



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 <u>A4</u>	Tipo Documento <u>Relazione</u>	Data <u>settembre 2023</u>	Scala <u></u>
---------------------	---------------------------------	----------------------------	---------------

Titolo documento:

Relazione Geotecnica

**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
1.2.4. Inquadramento catastale	7
2. Il progetto	8
3. Fattori climatici	9
3.1. Climatologia - Caratterizzazione generale	9
3.2. Climatologia - Caratterizzazione dell'area	9
4. Pedologia	10
4.1. Prima unità di paesaggio	10
4.2. Seconda unità di paesaggio	11
4.3. Terza unità di paesaggio	11
4.4. Quarta unità di paesaggio	11
5. Acque superficiali	12
5.1. U.I.O. dei Flumini Mannu di Cagliari-Cixerri	12
5.2. Idrografia dell'area	14
6. Acque sotterranee	16
6.1. Idrogeologia locale	17
7. Geologia	18
7.1. Evoluzione geologica della Sardegna con particolare riferimento all'area in esame	18
7.1.1. Principali lineamenti del basamento	21
7.1.2. I depositi quaternari	26
7.1.3. Litologie principali presenti nell'area vasta	26
7.2. Geologia dell'area	28
7.2.1. I depositi quaternari	28
7.3. Tettonica	30
8. Geomorfologia	33
8.1. Inquadramento generale	33
8.2. Descrizione dell'area limitrofa	36
9. Geotecnica	38
9.1. Indagini effettuate e descrizione delle litologie interessate	38
9.2. Prove per la caratterizzazione dei terreni	38
9.3. Calcolo dei parametri sismici	39
10. Calcolo del carico limite	40
10.1. Formula di Terzaghi	40
10.2. Formula di Meyerhof	40
10.3. Formula di Hansen	41
10.4. Il metodo di Richards, Elms & Budhu (1993)	41
10.5. Il metodo di Budhu & Al-Karni (1993)	41
10.6. Il metodo di Paolucci & Pecker (1997)	42
10.7. Il metodo di Maugeri & Novità (2004)	42
10.8. Il metodo di Cascone et al. (2004)	42
10.9. Verifiche alla luce delle norme sulle costruzioni (NTC - DM 17 gennaio 2018)	42
10.9.1. Valutazione della sicurezza	43
10.10. Verifica agli stati limite ultimi	44
10.11. Stabilità nei confronti della liquefazione	46

Allegati: Carta geologica e carta idrogeologica



1. Premessa

La presente relazione geotecnica, 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.

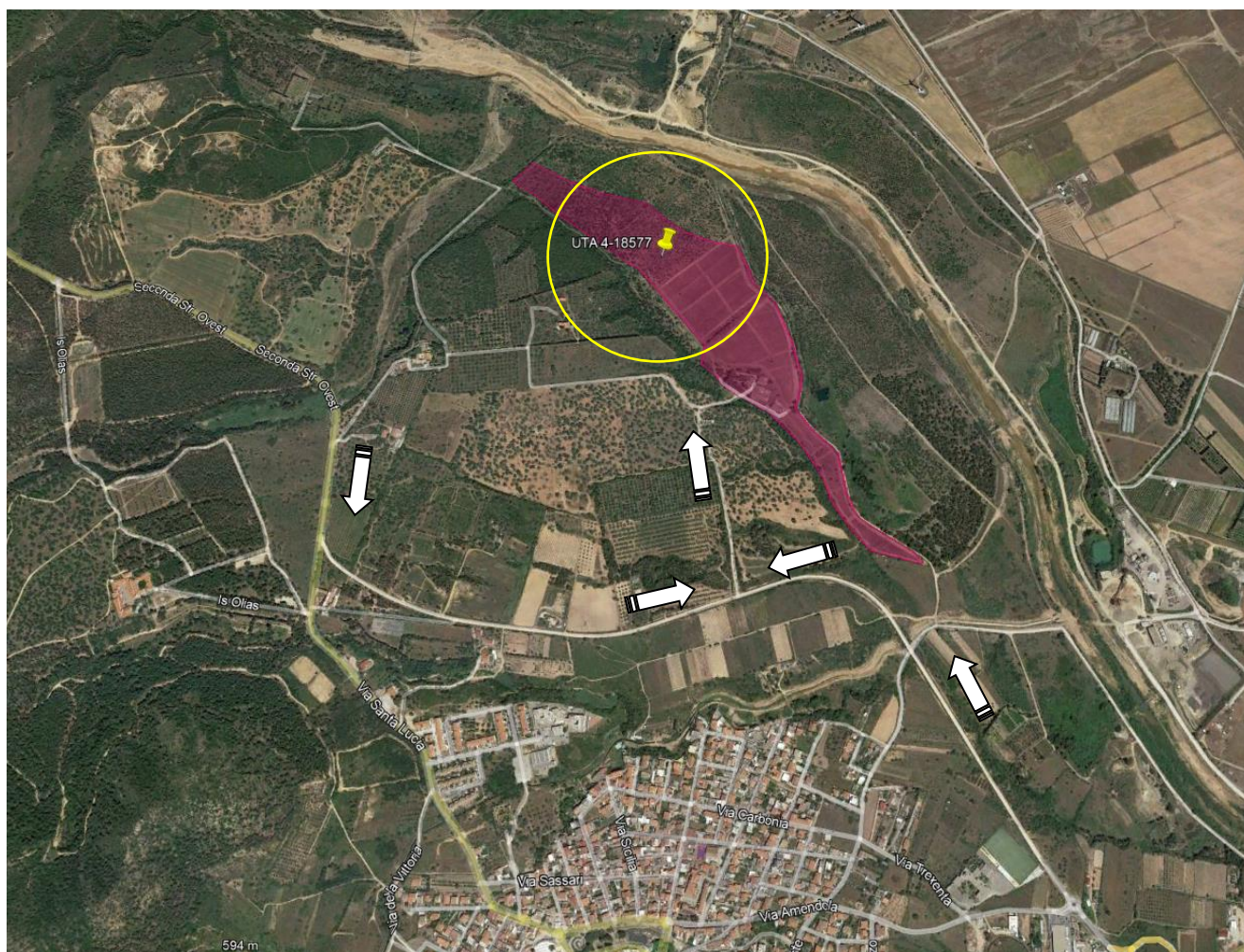
Uta è situato su una fertile pianura in cui sono situati due corsi d'acqua, il Rio Cixerri e il Rio Mannu che confluiscono verso lo stagno di Santa Gilla.

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.

