




UNIONE DEI COMUNI COSTA DEL SINIS TERRA DEI GIGANTI

(Comuni di Baratili San Pietro, Cabras, Narbolia, Riola Sardo, San Vero Milis)

AREA TECNICA

PROGETTO DI FATTIBILITA' TECNICA ED ECONOMICA

DRAGAGGIO E PULIZIA DI SEZIONI CRITICHE PRESSO CANALE SCOLMATORE DELLO STAGNO DI CABRAS

IL GEOLOGO	TITOLO DELLA TAVOLA							
Geol. Fabio Cau 	Relazione geologica							
GRUPPO PROGETTUALE	SPECIALIZZAZIONE			NUMERO TAV.				
Ing. Andrea Sanna Ing. Maddalena Ianni Geol. Fabio Cau Arch. Giulia Maria Antonella Finà	Architettura		Cantiere		A.06			
	Strutture		Idraulica					
	Topografia		Relazione					
	Data: Luglio 2022							
	Codice Archivio	SS09_22						
	Nome File Copertine.dwg							
EMISSIONI/REVISIONI								
COMMITTENTE	Rev	Zona	Descrizione		Eseg.	Verif.	Approv.	Data
UNIONE DEI COMUNI COSTA DEL SINIS TERRA DEI GIGANTI	1		EMISSIONE		AS	MI	AS	07/22
	2							
RESP. DEL PROCEDIMENTO	3							
Ing. Angius Sara	4							
	5							

STUDIO
SANNA
SERVIZI DI INGEGNERIA

VIA NAZIONALE n. 47
07035 SEDINI (SS)
E-MAIL: ing.andrea.sanna@gmail.com
PEC: andrea.sanna4@ingpec.eu
P.IVA 02623690902
TEL. 3496570557

INDICE

1.	PREMESSA	2
1.1.	Normativa di riferimento	2
2.	INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E CARTOGRAFICO	2
2.1	Inquadramento geografico	2
2.2	Inquadramento cartografico	3
2	INQUADRAMENTO PAI E PSFF	5
4	INQUADRAMENTO GEOLOGICO, IDROGEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	7
4.1	Inquadramento geologico regionale	7
4.2	Inquadramento geologico locale	14
5	INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	15
6	CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICA E IDROGEOLOGICA	15
6.1	Inquadramento idrografico	15
6.2	Inquadramento idrogeologico	17
7	ANALISI E DESCRIZIONE DEGLI EVENTI GEOMORFOLOGICI, IDROGEOLOGICI E IDRAULICI PREGRESSI	23
7.1	Analisi e descrizione di eventuali situazioni di franosità pregresse	23
7.2	Analisi e descrizione di eventuali situazioni di dissesto idrogeologico e idraulico pregresso	23
7.3	Analisi e descrizione delle condizioni di antropizzazione presenti nel contorno	23
8	ANALISI E DESCRIZIONE DELLA SISMICITÀ STORICA	24
9	CONCLUSIONI	25

1. PREMESSA

1.1. Normativa di riferimento

La presente relazione è redatta in conformità alle disposizioni delle seguenti norme:

- **Decreto 17 gennaio 2018.** Aggiornamento delle «Norme tecniche per le costruzioni».
- **Circolare C.S. LL.PP. n. 617** del 02.02.2009 «Istruzioni per l'applicazione delle Nuove Normative tecniche per le costruzioni di cui al D.M. 14.01.2008»;
- **D.M. n. 14.01.2008** «Norme Tecniche per le Costruzioni»;
- **D.M. Infrastrutture del 06.05.2008** «Integrazioni al D.M. 14.01.2008 di approvazione delle Nuove Norme tecniche per le costruzioni emesse ai sensi delle leggi n. 1086 del 05.11.1971 e n. 64 –
- **Ordinanza P.C.M. n. 3519** del **28.04.2006** «Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone»;
- **Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3316** del **02.10.2003** «Modifiche ed integrazioni all'ordinanza del presedente del consiglio dei ministri»;
- **Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274** del **20.03.2003** «Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per la costruzione in zona sismica»;
- **Circolare n. 218/24/3** del **09.01.1996** «Istruzioni applicative per la redazione della Relazione Geologica e della Relazione Geotecnica»;
- **D.M. LL.PP. 16.01.1996** «Norme tecniche relative ai criteri generali per la verifica della sicurezza delle costruzioni e dei carichi e sovraccarichi»;
- **Circ. Min. LL.PP. n. 30483** del **24.09.1988** obbligo di sottoporre tutte le opere edili pubbliche e private da realizzare nel territorio della Repubblica, alle verifiche per garantire la sicurezza e la funzionalità del complesso opere-terreni ed assicurare la stabilità complessiva del territorio nel quale si inseriscono

2. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E CARTOGRAFICO

2.1 Inquadramento geografico

L'area interessata dagli interventi è ubicata nel territorio Comunale di Cabras, Provincia di Oristano, Sardegna centro occidentale. Nello specifico gli interventi in progetto interessano il "Dragaggio e la pulizia di sezioni critiche presso il Canale scolmatore dello Stagno di Cabras" CUP F85I19000260006 - CIG 90970009E0.

L'area in esame è riportata su foto aerea in figura 2.1/A.



Fig. 2.1/A: vista aerea del sito di interesse

2.2 Inquadramento cartografico

Nella cartografia ufficiale il sito di interesse è interamente contenuto:

- Nei Foglio 528 sez. I "Oristano Nord" e 528 sez IV "San Salvatore" dell'IGM in scala 1:25.000, **Fig. 2.2/A**;
- Nel Foglio 528 - 060 denominato "Cabras" e nel Foglio 528 - 070 "Cabras" della Carta Tecnica Regionale della Sardegna, C.T.R., in scala 1:10.000 **Fig. 2.2/B**.



Fig. 2.2/A: stralcio del foglio 528 SEZ I "Oristano Nord" e Foglio 528 SEZ IV "San Salvatore" in scala 1:25000.

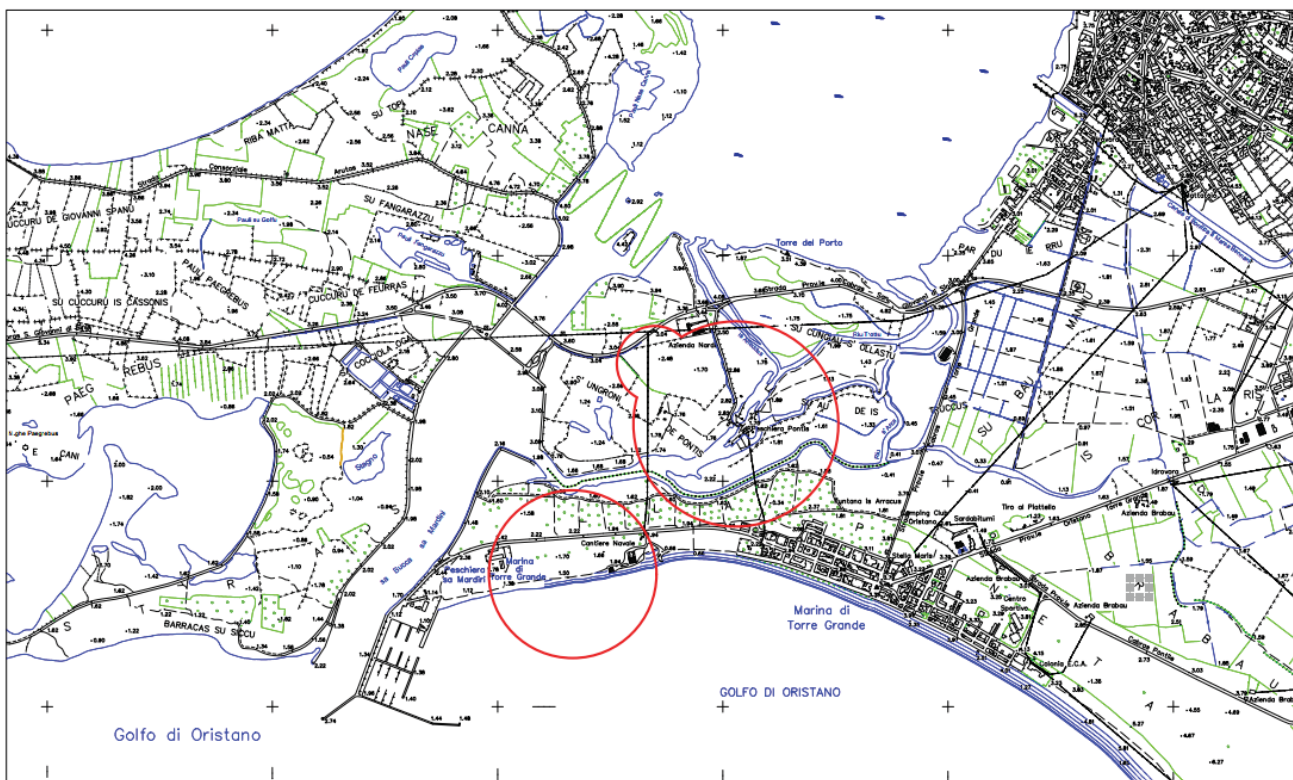


Fig. 2.2/B: stralcio del foglio 528- 060 e 070 "Cabras".

2 INQUADRAMENTO PAI E PSFF

Dall'analisi della cartografia allegata al Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.) e del PSFF della Regione Autonoma della Sardegna risulta che l'area in esame ricade nel Sub-Bacino n.2 "Tirso".

3.1 PAI

3.1.1 Pericolosità idraulica

Sulla base della cartografia allegata al Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.) della Regione Sardegna, le aree di intervento sono interessate da pericolosità idraulica H_i4



Fig. 3.1.12/A. Aree secondo il PAI.

3.1.2 Pericolosità da frana

Sulla base della cartografia allegata al Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico (P.A.I.) della Regione Sardegna, le aree di intervento non sono interessate da pericolosità da frana..

3.2 PSFF

