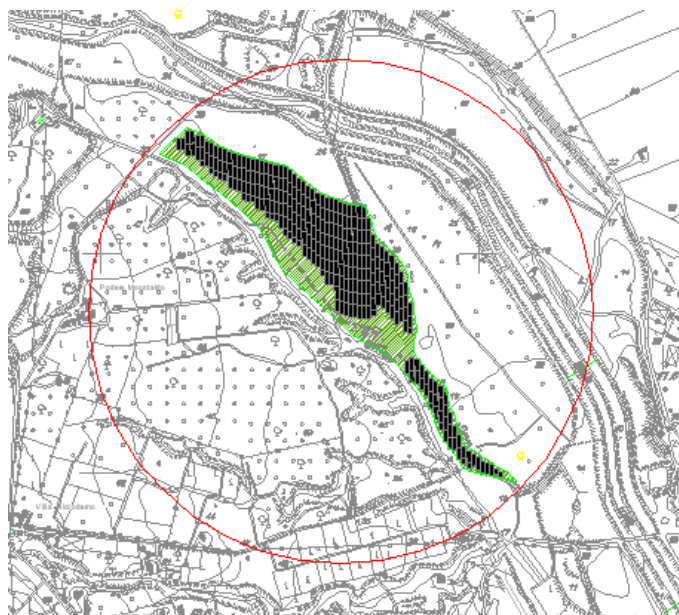
L'area è ubicata sulla carta IGM 1:25000 e sulla Carta Tecnica Regionale 1:10000, come indicato nella tabella seguente.

Cartografia	Identificativo	Denominazione	
1:25000 (IGM)	565 sezione I	Capoterra	
1:10000 (CTR)	565 sezione 040	Capoterra	





Stralcio dal foglio 565 sezione I denominazione Capoterra



Stralcio dal foglio 565 sezione 040 denominazione Capoterra

1.2. Inquadramento catastale

L'intervento dal punto di vista catastale ricade nel foglio 61 mappali 17, 40, 46, 47, 48, 62, 217, 218 e 231 del catasto terreni del comune di Uta e Capoterra, per una superficie catastale pari a circa 135.000 mq come riporta l'immagine seguente:





2. Il progetto

Il progetto agrivoltaico, denominato Uta 4-18577, sarà realizzato con pannelli fotovoltaici installati su tracker ad inseguimento al fine di produrre energia elettrica da fonte rinnovabile solare tramite un sistema di conversione fotovoltaica ed è finalizzato alla riqualificazione agricola di porzioni di terreno oggi non pienamente utilizzati, consentendo sinergicamente la produzione energetica da fonte rinnovabile.

Le strutture fotovoltaiche caratterizzanti l'impianto di produzione di energia elettrica da fonte rinnovabile sono state studiate in combinazione con il piano agronomico, presentando dimensioni atte a consentire lo svolgimento dell'attività agricola nonché gli interventi di manutenzione sui principali componenti elettrici di impianto.

L'altezza della struttura portante dei moduli infissa al suolo senza l'utilizzo di fondazioni in cemento, è pari a circa 2,2 metri.

La massima altezza del pannello che si ha con l'angolo di +/- 60° secondo il tipologico costruttivo è pari a 4,1 metri misurata dal piano di campagna, con l'altezza di 0.50 metri da terra, nel nostro caso con altezza da terra di 1.30 metri e con l'angolo +/- 30° l'altezza massima sarà di 3.38 metri.

I moduli standard comprendono 5 pali per il sostegno di complessivi 28 pannelli con una lunghezza totale di ingombro di 28,2 metri e una larghezza di 4,1 metri.

Tale assetto consente la coltivazione delle intere aree all'interno dell'impianto, infatti, l'ombra mobile garantisce l'ottimale apporto di luce diretta e diffusa alle coltivazioni.



3. Geologia

3.1. Evoluzione geologica della Sardegna con particolare riferimento all'area in esame

Richiamiamo alcuni dei passaggi essenziali della evoluzione subita dall'area in esame nel corso di questi tempi geologici e le cui testimonianze geologiche documentate e interpretabili sono in grado di fornire un quadro assai ben espresso delle sue vicende evolutive.

La struttura geologica della Sardegna e quindi della zona di nostro interesse sebbene non siano presenti tali litologie in affioramento, risulta costituita da un basamento di rocce più antiche, che in particolare durante l'era Paleozoica con l'orogenesi Ercinica, hanno subito l'azione di forze geodinamiche e endogene intense, che le hanno spesso profondamente modificate nei propri caratteri originari, giungendo a produrre uno zoccolo ispessito, estremamente rigido, di rocce cristalline.

L'orogenesi ercinica è stato un fenomeno geodinamico dapprima di avvicinamento progressivo ed, infine, di scontro tra zolle litosferiche continentali, avvenuto tra la fine del Devonico e il Carbonifero, che ha portato alla formazione della catena montuosa ercinica europea, di cui la Sardegna, assieme alla vicina Corsica, costituisce un segmento meridionale (Carmignani et al. 1991).

Le formazioni rocciose preesistenti a causa dello scontro, subiscono dapprima profonde deformazioni e trasformazioni in seguito alle enormi pressioni e temperature, seguite da una importante fase di iniezione nel sottosuolo di grandi masse di magma granitico con la conseguenza della formazione di uno zoccolo cristallino rigido, comprendente la Corsica e la Sardegna, con evidenti caratteri tipici delle masse continentali, dapprima legato al più vasto continente paleoeuropeo, quindi autonomo, in conseguenza del distacco da quest'ultimo avvenuto circa 25 milioni di anni fa.

La struttura di questa area indipendente, subirà ben poche modificazioni a causa del ciclo orogenetico alpino che fu, invece, responsabile della formazione durante l'era cenozoica delle più importanti catene montuose, tale fatto è suffragato dalla differenziazione che caratterizza il basamento sardo rispetto a queste sia per la composizione sia per le trasformazioni subite, successivamente alla messa in posto.

La struttura del basamento sardo, può essere suddivisa in tre unità tettoniche erciniche, che risultano distinte fondamentalmente per i caratteri dovuti al diverso grado di deformazione e al metamorfismo subito dalle litologie.

La sequenza stratigrafica da prendere ad esempio, è quella del Sulcis-Iglesiente che presenta una serie di rocce solo marginalmente deformate e debolmente o per nulla trasformate da un punto di vista litologico in seguito agli eventi ercinici.

Da questo punto di vista, merita un cenno la sequenza di strati geologici del periodo Cambriano, di origine quasi esclusivamente marina, divisa fino a tempi recenti nelle tre classiche formazioni di Nebida (la più antica), di Gonnese (oggi gruppo di Gonnese, in passato denominato il "Metallifero" dove si trovavano i maggiori giacimenti di piombo, zinco e argento) e di Cabitza.

L'ampia fascia orientata NW-SE, che comprende la regione del Sarrabus-Gerrei fino alle Barbagie e ai monti del Gennargentu, le Baronie, l'Anglona e la Nurra, costituisce una unità tettonica caratterizzata da un più elevato grado di trasformazione metamorfica delle formazioni rocciose, da un'intensa deformazione e fratturazione a causa delle ingenti spinte e compressioni subite durante l'orogenesi ercinica.

Questa unità tettonica, è caratterizzata da rocce che si trovano in una posizione differente rispetto a quella che avevano al momento della loro formazione, a causa del trasporto subito per opera delle spinte orogenetiche erciniche, che le hanno portate, suddivise in grandi blocchi fortemente deformati, a scorrere le une sulle altre, percorrendo anche lunghe distanze rispetto alle aree di messa in posto in un periodo di tempo compreso tra il Cambriano e il Carbonifero inferiore.

I litotipi maggiormente rappresentati risultano:

- quelli scistosi, di origine sia sedimentaria che magmatica, mentre subordinati, risultano
- le formazioni calcaree, spesso trasformate in marmi.

La terza unità tettonica ercinica, caratterizza la parte nord-orientale dell'isola in cui si assiste alla presenza di un elevato grado di metamorfismo, che ha portato ad una trasformazione pressoché completa degli originari caratteri litologici e alla formazione di rocce chiamate migmatiti e gneiss (affioramenti tra Posada e S. Teodoro, tra Olbia e Golfo Aranci, il settore meridionale della Costa Smeralda, Palau e a sud di Trinità d'Agultu).

Questa parte della Sardegna, è posizionata al di sopra di un importante lineamento strutturale di carattere regionale noto in letteratura scientifica come "linea Posada-Asinara" (Elter e Sarria, 1987), che costituisce probabilmente una zona di unione cretasi dallo scontro tra la zona nord rappresentata da una parte dell'antico continente armoricano e la zona sud rappresentata dal margine del paleocontinente del Gondwana (Carmignani et al. 1991).

Il basamento metamorfico subì tali fasi deformative e metamorfiche, in un periodo terminale della orogenesi ercinica, fu interessato dalla iniezione di imponenti quantità di roccia allo stato fuso, che solidificandosi lentamente in seguito al raffreddamento all'interno della crosta terrestre, hanno dato luogo a grandi ammassi cristallini di composizione prevalentemente granitica.

Tale processo, ha portato alla formazione del batolite sardo-corso che successivamente, grazie ai processi di erosione delle formazioni rocciose che un tempo sovrastavano la massa granitica, ha raggiunto la superficie, ed oggi affiora estesamente, dalla Gallura fino al massiccio granitico dei Sette Fratelli nella parte meridionale dell'isola, con importanti affioramenti anche nel Sulcis e nel Guspinese.

Il basamento cristallino, per l'azione del consolidamento dei magmi granitici assunse il suo assetto per poi essere intensamente eroso in ambiente subaereo anche in concomitanza del sollevamento subito dall'isola in seguito all'orogenesi ercinica, in un periodo che va fino al Carbonifero, tale fatto portò alla creazione di vaste superfici subpianeggianti tipiche di un rilievo evoluto, noto come penepiano postercinico sul quale si depositarono a causa della sua sommersione le imponenti formazioni sedimentarie del Mesozoico.

Durante l'era Mesozoica, si ebbero diversi eventi, che non interessarono l'area in esame ma esclusivamente delle zone limitrofe.

Durante l'era Cenozoica, che inizia 65 milioni di anni fa, la Sardegna subisce le ripercussioni e i contraccolpi della orogenesi Alpina, che contemporaneamente in altre parti d'Europa ed in Italia causa gli intensi sconvolgimenti geotettonici responsabili della formazione di imponenti catene montuose come le Alpi.

Le testimonianze più importanti del periodo Eocenico, caratterizzato dalla presenza di alcuni bacini di sedimentazione, di impostazione successiva ad una fase di emersione che durava dalla fine del cretaceo, sono rappresentate da un accumulo di depositi prevalentemente arenacei e carbonatici.

Durante l'Oligocene ed il successivo Miocene, la Sardegna e l'area di nostro interesse, furono sottoposti dapprima ad importanti fenomeni tettonici, connessi in generale al processo di collisione tra il continente africano e quello europeo, a cui fu associata anche una importante fase di attività vulcanica le cui lave e i cui depositi sono ampiamente documentati in larga parte della Sardegna occidentale e soprattutto nord-occidentale e successivamente al distacco del blocco sardo-corso dal continente europeo, con una deriva verso oriente e una contemporanea rotazione in senso antiorario di circa 30° che genera il suo progressivo allontanamento dalle coste spagnole e provenzali con la conseguente insularità delle due isole e il raggiungimento della loro attuale posizione (Miocene inferiore-medio).

I processi tettonici, strutturano attraverso la formazione di importanti zone di sprofondamento e di blocchi rialzati (horst-graben), la fossa tettonica che interessò l'intera isola dal golfo dell'Asinara al golfo di Cagliari e che fu sede della attività vulcanica Oligo-Miocenica e della sedimentazione, durante il Miocene, di ingenti quantità di depositi marini.

I prodotti lavici e piroclastici riferibili a questa attività vulcanica che si misero in posto (da 30 a 13 milioni di anni fa) contemporaneamente alla deposizione dei sedimenti marini Miocenici, affiorano con particolare estensione e continuità nel Logudoro occidentale, Meilogu e Planargia settentrionale, costituendo inoltre i rilievi vulcanici dell'Anglona, mentre, nella parte meridionale si ritrovano nel Marghine, nel settore meridionale e nord orientale del Lago Omodeo, nel Barigadu, ai lati delle piane del Campidano e del Cixerri, nel Sulcis occidentale, ed inoltre, essi costituiscono interamente la parte fondamentale dell'isola di S. Pietro e di buona parte di quella di S. Antioco.

Le lave andesitiche e le piroclastiti acide di tipo ignimbrico, rappresentano i prodotti di questa attività vulcanica.

Oltre alla presenza delle litologie vulcaniche, si ha una grossa presenza di litologie derivate dalla sedimentazione marina miocenica, in particolare nel territorio che da Porto Torres arriva fino a Sassari spingendosi quindi verso il Logudoro e il Meilogu, ma, ancora più estesi risultano gli affioramenti presenti nella Sardegna meridionale e centro meridionale, che costituiscono in modo costante il vasto settore collinare della Marmilla, della Trexenta, del Parteolla e del Campidano di Cagliari orientale, compreso tra la parte centrale della pianura del Campidano e i rilievi paleozoici orientali ed interessano l'area centrale del nostro bacino

I depositi, sono costituiti in prevalenza da arenarie, marne e calcari, questi ultimi predominanti nella zona settentrionale, mentre, i primi due, nella parte meridionale del settore.

All'inizio del pliocene, si assiste ad un nuovo ciclo vulcanico che perdurò con diverse fasi di attività fino ai tempi recenti, infatti, le ultime eruzioni sono datate circa 150.000 anni fa, con l'inizio riferibile alla fine della fase di colmamento sedimentario miocenico.

E' da riferire a questa attività magmatica la formazione di:

- edifici vulcanici, come il Monte Ferru e il Monte Arci di impostazione su strutture più antiche riferibili al ciclo precedente,

- copertura con lave piuttosto fluide di composizione prevalentemente basaltica, di vaste superfici pianeggianti o depresse, che hanno portato alla formazione delle Giare e degli altopiani basaltici della Campeda, della Planargia, della Baronina di Orosei e del Logudoro. Questa copertura basaltica, ha garantito al rilievo un elevato grado di protezione dagli agenti della dinamica esogena, soprattutto nei riguardi delle litologie sottostanti dotate di caratteristiche di resistenza assai minore, con il conseguente fenomeno della inversione di rilievo, infatti, oggi le antiche pianure e le valli costituiscono spesso degli altopiani.

Al termine della sua attività, questo ciclo vulcanico produsse piccole colate ed edifici isolati composti da scorie vulcaniche, testimoniati in particolare nel Logudoro.

Durante il pliocene e il pleistocene in contemporanea alle fasi vulcaniche, si verificò una significativa attività tettonica il cui effetto più rilevante fu lo sprofondamento della valle del Campidano, accompagnata da fenomeni periferici e di minore entità che hanno interessato praticamente tutta l'isola.

Il Pleistocene oltre agli episodi tettonici e vulcanici, è caratterizzato da una alternanza di condizioni paleoclimatiche di tipo temperato-caldo e freddo, in corrispondenza delle note fasi glaciali ed interglaciali quaternarie, con ampie oscillazioni del livello del mare che hanno determinato modificazioni soprattutto lungo il perimetro delle coste.

Queste variazioni hanno contribuito alla definizione dell'attuale assetto fisiografico dell'isola attraverso una continua evoluzione geomorfologia.

Durante il pleistocene, si assiste a continue oscillazioni del livello del mare (glaciazioni e interglaciazioni) con oltre 120 metri di differenza (verso il basso) rispetto ai valori attuali, fattore che accompagnato dal clima più freddo e rigido portava ad una forte accentuazione dei processi di erosione dei versanti e delle valli.

In questa situazione, i principali corsi d'acqua, svolsero dapprima un ruolo di intensa azione di incisione ed approfondimento del proprio alveo e successivamente al nuovo sollevamento del livello marino svolsero una azione di deposizione con colmate di prodotti detritici trasportati dai settori più a monte dei bacini idrografici, con la formazione delle attuali piane alluvionali costiere, con i loro apparati litoranei di spiaggia e di zona umida.

I paragrafi seguenti, analizzano con un maggiore dettaglio le litologie presenti nell'area, partendo dalle formazioni più antiche per arrivare alle più recenti.

3.1.1. Principali lineamenti del basamento

Dati strutturali, paleomagnetici ed affinità litologiche e stratigrafiche, ci evidenziano, come già detto in precedenza, che il basamento sardo-corso era unito al basamento della Francia sud-orientale e ne ha condiviso l'evoluzione strutturale e sedimentaria fino all'Eocene, prima di staccarsi e ruotando giungere alla sua posizione attuale.