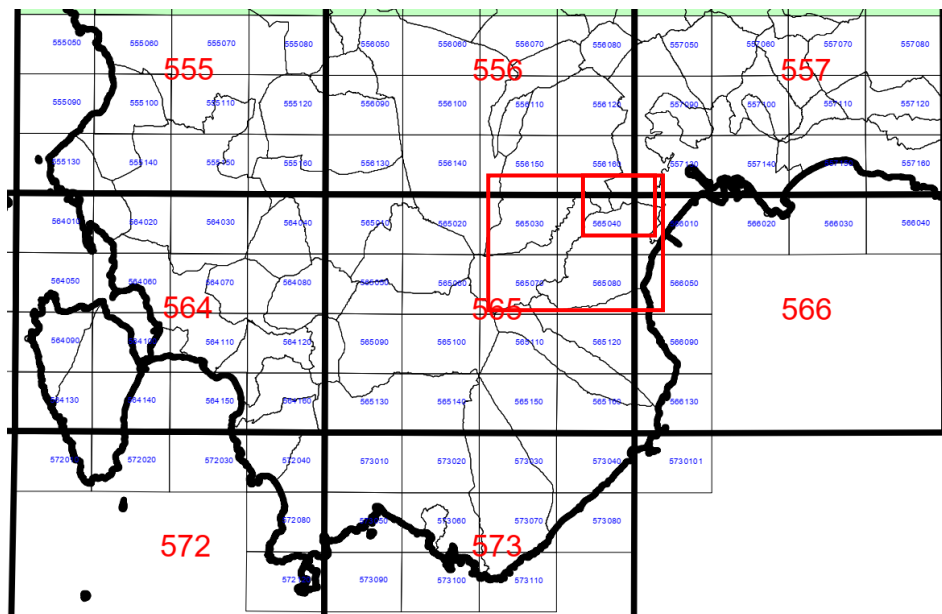


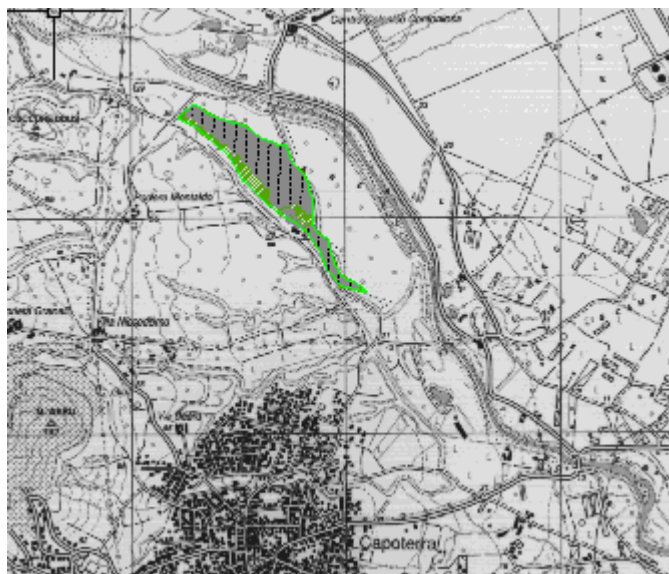


1.1.3. Inquadramento topografico

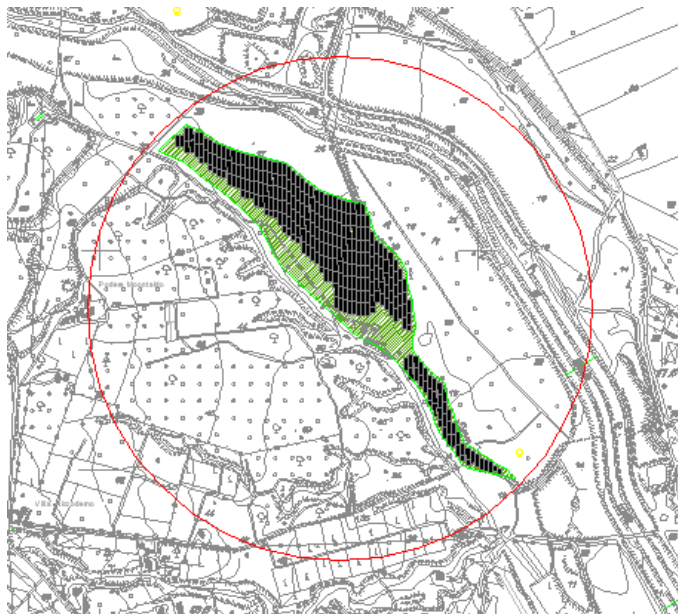
L'area è ubicata sulla carta IGM 1:25000 e sulla Carta Tecnica Regionale 1:10000, come indicato nella tabella seguente.

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



1.1.4. 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, 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. Fattori climatici

3.1. Climatologia - Caratterizzazione generale

Il clima della Sardegna è il tipico clima mediterraneo, di tipo temperato-caldo, a periodismo quotidiano e stagionale, con una stagione estiva caldo-arida ed una stagione più o meno fredda, con variazioni locali anche considerevoli. L'inverno è mite nella zona costiera ed in quelle interne di modesta altitudine, mentre è freddo e maggiormente piovoso in montagna. L'estate è invece calda con la temperatura media del mese più caldo quasi sempre superiore ai 23 °C e arida, con precipitazioni estive sempre inferiori alla media calcolata. Le escursioni termiche considerando territori diversi, sono influenzate più dalla variazione altitudinale che da quella latitudinale o dallo spostarsi verso le aree interne. Tale relativa omogeneità, è dovuta all'influenza regolatrice e mitigatrice del mare che è diretta e uniformemente distribuita su tutto il territorio, grazie anche alla particolare forma e dimensione dell'isola. Le precipitazioni sono un fenomeno molto variabile nel tempo e nello spazio, fondamentalmente, si ha un regime pluviometrico doppiato, uno di tipo autunno-invernale e l'altro di tipo primaverile-estivo con il dato costante della siccità. La piovosità è concentrata prevalentemente nella stagione fredda.

3.2. Climatologia - Caratterizzazione dell'area

Generalmente il mese più freddo è il mese di gennaio con temperature medie annuali minime che variano tra i 6,0 e i 6,5 °C, seguito dal mese di dicembre (7,3-8,1 °C), mentre, i mesi più caldi sono i mesi di agosto e luglio con valori medi annuali della temperatura massima compresi tra circa 29,8 e 30,0 e tra 29,6 e 30,0 °C.

Il valore medio annuale della temperatura massima è compreso tra 20,6 e 21,0 °C, il valore medio annuale della temperatura media è compresa tra 16,4 e 16,8 °C, mentre quello della temperatura minima è tra 12,5 e 12,9 °C.

Le caratteristiche della zona, sono state analizzate, prendendo in considerazione i dati della stazioni di Elmas e Decimomannu, in cui è netta la predominanza dei venti da nord ovest, seguono i venti da sud e sud est e quindi quelli provenienti da nord.

Il regime pluviometrico della zona è piuttosto irregolare, si può assistere ad un dimezzamento o raddoppiamento dei valori confrontando annate differenti.

Considerando l'intervallo che va dal 1951 al 1971, si osserva che i mesi più piovosi sono quelli di dicembre (media compresa tra 70 e 120 mm), novembre (media compresa tra 65 e 110 mm) con un buon apporto anche nel mese di febbraio e gennaio (media compresa tra 65 e 110 mm e tra 55 e 100 mm).

I mesi successivi a febbraio, sono caratterizzati da valori di precipitazioni inferiori.