Sulla base della cartografia allegata al Piano Stralcio delle Fasce Fluviali (PSFF della Regione Sardegna, le aree di intervento sono perimetrate A50 a cui corrisponde una pericolosità idraulica H_{i4}

Fig. 3.2/A..



Fig. 3.2/A: Aree cartografate nel Piano Stralcio Fasce Fluviali (PSFF) .

4 INQUADRAMENTO GEOLOGICO, IDROGEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

4.1 Inquadramento geologico regionale

L'area di studio insiste nell'entroterra antistante l'insenatura semiellittica del Golfo di Oristano. Essa comprende terreni, più o meno estesi, di epoche diverse, appartenenti al Paleozoico, al Cenozoico e al Quaternario.

Paleozoico

Il Paleozoico si rinviene nel settore meridionale dell'area esaminata e precisamente a S e ad E di S. Antonio di Santadi.

Si tratta di terreni dapprima attribuiti in modo generico al Siluriano (Lamarmora, 1857). Successivamente, secondo Salvadori e Zuffardi, autori della tavoletta geologica di Terralba (Foglio 217, III SW, NW, 1954) del Servizio Geologico d'Italia, i suddetti terreni vennero ascritti al "Post-Gotlandiano", e furono definiti, petrograficamente, come alternanze di quarziti minute, talora puddingoidi e come arenarie "grano di miglio", arenarie micacee e argilloscisti.

In precedenza Vardabasso (1941) aveva segnalato per la prima volta il cosiddetto "Postgotlandiano" nell'Iglesiente settentrionale, e quindi nell'area rilevata.

L'Autore descrive le rocce affioranti come costituite da scisti neri e arenarie grigie iniettate da vene di quarzo e barite, talora s'incontrano arenarie grossolane quarzose contenenti rari ciottolotti di lidite. Si

tratterebbe quindi, di un complesso prevalentemente clastico, ricoperto da sedimenti successivi, quali alluvioni antiche con ciottoli mesozoici, brecce vulcaniche con tufi associati, sedimenti miocenici, vulcaniti plio-pleistoceniche.

La giacitura del complesso "Postgotlandiano" si presenterebbe poco disturbata: in genere quasi orizzontale, con tendenza ad immergersi nel mare a W e sotto gli stagni del Campidano ad E.