L'orogenesi ercinica, ha interessato tutto il basamento dell'isola con intense deformazioni ed un metamorfismo sin e post collisionale.

Il segmento sardo dell'orogene ercinico, è diretto nord ovest-sud est e vergente a sud ovest, è caratterizzato da falde di ricoprimento, da una zonazione tettonometamorfica e da raccorciamenti tipici di orogeni di collisione continente-continente (Carmignani et al., 1978, a, 1979, 1981; Vai e Coccozza, 1986).

Strutturalmente, il basamento ercinico e la catena messasi in posto, risulta suddiviso in tre fasce parallele:

- la zona esterna, che include l'Iglesiente e il Sulcis, con il livello di metamorfismo più basso, presenza di grandi pieghe con piani assiali molto inclinati e diretti nord sud, costituita da una successione sedimentaria che dal Precambriano arriva fino al Carbonifero inferiore;
- la zona a falde, nella quale è compresa la Nurra meridionale, il Goceano e la zona delle metamorfiti a sud di Nuoro, fino ad arrivare nella zona a sud ovest al Campidano dove si accavalla sulla zona esterna. La sua caratteristica è quella della presenza di un metamorfismo in facies degli scisti verdi e della presenza di una serie di pieghe coricate con accavallamenti di importanza regionale;
- la zona assiale, che rappresenta la zona più interna della catena, in cui sono ricomprese, la Nurra settentrionale, l'Asinara e la Sardegna nord-orientale. Dal punto di vista litologico, si ha una prevalenza di granitoidi, con subordinate metamorfiti che vengono suddivise in due complessi: quello in facies anfibolitica derivato da una successione paleozoica come quella della zona a falde che è quello situato più a sud e quello migmatitico con presenza di protoliti in facies granulitica ed eclogitica retrocessi in facies anfibolitica.

In questo paragrafo, focalizziamo l'attenzione sulla zona esterna che interessa l'area in esame e che affiora nell'Iglesiente e nel Sulcis al di sotto della parte frontale dell'alloctono formata dalla cosiddetta Unità dell'Arburese lungo una fascia diretta nord ovest-sud est prospiciente il graben del Campidano e che si estende dall'Arburese al sulcis sud occidentale.

L'Iglesiente e il Sulcis settentrionale, presentano un metamorfismo di basso grado e una tettonica di tipo plicativo a cui si associa una scistosità non penetrativa molto inclinata.

Si può asserire che la copertura sia scollata dal proprio basamento, piegata ed accavallata lungo "thrust" minori senza subire delle traslazioni di importanza regionale.

La fase plicativa caledonica (fase sarda), ha deformato la serie del Cambriano-Ordoviciano inferiore secondo grandi pieghe dirette est ovest senza sviluppare scistosità diffusa e metamorfismo apprezzabile.

Il conglomerato basale del ciclo ercinico la cosiddetta "puddinga", chiude queste strutture.

L'età delle deformazioni è compresa tra il Tremadociano, presente a tetto della formazione di Cabitza che è la formazione più recente deformata dalla fase sarda, e il Caradociano, che è l'età del tetto del conglomerato basale.

3.1.1.1. Il basamento ercinico sardo

La Sardegna è suddivisa in due domini geologici:

- la Sardegna Alpina che occupa tutta la metà occidentale dell'isola ad eccezione delle estremità nord ovest e sud ovest e
- la Sardegna Ercinica (o Paleozoica) che affiora nelle due aree sopraccitate ed estesamente nella metà orientale dell'isola ed è costituita da rocce metamorfiche paleozoiche o precambliche con differente grado di metamorfismo e da un esteso complesso intrusivo carbonifero con composizione variabile (da tonaliti a leucograniti).

La strutturazione del basamento metamorfico affiorante in Sardegna, entro il quale sono variamente compenstrate le numerose intrusioni che compongono il batolite, è essenzialmente legata all'orogenesi ercinica.

Esso è caratterizzato da un metamorfismo regionale polifasico e plurifacciale che mostra un aumento graduale e marcato del grado procedendo da SW verso NE (Di Simplicio et al., 1974, Franceschelli et al., 1982).

Le fasi tettonico-metamorfiche principali, sembrano essere due:

- la prima, di tipo tangenziale, molto intensa, con la formazione di pieghe che hanno generato la struttura principale della catena ercinica,
- la seconda, che ha una intensità crescente verso NE che nella Sardegna settentrionale ha creato delle pieghe strette isoclinali ad andamento E-W.

I suddetti eventi tettonico-metamorfici, si sono sviluppati nel Carbonifero inferiore-medio in un arco di tempo compreso all'incirca tra 345 e 300 milioni di anni

3.1.1.2. Il complesso granitoide della Sardegna

La porzione del batolite sardo-corso affiorante in Sardegna, occupa una parte considerevole dell'isola (circa 6000 kmq).

La concentrazione prevalente è nel settore orientale, lungo una fascia con sviluppo NNW-SSE che comprende anche gran parte dei terreni metamorfici ercinici, che fungono da elementi di interruzione della continuità dell'affioramento del complesso granitoide.

Il complesso granitoide è rappresentato in ogni parte della Sardegna ercinica con proporzioni volumetriche variabili da zona a zona.

Il batolite granitico, affiorante in diversi settori dell'isola, è costituito da un'associazione plutonica calcicalina metalluminosa, composizionalmente molto eterogenea e con una successione di messa in posto estremamente articolata nella quale si individua un'evoluzione nel tempo verso termini sempre più acidi (Ghezzi et al., 1972; Braila et al., 1981; Ghezzi e Orsini, 1982; Carmignani et alii, 1982; Cherchi e Musumeci, 1992).

Le facies granitiche affioranti sono da mettere in relazione con le diverse fasi della tettonica collisionale ercinica (plutoniti sintettoniche, tardo tettoniche e post tettoniche).

Si distinguono (Carmignani, 1996) granitoidi foliati fino a tonaliti (Barrabisa, Bortigiadas), gabbri e masse gabbro-tonalitiche (Punta Falcone), granodioriti monzogranitiche (S. Antonio, Monti), monzograniti equigranulari (Monte Limbara e Costa Smeralda).

Le facies granitiche e quelle metamorfiche sono attraversate da numerosi filoni di potenza e composizione variabile (porfidi granitici, micrograniti, apliti, pegmatiti, basalti), per lo più posteriori a tutte le grandi intrusioni, che intersecano secondo direzioni prevalenti nord nord ovest-sud sud est.

Il Batolite granitico del Sulcis, la cui età è stata valutata intorno ai 289 milioni di anni (Carbonifero superiore), affiora in maniera abbastanza estesa nell'area considerata.

La dorsale di rocce metamorfiche, orientata in direzione sud ovest-nord est, separa gli affioramenti che pertanto si ritrovano in due settori distinti, il primo a nord e nord-ovest che costituisce un imponente ammasso e il secondo a sud.

Il primo complesso è compreso tra le foreste di Gutturu Mannu, Gutturreddu e Is Cannoneris e vede la presenza delle cime di:

- M.te Lattias, con quota di 1086 metri,

- M.te Mannu, con quota di 714 metri,
- Monte Genna Srinta, con quota di 845 metri,
- Monte Sollai, con quota di 724 metri,
- P.ta Calamixi, con quota di 823 metri,
- M.te S. Barbara, con quota di 615 metri e
- M.te Is Pauceri Mannu con una quota di 721 metri.

Il secondo, che forma gli areali delle foreste di Monte Santo e Piscina Manna fino ai rilievi costieri di Chia, Santa Margherita, Domusdemaria e Capo Spartivento, è caratterizzato dalla presenza dei seguenti alti morfologici:

- Monte Santo con una quota di 864 metri,
- S'Olioni con quota di 856 metri e
- P.ta Is Crabus con quota di 576 metri.

Le litologie principali, sono rappresentate da leucograniti rosati, talvolta grigi, con presenza di quarzo e feldspati alcalini, anfiboli, biotite, plagioclasti e muscovite.

I minerali generalmente sono di piccole dimensioni, conferendo alla roccia un aspetto isotropo.

Si ritrovano anche litologie a grana fine oppure porfirica con grossi cristalli di feldspato rosato e di quarzo.

Lungo le fratture della roccia risalirono dei fluidi a composizione diversa dai graniti che si consolidarono dentro queste spaccature, per questo si trovano associate altre litologie legate al ciclo magmatico ercinico, prioritariamente rappresentate da:

- porfidi quarziferi che si rinvenivano in giaciture filoniane,
- quarzo idrotermale bianco, che rappresenta la maggior parte delle manifestazioni filoniane presenti all'interno del bacino e che si rinvenivano in giacitura filoniana con lunghezze di parecchie centinaia di metri.

L'intrusione granitica a causa delle alte temperature del magma granitico, innescarono nelle rocce incassanti fenomeni di termometamorfismo con conseguenti importanti modificazioni delle loro caratteristiche.

Le zone di contatto furono interessate, infatti, da processi di silicizzazione che ne aumentarono la compattezza e ne determinarono la trasformazione in quarziti, scisti macchiettati, marmi, cornubianiti, spesso associati agli skarn mineralizzati.

3.1.1.3. Studi precedenti

I primi studi sulle rocce granitoidi della Sardegna, si devono a Riva (1904) e proseguono nel corso del primo cinquantennio con contributi dal punto di vista degli aspetti giacitureali e petrografici di Vardabasso (1933) e Cavinato (1933, 1948).

Altri autori tra i quali D'Amico (1958a, 1958b, 1960), Simboli (1962a, 1962b), Conti & Traversa (1968) e Negretti (1966), posero l'accento sugli aspetti geopetrografici delle masse plutoniche in aree circoscritte.

All'inizio degli anni 70, i diversi autori (Di Simplicio, Ghezzi, Del Moro, Orsini, Ferrara, Ricci & Sabatini, Ghezzi et al.) intensificarono gli studi fondandoli soprattutto sulla comprensione del quadro globale riguardante il batolite e le relazioni con le rocce incassanti.

Negli anni '80, si approfondiscono e sintetizzano le conoscenze con particolare riferimento all'evoluzione tettonica, metamorfica e magmatica (Orsini, Bralia et al., Ghezze e Orsini, Di Pisa e Oggiano, Carmignani, Elter et al., Franceschelli et al., Zorpi et al., etc.).

3.1.1.4. Struttura ed evoluzione del batolite

Il batolite sardo-corso, ha carattere estremamente composito, al suo interno sono rappresentati numerosi termini petrografici con caratteristiche mineralogiche, tessiturali e geochemiche variabili in relazione alla posizione spaziale all'interno della struttura.

In prima analisi, il carattere composito si rivela per la presenza di numerose intrusioni, mentre, la complessità strutturale è legata alla modalità ed alla cronologia di messa in posto delle singole intrusioni.

Il criterio fondamentale che ha guidato lo studio del batolite, è quello della cronologia relativa delle diverse intrusioni, ma un ruolo importante hanno avuto anche le cronologie assolute, seppure con opportune operazioni di filtraggio dei dati.

La formazione di un batolite, si realizza in un lasso di tempo piuttosto lungo, in cui il contesto geodinamico contempla episodi di collisione continentale come quello riguardante il segmento ercinico sardo ed in tale contesto occorre correlare la messa in opera delle diverse parti del batolite con lo sviluppo globale della tettonica collisionale e post-collisionale.

La sequenza di messa in posto delle diverse plutoniti, è stata ricostruita da diversi autori, la teoria più recente è quella sviluppata da Ghezze e Orsini (1982), tale schema presuppone la formazione di:

- plutoniti precoci sin-tettoniche. Gli autori accorpano sotto questo termine granitoidi a composizione e giacitura diverse, che affiorano nella zona assiale della catena e precisamente nel bordo nord est del batolite (località Porto Pollo-Barrabisa, Porto Cervo, Golfo Aranci, San Teodoro, Budoni) e in prossimità del bordo sud ovest (Pattada, Nuraghe Mazzone, località Bortigiadas).
- plutoniti tardo-tettoniche, in questo raggruppamento, è compresa la maggior parte del batolite (circa 74% del totale). All'interno di questo raggruppamento, sono osservabili diversi motivi architettonici in stretta correlazione con le modalità di messa in posto ed con il carattere più o meno composito dei singoli massicci. A questo proposito tra le situazioni più significative ricordiamo: intrusioni uniche differenziate (massiccio di S. Restituta), intrusioni concentriche incastrate (massiccio di Bono), intrusioni a composizione omogenea (massiccio tonalitico di Bitti, massicci granodioritici di Bolotana e Anela). Occorre, inoltre, precisare che tali plutoniti presentano un ampio spettro di rapporti con le metamorfiti incassanti.
- plutoniti post-tettoniche, rappresentano circa il 25% del batolite e si caratterizzano per una spiccata omogeneità composizionale riconducibile a termini leucogranitici. Il profilo architettonico è assai più regolare rispetto alle plutoniti precedenti, infatti, i corpi sono di solito isotropi anche dal punto di vista composizionale. La netta discordanza con le rocce incassanti ed in particolare con le plutoniti precoci e con quelle tardo tettoniche, indicano la netta posteriorità di messa in posto rispetto a queste.

3.1.2. I depositi quaternari

Il quaternario, in Sardegna, si caratterizza per la presenza di depositi di origine continentale e subordinatamente da sedimenti marini questi ultimi di estensione spessori limitati ed attribuibili al tirreniano e all'Olocene.

Il quaternario antico (Pleistocene) diffuso in tutta l'isola ma in particolar modo nella piana del Campidano e del Cixerri e nella Nurra è rappresentato dalle alluvioni antiche che si caratterizzano per un ambiente di deposizione di conoide e di piana alluvionale, da sedimenti di natura fluviale depositi durante i periodi freddo-aridi e successivamente reincisi e terrazzati in periodi caldo-umidi.

I sistemi morfoclimatici di tipo periglaciale descritti, hanno permesso inoltre la deposizione di detriti di versante che si trovano associati ai depositi precedenti.

In Sardegna sono caratteristici i depositi costituiti da materiale clastico spigoloso non evoluto più o meno grossolano.

In essi si rinviene una stratificazione evidenziata da frequenti variazioni granulometriche, determinate dalle variazioni energetiche date dalle oscillazioni climatiche con periodi di gelo e disgelo frequenti e intensi che si svilupparono principalmente nel wurmiano (Pleistocene superiore).

Estesi depositi di natura eolica, in genere rappresentati da dune fossili a composizione arenacea più o meno compatta, con presenza di stratificazione incrociata, anch'esse messe in posto in condizioni periglaciali.

La loro presenza si ha lungo le coste in particolare su quella occidentale e più raramente su quella orientale e in esse si rinvencono frammenti di bivalvi e resti di mammiferi, la loro età è riferibile al Pleistocene medio e superiore.

Di notevole importanza sono i sedimenti litorali del Tirreniano la cosiddetta Panchina Tirreniana a strombus i cui affioramenti più caratteristici sono visibili a Cagliari, Nora, Alghero, Santa Teresa di Gallura e nel Sinis di età variabile tra 138.000 e 90.000 anni.

L'Olocene si caratterizza per la presenza di:

- ❖ depositi ghiaioso-sabbiosi delle piane alluvionali e dei fondovalle
- ❖ sabbie e ghiaie delle spiagge,
- ❖ sabbie eoliche delle zone di retrospiaggia che talora presentano formazioni dunari la cui estensione può essere di qualche chilometro nell'entroterra
- ❖ depositi limoso-argillosi presenti nelle lagune e negli stagni costieri.

Nella nostra area di interesse, quelli principali sono dati da sedimenti fluviali di conoide e di piana alluvionale.

3.1.3. Litologie principali presenti nell'area vasta

Le litologie presenti nell'area vasta considerata, sono da ascrivere principalmente a litologie appartenenti a:

1. depositi quaternari, rappresentati fondamentalmente da:

- Depositati alluvionali, con presenza di ghiaie, sabbie, limi ed argille sabbiose dell'Olocene (1)



- Conglomerati, sabbie, argille più o meno compatte e consistenti, deposte in terrazzi e conoidi alluvionali (Alluvioni antiche auct.) (? Pliocene–Pleistocene) (2a)



2. complesso intrusivo del basamento ercinico, complesso plutonico e filoniano del Carbonifero superiore-Permiano, rappresentato fondamentalmente da:

- Principali filoni di quarzo (24)



- Leucograniti equigranulari (26)

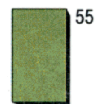


Le litologie di questo complesso, sono spesso accompagnate dalla presenza di zone in cui è presente un'arenizzazione più o meno invasiva della massa rocciosa, che si riscontra più abbondante in aree a pendenza elevata, con condizioni microclimatiche particolari e con presenza di circolazione idrica superficiale.