Il mese meno piovoso è rappresentato dal mese di luglio (media inferiore ai 10 mm).



4. Pedologia

Dal punto di vista pedoclimatico, il regime idrico dei suoli è xerico e xerico secco, localmente udico; il regime termico è termico, localmente mesico.

Fondamentalmente nell'area vasta, secondo la carta dei suoli della Sardegna (Aru, Baldaccini, Vacca; ediz. giugno 1991) si possono individuare diverse unità di paesaggio di seguito elencate:

- paesaggi su metamorfiti (scisti, scisti arenacei, argilloscisti, ecc.) del Paleozoico (prima unità di paesaggio);
- paesaggi su rocce intrusive (graniti, granodioriti, leucograniti, ecc.) del Paleozoico e relativi depositi di versante (seconda unità di paesaggio);
- paesaggi su alluvioni e su arenarie eoliche cementate del Pleistocene (terza unità di paesaggio);
- paesaggi su alluvioni e su conglomerati, arenarie eoliche e crostoni calcarei dell'Olocene (quarta unità di paesaggio).

La descrizione che segue, si soffermerà maggiormente sulla terza unità di paesaggio che è quelle che insiste nell'area del progetto.

Nella lettura della descrizione delle singole unità di paesaggio, si usano le seguenti classificazioni:

- profondità dei suoli
poco profondi inferiori a 50 cm, mediamente profondi tra 50 e 100 cm, profondi oltre 100 cm;
- permeabilità
poco permeabili con conduttività idraulica bassa, mediamente permeabili con conduttività idraulica media, permeabili con conduttività idraulica normale, molto permeabili con conduttività idraulica elevata
- reazione
acidi pH inferiore a 5,6, subacidi pH tra 5,6 e 6,5, neutri pH tra 6,6 e 7,3, subalcalini pH tra 7,4 e 7,8, alcalini pH oltre 7,8
- saturazione (NH_4OAc)
desaturati saturazione inferiore al 35%, parzialmente desaturati dal 35 al 75%, saturi oltre il 75%.

4.1. Prima unità di paesaggio

La prima unità di paesaggio è quella rappresentata dalla presenza di metamorfiti (scisti, scisti arenacei, argilloscisti, ecc.) del Paleozoico.

Si tratta di aree che presentano forme aspre a pendenza elevata, prevalentemente prive di copertura arbustiva e arborea, forme da aspre a subpianeggianti al di sotto degli 800-1000 metri, con scarsa copertura arbustiva e arborea o con prevalente copertura arbustiva ed arborea, con tratti di colture agrarie.

I suoli predominanti secondo la classificazione USDA-Soil Taxonomy (1988) sono:

1. Rock outcrop e Lithic, Dystric e Typic Xerorthents con inclusioni di Xerochrepts,
2. Lithic, Dystric e Typic Xerorthents, Lithic, Dystric e Typic Xerochrepts con inclusioni di Rock outcrop, Palexeralfs e Haploxeralfs,
3. Lithic, Dystric e Typic Xerorthents, Lithic, Dystric e Typic Xerochrepts, Typic Palexeralfs con inclusioni di Haploxeralfs.

4.2. Seconda unità di paesaggio

La seconda unità di paesaggio, è quella rappresentata dalla presenza di rocce intrusive (graniti, granodioriti, leucograniti, ecc.) del Paleozoico e relativi depositi di versante.

Si tratta di aree che presentano forme aspre a pendenza elevata, prevalentemente prive di copertura arbustiva e arborea, forme da aspre a subpianeggianti al di sotto degli 800-1000 metri, con scarsa copertura arbustiva e arborea o con prevalente copertura arbustiva ed arborea.

I suoli predominanti secondo la classificazione USDA-Soil Taxonomy (1988) sono:

1. Rock outcrop, Lithic Xerorthents, con inclusioni di Xerochrepts,
2. Lithic, Dystric e Typic Xerorthents, Lithic, Dystric e Typic Xerochrepts, Rock outcrop, con inclusioni di Palexeralfs,
3. Lithic, Dystric e Typic Xerorthents, Lithic, Dystric e Typic Xerochrepts, con inclusioni di Palexeralfs.

4.3. Terza unità di paesaggio

La terza unità di paesaggio, è quella rappresentata dalla presenza di alluvioni e arenarie eoliche cementate del Pleistocene.

Si tratta di aree che presentano forme da subpianeggiante a pianeggiante con prevalente utilizzazione agricola.

I suoli predominanti secondo la classificazione USDA-Soil Taxonomy (1988) sono: Typic, aquic ed Ultic Palexeralfs con principali inclusioni di Xerofluvents e Ochraqualfs.

La zona del progetto è interessata da questa unità di paesaggio

I suoli hanno una evoluzione molto spinta con profilo A-Bt-C e A-Btg-Cg ossia con orizzonti argillitici ben evidenziati, sono dei suoli profondi, da franco sabbiosi a franco sabbioso-argillosi in superficie da franco-sabbioso-argillosi ad argillosi in profondità, da permeabili a poco permeabili, con struttura poliedrica subangolare ed angolare, reazione da subacida ad acida, carbonati assenti, presenza scarsa di sostanza organica, da saturi a desaturati.

4.4. Quarta unità di paesaggio

La quarta unità di paesaggio, è quella rappresentata dalla presenza di alluvioni e conglomerati, arenarie eoliche e crostoni calcarei dell'Olocene.

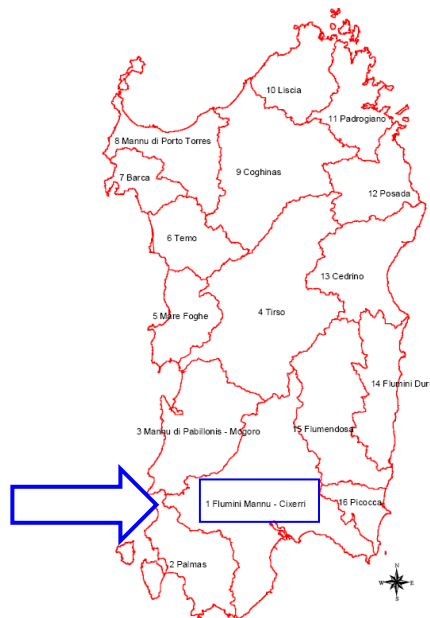
Si tratta di aree pianeggianti o leggermente depresse con prevalente utilizzazione agricola.

I suoli predominanti secondo la classificazione USDA-Soil Taxonomy (1988) sono: Typic, Vertic, Aquic e Mollic Xerofluvents con principali inclusioni di Xerochrepts.

5. Acque superficiali

5.1. 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.

<i>Comune</i>	<i>Bacino 1° ordine</i>
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.

5.2. 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.