L'associazione clastica del "Postgotlandiano", degli Autori (Taricco 1926, Vardabasso, 1941), della Sardegna sud-occidentale riferita a sistemi deposizionali di conoide e piana di bacino (Vai e Coccozza, 1974; Barca e Marini, 1979), era stata riferita, in assenza di fossili, a età compresa fra il Devoniano inferiore e il Carbonifero inferiore (Coccozza et al., 1974; Vai e Coccozza, 1974).

Barca e Salvadori (1974) ascrivono parte di detti affioramenti, costituenti il basamento Paleozoico autoctono all'Ordoviciano superiore Caradoc-Ashgill, sulla base del ritrovamento di livelli fossiliferi, a Brachiopodi, Trilobiti, Tentaculiti, Briozoi, Crinoidi e Tetracoralli.

Recentemente (Barca et al., 1982), con indagini litobiostratigrafiche e strutturali condotte su tutta l'area di affioramento del "Postgotlandiano" della Sardegna sud-occidentale, compresa l'area in esame, hanno attribuito per la prima volta, le successioni alloctone, all'Ordoviciano inf., per la presenza di Acritarchi.

Per quanto riguarda l'assetto strutturale, il "Postgotlandiano" degli Autori sarebbe caratterizzato da grandi pieghe isoclinali rovesciate verso W-SW e rigettate da più fasi tardive, con smembramenti e sovrascorrimenti sub orizzontali.

Le facies di "bacino interno" di tali sedimenti, documenterebbero, con sufficiente attendibilità, la loro sovrapposizione alla sequenza Ordoviciano sup.-Devoniano medio, dell'avampese Iglesiente-Sulcitano (bacino esterno) sovrapposizione non stratigrafica ma tettonica.

L'unità tettonica postgotlandiana denominata "unità dell'Arburese" (Barca et al., 1982), avrebbe come limite estremo settentrionale proprio gli affioramenti paleozoici prospicienti l'altopiano di Santadi.

Recenti studi (Barca et al., 1992), eseguiti sull'unità dell'Arburese, immediatamente a S di S. Antonio di Santadi, hanno consentito di suddividere l'unità dell'Arburese qui affiorante in tre sub unità tettoniche. Tali unità sono caratterizzate da un metamorfismo di basso grado, separate da cataclasi che testimoniano un importante sovrascorrimento. Dal basso verso l'alto abbiamo la sub unità di Donigala, la sub unità di S. Antonio di Santadi e la sub unità di Monte Fonnesu.

Secondo Barca et al. (1992), le sub unità si sarebbero formate per la suddivisione della più ampia unità tettonica dell'arburese.

In questo assetto strutturale, la parte bassa della sub unità Donigala è stata esposta ad una fase erosiva causata da una finestra tettonica, grazie alla quale è possibile osservare la sequenza fossilifera tardo ordoviciano-devoniano dell'unità dell'Arburese. Le sovrastanti sub unità di Monte Fonnesu e S. Antonio di Santadi fanno parte della sequenza Cambriano-Ordoviciano. In particolare la sub unità del Monte Fonnesu è costituita da sedimenti cambriano-ordoviciano. Per quanto riguarda il metamorfismo è quello che caratterizza l'unità tettonica dell'Arburese, in particolare la sequenza è ristretta alla zona a clorite e degli scisti verdi.

Cenozoico

I terreni cenozoici affiorano nella penisola di Capo della Frasca, essi sottostanno alla copertura basaltica che da luogo alla piana di Santadi, estendentesi nel settore a sud del Golfo di Oristano e che può morfologicamente essere definita una "Giara".

Miocene

Oligocene (?) – Burdigaliano

In località S'Omù Manonis affiora una sequenza Vulcano-Sedimentaria discordante con i terreni paleozoici, i quali costituiscono la sub unità di S. Antonio di Santadi (Barca et alii, 1992).

Tale sequenza cenozoica è caratterizzata dalla presenza di prodotti andesitici, siltiti tufacee, piroclastiti acide, marne, arenarie microconglomeratiche e brecce andesitiche, attribuite all'aquitano-burdigaliano, mentre per le facies vulcaniche, a diretto contatto con i terreni paleozoici, viene attribuita un'età pre-aquitano-burdigaliana, (oligocene ?) (Assorgia et alii, 1984).