Questo complesso granitoide, è attraversato da filoni che fanno parte del corteo filoniano con orientazione prioritaria circa nord ovest-sud est.

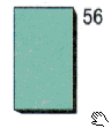
3. complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi ed anchimetamorfico, appartenenti alle falde esterne rappresentato dalla successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore, in particolare dalla successione pre-Ordoviciano medio con presenza di:

- metarenarie micacee e quarziti, alternate a metapeliti e rari microconglomerati, con piste, impronte di meduse e acritarchi, nella parte alta metapeliti viola, nere e verdastre, quarziti e mataconglomerati quarzosi (Cambriano medio-Ordoviciano inferiore) (55).

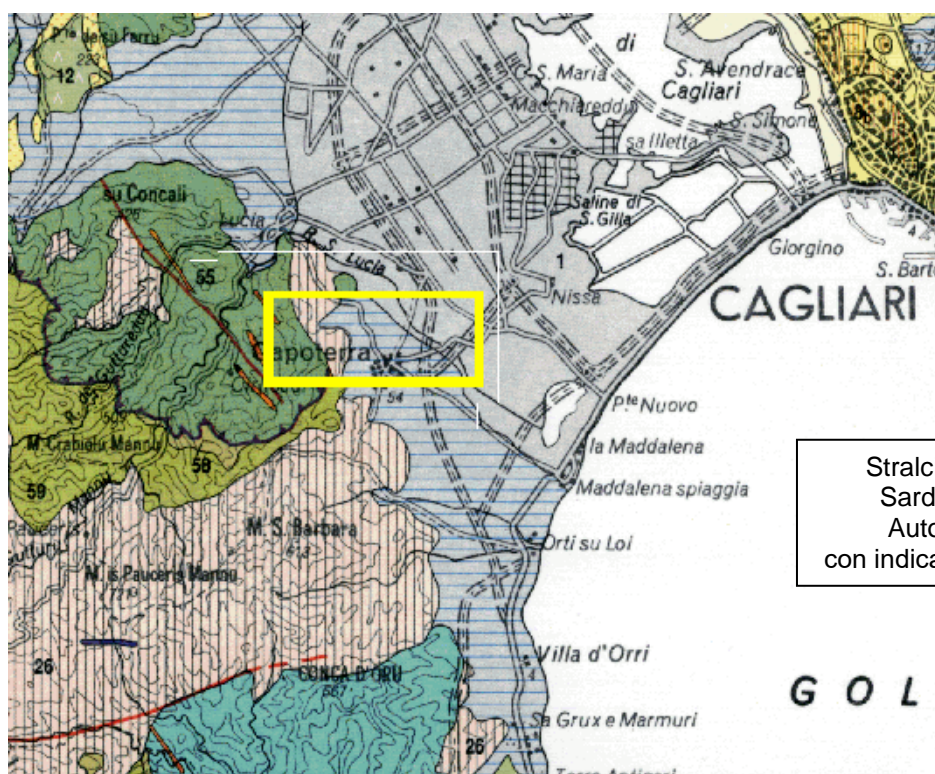


4. complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi ed anchimetamorfico, appartenenti alla zona esterna a "thrust" e pieghe rappresentato dalla successione dell'Ordoviciano medio-Carbonifero inferiore, con presenza di:

- alternanza di quarziti, metarenarie, metapeliti e metasiltiti, metaconglomerati e brecce (Carbonifero inferiore) (56)



- metasiltiti e metarenarie con intercalazioni di metavulcaniti basiche e metatufiti, con briozoi, brachiopodi, tentaculiti litorali, graptoliti, crinoidi, trilobiti, metaconglomerati con olistoliti di calcari e dolomie cambriani, metasiltiti e metarenarie rosso-violacee di piana da alluvionale a costiera (Caradoc-Ashgilliano) (59)



Stralcio Carta Geologica della
Sardegna edita da Regione
Autonoma della Sardegna
con indicazione dell'area di interesse

3.2. Geologia dell'area

In questo paragrafo, si descrive brevemente la geologia della zona e la sua storia strutturale, limitatamente ai depositi presenti nell'area, le unità che interessano la zona in esame, sono:

- ❖ i depositi quaternari.

3.2.1. I depositi quaternari

Si individuano due principali unità deposizionali, il cui confine è segnato da una superficie di erosione che corrisponde ad una fase di incisione e terrazzamento.

La presenza di estesi depositi alluvionali terrazzati ubicati a quote progressive sui fondi vallivi attuali, ha permesso l'utilizzo dei criteri morfo e pedo stratigrafici, mentre la presenza di indicatori climatici ha permesso un inquadramento cronologico delle due unità.

All'interno dei depositi quaternari nell'area di nostro interesse ed in quella a nord limitrofa, distinguiamo:

- ❖ il sintema di Portovesme del Pleistocene, rappresentato da depositi di piana alluvionale che si caratterizzano per passaggi laterali a depositi di conoide detriti di pendio e
- ❖ i depositi dell'Olocene, che al loro interno, risultano suddivisi in varie sub unità in relazione agli ambienti deposizionali per cui si distinguono depositi alluvionali, di spiaggia, eolici, ecc..

3.2.1.1. I depositi pleistocenici

Nell'area di interesse, sono visibili i depositi alluvionali attribuibili al Pleistocene superiore e conosciuti nella letteratura come Alluvioni antiche auct..

3.2.1.1.1. Sintema di Portovesme

Questa unità che affiora nell'area di interesse, affiora poi estesamente anche nelle aree limitrofe.

Il sintema su vasta scala, è suddivisibile in due subsintemi, quello di Portoscuso e quello di Cala Mosca, nelle aree di nostro interesse e in quelle limitrofe, affiora solo il primo.

3.2.1.1.1.1. Subsintema di Portoscuso

Il subsintema di Portoscuso, si caratterizza per:

- ❖ presenza di depositi di conoide alluvionale, più o meno appiattite deposte dai corsi d'acqua che incidono i rilievi,
- ❖ localmente data la vicinanza dei rilievi, si possono notare conoidi incanalate caratterizzate da monotonia compositiva,
- ❖ costituiti in prevalenza da ghiaie grossolane più raramente da blocchi,
- ❖ in prossimità dei versanti si riscontra un aumento sia delle dimensioni dei clasti sia della percentuale degli elementi spigolosi,
- ❖ i clasti a maggiore angolosità, sono quelli provenienti da rocce metamorfiche per la presenza di elevate percentuali di elementi quarzitici,
- ❖ clasti con spigoli subangolosi e subarrotondati,
- ❖ talora si rinvencono strutture incrociate concave in genere piatte e di limitata ampiezza,
- ❖ si rinvencono raramente sedimenti fini sotto forma di lenti e di livelli sabbiosi,
- ❖ lo spessore totale può anche superare i 10 metri ma normalmente è di alcuni metri.

La parte basale del deposito quando visibile, è netta, su roccia debolmente inclinata.

La superficie di erosione testimonia che prima della fase generale di conformazione delle conoidi alluvionali, i versanti erano stati modellati da estese superfici di spianamento a debole inclinazione caratteristiche di ambienti aridi e subaridi.

La loro datazione effettuata con il metodo del C14, sia su resti rimaneggiati di conchiglie di molluschi marini e terrestri presenti all'interno di depositi di natura eolica, sia su porzioni di concrezioni e rocce calcaree è stata effettuata nell'area dove è stata istituita la località tipo di questo sintema nei pressi di Portoscuso.

In base alle datazioni radiometriche e alle osservazioni stratigrafiche è stato possibile asserire che:

- ❖ questi sedimenti sono dell'unità alluvionale precedente l'olocene,
- ❖ la loro messa in posto è avvenuta in condizioni aride e fredde,
- ❖ la loro deposizione segue una fase di modellamento di pediment, in probabili condizioni aride calde,
- ❖ è plausibile attribuirli al Pleistocene superiore.

3.2.1.2. I depositi olocenici

Tra i depositi di questo periodo si ritrovano

- ❖ i sedimenti attuali,
- ❖ i sedimenti derivati dalle modificazioni dell'ambiente olocenico che si caratterizzano per gradi differenti di inattività e seppellimento,
- ❖ i depositi alluvionali terrazzati situati a quote inferiori rispetto a quelli del Pleistocene.

Tra tutti quelli più estesi in affioramento sono quelli di piana alluvionale che passano gradatamente a quelli di conoide alluvionale attraverso relazioni laterali di facies.

In aree non prossime a quella di interesse, si ritrovano anche depositi di versante.

3.2.1.2.1. I depositi alluvionali terrazzati

Si ritrovano estesamente nelle zone limitrofe.

La loro posizione stratigrafica, fa sì che ricoprano i sedimenti del sistema di Portovesme e siano ricoperti dai depositi alluvionali attuali.

Si caratterizzano per:

- ❖ presenza di depositi alluvionali grossolani,
- ❖ presenza di limitate lenti e livelli di sabbie e di ghiaie fini a stratificazione incrociata concava,
- ❖ presenza di elevata massività, simile a quella che si ha lungo gli alvei attuali,
- ❖ si ritrovano ai lati dei lineamenti idrologici attuali o dei tratti di alveo regimati ma non intaccati dalla dinamica attuale, anche se lo potrebbero in caso di eventi meteorici importanti,

Lo spessore di questi depositi, può superare i 5 metri come evidenziano le sezioni esposte lungo le scarpate di erosione fluviale in cui è attiva la dinamica erosiva o in fronti di cava.

3.2.1.2.2. I depositi alluvionali

L'area di nostro interesse, è drenata da corsi d'acqua di modesta estensione ed a carattere tipicamente torrentizio, quindi con caratteristiche legate dalle alternanze stagionali.

Sui lineamenti principali che in quest'area sono il Rio Santa Lucia, il Rio di San Gerolamo e il Rio mannu di Villa San Pietro, si raccordano diffusi affluenti minori caratterizzati da un regime torrentizioe con grado di attività dell'alveo estremamente variabile.

I depositi alluvionali, si caratterizzano per:

- ❖ presenza di sedimenti grossolani e/o molto grossolani,
- ❖ locali presenze di intercalazioni di lenti e sottili livelli sabbiosi,
- ❖ stratificazione in genere a livelli piano-paralleli o a stratificazione incrociata concava molto piatta,
- ❖ presenza di dinamiche di corsi a canali intrecciati,
- ❖ spessore molto variabile che localmente supera i 5 metri.

In vicinanza dei versanti montuosi, i sedimenti presenti all'interno degli alvei possono avere dimensioni grossolane e localmente sono rilevabili affioramenti del substrato.

3.3. Tettonica

Per la Sardegna sud occidentale, sono da evidenziare i segni evidenti dei piegamenti caledoniani, la cosiddetta Fase Sarda (Stille 1939) ed ercinici, chiaramente testimoniate e documentate da molti studiosi e dovute all'interferenze di due direzioni assiali principali est-ovest e nord-sud.

Le successioni paleozoiche presenti nell'area, si caratterizzano per:

- ❖ presenza di deformazioni polifasiche erciniche tipiche di livelli altocrostaali,
- ❖ grado di metamorfismo basso (anchizona-epizona),
- ❖ prevalente appartenenza all'avampaese autoctono dell'Iglesiente-Sulcis,
- ❖ alla zona esterna dell'orogene ercinico sardo
- ❖ in minore misura al fronte dell'unità alloctona dell'Arburese (zone delle falde esterne),
- ❖ strutture dominanti con direzione prevalente nord-sud.

La tettonica a pieghe che caratterizza le unità paleozoiche autoctone dell'area e di tutto il Sulcis-Iglesiente, si articola in quattro fasi distinte:

- ❖ Orogenesi caledoniana

I fase detta Fase Sarda dagli autori, è una fase plicativa che ha generato strutture a pieghe con direzione dell'asse est-ovest.

- ❖ Orogenesi ercinica

I fase si tratta di una debole fase plicativa che ha generato strutture a pieghe con direzione dell'asse est-ovest.

II fase si tratta della fase plicativa principale, che ha generato strutture a pieghe con direzione dell'asse nord-sud ed accavallamenti, con sviluppo di scistosità marcata.

III fase si tratta di una fase plicativa debole, che ha generato strutture a pieghe con direzione variabile e creazione nelle litologie meno competenti di clivaggio di frattura talora penetrativo e di crenulazione.

Considerando invece la strutturazione del graben, nel 1973, Cocozza & Schaffer affermano che le faglie dirette che hanno dato origine ai "Graben" della Sardegna si sono individuate a partire dall'eocene inferiore quando, in tutto il Mediterraneo e nell'Europa Centrale e Orientale, si stabilì un campo di tensioni, con σ_1 regionale SSW-NNE parallelo alle faglie, determinato sia dal movimento verso nord della placca africana che dall'aumento della velocità di apertura dei sistemi di "rift" nord atlantici e artici. I compartimenti abbassati dai movimenti verticali vengono invasi dal mare nell'Eocene inferiore e in corrispondenza di essi ha inizio la sedimentazione dei bacini terziari. L'orientazione del campo regionale delle tensioni varia, secondo i suddetti Autori, nel corso del tempo. Nell'Oligocene, durante la rotazione antioraria della Sardegna, il σ_1 regionale assume una direzione nord-sud e determina la formazione del sistema di faglie nord ovest-sud est, nord-sud e sud ovest-nord est.

Nel Neogene l'orientazione del σ_1 regionale è nord ovest-sud est; a questo è legato il collasso del blocco tirrenico secondo fratture orientate nord-sud. In precedenza, Valera (1967) aveva sostenuto che le principali strutture legate alla tettonica disgiuntiva di età alpina derivano dalla riattivazione di faglie paleozoiche orientate nord30°ovest, che è la direzione del Graben del Campidano, e nord 65°est, che è la

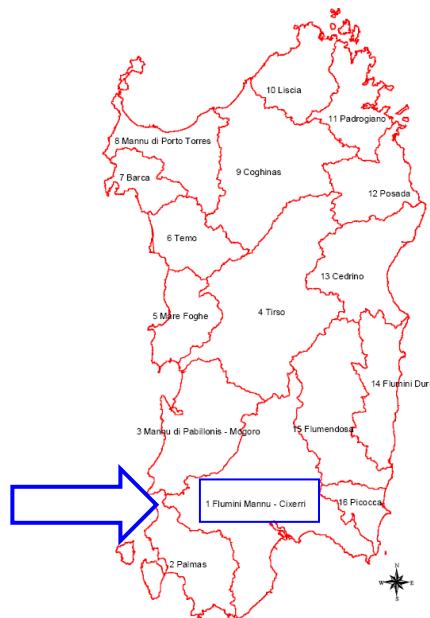


direzione della struttura del Cixerri. Tali zone di frattura sono state la sede, secondo l'Autore, di imponenti fenomeni disgiuntivi in epoche anche recentissime che hanno determinato lo sprofondamento, documentato da valli sospese e da fenomeni di cattura, di tutto il settore ad occidente dell'attuale costa sarda. Anche Arthaud & Matte (1975) affermano che importanti strutture terziarie della Sardegna derivano dalla riattivazione di faglie del Paleozoico superiore che sono state generate da spinte orizzontali mediamente orientate nord 10°. Si tratta di faglie trascorrenti destre (nord ovest-sud est) e sinistre (sud ovest-nord est) che formano domini distribuiti in una grande zona di taglio legata al movimento destro del complesso Scudo Canadese-Groenlandia-Europa rispetto al blocco africano. In seguito, le faglie predette si sarebbero rimosse con movimenti verticali prevalenti ed avrebbero dato origine, ad esempio, alla struttura terziaria del Campidano che si sarebbe, infatti, impostata su una grande faglia trascorrente destra nord ovest-sud est di età paleozoica.

4. Acque superficiali

4.1. U.I.O. del Flumini Mannu di Cagliari-Cixerri

Il territorio regionale è stato suddiviso in Unità Idrografiche Omogenee (U.I.O.) ognuna costituita da uno o più bacini idrografici limitrofi. Attualmente si è proceduto alla suddivisione dell'intero territorio regionale, a partire dai bacini drenanti sui corpi idrici significativi del 1° ordine accorpandovi i bacini minori territorialmente omogenei per caratteristiche geomorfologiche o idrografiche o idrologiche. Tale individuazione ha portato alla designazione di 16 U.I.O. individuate per il territorio regionale la cui denominazione è quella del bacino principale. Nel nostro caso, si ricade all'interno della U.I.O. denominata del Flumini Mannu di Cagliari-Cixerri, con una superficie di circa 3566 kmq. L'immagine che segue mostra la suddivisione descritta per i bacini della Sardegna.