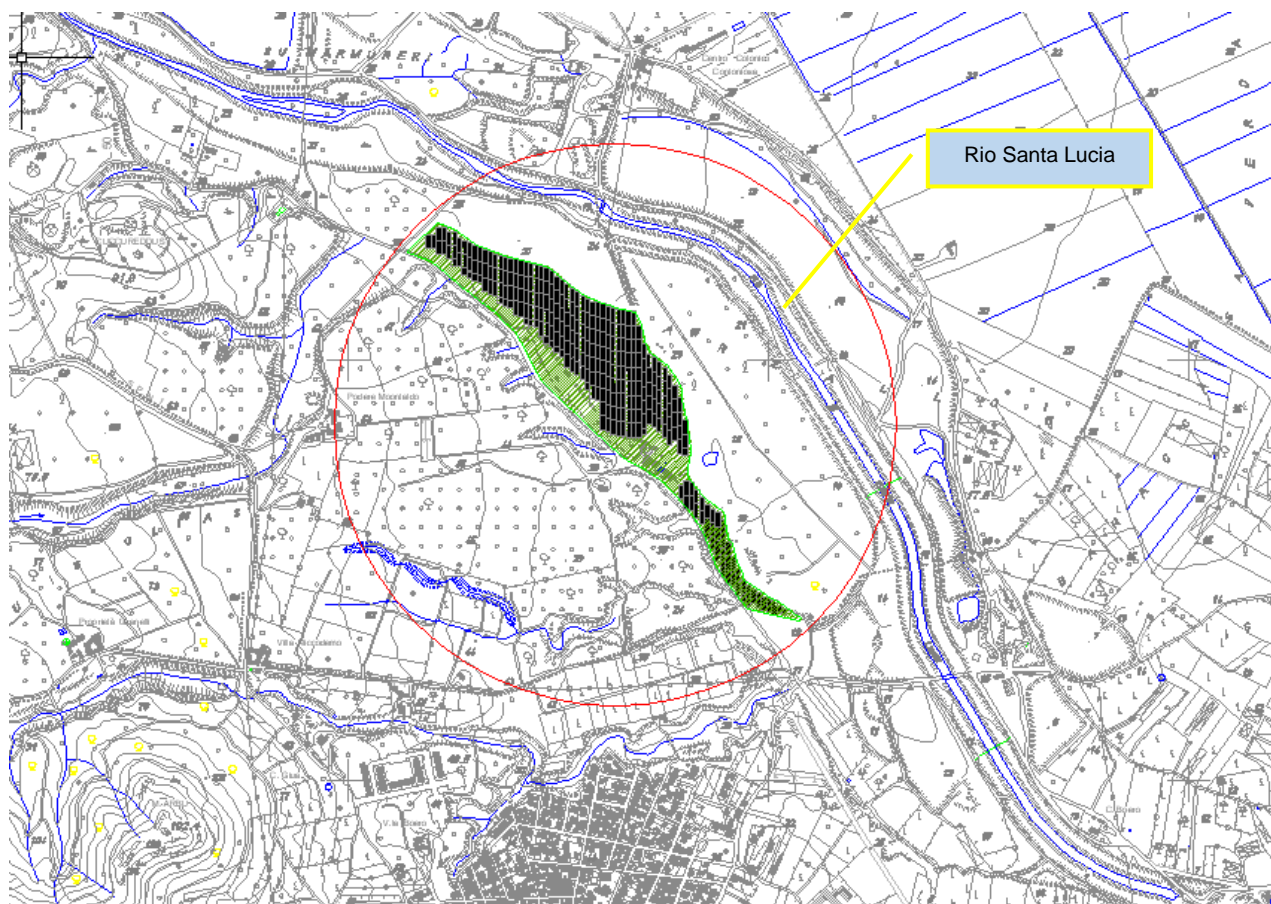
I lineamenti idrologici del territorio, risentono chiaramente della morfologia dello stesso ed in esso si evidenziano delle direzioni prevalenti e predominanti, infatti, le direzioni dei deflussi principali sono in direzione circa nord ovest-sud est e quelle secondarie si presentano con direzione variabile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



6. 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.

6.1. Idrogeologia locale

La piana di Capoterra, si caratterizza per la presenza di un acquifero costituito da una alternanza di sabbie argillose ed argille, frequenti che danno origine come intuibile a variazioni della permeabilità a livello locale. Si riscontrano più falde sovrapposte che connotano una falda multistrato, infatti, su ampia scala si riscontra una continuità idrica orizzontale e verticale.

La potenza dell'acquifero in alcune aree è superiore ai 100 metri e le oscillazioni medie stagionali sono in media di 2.20 metri.

Lo studio delle isopiezometriche e della direzione del deflusso, indica che la zona di alimentazione proviene dall'area del massiccio paleozoico attraverso il suo sistema di fratturazioni.

Nella zona di nostro interesse, un importante asse di alimentazione era rilevabile un tempo lungo il corso del Rio Santa Lucia.

Attualmente a causa della creazione di una traversa sull'alveo, è stato quasi totalmente impedito il deflusso naturale facendo diminuire l'interscambio tra le acque superficiali e quelle sotterranee.



7. Geologia

7.1. 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 creatasi 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 Baronìa 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.

7.1.1. 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.

7.1.1.1. 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 precambrie 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

7.1.1.2. 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.

7.1.1.3. 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.).

7.1.1.4. 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.

7.1.2. 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 reinciati 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.

7.1.3. 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)

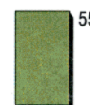


Le litologie di questo complesso, sono spesso accompagnate dalla presenza di zone in cui è presente un'arenizzazione più o meno invasiva della massa rocciosa, che si riscontra più abbondante in aree a pendenza elevata, con condizioni microclimatiche particolari e con presenza di circolazione idrica superficiale.

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

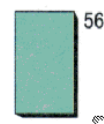
3. complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi ed anchimetamorfico, appartenenti alle falde esterne rappresentato dalla successione dell'Ordoviciano superiore-Carbonifero inferiore, in particolare dalla successione pre-Ordoviciano medio con presenza di:

- 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).

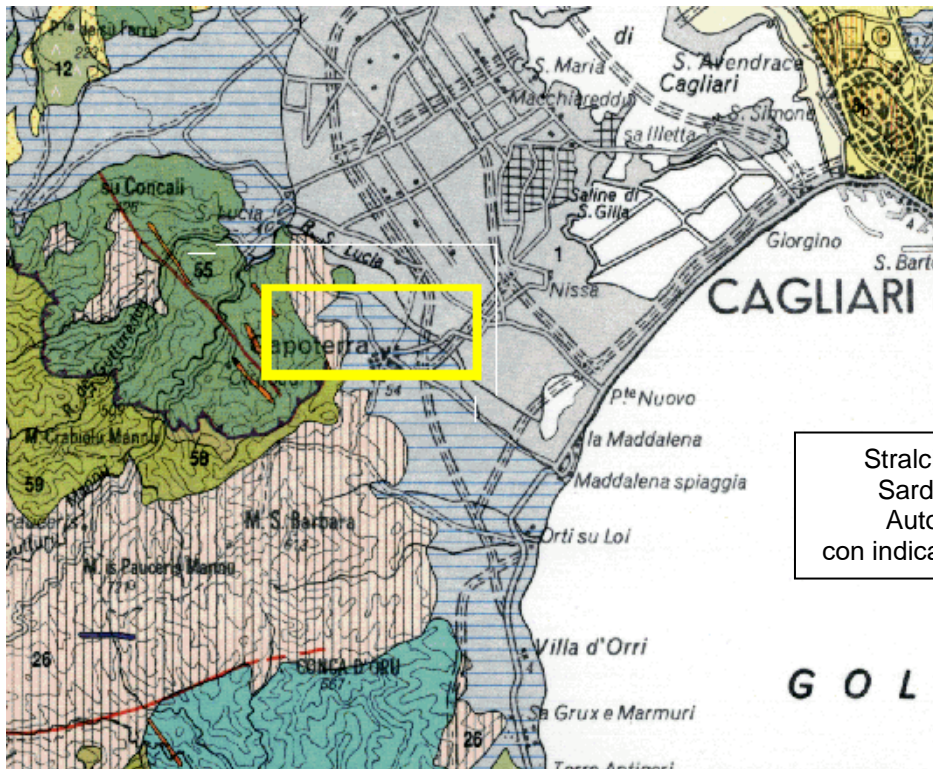
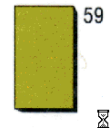


4. complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi ed anchimetamorfico, appartenenti alla zona esterna a "thrust" e pieghe rappresentato dalla successione dell'Ordoviciano medio-Carbonifero inferiore, con presenza di:

- 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

7.2. 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.

7.2.1. 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..

7.2.1.1. I depositi pleistocenici

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

7.2.1.1.1. 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.

7.2.1.1.1.1. 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 rinvenivano strutture incrociate concave in genere piatte e di limitata ampiezza,
- ❖ si rinvenivano 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.

7.2.1.2. 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.

7.2.1.2.1. 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.

7.2.1.2.2. 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.

7.3. 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, Coccozza & 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.

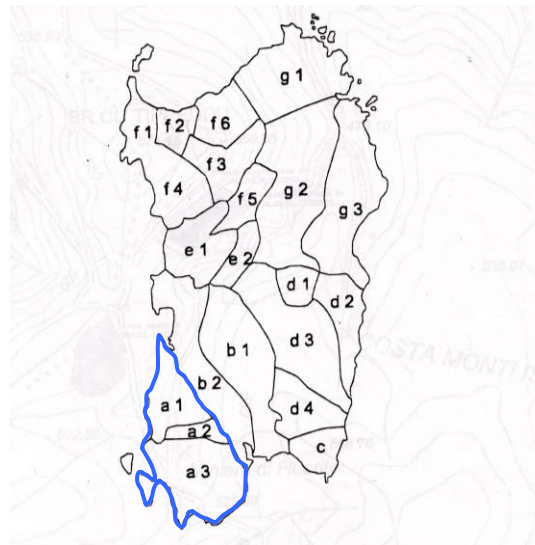
8. Geomorfologia

8.1. 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 con 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.

8.2. 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'Acquaferu 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.

9. Geotecnica

9.1. Indagini effettuate e descrizione delle litologie interessate

Per avere utili indicazioni sulla natura geologica e geotecnica dei terreni interessati dalle opere di fondazione, si sono analizzate le litologie presenti nell'area e nelle aree limitrofe, effettuando le correlazioni per indagare e caratterizzare quelle interessate dal piano di posa.

I rilievi stratigrafici effettuati, hanno permesso di trovare una omogeneità delle litologie interessate dall'area di edificazione, fatto di notevole importanza per l'impostazione dei calcoli della capacità portante del terreno, tale fatto è stato supportato da prove scissometriche effettuate sul terreno.

Si sono inoltre effettuati degli assaggi speditivi fino alla profondità di 1,50 metri all'interno dell'area interessata dalla edificazione al fine di monitorare il piano di posa.

9.2. Prove per la caratterizzazione dei terreni

Al fine di verificare le litologie interessate dalla posa delle fondazioni si sono utilizzati i risultati di prove scissometriche o vane-test in situ effettuate su litologie appartenenti alle stesse unità ed affioranti e sulle litologie presenti in zone limitrofe.

La litologia presente nel piano di posa delle fondazioni, è stata pertanto caratterizzata dal punto di vista geotecnico attraverso l'esecuzione di prove in situ e per similitudine di dati caratterizzanti il litotipo per prove di laboratorio effettuate in siti vicini sulle stesse litologie.

Tali prove di laboratorio sono consistite in prove di taglio diretto che hanno permesso di ricavare i parametri necessari per la determinazione della capacità portante del terreno.

I litotipi interessati dalle fondazioni, sono stati correlati stratigraficamente con quelli di cui si conoscevano le caratteristiche e si sono effettuate le prove in situ per ottenere anche la correlabilità geotecnica.

La conoscenza delle curve interpolative tra dati di laboratorio e prove scissometriche in situ, ci permette di effettuare il passaggio dai dati in situ ai dati di laboratorio.

Le prove scissometriche in situ consentono di ottenere i valori di resistenza al taglio in condizioni non drenate e tramite una formula di calcolo permettono di avere il valore della portanza del terreno.

In tal modo le prove in situ effettuate nel caso in esame, ci permettono di avere una esatta conoscenza dei valori caratterizzanti geotecnicamente i terreni di fondazione.

I dati utilizzati per il calcolo della capacità portante, sono quelli provenienti dalle prove in situ comparate con le prove di laboratorio e sono i seguenti, ai quali verranno applicati i coefficienti correttivi previsti dal tipo di verifica da effettuare in relazione alle NTC 2018.

	Coesione kN/m ²	Angolo di attrito °	Peso di volume kN/m ³
C1	2	29,00	19,00

La ricostruzione del modello geologico e geotecnico del terreno, ci permette di asserire che il livello sottostante a 2.00 metri dal piano di campagna, mostra caratteristiche geotecniche e uniformità geologico stratigrafica tale da indicarlo come piano di posa delle fondazioni dell'opera da edificare ed è pertanto su questo terreno che si sono impostati i calcoli descritti di seguito.

Prima della realizzazione dell'impianto, si procederà con le prove di caratterizzazione sito specifico al fine di confermare i dati della presente relazione.

9.3. Calcolo dei parametri sismici

I parametri sismici ed il loro calcolo, sono indicati nella relazione sismica, di seguito si riportano i dati principali utilizzati ai fini della presente e necessari per i calcoli geotecnici.

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/s²)	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
	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
	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 a_g g ed i valori di a_{max} modificati a causa della risposta sismica locale.

10. Calcolo del carico limite

Il terreno di fondazione di qualsiasi struttura deve essere in grado di sopportare il carico che gli viene trasmesso dalle strutture sovrastanti senza che si verifichi rottura e senza che i cedimenti della struttura siano eccessivi. In questo paragrafo, affronteremo il problema della determinazione della resistenza limite a taglio (carico ultimo o carico limite) della fondazione del fabbricato che dovrà essere costruito. Per il calcolo, si sono utilizzate le formule sviluppate da diversi autori (Terzaghi, Meyerhof, Hansen) al fine di confrontare le stesse. Tutte le formule proposte hanno una forma trinomia in cui ciascun termine è legato alla coesione, all'angolo di attrito ed al peso specifico. Esse si differenziano per l'introduzione di fattori correttivi per tener conto della profondità della fondazione, della sua forma, dell'eccentricità e inclinazione del carico, etc.