La datazione della sequenza oligo-miocenica viene stabilita tramite correlazione con altre sequenze stratigrafiche, affioranti in altre località della penisola, nonostante alcuni livelli non siano presenti. In particolare, le successioni correlate affiorano presso le seguenti località: Perda Pinnada e Spiaggetta.

Serravaliano - Tortoniano

Lungo la falesia della costa occidentale della penisola di Capo della Frasca affiorano, con una potenza visibile non superiore ai 45 m, senza soluzione di continuità da località Terrexì fino a punta Su Zinnibiri, delle litofacies costituite da arenarie calcaree talora passanti ad arenarie microconglomeratiche e calcari organogeni. La sequenza sopra descritta è ascritta (Cherchi et alii, 1974) all'intervallo di tempo, Serravalliano-Tortoniano.

Assorgia et alii (1984), interpretano tale successione, associata alla presenza presso Bruncu Carcina di un calcare di scogliera a grossi ostreidi e balani, come una lenta subsidenza del settore.

Nell'entroterra i sedimenti miocenici si rinvencono ininterrottamente da Bruncu Carcina fin sotto Pauli Sa Cuba.

Lungo la costa Orientale, che delimita il Golfo di Oristano, la presenza di sedimenti riferiti a quest'intervallo di tempo sono più limitati sia arealmente che come spessore. Infatti, gli affioramenti si possono individuare a S di punta Sangiarxìa. Per tutti gli affioramenti le giaciture sono quasi sempre orizzontali, solo localmente risultano inclinati al max di 10° a causa di dislocazioni tettoniche successive (Tesi Passiu - 1982).

VULCANITI

Vulcaniti oligo-mioceniche

Il vulcanismo oligo-miocenico si è manifestato in un periodo di tempo molto lungo: dall'Oligocene superiore 33 Ma fino a 13 Ma (Savelli et alii, 1977; Barberi e Cherchi, 1980; Beccaluva et alii, 1985).

Tale lasso di tempo risulta senz'altro valido in riferimento a tutta l'Isola, mentre, nel settore in esame, incertezze cronologiche si hanno per i primi eventi che in località S'Ena 'e S'Arca soggiacciono ai sedimenti dell'Aquitaniense (Cherchi, 1974).

Si tratta di prodotti lavici e brecce che affiorano soltanto lungo la costa occidentale, per un tratto di circa 500 m. Le lave si presentano di colore rossastro, solo localmente è possibile individuare la colorazione originale delle brecce che, nella parte esposta sono di colore grigio-verdastro, mentre a taglio fresco si presentano grigio-scuere. Dal punto di vista petrografico si tratta di lave porfiriche a fenocristalli di pirosseno. Oltre all'inosilicato sono visibili anche feldspati che non raggiungono mai le dimensioni dei femici. Le suddette lave si presentano massive, d'altra parte non è possibile individuare esattamente la struttura vulcanica a causa dell'affioramento poco esteso e situato sul livello del mare, e quindi di verificarne l'appoggio col substrato (Passiu, 1982).

I dati di campagna fanno propendere per una struttura di tipo "cupola di ristagno" di queste lave, che dal punto di vista petrografico sono da considerare come andesiti, mentre da quello vulcanologico è assimilabile a SA1 o "serie andesitica inferiore" (Coulon, 1977).

Per quanto riguarda, le facies brecciate, esse vanno probabilmente ascritte alle parti periferiche dell'ammasso lavico e quindi potrebbero considerarsi come brecce autoclastiche. Il successivo evento vulcanologico è costituito, da piroclastiti acide poco saldate, talora pomicee di colore biancastro, con giacitura in bancata. Tali prodotti sono senz'altro legati ad una attività esplosiva tipo "ash fall" (Tesi Passiu).

Esse affiorano estesamente in località S'Omu Marronis. Dal Punto di vista vulcanologico quest'unità è riferibile a SI1 o serie "ignimbratica inferiore" (Coulon, 1977). Si tratta di prodotti in parte rimaneggiati e depositi in ambiente acquoso.