L'U.I.O. del Flumini Mannu-Cixerri è la più estesa tra le U.I.O. individuate con i suoi 3.566 kmq di superficie e comprende, oltre ai bacini principali del Flumini Mannu e del Cixerri, una serie di bacini minori costieri della costa meridionale della Sardegna.

È delimitata a nord dall'altopiano del Sarcidano, a est dal massiccio del Sarrabus-Gerrei, a ovest dai massicci dell'Iglesiente e del Sulcis e a sud dal Golfo di Cagliari.

Il Flumini Mannu è il quarto fiume della Sardegna per ampiezza di bacino e con una lunghezza dell'asta principale di circa 96 km, rappresenta il più importante fiume della Sardegna meridionale.

Il suo corso, si sviluppa in direzione nord est-sud ovest, ha origine nell'altipiano calcareo del Sarcidano, si sviluppa attraverso la Marmilla e sbocca nella piana del Campidano sfociando in prossimità di Cagliari nello Stagno di S. Gilla.

Il Flumini Mannu di Cagliari si differenzia notevolmente dagli altri corsi d'acqua dell'Isola per i caratteri topografici del suo bacino imbrifero, infatti, l'asta principale per quasi metà del suo sviluppo si svolge in pianura, al contrario della maggior parte dei corsi d'acqua sardi aventi come caratteristica la brevità del corso pianeggiante rispetto a quello montano.

Gli affluenti principali del Flumini Mannu di Cagliari sono:

1. in destra: il Canale Vittorio Emanuele e il Torrente Leni,
2. in sinistra: il Torrente Lanessi e il Riu Mannu di San Sperate.

Lungo il corso principale è ubicato l'invaso di Is Barroccus, con capacità massima di invaso di 12 milioni di metri cubi.

Il Riu Cixerri, l'altro fiume principale di questa U.I.O., ha le sue sorgenti nel versante settentrionale del massiccio del Sulcis e scorre poi pressoché perpendicolare alla linea di costa occidentale.

Altro elemento caratteristico dell'idrografia superficiale di questa U.I.O. è lo Stagno di Santa Gilla, dove confluiscono le acque sia del Flumini Mannu che del Cixerri, oltre che di una serie di corsi d'acqua minori, tra cui si segnalano il Rio Sa Nuscedda, il Riu Murta, il Riu di Sestu, il Rio di Santa Lucia.

Oltre ai due fiumi principali, si segnalano:

1. il Riu di Corongiu che drena le acque della parte meridionale del massiccio del Sarrabus,
2. il Riu di Sestu che drena le acque della parte meridionale delle colline del Parteolla,
3. il Rio di Santa Lucia che drena le acque della parte nord - orientale del massiccio del Sulcis (monti di Capoterra),
4. il Riu di Pula che drena le acque provenienti dalle pendici sud – orientali del massiccio del Sulcis.

Di seguito si riporta l'elenco dei centri urbani limitrofi all'area di interesse con il relativo bacino di primo ordine di appartenenza.

Comune	Bacino 1° ordine
Uta	Riu Cixerri
Capoterra	Riu Cixerri



Complessivamente nella U.I.O. del Flumini Mannu–Cixerri si contano, 43 corsi d'acqua del primo ordine e 170 corsi d'acqua del secondo ordine, si tratta di corsi d'acqua aventi estensione limitata, ad eccezione del Riu Mannu di San Sperate, lungo circa 43 km, che è anche un corso d'acqua significativo.

4.2. Idrografia dell'area

L'idrografia dell'area, appare piuttosto complessa, il territorio è drenato da numerosi corsi d'acqua che si sviluppano per linee semplici che seguono esattamente la pendenza e per linee più tortuose in quelle parti di territorio in cui i corsi d'acqua si sono insinuati entro le litologie grazie al loro potere erosivo.

Le caratteristiche dell'idrografia dell'area, sono correlate direttamente con l'assetto morfologico e le direttrici di scorrimento delle acque superficiali, rispecchiano la situazione morfo-strutturale della zona.

Sulle superfici dei coni di deiezione che segnano il passaggio tra la pianura del Campidano e i rilievi montuosi di Capoterra, il reticolo idrografico mostra una azione erosiva che ha creato delle incisioni di profondità via via inferiore man mano che ci si avvicina alla linea di costa, in particolare il Rio San Girolamo e il Rio Masoni Ollastu, nell'approfondimento del loro alveo, hanno creato dei modesti orli di terrazza.

Il territorio del comune nella sua totalità, risulta compreso tra i 0 e i 740 metri sul livello del mare che ci consente di asserire che l'escursione altimetrica complessiva risulta essere pari a 740 metri.

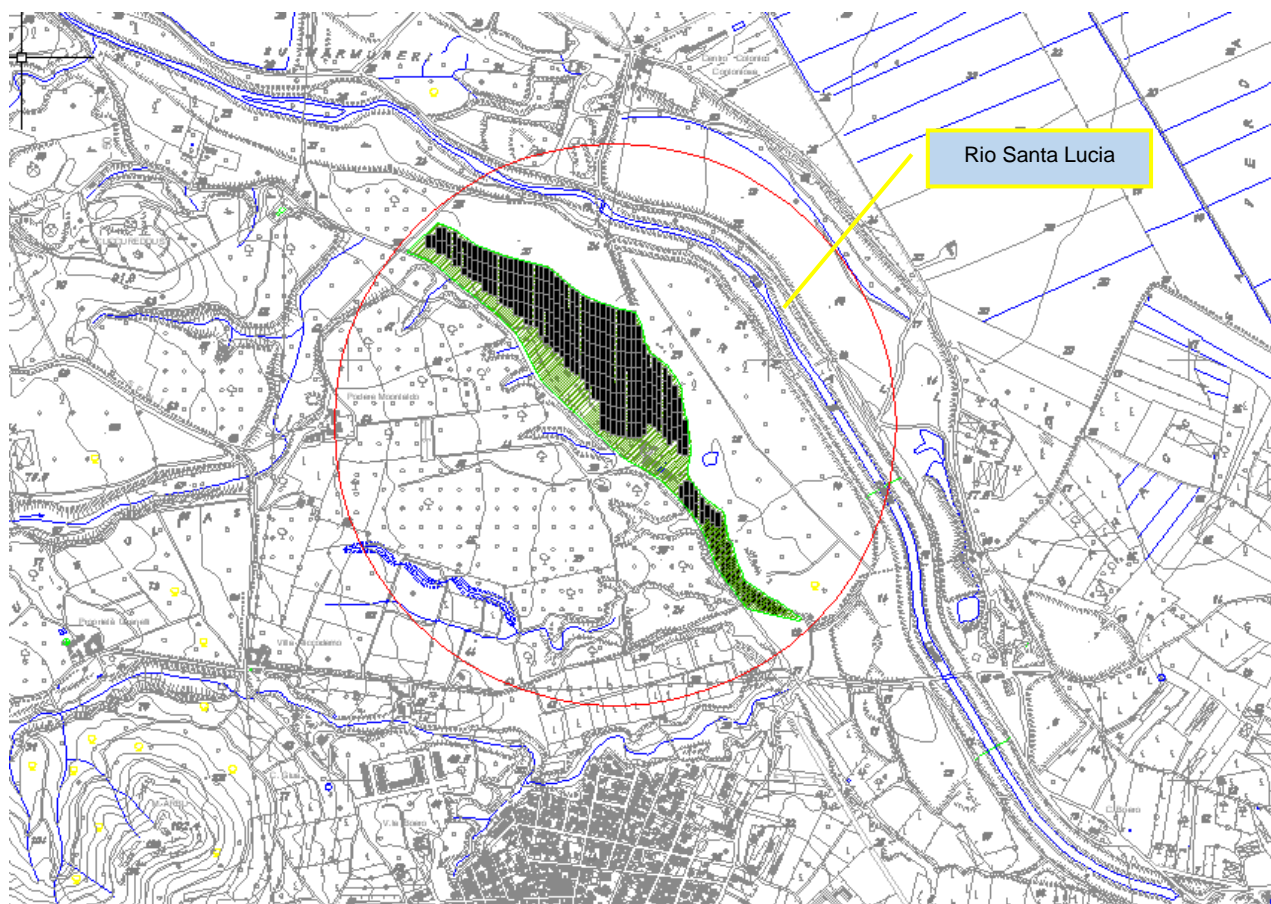
I lineamenti idrologici del territorio, risentono chiaramente della morfologia dello stesso ed in esso si evidenziano delle direzioni prevalenti e predominanti, infatti, le direzioni dei deflussi principali sono in direzione circa nord ovest-sud est e quelle secondarie si presentano con direzione variabile soprattutto nelle aree a sud rispetto al centro abitato.

Tali direzioni preferenziali, sono ovviamente correlabili con la natura delle litologie presenti e con l'apporto proveniente dai rilievi circostanti, prioritariamente presenti nelle zone a ovest.

A questo proposito occorre specificare che nella zona limitrofa a quella di interesse, le direzioni dei lineamenti principali si sviluppano come nel resto del territorio ricalcando la lineazione nord ovest-sud est e tra questi dobbiamo sicuramente indicare:

- a nord del centro abitato di Capoterra, il Rio Santa Lucia con un bacino di 130,51 kmq, drena le acque della parte nord orientale del massiccio del Sulcis (monti di Capoterra) e le cui acque defluiscono verso sud est dove si riversa nell'area umida di Santa Gilla, nel corpo idrico denominato Saline di Capoterra,
- a sud del centro abitato di Capoterra, il Rio San Girolamo con un bacino di 36,44 kmq, le cui acque alimentano lo stagno di Poggio dei Pini e le cui acque defluiscono verso sud est e si riversano in mare nella zona tra Maddalena Spiaggia e Su Loi, nel tratto di costa indicato come Villa d'Orri.

Il reticolo idrografico in relazione all'andamento morfologico dello stesso, mostra soprattutto nelle zone montuose una buona densità per la presenza di numerose piccole valli che non mostrano uno sviluppo lineare elevato.



Tutti i corsi d'acqua presentano un andamento fortemente dipendente dall'entità delle precipitazioni e quindi carattere in genere torrentizio con piene durante le stagioni piovose e alveo pressoché asciutto durante le stagioni siccitose estive.

5. Acque sotterranee

Sulla base del quadro conoscitivo attuale, sono stati individuati, per tutta la Sardegna, 37 complessi acquiferi principali, costituiti da una o più Unità Idrogeologiche con caratteristiche idrogeologiche sostanzialmente omogenee.

I complessi acquiferi significativi, sono stati individuati sulla base della loro potenzialità e, secondariamente, della loro vulnerabilità.

Per quanto riguarda questo secondo aspetto, è stato dato maggiore risalto agli acquiferi quaternari costieri, maggiormente vulnerabili (centri abitati, insediamenti turistici, ingressione marina, agricoltura intensiva), rispetto ad alcuni acquiferi profondi siti in aree scarsamente antropizzate.

Gli acquiferi presenti nella U.I.O. del Flumini Mannu di Cagliari-Cixerri, sono di seguito elencati:

1. acquifero Detritico-Alluvionale Plio-Quaternario del Campidano
2. acquifero Detritico-Alluvionale Plio-Quaternario di Villasimius
3. acquifero Detritico-Alluvionale Plio-Quaternario del Cixerri
4. acquifero Detritico-Carbonatico Oligo-Miocenico del Campidano Orientale
5. acquifero Detritico-Carbonatico Eocenico del Salto di Quirra
6. acquifero delle Vulcaniti Oligo-Mioceniche della Trexenta e della Marmilla
7. acquifero dei Carbonati Mesozoici della Barbagia e del Sarcidano
8. acquifero delle Vulcaniti Plio-Pleistoceniche del Monte Arci
9. acquifero delle Vulcaniti Plio-Pleistoceniche della Giara di Gesturi
10. acquifero dei Carbonati Cambriani del Sulcis- Iglesiente
11. acquifero delle Vulcaniti Oligo-Mioceniche di Pula- Sarroch
12. acquifero Detritico-Alluvionale Quaternario di Capoterra-Pula.

Di seguito, si descrive l'acquifero detritico-alluvionale Plio-Quaternario del Campidano presente nell'area e le sue caratteristiche idrogeologiche principali.

L'acquifero detritico-alluvionale plio-quaternario del campidano, è caratterizzato da permeabilità per porosità complessiva medio-bassa con locali episodi di permeabilità medio-alta nei livelli a matrice più grossolana.

Nelle facies carbonatiche che possono essere presenti, diventa importante anche la permeabilità per fessurazione.

Questo acquifero è caratterizzato da uno spessore medio di circa 200 metri con una quantità abbondante di prelievi dalla falda.

Le sorgenti sono assenti o rare.

Nelle litologie che presentano consistenza rocciosa, le caratteristiche di permeabilità che possono realmente incidere e determinare la circolazione idrica nel sottosuolo, sono quelle di tipo secondario, quindi le fratture e le discontinuità presenti nell'ammasso.

A questo proposito, devono essere considerate prioritariamente le caratteristiche di apertura, persistenza, densità delle discontinuità che nel loro complesso possono determinare condizioni favorevoli o meno rispetto alla conducibilità idraulica.



In alcune litologie presenti, rivestono importanza anche le caratteristiche di permeabilità primaria come vedremo nel presente paragrafo.

Nelle litologie non dotate di permeabilità primaria, data la assenza di porosità nella roccia e pertanto non in grado di determinare condizioni ideali per l'accumulo e la migrazione della risorsa idrica, sono notevolmente bassi i valori della trasmissività e della capacità di immagazzinamento, infatti, la risorsa in questo contesto non trova le condizioni per potersi trasmettere e immagazzinare.

In questo acquifero, le litologie presenti, in relazione alla loro deposizione, presentano una variabilità sia orizzontale che verticale, evidenziando litologie con caratteristiche da argillose a ghiaiose con passaggi a litologie intermedie di tipo sabbioso.

Una situazione stratigrafica di questo tipo, può generare localmente delle condizioni ideali per l'accumulo e la migrazione della risorsa idrica, per la presenza per esempio di litologie a granulometria più elevata ed in assenza di parti o orizzonti argillosi e limosi.

Le litologie ghiaiose e sabbiose, determinano le condizioni migliori per la risorsa idrica per potersi trasmettere e immagazzinare, infatti, sono dotate di importanti valori della trasmissività e della capacità di immagazzinamento.

Al contrario, le litologie argillose e limose, possono costituire delle autentiche barriere per la migrazione della risorsa e sono delle litologie a bassissima capacità di immagazzinamento.

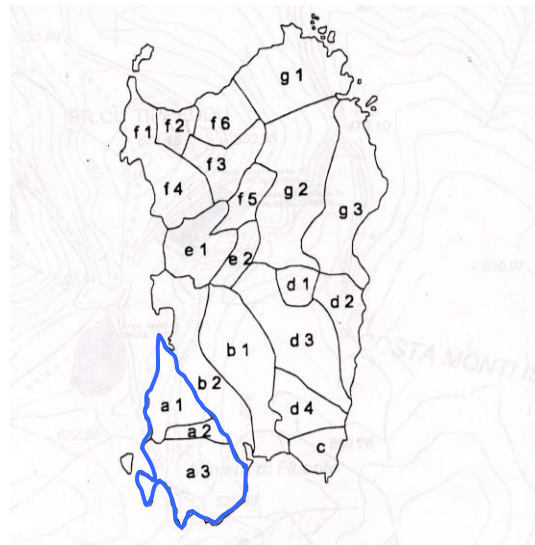
6. Geomorfologia

6.1. Inquadramento generale

Secondo la suddivisione operata dal Pelletier, la Sardegna risulta suddivisa in sette grandi unità morfologiche, così denominate:

- ❖ Regioni del sud-ovest (a);
- ❖ Campidano (b);
- ❖ Massiccio dei Sette Fratelli (c);
- ❖ La dorsale del Gennargentu ed il bacino del Flumendosa (d);
- ❖ La regione vulcanica di Campeda e della media valle del Tirso (e);
- ❖ I rilievi del nord-ovest (f);
- ❖ Il gruppo degli altopiani e delle creste a nord del Gennargentu (g).

L'area in esame ricade entro l'area A, nella sub regione delle regioni del sud-ovest denominata Sulcis.



L'area vasta in esame considerata per questa analisi morfologica, è situata nella zona sud della Sardegna, nella zona geografica del Sulcis ed in minima parte in quella del Campidano orientale.

La zona geografica del Sulcis, che si estende tra il bordo meridionale del Campidano di Cagliari e la depressione della fossa del Cixerri, è l'area più a sud della Sardegna.

Il rilievo risulta complesso, per la presenza di graniti, micascisti e rilievi vulcanici molto particolari.