Nella scrittura delle varie formule utilizzeremo il seguente simbolismo:

- c coesione
- φ angolo d'attrito
- γ peso specifico del terreno
- K_p coefficiente di spinta passiva espresso da $K_p = \tan^2(45^\circ + \varphi/2)$
- B larghezza della fondazione
- L lunghezza della fondazione
- D profondità del piano di posa della fondazione
- q pressione litostatica in corrispondenza del piano di posa della fondazione
- q_{ult} carico ultimo della fondazione

10.1. Formula di Terzaghi

Terzaghi ha proposto la seguente espressione per il calcolo della capacità portante di una fondazione superficiale.

$$q_{ult} = c N_c s_c + q N_q + 0.5 B \gamma N_\gamma s_\gamma$$

I fattori di forma s_c ed s_γ che compaiono nella espressione di q_{ult} dipendono dalla forma della fondazione, tali valori sono tabellati. Per quanto riguarda il valore di N_γ esso dipende dal fattore K_p di cui Terzaghi non ha lasciato nessuna espressione analitica. Diversi autori consigliano di utilizzare invece dell'espressione di N_γ fornita da Terzaghi espressioni ricavate da altri autori come ad esempio Vesic, Spangler e Handy. La formula di Terzaghi vale per fondazioni superficiali con $D \leq B$ e non tiene conto dell'eventuale inclinazione della fondazione e dell'eccentricità e inclinazione del carico.

10.2. Formula di Meyerhof

Meyerhof propone per il calcolo della capacità portante la seguente espressione:

Nel nostro caso essendo il carico verticale si applica la seguente formula:

$$q_{ult} = c N_c s_c d_c + q N_q s_q d_q + 0.5 B \gamma N_\gamma s_\gamma d_\gamma$$

in cui:

- d_c, d_q, d_γ , sono i fattori di profondità,
- s_c, s_q, s_γ , sono i fattori di forma.

I fattori N_c , N_q , N_γ sono calcolabili tramite espressioni che tengono conto dell'angolo di attrito φ e del fattore K_p indicato in precedenza. I fattori di forma s_c , s_q , s_γ e di profondità d_c , d_q , d_γ , assumono espressioni differenti per terreni granulari o coesivi. Nelle espressioni di calcolo di tali fattori, sono contemplati i parametri larghezza, lunghezza e profondità della fondazione oltre al coefficiente di spinta passiva K_p definito come in precedenza.

10.3. Formula di Hansen

L'espressione di Hansen per il calcolo della capacità portante utilizzabile nel nostro caso è la seguente:

$$q_{ult} = c N_c s_c d_c i_c \gamma_c b_c + q N_q s_q d_q i_q g_q b_q + 0.5 B_\gamma N_\gamma s_\gamma d_\gamma i_\gamma \gamma_\gamma b_\gamma$$

in cui:

- d_c , d_q , d_γ , sono i fattori di profondità,
- s_c , s_q , s_γ , sono i fattori di forma,
- i_c , i_q , i_γ , sono i fattori di inclinazione del carico,
- b_c , b_q , b_γ , sono i fattori di inclinazione del piano di posa e
- γ_c , γ_q , γ_γ , sono fattori che tengono conto dell'inclinazione del piano campagna.

Ovviamente in sede di impostazione della formula generale di calcolo secondo Hansen, i fattori non inerenti il caso in esame sono stati esclusi. I fattori N_c , N_q , N_γ , calcolabili tramite relazioni matematiche in funzione del coefficiente di spinta passiva K_p e dell'angolo di attrito φ .

Nel caso in esame, per il calcolo del carico ultimo, sono stati calcolati tramite equazioni i seguenti parametri:

1. fattore di forma;
2. fattore di profondità;
3. fattore di inclinazione del piano campagna.

Per poter applicare la formula di Hansen al caso in esame, si sono verificate le seguenti condizioni:

- $b \leq \varphi$ e
- $b < 45^\circ$

10.4. Il metodo di Richards, Elms & Budhu (1993)

Tale metodo si basa su un meccanismo di rottura semplificato, in cui sotto la fondazione sono individuati 2 soli cunei di terreno, contrapposti l'un l'altro, e soggetti rispettivamente, sotto le azioni sismiche, ad una rottura per spinta attiva e ad una rottura per spinta passiva.

Il metodo di Richards et al. non consente di separare gli effetti inerziali del sisma da quelli cinematici e pertanto rientra nella categoria dei metodi sismici globali.

10.5. Il metodo di Budhu & Al-Karni (1993)

Tale metodo si basa su un meccanismo di rottura "alla Prandtl", nel quale i 3 cunei di terreno sotto la fondazione sono però definiti da angoli più piccoli di quelli assunti per il caso statico.

Anche il metodo di Budhu & Al-Karni rientra nella categoria dei metodi sismici globali poiché non consente di separare gli effetti inerziali del sisma da quelli cinematici.

10.6. Il metodo di Paolucci & Pecker (1997)

Adottando un nuovo meccanismo di rottura per poter mettere in conto anche l'eccentricità del carico e la sua inclinazione, Paolucci & Pecker (1997) hanno elaborato un metodo per il calcolo della capacità portante in condizioni sismiche attraverso l'introduzione di opportuni coefficienti correttivi da applicare alla tradizionale formula trinomia.

In generale, i metodi sismici che si concretizzano nell'applicazione di ulteriori coefficienti correttivi nella classica equazione trinomia, introducono nell'equilibrio limite, ciascuno secondo il meccanismo di rottura ipotizzato, le forze F_h ed F_v .

$$F_h = k_h \cdot W$$

$$F_v = k_v \cdot W$$

La riduzione della capacità portante per l'effetto cinematico del sisma si ottiene mediante l'applicazione di ulteriori coefficienti correttivi a ciascuno dei 3 termini dell'equazione trinomia.

10.7. Il metodo di Maugeri & Novità (2004)

Il metodo di Maugeri & Novità (2004) è stato sviluppato risolvendo il problema della determinazione della capacità portante delle fondazioni superficiali in presenza di azioni sismiche mediante il metodo delle caratteristiche.

Esso si concretizza nell'applicazione, alla classica espressione trinomia per il calcolo della capacità portante statica, di ulteriori coefficienti correttivi che esprimono i rapporti tra i valori dei fattori di capacità portante statica, determinati per via numerica per particolari valori dell'angolo di resistenza a taglio, e gli omologhi fattori di capacità portante statica nella formulazione di Vesić.

10.8. Il metodo di Cascone et al. (2004)

Il metodo di Cascone, Carfi, Maugeri & Motta (2004) consiste nell'applicare al solo fattore di capacità portante N_y due distinti coefficienti che mettono in conto rispettivamente l'effetto inerziale e l'effetto cinematico del sisma.