Questa formazione, pur non presentando paleorganismi inglobati, si è probabilmente deposta in ambiente subacqueo, in quanto si ritrova, in parte intercalata a sedimenti marini del Miocene inferiore. È possibile osservare in località S'Omu Marronis, dove si rileva anche un altro piccolo lembo di piroclastiti saldate di colore bianco rosato, in bancate, che vanno anch'esse ascritte alla serie ignimbratica inferiore sopra menzionata.

A tale evento vulcanico, riferibile al Miocene inferiore, segue un'altra emissione di prodotti più basici ricollegabili a SA2 o serie "andesitica superiore" (Coulon, 1977).

Inoltre, Passiu, nella tesi già citata, afferma che questi prodotti possono essere di tipo lavico, brecciato o piroclastico. Le lave si presentano in giacitura massiva di colore grigio-scuro e costituiscono strutture a colate o a cupole di ristagno. In località Bruncu Carcina, che formava un apparato centrale di tipo cupola di ristagno, è possibile osservare la seguente successione. Alla base piroclastiti di attività freato-magmatica (surge), costituite da alternanze di livelli cineritici e breccioline con laminazioni parallele o talvolta incrociate che confermano tale attività (per la prima volta viene segnalata la presenza di questo tipo di prodotti nel settore in studio). Seguono brecce autoclastiche di colore grigio scuro costituite da frammenti scoriacei inglobati in una matrice talvolta molto alterata, di colore marrone. Questo tipo di brecce potrebbe essere confuso con quello di origine esplosiva; nell'area in esame è però possibile osservare un graduale passaggio verso facies francamente

laviche di colore grigio scuro nella parte meno alterata, mentre quasi tutta la roccia presenta patine di alterazione indotte dalla successiva immersione ad opera del mare miocenico come testimonia la sovrapposizione dei sedimenti di tale età. In altre località, come Sa Prama e Perda Pinnada, le lave si presentano intensamente fratturate e, a causa delle piatte morfologie esistenti, in questa località è difficile ricostruire le strutture massive originarie che, in questo caso, potrebbero essere a cupola di ristagno, domi o dossi.

Un altro termine vulcanologico identificato nell'area rilevata è quello delle brecce di attività esplosiva, sempre riferibile alla fase vulcanica "andesitica superiore". Si tratta di prodotti disposti in un'unica bancata con potenze che raggiungono qualche metro, intensamente diaclasate. La roccia è costituita da clasti eterometrici, con blocchi talora decimetrici cementati da elementi lavici di più piccole dimensioni e matrice sabbiosa.

Un altro importante centro di emissione sempre riferibile al ciclo SA2 è stato localizzato a P.ta S'Achivoni.

Si tratta di un apparato centrale del quale sono state preservate dall'erosione solo alcune parti dell'edificio vulcanico. Attualmente, infatti, detta struttura, costituendo un promontorio a picco sul mare, è fatta oggetto dell'azione erosiva del moto ondoso.

Da un'osservazione diretta è stato possibile evidenziare la presenza di scorie di lancio saldate fra loro. I prodotti emessi da questo apparato sono costituiti da andesiti con fenocristalli di plagioclasio e pirosseni.

Le vulcaniti appartenenti al ciclo oligo-miocenico sono caratterizzate petrograficamente da termini che, per quanto riguarda SA₁ (Coulon, 1977), sono definibili essenzialmente come andesiti per la presenza di fenocristalli costituiti da plagioclasio aventi contenuto in An dei termini andesinici e clinopirosseni, mentre la pasta di fondo presenta plagioclasio oligoclasido-andesinico, ortopirosseno e clinopirosseno.

Le lave e le brecce appartenenti al ciclo vulcanico SA2 (Coulon, 1977), sono caratterizzate da una paragenesi fenocristallina con plagioclasio di tipo andesinico-labradoritico, clinopirosseni ed ortopirosseni. Nella pasta di fondo, il plagioclasio, di tipo andesinico-oligoclasico, è associato a clinopirosseni.

I caratteri petrografici inducono a ritenere i prodotti di questo ciclo vulcanico come andesiti o basalti andesitici.