Nelle zone più antiche, si trovano rocce calcaree di origine marina cambriane, mentre, i graniti sono stati messi in posto successivamente probabilmente ad opera della orogenesi ercinica.

La loro messa in posto anche se non particolarmente ricca di energia, ha creato una serie di modificazioni nelle rocce sedimentarie già deposte portando alla formazione di rocce metamorfiche in particolare di scisti cristallini i cui lembi più antichi, si ritrovano nelle zone ad altitudine maggiore.

Il sollevamento delle superfici precedentemente appianate, ha portato alla formazione di rilievi di tipo appalachiano soprattutto su litologie cambriane, caratterizzati da una erosione selettiva per cui sono rimasti in evidenza le rocce meno erodibili che si ergono nelle parti più elevate.



In questa descrizione, ci preme focalizzare l'attenzione sul settore sud orientale del Sulcis che è in prevalenza montuoso e si inserisce come una grande anticlinale tra le zone in depressione dei Golfi di Palmas e di Cagliari ed arriva dai monti di Capoterra fino a Capo Spartivento e Capo Teulada.

Partendo da Capoterra l'area montuosa, si sviluppa con un aumento di quota verso sud.

In sequenza, lungo questa direzione, che mostra una morfologia con ripidi versanti e vallate profonde, troviamo con quota 194 metri il monte Arbu, con quota di 606 metri Su Aingiu Mannu, con quota 948 metri il Monte Arcosu e con 1086 metri il Monti Lattias.

A questo punto l'osservazione del paesaggio, ci consente di individuare delle differenze relazionate alle litologie incontrate, sui rilievi granitici, troviamo un paesaggio con scarpate e versanti estremamente ripidi e privi di vegetazione, mentre, su quelli metamorfici, il rilievo mostra profonde incisioni per azione dell'erosione con la presenza di un gran numero di valli incassate e profondamente incise nella roccia, con lati ripidi e con presenza di materiali rocciosi.

Nella zona orientale della regione geografica considerata, alle spalle di Santa Margherita di Pula, si sviluppano delle alture che dominano la costa con versanti ripidi e caratterizzati da numerose valli poco estese ma profonde che creano un paesaggio vario, molto suggestivo e ricco di forme.

In quest'area, è di particolare rilievo la serie di creste granitiche ad andamento rettilineo che comprende Punta Eva con quota 518 metri, Punta Truba Manna con quota 497 metri e Monti Riu Perdosu.

L'area costiera per la maggior parte è caratterizzata dalla presenza di piccolissimi bacini imbriferi e torrentelli.

Tra questi bacini, dobbiamo citare quelli del Riu Foxi de Sali, del Riu Mannu di Chia, del Riu Leonaxiu e del Rio de Sa Porteta, caratterizzati da un restringimento verso la costa e dalle aste fluviali principali con presenza di un trasporto solido evidente per la presenza di ghiaia, sabbia e ciottoli, che nel corso del tempo hanno portato alla formazione di spiagge lunghe e di piccole aree sabbiose molto delicate.

Nella zona a sud rispetto alla Maddalena Spiaggia, inizia il confine tra la pianura del Campidano e i rilievi dei monti di Capoterra delimitato dalla presenza di estese superfici rappresentate da coni di deiezione, caratterizzati da forti pendenze e da una altitudine al confine con le zone montuose di circa 70 metri per poi gradualmente in maniera regolare degradare verso la costa.

Nel suo degradare, il complesso di materiali alluvionali, subisce una decisa diminuzione verso la riva dove forma un argine di alcuni metri di altezza.

Su queste superfici, il reticolo idrografico mostra una azione erosiva che ha creato delle incisioni di profondità via via inferiore man mano che ci si avvicina alla linea di costa, in particolare il Rio San Girolamo e il Rio Masoni Ollastu, nell'approfondimento del loro alveo, hanno creato dei modesti orli di terrazza.

Sul cono di deiezione attraversato dal Rio Santa Lucia è edificato il centro abitato di Capoterra.

Dal punto di vista dell'estensione, le zone alluvionali mostrano una profondità di circa 5 chilometri nella zona di Maddalena Spiaggia lunghezza che diminuisce spostandoci nelle zone meridionali dove in località Sa Gruxi e Marmuri raggiunge circa 500 metri.

In quest'area, le alluvioni risultano insinuate tra il rilievo granitico di Monte Luas ed il mare superato il quale si riaprono fino alla zona di Sarroch dove in prossimità dei rilievi andesitici del Monte Arrubiu subiscono una nuova brusca riduzione.



Superata la zona di Sarroch e procedendo verso Pula, la zona costiera si mostra caratterizzata dalla presenza di isolati rilievi vulcanici (Punta Forcadizzo presso Pula, Monte Santa Vittoria, l'isolotto di San Macario) che emergono con forme non sempre ben definite dal piano inclinato in direzione est e costituito dai materiali alluvionali.

La banchina litorale, via via continua ad allargarsi e nei pressi di Pula spostandoci in direzione ovest, raggiunge una profondità di circa 10 chilometri, ed in questa zona occidentale i lineamenti idrografici, hanno costruito dei coni di deiezione di modesta entità che rendono più graduale il passaggio verso i massicci montuosi.

L'area è caratterizzata da modesti spessori delle coperture alluvionali con caratteristiche forme di dossi, costituite anche per grosse estensioni da materiali molto fini, che portano ad una emersione anche frequente delle rocce del basamento e talvolta delle trachiti e delle andesiti.

Spostandoci verso sud, si assiste ad una progressiva diminuzione della profondità delle zone alluvionali e ad un avanzamento delle zone granitiche, che nella zona di Porto de Su Scovargiu è caratterizzato da un piano inclinato che scende fino al mare ed in moltissimi casi, termina con una costa alta alcuni metri formata da materiale alluvionale perlopiù ciottoloso.

L'estesa spiaggia di Santa Margherita, inizia a Guardia de Is Morus ed è formata da materiale sabbioso fine e di colore chiaro, mentre, l'andamento costiero si presenta uniforme ed è caratterizzato da alluvioni terrazzate con altezze che in alcuni casi raggiungono i 7-8 metri.

L'area del Campidano orientale, è inserita in un'area che confina a ovest con il Campidano occidentale, a nord con le regioni geografiche della Marmilla, della Trexenta e del Parteolla, a sud con il Sulcis e l'Iglesiente e a est con il massiccio dei Sette Fratelli.

Gli aspetti paesaggistici più caratteristici dell'area in esame, sono rappresentati dai colli vulcanici, dalle depressioni alluvionali e dalle colline plioceniche.

I rilievi vulcanici formati da vulcaniti molto acide, presentano ripidità dei versanti e si stagliano sui depositi miocenici.

Morfologicamente questi rilievi si possono suddividere in due tipologie, quelli del piccolo massiccio di Serrenti e i necks presso Monastir (Monti Zara e Oladri) e Villagrecia.

Nella zona di Sanluri, i sedimenti miocenici, dominano il paesaggio con forme morbide e arrotondate.

L'area più meridionale del Campidano è caratterizzata da un cambiamento delle forme, per una quasi orizzontalità delle stesse.

La fossa del Campidano, nel Miocene, non era probabilmente ancora ben formata, nei periodi successivi l'evoluzione della due aree occidentale e orientale, si differenziò.

Si verificarono una serie di abbassamenti del rilievo, l'ultimo dei quali avvenne probabilmente nella zona orientale nell'interglaciale Riss-Wurm.

Il settore sud-orientale della pianura del Campidano, è una fossa tettonica che ha subito un ampliamento delle superfici per effetto della continua ed in molti casi intensa erosione superficiale.

La zona del Campidano sud-orientale, è caratterizzata dalla presenza di zone depresse di non elevata estensione areale ma presenti in notevole quantità e ricolmate dalle alluvioni quaternarie.



Le zone a quota maggiore, sono costituite dalle litologie del miocene, caratteristiche per la loro forma allungata e per la superficie spianata, la cui posizione è in genere ai bordi ma che si trovano anche all'interno delle depressioni, pur venendo raramente in superficie a causa della occlusione operata dalle coperture alluvionali.

Queste ultime, sono essenzialmente formate da un conglomerato, eterogeneo, con ciottoli poco arrotondati e con cemento calcareo, che per opera dell'erosione provengono dai rilievi circostanti.

Tra queste depressioni, occorre citare quella di Simbirizzi, a nord est di Quartu Sant'Elena, circondata e chiusa dai rilievi circostanti e depressa di circa 20 metri che è stata trasformata in un bacino artificiale nel quale vengono invase le acque che alimentano diverse città dell'area cagliaritano.

L'area più meridionale, è caratterizzata dalla presenza del compendio umido dello stagno di Molentargius, delle saline e del cordone sabbioso del Poetto, in continuità con le due componenti precedenti, e da una parte dell'arco costiero orientale del Golfo di Cagliari, che dal Margine Rosso si estende fino al Capo di Carbonara, nonché dalla parte meridionale del vasto retroterra montano del massiccio granitoide di Serpeddi-Sette Fratelli, che interessa l'area in oggetto con le sue estreme propaggini meridionali.

Le zone umide di Santa Gilla e Molentargius, sono separate dalla dorsale strutturale di Cagliari che è impostata secondo le direttrici tettoniche campidanesi nord ovest-sud est ed è definita dalle colline mioceniche.

La depressione stagnale di Molentargius, ha una superficie di circa 500 ettari, fa riferimento ad un bacino d'alimentazione che si spinge fino ai rilievi collinari di Settimo San Pietro e Sinnai e culmina con la zona sabbiosa del litorale del Poetto.

La sua formazione si deve far risalire verosimilmente al Tirreniano su una superficie depressa originatasi per erosione fluviale e nella quale per la sua posizione di basso morfologico, vi confluivano tutti i corsi d'acqua della zona orientale della città di Cagliari.

Il più esteso è lo stagno di Santa Gilla, formatosi per l'avanzata del mare in una zona di retroterra poi sbarrata da un cordone sabbioso litoraneo.

Sfociano nello stagno, due lineamenti idrografici importanti come i fiumi Cixerri e Flumini Mannu, che sono stati inalveati da due opere artificiali e pertanto possono defluire in maniera indipendente entro lo stagno.

Lo stagno di Quartu, è invece un tipico stagno di retrospiaggia che si origina per la presenza degli sbarramenti sabbiosi litoranei ed occupa una depressione parallela alla linea di costa ed è molto recente.

Gli habitat delle zone umide rappresentano dal punto faunistico, un ambiente idoneo per la riproduzione, lo svernamento e la sosta di uccelli marini e acquatici, mentre, dal punto di vista vegetazionale, sono caratterizzate dalla presenza di fasce vegetazionali con sostituzione graduale andando dalla costa verso l'entroterra delle piante alofite a favore delle idrofite.

La zona del Golfo degli Angeli, è caratterizzata dalla presenza di falcate sabbiose e spiagge di baia geneticamente legate all'evoluzione della rete idrografica drenante gli estesi bacini montani retrostanti.

6.2. Descrizione dell'area limitrofa

Le aree limitrofe alla zona del futuro cantiere, sono state analizzate spostandoci dalla zona oggetto verso i diversi punti cardinali.

La zona mostra quote che oscillano entro un range limitato e con un incremento delle stesse dalla zona est verso la zona ovest.

Gli alti morfologici principali presenti nell'area sono:

- ❖ a W Punta S'Acquaferro con quota di 293 m.s.l.m.m.
- ❖ a WNW Monte Arbu con quota di 192 m.s.l.m.m.
- ❖ a NW Cuccureddu con quota 82 m.s.l.m.m..

L'area mostra andamenti differenti in relazione alle direzioni in cui ci si muove, spostandoci dalla zona del futuro cantiere verso:

- ❖ la zona settentrionale, mostra un andamento pianeggiante con forme morfologiche molto blande e quote che variano tra i 20 e 30 metri slm,
- ❖ nella zona orientale si assiste ad progressivo decremento delle quote per la presenza in quest'area della zona umida rappresentata dallo stagno di Santa Gilla e della linea di costa,
- ❖ la zona occidentale, è caratterizzata da un aumento progressivo delle quote, ma senza pendenze elevate almeno nel primo tratto, queste assumono valori decisamente maggiori nella zona degli alti morfologici occidentali,
- ❖ nella zona meridionale, si ha un generale andamento suborizzontale fino alla zona di Poggio dei Pini dove le quote hanno un progressivo aumento e oscillano tra 30 metri a est e circa 150 metri a ovest. Superata questa zona e continuando il percorso verso sud, si ha un andamento morfologicamente vario.

7. Calcolo dei parametri sismici

7.1. Classificazione sismica nazionale e norme di riferimento

Le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008, successivamente confermate con le NTC 2018) hanno modificato il ruolo che la classificazione sismica aveva ai fini progettuali: per ciascuna zona intesa come territorio comunale, precedentemente veniva fornito un valore di accelerazione di picco e quindi di spettro di risposta elastico da utilizzare per il calcolo delle azioni sismiche.

Dal 1 luglio 2009, con l'entrata in vigore delle Norme Tecniche per le Costruzioni, per ogni costruzione ci si deve riferire ad una accelerazione di riferimento "propria" individuata sulla base delle coordinate geografiche dell'area di progetto e in funzione della vita nominale dell'opera.

Un valore di pericolosità di base, dunque, definito per ogni punto del territorio nazionale, su una maglia quadrata di 5 km di lato, indipendentemente dai confini amministrativi comunali.

La classificazione sismica (zona sismica di appartenenza del comune) rimane utile solo per la gestione della pianificazione e per il controllo del territorio da parte degli enti preposti (Regione, Genio civile, ecc.).

La pericolosità sismica in un generico sito deve essere descritta in modo da renderla compatibile con le NTC e dotarla di un sufficiente livello di dettaglio, sia in termini geografici che in termini temporali.

La parte relativa alla determinazione delle azioni sismiche (allegati A e B del D.M. 81/08) rappresenta una delle principali novità del nuovo testo normativo: definitivamente abbandonato il concetto di "Zone Sismiche", il documento introduce un nuovo metodo di calcolo che considera la maglia elementare di riferimento come più preciso parametro per la classificazione sismica del territorio.

Il territorio nazionale ora viene catalogato con ben 10751 punti disseminati in modo omogeneo sul territorio nazionale.

La maglia tipica è grosso modo quadrata con lato di 5,5 km circa, quindi si è in grado di determinare, dato un certo punto geografico, quale terremoto ha una certa probabilità di verificarsi.

La rappresentazione grafica dello studio di pericolosità sismica di base dell'INGV, da cui è stata tratta la tabella A1 delle NTC, è costituita da mappe di pericolosità Sismica del Territorio Nazionale, espressa in termini di accelerazione massima del suolo in funzione della probabilità di eccedenza nel periodo di riferimento considerato.

Le Norme Tecniche utilizzano gli stessi nodi su cui sono state condotte le stime di pericolosità sismica da parte di INGV.

Allo stato attuale, la pericolosità sismica su reticolo di riferimento è fornita dai dati pubblicati sul sito <http://esse1.mi.ingv.it/> o dai vari software che consentono il calcolo dei parametri sismici e relativi spettri di risposta.

Le azioni di progetto si ricavano dalle accelerazioni a_g e dalle forme spettrali di sito.

Le forme spettrali previste sono definite, su sito di riferimento rigido orizzontale, in funzione dei tre parametri:

- a_g = accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 = valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_C = periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Questi tre parametri sono definiti sempre in corrispondenza dei punti del reticolo di riferimento suddetto, per diverse probabilità di superamento in 50 anni e per diversi periodi di ritorno (variabili tra 30 e 975 anni).

Ai fini della valutazione delle azioni sismiche di progetto, noti i parametri di progetto, deve essere però valutata anche l'influenza delle condizioni litologiche e morfologiche locali sulle caratteristiche del moto del suolo in superficie (risposta sismica locale).

Le azioni sismiche su ciascuna costruzione vengono valutate, dunque, in relazione ad un periodo di riferimento VR che si ricava, per ciascun tipo di costruzione, moltiplicandone la vita nominale VN per il coefficiente d'uso CU.

$$VR = VN \times CU$$

La vita nominale di un'opera strutturale VN è intesa come il numero di anni nel quale la struttura, purché soggetta alla manutenzione ordinaria, deve poter essere usata per lo scopo al quale è destinata.

La vita nominale dei diversi tipi di opere è quella riportata nella sottostante Tabella 2.4.I (NTC 2018).