10.9. Verifiche alla luce delle norme sulle costruzioni (NTC - DM 17 gennaio 2018)

Le norme tecniche per le costruzioni (NTC) che fanno riferimento al Decreto Ministeriale del 17 gennaio 2018, definiscono i principi per il progetto, l'esecuzione e il collaudo delle costruzioni, nei riguardi delle prestazioni loro richieste in termini di requisiti essenziali di resistenza meccanica e stabilità, anche in caso di incendio, e di durabilità. Le opere e le componenti strutturali devono essere progettate, eseguite, collaudate e soggette a manutenzione in modo tale da consentirne la prevista utilizzazione in forma economicamente sostenibile e con il livello di sicurezza previsto da queste norme. La sicurezza e le prestazioni di un'opera o di una parte di essa devono essere valutate in relazione agli Stati limite che si possono verificare durante la vita nominale. Stato limite è la condizione superata la quale l'opera non soddisfa più le esigenze per le quali è stata progettata e rappresenta la frontiera tra il dominio di stabilità e quello di instabilità. Le opere e le varie tipologie strutturali devono possedere i seguenti requisiti:

- sicurezza nei confronti di stati limite ultimi (**SLU**): capacità di evitare crolli, perdite di equilibrio e dissesti gravi, totali o parziali, che possano compromettere l'incolumità delle persone, o comportare la perdita di beni, o provocare gravi danni ambientali e sociali, oppure mettere fuori servizio l'opera;

- sicurezza nei confronti di stati limite di esercizio (**SLE**): capacità di garantire le prestazioni previste per le condizioni di esercizio;
- robustezza nei confronti di azioni eccezionali: capacità di evitare danni sproporzionati rispetto all'entità delle cause innescanti quali incendio, esplosioni, urti.

Il superamento di uno stato limite ultimo (SLU) ha carattere irreversibile e si definisce collasso.

Il superamento di uno stato limite di esercizio (SLE) può avere carattere reversibile o irreversibile

10.9.1. Valutazione della sicurezza

Le NTC prevedono, per la definizione del grado di sicurezza delle costruzioni un approccio di tipo semiprobabilistico, o di primo livello, adottando i coefficienti parziali di sicurezza (CP) ed il concetto di stato limite che è la condizione superata la quale l'opera non soddisfa più le esigenze per le quali è stata progettata. La misura del grado di sicurezza, si ottiene con il "metodo semiprobabilistico dei coefficienti parziali" di sicurezza tramite l'equazione:

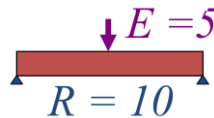
$$Ed \leq Rd \quad \text{oppure} \quad Rd - Ed \geq 0$$

con

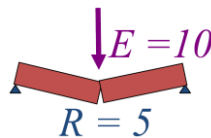
- Rd = valore di progetto della resistenza del terreno (di pertinenza del geotecnico)
- Ed = valore di progetto dell'azione o degli effetti delle azioni nelle varie combinazioni di carico (di pertinenza dello strutturista)

Le immagini che seguono, descrivono graficamente il concetto espresso nelle norme:

- SICUREZZA della STRUTTURA $R > E$



- COLLASSO della STRUTTURA $R < E$



Nelle verifiche (**SLU**) nei confronti degli stati limite ultimi geotecnici (**GEO**) si deve adottare, l'approccio 2 che ha una unica combinazione:

APPROCCIO 1 (DA1)



Combinazione 1 Combinazione 2

(A1+M1+R1)

(A2+M2+R2)

(STR)

(GEO)

APPROCCIO 2 (DA2)



Combinazione 1 o Unica

(A1+M1+R3)

(STR + GEO)

Le combinazioni sono formate da gruppi di coefficienti parziali γ con

- A = Azioni γ F

- M = Resistenza dei materiali (terreno) γ M
- R = Resistenza globale del sistema γ R

La verifica della condizione $R_d > E_d$, può essere effettuata, tenendo conto dei valori dei coefficienti parziali riportati nelle tabelle di riferimento:

Coefficienti A (tabella 6.2.I)

Tab. 6.2.I – Coefficienti parziali per le azioni o per l'effetto delle azioni

	Effetto	Coefficiente Parziale γ_F (o γ_E)	EQU	(A1)	(A2)
Carichi permanenti G_1	Favorevole	γ_{G1}	0,9	1,0	1,0
	Sfavorevole		1,1	1,3	1,0
Carichi permanenti $G_2^{(1)}$	Favorevole	γ_{G2}	0,8	0,8	0,8
	Sfavorevole		1,5	1,5	1,3
Azioni variabili Q	Favorevole	γ_{Q2}	0,0	0,0	0,0
	Sfavorevole		1,5	1,5	1,3

Coefficienti M (tabella 6.2.II)

Tab. 6.2.II – Coefficienti parziali per i parametri geotecnici del terreno

Parametro	Grandezza alla quale applicare il coefficiente parziale	Coefficiente parziale γ_M	(M1)	(M2)
Tangente dell'angolo di resistenza al taglio	$\tan \varphi'_k$	$\gamma_{\varphi'}$	1,0	1,25
Coesione efficace	c'_k	$\gamma_{c'}$	1,0	1,25
Resistenza non drenata	c_{uk}	γ_{cu}	1,0	1,4
Peso dell'unità di volume	γ_γ	γ_γ	1,0	1,0

Coefficienti R (tabella 6.4.I)

Tab. 6.4.I – Coefficienti parziali γ_R per le verifiche agli stati limite ultimi di fondazioni superficiali

Verifica	Coefficiente parziale
	(R3)
Carico limite	$\gamma_R = 2,3$
Scorrimento	$\gamma_R = 1,1$

10.10. Verifica agli stati limite ultimi

Si impiega un'unica combinazione dei gruppi di coefficienti parziali definiti per le Azioni (A), per la resistenza dei materiali (M) e, eventualmente, per la resistenza globale (R).

In tale approccio, per le azioni si impiegano i coefficienti γ_F riportati nella colonna A2.

Sono eseguite le verifiche allo SLU di tipo geotecnico (GEO) nei confronti del collasso per carico limite dell'insieme fondazione-terreno, tenendo conto dei valori dei coefficienti parziali riportati nelle Tabelle 6.2.I, 6.2.II e 6.4.I.

Sono incrementate le azioni (A), invariati i parametri geotecnici (M) e ridotta la resistenza (R).

La verifica è stata effettuata prendendo in considerazione l'approccio 2, così come suggeriscono le nuove norme tecniche per le costruzioni.

Il calcolo della resistenza di progetto del terreno, viene eseguito utilizzando il fattore 1.00 applicato alla tangente dell'angolo di resistenza al taglio, che pertanto rimane inalterato, il valore usato nei calcoli diventa pertanto 29,0°.