Tab. 2.4.I – Valori minimi della Vita nominale V_N di progetto per i diversi tipi di costruzioni

TIPI DI COSTRUZIONI		Valori minimi di V_N (anni)
1	Costruzioni temporanee e provvisorie	10
2	Costruzioni con livelli di prestazioni ordinari	50
3	Costruzioni con livelli di prestazioni elevati	100

In presenza di azioni sismiche, con riferimento alle conseguenze di una interruzione di operatività o di un eventuale collasso, le costruzioni secondo la norma NTC 2018, sono suddivise in classi d'uso così definite:

Classe I: Costruzioni con presenza solo occasionale di persone, edifici agricoli.

Classe II: Costruzioni il cui uso preveda normali affollamenti, senza contenuti pericolosi per l'ambiente e senza funzioni pubbliche e sociali essenziali. Industrie con attività non pericolose per l'ambiente. Ponti, opere infrastrutturali, reti viarie non ricadenti in Classe d'uso III o in Classe d'uso IV, reti ferroviarie la cui interruzione non provochi situazioni di emergenza. Dighe il cui collasso non provochi conseguenze rilevanti.

Classe III: Costruzioni il cui uso preveda affollamenti significativi. Industrie con attività pericolose per l'ambiente. Reti viarie extraurbane non ricadenti in Classe d'uso IV. Ponti e reti ferroviarie la cui interruzione provochi situazioni di emergenza. Dighe rilevanti per le conseguenze di un loro eventuale collasso.

Classe IV: Costruzioni con funzioni pubbliche o strategiche importanti, anche con riferimento alla gestione della protezione civile in caso di calamità. Industrie con attività particolarmente pericolose per l'ambiente. Reti viarie di tipo A o B, di cui al DM 5/11/2001, n. 6792, "Norme funzionali e geometriche per la costruzione delle strade", e di tipo C quando appartenenti ad itinerari di collegamento tra capoluoghi di provincia non altresì serviti da strade di tipo A o B. Ponti e reti ferroviarie di importanza critica per il mantenimento delle vie di comunicazione, particolarmente dopo un evento sismico. Dighe connesse al funzionamento di acquedotti e a impianti di produzione di energia elettrica.

Il valore del coefficiente d'uso CU è definito, al variare della classe d'uso, come nella sottostante tabella 2.4.II (NTC 2018).

Tab. 2.4.II – Valori del coefficiente d'uso C_U

CLASSE D'USO	I	II	III	IV
COEFFICIENTE C_U	0,7	1,0	1,5	2,0

7.2. Stati limite e relative probabilità di superamento

Nei confronti delle azioni sismiche, sia gli Stati limite di esercizio (SLE) che gli Stati limite ultimi (SLU) sono individuati riferendosi alle prestazioni della costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali e gli impianti.

Gli Stati limite di esercizio (SLE) comprendono:

Stato Limite di Operatività (SLO): a seguito del terremoto la costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali e le apparecchiature rilevanti in relazione alla sua funzione, non deve subire danni ed interruzioni d'uso significativi;

Stato Limite di Danno (SLD): a seguito del terremoto la costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali e le apparecchiature rilevanti alla sua funzione, subisce danni tali da non mettere a rischio gli utenti e da non compromettere significativamente la capacità di resistenza e di rigidezza nei confronti delle azioni verticali ed orizzontali, mantenendosi immediatamente utilizzabile pur nell'interruzione d'uso di parte delle apparecchiature.

Gli Stati limite ultimi (SLU) comprendono:

Stato Limite di salvaguardia della Vita (SLV): a seguito del terremoto la costruzione subisce rotture e crolli dei componenti non strutturali ed impiantistici e significativi danni dei componenti strutturali cui si associa una perdita significativa di rigidezza nei confronti delle azioni orizzontali; la costruzione conserva invece una parte della resistenza e rigidezza per azioni verticali e un margine di sicurezza nei confronti del collasso per azioni sismiche orizzontali;

Stato Limite di prevenzione del Collasso (SLC): a seguito del terremoto la costruzione subisce gravi rotture e crolli dei componenti non strutturali ed impiantistici e danni molto gravi dei componenti strutturali; la costruzione conserva ancora un margine di sicurezza per azioni verticali ed un esiguo margine di sicurezza nei confronti del collasso per azioni orizzontali.

Le probabilità di superamento nel periodo di riferimento PVR, cui riferirsi per individuare l'azione sismica agente in ciascuno degli stati limite considerati, sono riportate nella Tabella 3.2.I

Tab. 3.2.I – Probabilità di superamento P_{VR} in funzione dello stato limite considerato

Stati Limite	P_{VR} : Probabilità di superamento nel periodo di riferimento V_R	
Stati limite di esercizio	SLO	81%
	SLD	63%
Stati limite ultimi	SLV	10%
	SLC	5%

7.3. Categorie di sottosuolo e amplificazione stratigrafica

Ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto, l'effetto della risposta sismica locale si valuta mediante specifiche analisi.

In alternativa, qualora le condizioni stratigrafiche e le proprietà dei terreni siano chiaramente riconducibili alle categorie definite nella Tabella 3.2.II, si può fare riferimento a un approccio semplificato che si basa sulla classificazione del sottosuolo in funzione dei valori della velocità di propagazione delle onde di taglio, VS.

I valori di V_s sono ottenuti mediante specifiche prove oppure, con giustificata motivazione e limitatamente all'approccio semplificato, sono valutati tramite relazioni empiriche di comprovata affidabilità con i risultati di altre prove in sito, quali ad esempio le prove penetrometriche dinamiche per i terreni a grana grossa e le prove penetrometriche statiche.

Per le fondazioni superficiali, la profondità del substrato è riferita al piano di imposta delle stesse.

Tab. 3.2.II – Categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato.

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.
E	Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D, con profondità del substrato non superiore a 30 m.

Per queste cinque categorie di sottosuolo, le azioni sismiche sono definibili come descritto al § 3.2.3 delle NTC.

Per sottosuoli appartenenti alle ulteriori categorie S1 ed S2 di seguito indicate, è necessario predisporre specifiche analisi per la definizione delle azioni sismiche, particolarmente nei casi in cui la presenza di terreni suscettibili di liquefazione e/o di argille d'elevata sensibilità possa comportare fenomeni di collasso del terreno.

Per qualsiasi condizione di sottosuolo non classificabile nelle categorie precedenti, è necessario predisporre specifiche analisi di risposta locale per la definizione delle azioni sismiche.

In mancanza di tali determinazioni, la forma spettrale su sottosuolo di categoria **A** è modificata attraverso il coefficiente stratigrafico S_s , il coefficiente topografico S_T e il coefficiente C_c che modifica il valore del periodo T_C .

Per sottosuolo di categoria **A** i coefficienti S_s e C_c valgono 1.

Per le categorie di sottosuolo **B**, **C**, **D** ed **E** i coefficienti S_s e C_c possono essere calcolati, in funzione dei valori di F_0 e T_C^* relativi al sottosuolo di categoria **A**, mediante le espressioni fornite nella Tabella 3.2.IV, nelle quali $g = 9,81 \text{ m/s}^2$ è l'accelerazione di gravità e T_C^* è espresso in secondi.

Tab. 3.2.IV – Espressioni di S_s e di C_c

Categoria sottosuolo	S_s	C_c
A	1,00	1,00
B	$1,00 \leq 1,40 - 0,40 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1,20$	$1,10 \cdot (T_C^*)^{-0,20}$
C	$1,00 \leq 1,70 - 0,60 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1,50$	$1,05 \cdot (T_C^*)^{-0,33}$
D	$0,90 \leq 2,40 - 1,50 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1,80$	$1,25 \cdot (T_C^*)^{-0,50}$
E	$1,00 \leq 2,00 - 1,10 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1,60$	$1,15 \cdot (T_C^*)^{-0,40}$

7.4. Condizioni topografiche e amplificazione topografica

Per condizioni topografiche complesse è necessario predisporre specifiche analisi di risposta sismica locale.

Per configurazioni superficiali semplici si può adottare la seguente classificazione (Tabella 3.2.III):

Tab. 3.2.III – Categorie topografiche

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
T1	Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$
T2	Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$
T3	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $15^\circ \leq i \leq 30^\circ$
T4	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $i > 30^\circ$

Per tener conto delle condizioni topografiche e in assenza di specifiche analisi di risposta sismica locale, si utilizzano i valori del coefficiente topografico S_T riportati nella Tabella 3.2.V, in funzione delle categorie topografiche definite in precedenza e dell'ubicazione dell'opera o dell'intervento.

Tab. 3.2.V – Valori massimi del coefficiente di amplificazione topografica S_T

Categoria topografica	Ubicazione dell'opera o dell'intervento	S_T
T1	-	1,0
T2	In corrispondenza della sommità del pendio	1,2
T3	In corrispondenza della cresta di un rilievo con pendenza media minore o uguale a 30°	1,2
T4	In corrispondenza della cresta di un rilievo con pendenza media maggiore di 30°	1,4

7.5. Classificazione sismica regionale e zonizzazione sismica

7.5.1. Premessa

Le opere in progetto interessano il territorio comunale di Uta.

Tutti i Comuni interessati, in base alla normativa antecedente alle N.T.C. 2018, ossia l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274/2003, aggiornata con la DGR 153 del 02/03/2004 ricadevano in **zona sismica 4**, pericolosità sismica **molto bassa**.

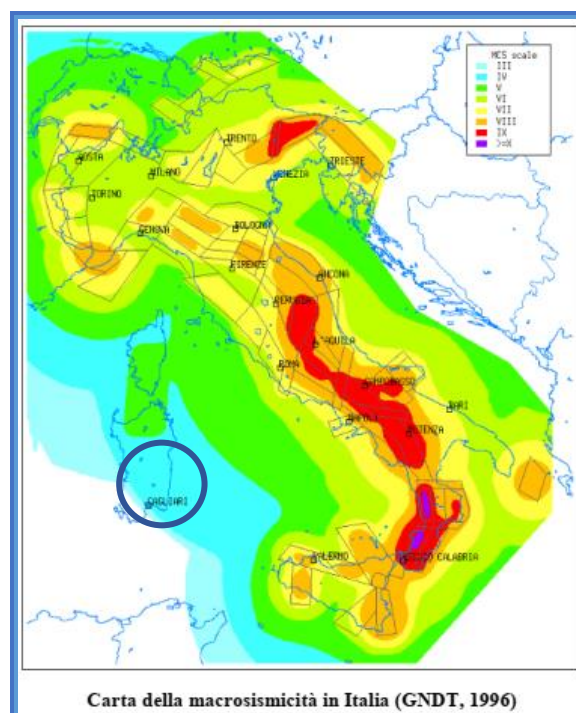
Classificazione sismica dei comuni interessati				
Codice ISTAT	Comune	Categoria secondo il decreto MLP	Categoria secondo la proposta del GDL	Zona ai sensi dell'Ordinanza 3274 e ai sensi della DGR 15/31 del 30.03.04 2003
		1984	1998	
20092090	Uta	N.C.	N.C.	4

7.5.2. Evoluzione sulla classificazione sismica dell'Italia e della Sardegna

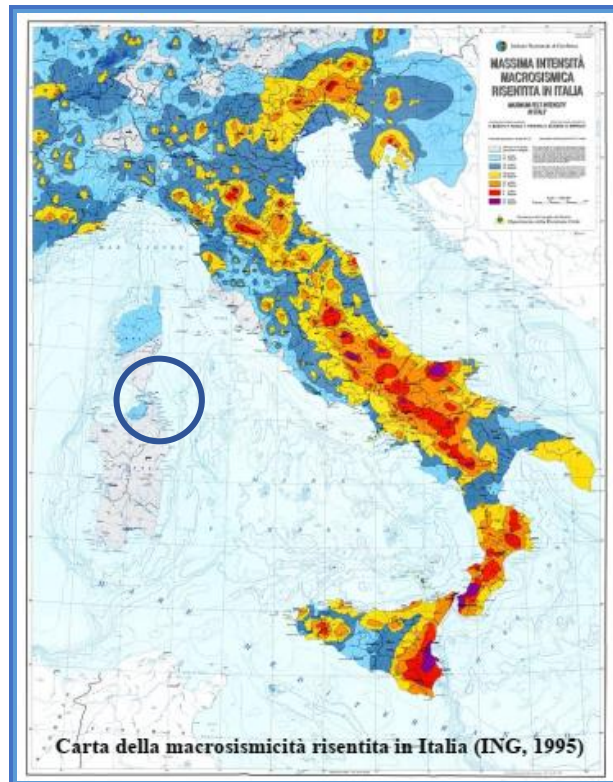
Una ricostruzione su base storica della sismicità di una certa regione presenta dei limiti tangibili, in particolar modo per la Sardegna dove gli eventi tettonici si sono susseguiti su scale di tempo sicuramente molto più dilatate rispetto ad altre zone d'Italia o del Mediterraneo.

A ciò si lega la scarsità di fonti documentarie, le quali essendo fondamentalmente legate all'uso della scrittura, non possono essere pertanto testimoniati dai popoli nuragici, pertanto eventuali eventi anche disastrosi non hanno lasciato testimonianze dirette.

La sismologia storica in Sardegna si scontra quindi con difficoltà notevoli, ciononostante recenti studi archeologici sui crolli delle torri nuragiche evidenziano tracce di paleo sismicità lungo alcune principali direttrici tettoniche, a ulteriore testimonianza di come la grossolana definizione della Sardegna come "terra asismica" si scontri con evidenti tracce di una certa vivacità tettonica, passata ma anche recente. In parte testimoniata dalla cartografia prodotta dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT), uno dei Gruppi Nazionali di ricerca scientifica di cui si avvale il Servizio Nazionale della Protezione Civile, in una carta prodotta nel 1996, sulla base degli eventi sismici descritti nei cataloghi nazionali parte della Sardegna settentrionale veniva indicata come soggetta a scosse del V grado M.C.S. con tempi di ritorno $T=475$ anni.



Anche la carta della "Massima intensità macrosismica risentita in Italia" del 1995 viene indicata parte della Gallura settentrionale come soggetta ad eventi sismici passati del VI grado M.C.S..



Vediamo come gli studi basati sulla sismicità storica, per quanto parziali e incompleti sulla Sardegna quantomeno individuano nell'Isola settori soggetti a possibili eventi tellurici di una certa consistenza, ma in tempi più recenti sia con l'emanazione dell'O.P.C.M. 3274, e ora con il D.M. 14 gennaio 2008 la Sardegna viene nella sua totalità classificata in zona 4, pur non essendo stato effettuato uno studio specifico sul picco di accelerazione PGA atteso.



7.5.3. Principali eventi sismici in Sardegna e sua sismicità storica

Sporadici studi sono stati compiuti in tal senso, per lo più concentrati nella Sardegna settentrionale, ritenuta come più "promettente" dal punto di vista di eventuali tracce di una paleosismicità per via della sua relativamente recente attività effusiva Plio-Quaternaria, le ultime della Sardegna, fenomeni diagnostici di una possibile attività tettonica ancora in corso.

La ricerca ha riguardato lo studio di tracce in crolli, dislocamenti e torsioni nei caratteristici monumenti megalitici sardi (Nuraghi e Domus de Janas).

Le analisi condotte fino a questo momento, hanno evidenziato un certo riscontro tra la distribuzione di danneggiamenti strutturali e trend omogenei nell'orientazione dei crolli di torri nuragiche e la loro disposizione lungo faglie di importanza regionale, correlata ad attività vulcanica Plio-Quaternaria relativamente recente.

Gran parte degli studi hanno interessato la Sardegna settentrionale e nello specifico parte del Logudoro e del Goceano.

1616 Il primo terremoto storico noto in Sardegna, venne avvertito a Cagliari il 4 giugno del 1616, testimoniato da una piccola iscrizione marmorea nel Duomo: "A.D. 4 juni terremotus factus est 1616". Recenti studi hanno dimostrato come l'evento abbia interessato un'area piuttosto vasta, che si estendeva nel settore sud-orientale della Sardegna l'evento colpì il litorale di Villasimius, il golfo di Cagliari, le torri di Cala Pira, San Luigi, l'Isola di Serpentara, di Porto Giunco, l'Isola dei Cavoli. Testimonianze dell'epoca riferiscono veri e propri momenti di panico tra la popolazione dell'hinterland cagliaritano. Il sisma creò danni a strutture esistenti, infatti recenti

studi basati sul ritrovamento di documenti datati tra agosto e dicembre del 1616 testimoniano la necessità di dover procedere al restauro di otto torri difensive, "resosi necessario per le lesioni determinate da una scossa di terremoto avvenuta appunto nel giugno precedente". Dai dati noti è possibile ipotizzare una scossa piuttosto forte, con una intensità compresa tra il 6° e il 7° grado della scala Mercalli (magnitudo ~ 5.5-6.0). L'ubicazione dell'epicentro rimane incerta, a seconda degli studiosi viene indicato nei pressi di Siliqua nella zona di Acquafredda, più recentemente lo si ipotizza in mare aperto, non distante dalla costa. In questo caso il sisma sarebbe quindi una conseguenza della dinamica del bacino del Tirreno meridionale.

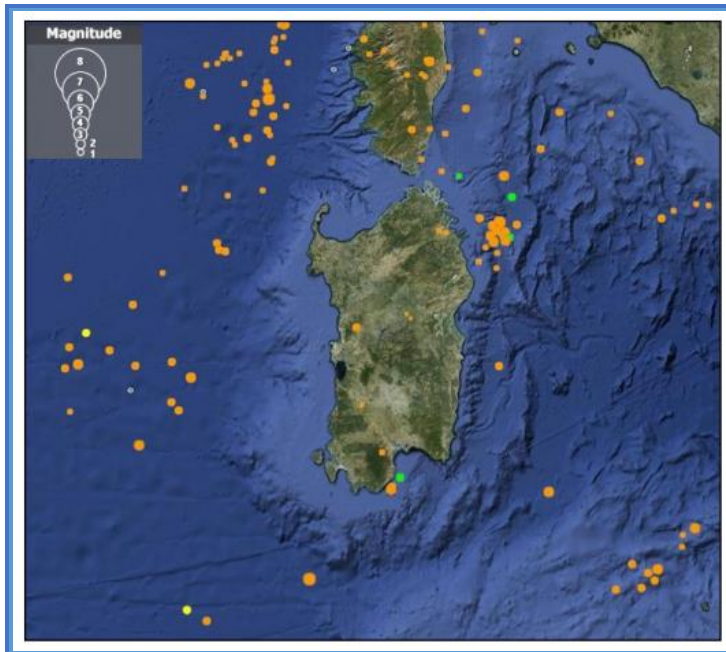
- 1771** Il secondo venne avvertito prevalentemente a Cagliari, ma anche a Iglesias e nell'Isola di San Pietro la sera del 17 agosto del 1771. Il sisma di media entità approssimativamente del 4° grado Mercalli (magnitudo ~4) non produsse danni, ma gli effetti furono ben percepiti nelle abitazioni con vibrazioni nelle strutture in legno, oscillazioni di vetri, vasellame e mobilia. L'epicentro di queste due manifestazioni sismiche sono individuati a circa 30 Km a Nord-Ovest di Cagliari, nella località di "s'Acqua Cotta" tra Villasor e Villacidro dove si hanno delle manifestazioni idrotermali in corrispondenza di una faglia profonda.
- 1838** avvertito il 2 febbraio alle ore 22.30 nei pressi di Sant'Antonio di Gallura, magnitudo 4.83
- 1855** la letteratura ci tramanda assai pochi dati a proposito di questo evento sismico: sentito leggermente a Sanluri e Gergei, con probabile epicentro nella zona di Sardara, dove vi è una faglia molto estesa.
- 1855** avvertito a Muravera, con epicentro probabile nei pressi di Capo Ferrato. Però non è possibile dire se in terra o in mare o in prossimità della costa. Si ritiene che nella zona vi siano centri eruttivi recenti.
- 1870** un episodio di cronaca cita una scossa sismica del 5° grado della scala Mercalli (magnitudo ~ 4.8) di due secondi avvertita a Bitti il 4 luglio 1870, creò un po' di panico tra la popolazione. L'epicentro è collocato dai cataloghi sismici presso Ittireddu (Ozieri), in una zona geologicamente complessa e disturbata.
- 1887** a Sassari ed Alghero venne avvertito un terremoto la mattina del 23 febbraio 1887, con scosse in senso ondulatorio, in coincidenza di un fenomeno analogo registrato in Liguria. L'epicentro dovrebbe essere in mare ad una distanza di 30-35 Km dalla costa (3°-4° Mercalli, magnitudo ~ 4.2-4.5).
- 1924** scosse sismiche vengono registrate nella Sardegna nord-occidentale.
- 1948** questo è il primo sisma di cui si dispongono dati strumentali di molte stazioni sismiche italiane ed europee, nonché di notizie macrosismiche più precise e abbondanti. L'evento interessò la Sardegna settentrionale ed in particolare in alcuni paesi della Gallura venne avvertito un terremoto del 6° grado della scala Mercalli il 13 novembre 1948 alle 9.52. Produsse danni agli edifici situati nei paesi circostanti la zona di Tempio Pausania: particolarmente colpiti risultarono Aggius, Trinità d'Agultu e Badesi. Dal 13 novembre in poi vennero avvertite una ventina di repliche con intensità decrescente. Le più intense furono quelle del 16, del 21 e dell'8 dicembre, con intensità valutata sul 4° o al massimo del 5° grado della scala Mercalli. L'epicentro era in mare, a poca distanza dalla costa. Dall'esame dell'andamento degli effetti nei vari centri interessati dal sisma si riscontra un andamento piuttosto regolare nella propagazione dell'energia, salvo nella zona di Giave e Ittireddu, ove l'irregolarità può essere causata dal passaggio delle onde sismiche dal basamento granitico alla copertura sedimentaria. Questa considerazione spiega come la scossa abbia prodotto effetti del 4° Mercalli a Bono, mentre a Florinas e a Sassari non ha superato il 3°, nonostante siano decisamente più vicine all'epicentro. La natura sedimentaria dei sedimenti su cui fondano queste ultime, pur esaltando le sollecitazioni all'ingresso della coltre sedimentaria, determinano successivamente un notevole assorbimento di energia. In base alle registrazioni strumentali si è calcolato una magnitudo pari a 5, e confrontando questo dato con la scala Mercalli si ottiene che all'epicentro la scossa è stata del 7°. Tenendo conto della posizione dell'epicentro in



- mare, a poca distanza dalla costa, si ha una conferma della valutazione per i paesi della Gallura di una intensità massima pari al 6°.
- 1960** terremoto del 5° grado della scala Mercalli (magnitudo ~ 4.8) con epicentro nei dintorni di Tempio.
- 1977** il 18 settembre del 1977, alle 11.45 viene percepita una scossa di terremoto classificata del 7° grado della scala Mercalli nella Sardegna meridionale, in particolare a Cagliari, ma la scossa viene ben percepita anche ad Oristano. L'epicentro viene individuato al largo dell'Isola di Sant'Antioco ed è legato all'attività di un vulcano sottomarino che si trova a 3000 metri di profondità, battezzato con il nome "Quirino".
- 2000** il 26 aprile 2000 alle 15.30 vengono percepite delle scosse sismiche nella Sardegna nord occidentale. Si tratta di due scosse in mare aperto con epicentro al largo di Posada, 20 miglia a est, di magnitudo 4.0 e 4.5.
- 2004** tra il 12 e il 18 dicembre 2004, una sequenza sismica di moderata energia (con massima magnitudo pari a 4.5) ha interessato un'area posta al largo della costa nord-orientale sarda, di fronte ai comuni di Siniscola, San Teodoro e Olbia.
- 2006** il 23 marzo 2006 alle 23,45 una scossa di terremoto è stata registrata ed avvertita a Cagliari e nei centri sud-occidentali dell'Isola. La Rete Sismica Nazionale, INGV, ha registrato un sisma di magnitudo 3,4 sulla scala Richter. L'epicentro è stato localizzato al largo di Capo Spartivento. I comuni interessati sono stati Pula, Villa San Pietro, Domus de Maria, Sarroch, Teulada, Capoterra, Santadi, Sant'Anna Arresi, Piscinas, Nuxis, Cagliari, Masainas, Villaperuccio, Giba, Elmas, Quartu Sant'Elena, Quartucciu, Selargius, Narcao, Assemini.
- 2009** il 5 febbraio 2009 è stata avvertita dalla popolazione una scossa sismica sulla costa nord occidentale della Sardegna. L'epicentro è stato localizzato nel Mar Tirreno centrale a circa a 50 km ad ovest rispetto al comune di Olbia. Dalle verifiche effettuate dalla Sala Situazione Italia del Dipartimento della Protezione Civile non risultano danni a persone o cose. Secondo i rilievi l'evento sismico è stato registrato alle ore 16.02, con una magnitudo di 4.3 e si colloca ad una profondità di circa 30 km.
- 2010** il 10 novembre 2010 è stata avvertita una scossa di terremoto di magnitudo 4.1 nelle città di Sassari e Porto Torres intorno alle 19. L'epicentro è stato localizzato a circa 200 chilometri dalla costa, fra Porto Torres e la Francia occidentale. La scossa è stata segnalata dal "Bureau central sismologique Francais" ma non dall'Istituto nazionale di geofisica, essendo avvenuta in acque territoriali francesi. Secondo l'istituto il sisma si è verificato alle 19.23 al largo in mare a sud est di Tolone. L'onda sismica ha poi raggiunto anche la costa nord della Sardegna, facendosi sentire in particolare a Sassari e Porto Torres dove, a parte l'allarme della popolazione, non ha avuto nessuna ripercussione su persone o cose.
- 2011** alle 19,21 del 7 luglio del 2011, a 100 chilometri a ovest di Ajaccio si è verificato un terremoto di magnitudo 5,3 che è stato avvertito anche nella Sardegna settentrionale. Non sono stati segnalati problemi alle persone o alle cose.
- 2012** Un terremoto di magnitudo 4,6 è stato registrato alle ore 04,37 italiane del 4 marzo 2012, in mare, al largo della costa occidentale della Corsica a 88 chilometri al largo di Ajaccio. Il terremoto è stato rilevato a una profondità di due chilometri ed è stato avvertito distintamente anche in Sardegna. Le verifiche effettuate dalla sala situazione Italia del Dipartimento della Protezione civile hanno confermato che non ci sono stati danni. La scossa è stata avvertita anche in Corsica e a Marsiglia e nel sud della Francia.
- 2015** Telti nell'ottobre del 2015. Un evento così lieve che nessuno se ne accorse, a parte gli strumenti dell'Istituto nazionale di geofisica: magnitudo 2,4 a una profondità di 10 chilometri.
- 2019** 30 marzo Scossa di magnitudo 1,5 a 3 chilometri di profondità, tra l'isola dei Cavoli e quella di Serpentara, nelle acque di Villasimius, nel sud Sardegna; 4 aprile Una scossa di magnitudo 1.7 sulla scala Richter è stata localizzata vicino a Punta Scala Sirboni, a 13 km a sud di Tertenia, in Ogliastra, dai sismografi dell'INGV; 12



- agosto Una scossa di terremoto pari a 2.8 gradi della scala Richter è stata registrata a Sant'Antonio di Gallura in Gallura dai sismografi del Laboratoire de Détection et de Géophysique; 22 settembre Una scossa di magnitudo ML 2.0 è stata individuata a 5 chilometri a ovest di Samassi e a una profondità di 10 chilometri, nel medio Campidano, dalla Sala Sismica dell'Istituto nazionale di geofisica e vulcanologia di Roma.
- 2020** 27 gennaio nel Comune di Stintino. Evento sismico di magnitudo 3.6 ML ad una profondità di 21.30 km. L'epicentro del terremoto è stato calcolato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) ed ha coinvolto molti altri comuni limitrofi. 18 febbraio nel comune di Budoni si segnala un evento sismico di magnitudo 3.5 ML ad una profondità di 23.10 km (INGV). 28 marzo nel comune di Stintino, si segnala un evento sismico di magnitudo 2.1 ML (INGV). 18 luglio nel comune di La Maddalena, un evento sismico di magnitudo 1.3 ML ad una profondità di 36.70 km (INGV). 14 ottobre nel comune di Perdasdefogu, un evento sismico di magnitudo 1.6 ML ad una profondità di 10.30 km (INGV).
- 2021** 27 febbraio nel comune di La Maddalena, si segnala un evento sismico di magnitudo 0.7 ML ad una profondità di 7.50 km (INGV). 1 aprile 2021 nel comune di Sant'Antioco. La grandezza del movimento tellurico, comunicato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, è di 3.2 gradi della scala Richter. ad una profondità di 19.70 km. 23 luglio 2021 nel comune di Loculi, un evento sismico di magnitudo 1.4 ML ad una profondità di 6.60 km (fonte INGV). 30 agosto 2021 nel comune di Ottana, si segnala un evento sismico di magnitudo 1.4 ML ad una profondità di 10.00 km (INGV). 2 settembre 2021 nel comune di Oniferi, si segnala un evento sismico di magnitudo 1.8 ML ad una profondità di 5.10 km (INGV). 8 settembre 2021 nel comune di Tortolì è stato registrato dall'INGV un evento sismico di magnitudo 1.4 ML ad una profondità di 10.00 km. 18 ottobre 2021 nel Comune di Ottana, si segnala evento sismico di magnitudo 1.3 ML ad una profondità di 10.00 km (INGV).
- 2022** 19 febbraio rilevato in mare tra la Sardegna e la Corsica 50 Km a nord ovest di Olbia con magnitudo pari a 2.8 ad una profondità di 25 km. 4 ottobre a 4 km ad ovest di Perdasdefogu (OG), magnitudo 1.5, profondità 5.1 km. 2 novembre a 6 km a sud di Perdasdefogu (OG), magnitudo 1.5, profondità 11.1 Km.
- 2023** 16 marzo è stata registrata una scossa di terremoto di magnitudo 1.8 e profondità 0.5 km a 6 km est di Orroli (CA). 4 aprile a 4 km a sud est di Ottana (NU) ad una profondità di 5.9 km magnitudo 1.7. 31 maggio a 3 km a nord est di Escalaplano (Ca) con magnitudo 1.7 ad una profondità di 7.5 km. 26 maggio a 5 km a est di Escalaplano (Ca) con magnitudo 1.9 ad una profondità di 11 km. 27 aprile, 6 km a sud di Perdasdefogu (OG) con magnitudo 1.8 ad una profondità di 10 km. 22 maggio, 7 km a sud di Perdasdefogu (OG) con magnitudo 1.7 ad una profondità di 11 km.



Carta degli epicentri degli eventi sismici registrati dagli anni '70 ad oggi entro un raggio di 300 km dal centro Sardegna.

Di seguito si riporta la mappa tratta dal Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani DBMI15.

DBMI15, è consultabile liberamente all'indirizzo <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15> e attraverso il "web service" dell'Archivio Storico Macrosismico Italiano (ASMI) all'indirizzo

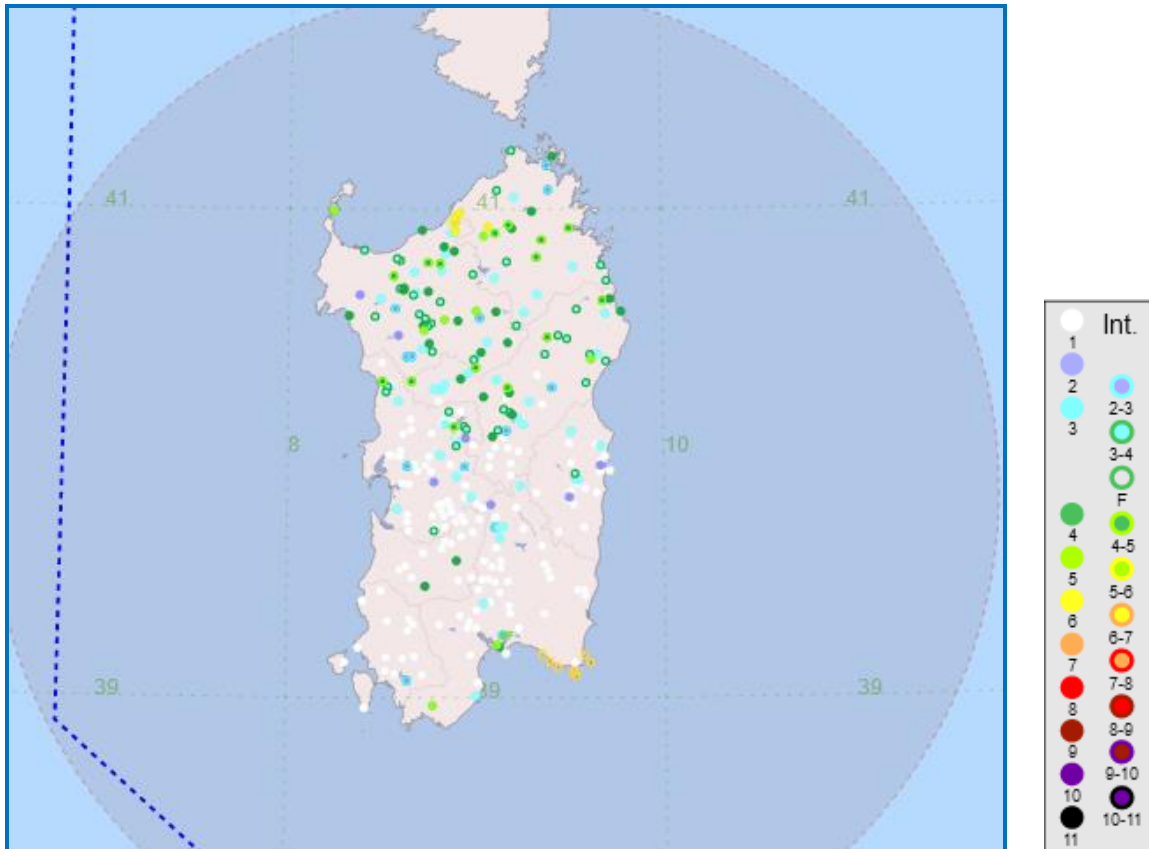
<https://emidius.mi.ingv.it/ASMI/services/>

DBMI15 è un prodotto scientifico dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) la cui realizzazione ha richiesto anni di lavoro e raccoglie il frutto della ricerca di diversi autori di diversi enti.