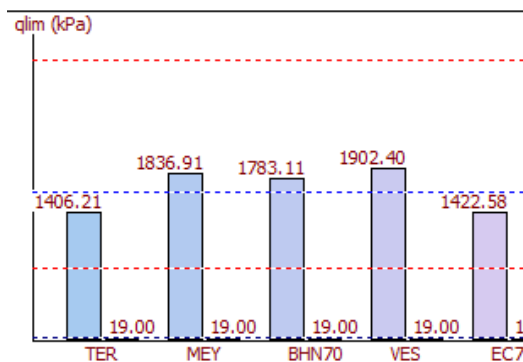
Il valore della coesione non è stato ridotto poiché il fattore è 1.00 come indicato nelle norme, il valore usato nei calcoli è pari a 2,0 kPa.

Il peso dell'unità di volume, come prescritto dalla norma, non è stato corretto ed è pertanto pari a 19 kN/mc. I dati relativi ai carichi trasmessi dalla struttura della cabina utente che è quella che presenta la situazione di carico più gravosa e comunicati dal progettista, sono i seguenti: 1350 kg a metro lineare per il peso proprio strutturale, 180 kg a metro lineare per i carichi permanenti e assenza di carichi accidentali, successivamente corretti con i coefficienti parziali per le azioni.

Il valore della resistenza del terreno calcolata in campo sismico per una fondazione quadrata di larghezza pari a 1.00 metri, con la formula di Brinch-Hansen, per il piano della fondazione a 1.00 metri, con le seguenti l'applicazione delle teorie in campo sismico, ha dato:

teoria di Maugeri & Novità q'_{ultimo} pari a 1778,32 kN,
teoria di Budhu & Al-Karni q'_{ultimo} pari a 1774,84 kN,
teoria di Richards & Altri q'_{ultimo} pari a 1782,52 kN.

L'immagine seguente, mostra il confronto dei valori fra le diverse teorie principali in campo statico, Terzaghi, Meyerhoff, Brinch-Hansen, Vesic e Eurocodice7.



Considerato che il valore del coefficiente parziale R3 per la capacità portante che è pari a 2.3 (Tabella 6.4.I), si ottiene pertanto un valore di $1783.11 / 2.3 = 774,83$ kN.

Con l'aumento della profondità del piano di posa della fondazione, si ha un aumento del q'_{ultimo} , infatti con il piano a 1,00 metri il q'_{ultimo} è pari a 774,83 kN e con il piano a 1,50 metri si ha un q'_{ultimo} pari a 971,31 kN.

I valori di progetto dei carichi come indicati dal progettista e precedentemente descritti e modificati con i coefficienti parziali per le azioni, sono pari a 19.6 kN.

Pertanto si ha:

$$R_d = 774,83 \text{ kN}$$

$$E_d = 19,6 \text{ kN}$$

Risulta verificata la relazione che impone che

$$E_d \leq R_d \quad \text{oppure} \quad R_d - E_d \geq 0$$

Infatti, $R_d = 774,83 \text{ kN} > E_d = 19,6 \text{ kN}$.

L'aumento della profondità di posa della fondazione aumenta il valore di R_d .

La verifica è positiva anche in campo sismico.

10.11. Stabilità nei confronti della liquefazione

Il sito presso il quale è ubicato il manufatto deve essere stabile nei confronti della liquefazione, intendendo con tale termine quei fenomeni associati alla perdita di resistenza al taglio o ad accumulo di deformazioni plastiche in terreni saturi, prevalentemente sabbiosi, sollecitati da azioni cicliche e dinamiche che agiscono in condizioni non drenate.

Ciò avviene quando la pressione dell'acqua nei pori aumenta progressivamente fino ad eguagliare la pressione totale di confinamento e quindi allorché gli sforzi efficaci, da cui dipende la resistenza al taglio, si riducono a zero.

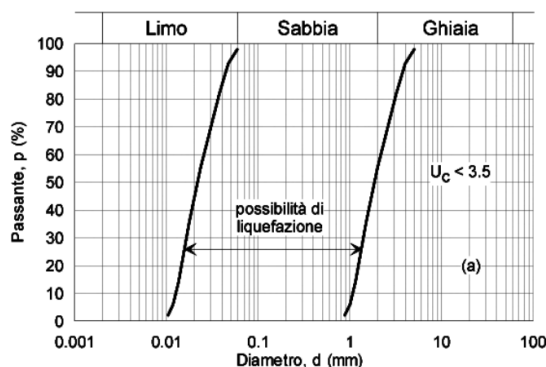
Questi fenomeni si verificano soprattutto nelle sabbie fini e nei limi saturi di densità da media a bassa e a granulometria piuttosto uniforme, anche se contenenti una frazione fine limoso-argillosa.

Se il terreno risulta suscettibile di liquefazione e gli effetti conseguenti appaiono tali da influire sulle condizioni di stabilità di pendii o manufatti, occorre procedere ad interventi di consolidamento del terreno e/o trasferire il carico a strati di terreno non suscettibili di liquefazione.

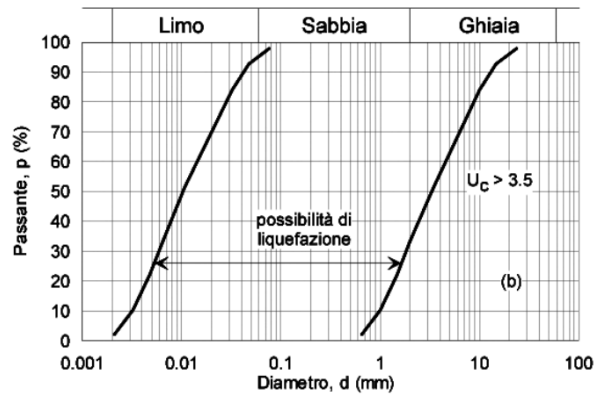
In assenza di interventi di miglioramento del terreno, l'impiego di fondazioni profonde richiede comunque la valutazione della riduzione della capacità portante e degli incrementi delle sollecitazioni indotti nei pali.

La verifica a liquefazione può essere omessa quando si manifesti almeno una delle seguenti circostanze:

1. accelerazioni massime attese al piano campagna in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di $0,1g$;
2. profondità media stagionale della falda superiore a 15 metri dal piano campagna, per piano campagna sub-orizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
3. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N1)_{60} > 30$ oppure $qc_{1N} > 180$ dove $(N1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche dinamiche (Standard Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa e qc_{1N} è il valore della resistenza determinata in prove penetrometriche statiche (Cone Penetration Test) normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa ;
4. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella figura sottostante



nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ e nella figura sottostante



nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$

Le caratteristiche stratigrafiche, idrogeologiche e sismiche nell'area permettono di escludere l'instaurarsi di fenomeni di alterazione locale (liquefazione) delle caratteristiche di resistenza al taglio dei terreni, in concomitanza di eventi sismici.

Nel caso specifico, in accordo con quanto previsto nelle N.T.C., al punto 7.11.3.4.2, la verifica a liquefazione può essere omessa in quanto valori superiori a 0,1g si raggiungono per tempi di ritorno maggiori a quelli corrispondenti allo stato limite ultimo SLC.

Iglesias, settembre 2023

Dott. Geol. Pietro Pittau