La fonte è la seguente:

Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Antonucci A. (2021). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 3.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

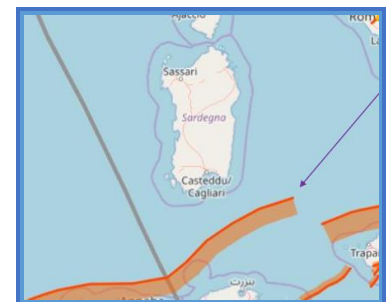
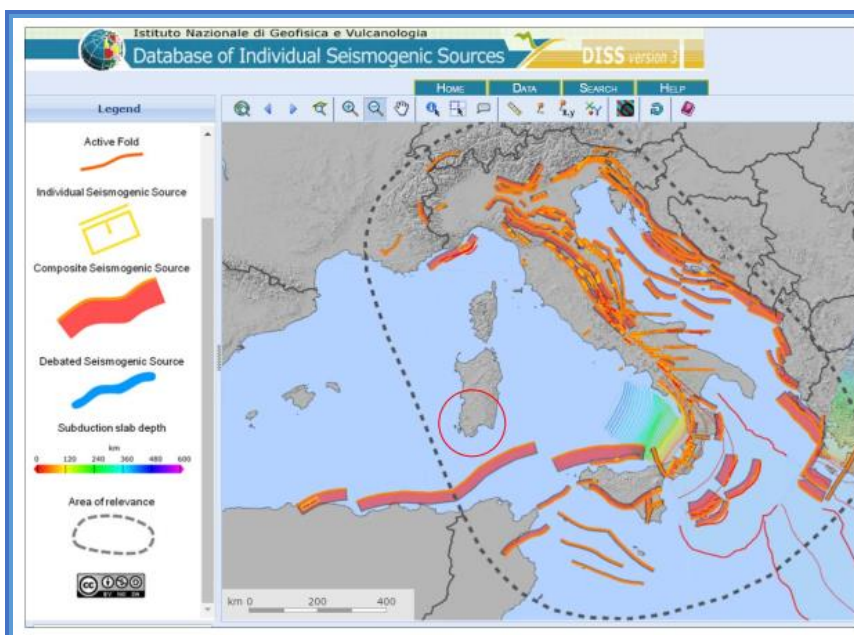
<https://doi.org/10.13127/DBMI/DBMI15.3>



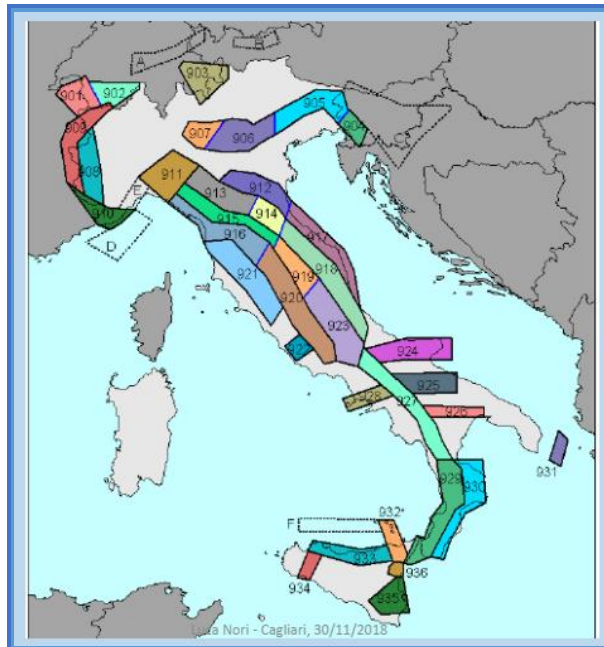
7.5.4. Sismogenetica dell'area

Al largo delle coste della Sardegna, non sono presenti aree o strutture sismogenetiche, ad eccezione della struttura presente a sud dell'isola dovuta al movimento di subduzione della placca Africana.

Tali affermazioni trovano conferma dalla consultazione dello strumento cartografico DISS (Database of Individual Seismogenic Sources).



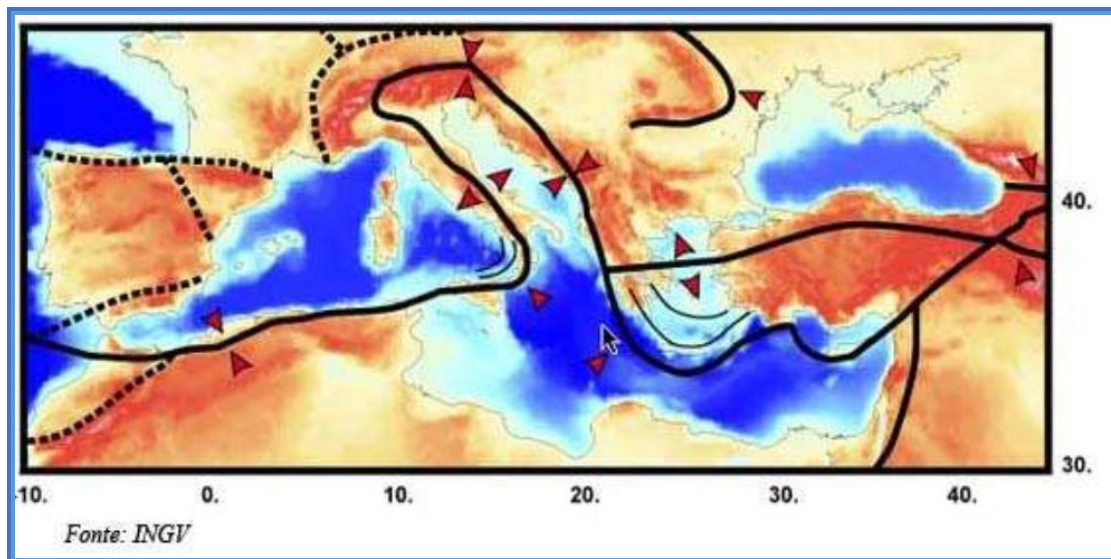
La non pericolosità sismica dall'area in studio è confermata anche dal fatto che essa non ricade all'interno di nessuna zona sismogenetica ZS9 (zonizzazione sismogenetica del territorio italiano, che prevede una suddivisione in 36 zone i cui limiti sono stati tracciati sulla base di informazioni tettoniche o geologico-strutturali e di differenti caratteristiche della sismicità).



Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazioni stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo. Sulla base di tali zone, per tutto il territorio italiano, sono state sviluppate le carte della pericolosità sismica. Infatti, in seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n. 3274, dopo l'elaborazione della ZS9, è stato redatto a cura di un gruppo di lavoro dell'INGV un documento denominato "Redazione della mappa di pericolosità sismica".

La pericolosità viene definita come la probabilità di eccedenza di un parametro descrittivo del moto del terreno in un determinato intervallo di tempo. Tale parametro è espresso generalmente in termini di accelerazione al bedrock mediante metodi probabilistici che consentono di associare una probabilità, e quindi una incertezza, a un fenomeno tipicamente aleatorio quale il terremoto.

La Sardegna, come è possibile notare nella figura sottostante, per la sua posizione rispetto all'andamento della linea nera continua, non risenta particolarmente di eventi sismici.



7.6. Pericolosità sismica del sito

Il sito in oggetto, si caratterizza per una morfologia pianeggiante con assenza di pendenza significativa.

Le caratteristiche geologiche sono omogenee su tutta l'area interessata dall'intervento.

Con riferimento al contesto litostratigrafico e tettonico della zona è possibile utilizzare, per la definizione della pericolosità sismica, l'approccio semplificato, in quanto non è stata individuata nell'area un contesto in cui si possono verificare amplificazioni sismiche significative dovute a zone di faglie attive, liquefazione o instabilità dei versanti.

7.6.1. Categoria del sottosuolo

Per lo studio della pericolosità sismica di base, è necessario valutare la variazione dei valori dell'accelerazione massima su suolo rigido di riferimento, attraverso la propagazione dalla zona d'origine (sorgente sismica) alla superficie. La norma consente la stima della risposta sismica locale mediante la valutazione delle caratteristiche dei terreni sciolti disposti a ricoprimento della formazione rigida (effetto "locale").

Sulla base della natura litologica, dei rilievi in superficie, alle osservazioni eseguite in campo e dalla ricerca bibliografica dei terreni affioranti e sottostanti l'area di intervento, è stata attribuita al sito la categoria di sottosuolo secondo le NTC 2018, riassunta nella 3.2.II..

Le indagini sismiche eseguite in aree con caratteristiche topografiche e litostratigrafiche simili, consistite in profili sismici con tecnica MASW (Multichannel Analysis for Surface Waves), per la definizione delle onde Vs, hanno prodotto risultati che, ai sensi del NTC 2018, collocano i terreni di sedime dell'area in oggetto in **categoria C** ossia, depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o di terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalenti compresi tra 180 e 360 m/s.

7.6.2. Vita Nominale – V_N

La vita nominale dei diversi tipi di opere è quella riportata nella Tabella 2.4.I (NTC 2018), nel nostro caso V_N è uguale a 50 anni (costruzioni con livelli di prestazioni ordinari).

7.6.3. Classe d'uso - C_U

La normativa definisce, in presenza di azione sismica, 4 classi di costruzioni in base al loro utilizzo, nel nostro caso, la classe d'uso attribuita è la II, pertanto il valore del coefficiente d'uso C_U è 1,0 come indicato nella tabella 2.4.II (NTC 2018).

7.6.4. Periodo di riferimento per l'azione sismica – V_R

La normativa NTC 2018 prevede, quindi, la definizione di un periodo di riferimento V_R per le azioni sismiche su ciascuna costruzione ottenibile dalla formula $V_R = V_N \times C_U$, nel caso in oggetto si ha:

$$V_R = 50 \times 1 = 50 \text{ anni}$$

7.6.5. Azione sismica

La normativa (NTC 2018) nei confronti delle azioni definisce quattro stati limite, che dovrà sopportare la struttura in progetto, ad ognuno è associata una probabilità di superamento P_{VR} ovvero, la probabilità che, nel periodo di riferimento V_R , si verifichi almeno un evento sismico ($n \geq 1$) di a_g prefissata avente frequenza media annua di ricorrenza come indicato nella tabella seguente = $1/TR$.

Stati limite			P_{VR}
Stati limite di esercizio	Stato limite di operatività	SLO	81 %
	Stato limite di danno	SLD	63 %
Stati limite ultimi	Stato limite di salvaguardia della vita	SLV	10 %
	Stato limite di prevenzione del collasso	SLC	5 %

Noti P_{VR} e V_R si ottiene il tempo di ritorno (anni), attraverso la formula:

$$T_R = - V_R / \ln (1 - P_{VR}) = - C_U V_N / \ln (1 - P_{VR}) \quad [3.2.0]$$

Stati limite e rispettivi tempi di ritorno nel periodo di riferimento V_R			T_{VR} (anni)
Stati limite di esercizio	Stato limite di operatività	SLO	30
	Stato limite di danno	SLD	50
Stati limite ultimi	Stato limite di salvaguardia della vita	SLV	475
	Stato limite di prevenzione del collasso	SLC	975

7.6.6. Condizioni topografiche

Le categorie topografiche definite dalla NTC 2018 si riferiscono a configurazioni geometriche prevalentemente bidimensionali, creste o dorsali allungate, e devono essere considerate nella definizione dell'azione sismica.

Nel caso del progetto in esame, in accordo con la tabella 3.2.III, si considera la **categoria topografica T1** (superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$).

7.6.7. Amplificazione topografica

Per tener conto delle condizioni topografiche e in assenza di specifiche analisi di risposta sismica locale, si utilizzano i valori del coefficiente topografico S_T riportati nella Tabella 3.2.V, nel nostro caso si è utilizzato il coefficiente $S_T = 1,0$.

7.6.8. Amplificazione stratigrafica

In base alla stratigrafia ricostruita attraverso dati bibliografici e dai rilievi diretti effettuati in situ e nelle aree limitrofe, i fattori di amplificazione stratigrafica S_s e C_c possono essere ricavati mediante le espressioni fornite nella tabella 3.2.IV e sintetizzata di seguito relativamente alla categoria di suolo individuata in precedenza, nelle quali g è l'accelerazione di gravità ed il tempo è espresso in secondi.

Categoria di sottosuolo	S_s	C_c
C	$1,00 \leq 1,70 - 0,60 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1,50$	$1,05 \cdot (T_C^*)^{-0,33}$

7.6.9. Parametri sismici

Le nuove Norme Tecniche per le Costruzioni introducono il concetto di pericolosità sismica di base in condizioni ideali di sito di riferimento rigido con superficie topografica orizzontale.

La "pericolosità sismica di base", è pertanto l'elemento di conoscenza primario per la determinazione delle azioni sismiche da applicare alle costruzioni e alle strutture.

Allo stato attuale, la pericolosità sismica viene data su un reticolo di riferimento composto da 10751 punti in cui è stato suddiviso l'intero territorio nazionale ed è fornita dai dati pubblicati sul sito dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://esse1.mi.ingv.it/>).

Le stesse N.T.C. forniscono, per ciascun nodo del reticolo di riferimento e per ciascuno dei periodi di ritorno T_r considerati dalla pericolosità sismica, tre parametri:

a_g = accelerazione orizzontale massima del terreno (espressa in $g/10$);

F_0 = valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;

TC^* = periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Da un punto di vista normativo, pertanto, la pericolosità sismica di un sito non è sintetizzata più dall'unico parametro (a_g), ma dipende dalla posizione rispetto ai nodi della maglia elementare del reticolo di riferimento contenente il punto in esame, dalla vita nominale e dalla classe d'uso dell'opera.

I valori di F_0 , a_g e TC^* , per le isole sono tabellati in funzione dei T_r ed allegati alla norma NTC e sono validi per tutte le isole, con l'esclusione della Sicilia, Ischia, Procida, Capri. Gli spettri di risposta sono definiti in base a valori di a_g , F_0 , TC^* uniformi su tutto il territorio di ciascuna isola. I valori di tali dati sono riportati nella tabella seguente.

	a_g	F_0	TC^*
$T_r=30$	0,186	2,61	0,273
$T_r=50$	0,235	2,67	0,296
$T_r=72$	0,274	2,70	0,303
$T_r=101$	0,314	2,73	0,307
$T_r=140$	0,351	2,78	0,313
$T_r=201$	0,393	2,82	0,322
$T_r=475$	0,500	2,88	0,340

TR=975	0,603	2,98	0,372
TR=2475	0,747	3,09	0,401

7.6.10. Elaborazione dati sismici del sito

In relazione a quanto precedentemente descritto, per il sito in esame, si hanno i seguenti parametri sismici:

Stato limite	Probabilità superamento P_{VR} (%)	Tempi di ritorno T_{VR} (anni)	a_g g (m/s ²)	F_0	T^*_c (s)
SLO	81	30	0.186	2.61	0.273
SLD	63	50	0.235	2.67	0.296
SLV	10	475	0.500	2.88	0.340
SLC	5	975	0.603	2.98	0.372
<hr/>					
	S_s	C_c	S_T	K_h	K_v
SLO	1.150	1.612	1.0	0.0043	0.00214
SLD	1.150	1.569	1.0	0.0054	0.00270
SLV	1.150	1.499	1.0	0.0115	0.00575
SLC	1.150	1.455	1.0	0.0139	0.00693
<hr/>					
	a_{max}	β			
SLO	0.2139	0.200			
SLD	0.2703	0.200			
SLV	0.575	0.200			
SLC	0.6935	0.200			

Per i diversi stati limiti, nella tabella precedente, sono riportati i dati spettrali agg ed i valori di a_{max} modificati a causa della risposta sismica locale.

Iglesias, settembre 2023

Dott. Geol. Pietro Pittau