Vulcaniti plio-pleistoceniche

L'altopiano di Capo della Frasca è costituito da una roccia basaltica di colore grigio scuro, di solito afanitica, suddivisa in bancate poco potenti dell'ordine di 2-3 m circa. Si possono distinguere, in alcuni punti quattro colate, evidenziate dal fatto che, osservando l'altopiano dalla base della falesia, si rileva un'alternanza di scorie di letto e di tetto. Una chiara successione di più colate si può notare lungo la falesia occidentale da Punta S'Achivoni a Punta della Frasca, ove si osservano quattro colate in successione, mentre a Nord di Punta Sangiarxia, nella costa orientale, le bancate si riducono a due, delle quali quella basale raggiunge lo spessore di 6 m.

Le potenze della coltre lavica sono quindi variabili; quelle minori si possono notare in corrispondenza delle località Nuraghe Priogosa, Sa Fossa, Pauli Sa Cuba e Ilixi Mannu. Da questo si può dedurre che il settore meridionale dell'area rilevata fungesse da alto strutturale durante l'effusione delle lave plioceniche.

Per quanto riguarda le modalità di messa in posto dei prodotti lavici, si può senz'altro affermare che le lave siano state effuse da apparati lineari poligenici, con lave molto fluide, senza nessuna attività esplosiva associata, poiché in tutta l'area studiata non sono mai state rinvenute scorie di lancio.

I centri d'emissione possono, quindi, essere stati molteplici e oblitterati dalle successive effusioni. Infatti, dal punto di vista petrografico, le prime colate emesse sono differenti da quelle finali, quindi alimentate da apparati, probabilmente, lineari e diversi.

Un probabile ultimo centro di emissione potrebbe essere l'alto morfologico, sito nelle vicinanze di Pauli Maccioni, che raggiunge la quota di 95 m; la più elevata dell'altopiano. L'ipotesi è avvalorata dal fatto che le lave si siano riversate a raggiera da questa località.

I prodotti lavici, lungo quasi tutta l'estensione dell'altopiano, poggiano su terreni continentali costituiti da conglomerati di ambiente fluviale; soltanto a Nord di Punta su Zinibiri il substrato è costituito da un paleosuolo altamente rubefatto.

Un altro probabile centro di emissione può essere localizzato tra Punta Gaiota e Bruncu Carcina; si può affermare che si tratti di una struttura autonoma in quanto l'apparato è morfologicamente rilassato rispetto all'altopiano principale ed è ubicato lungo una frattura diretta NW-SE. Il centro d'emissione può essere morfologicamente ubicato in un alto strutturale sito a W di Punta Gaiota. I rapporti fra le lave emesse da quest'apparato e le formazioni sottostanti non sono verificabili, in quanto vi è la completa assenza di spaccati naturali, e per la presenza di detrito di pendio che impedisce qualsiasi verifica.

Le lave, costituenti l'altopiano di Capo della Frasca, possono essere distinte, dal punto di vista petrografico, in due tipi litologici fondamentali.

Le prime manifestazioni sono rappresentate da rocce "basaltiche", con struttura porfirica, costituite dalla seguente paragenesi fenocristallina: clinopirosseni e rarissima olivina instabile e alterata in iddingsite. Molto evidenti i minerali opachi, fra cui si distinguono ilmenite e magnetite. È possibile notare due generazioni di plagioclasio e magnetite: una costituita da termini andesinici, l'altra in pasta di fondo, con termini oligoclasici-andesinici.

Queste lave si rinvencono solo nel settore settentrionale e sono state emesse da apparati oblitterati dalle successive colate.

Da quanto è stato detto si può stabilire che la lava esaminata sia riferibile a termini vulcanici basici compresi fra basalti e andesiti basaltiche.

Il tipo litologico prevalente dell'Altopiano è invece costituito da una lava a struttura porfirica, con fenocristalli di olivina con nucleo ancora integro che permette di riconoscere i caratteri mineralogici dell'olivina, che sono: assenza di colore ai nicol paralleli, mancanza di tracce di sfaldatura, rilievo elevato, colori d'interferenza del secondo-terzo ordine. Detto minerale si presenta anche in pasta di fondo, senza indici d'instabilità.

Il termine inosilicatico è quasi costantemente ortopirosseno con abito allungato e con assenza di instabilità successive alla cristallizzazione. Il plagioclasio è il termine di seconda generazione che si rinviene in queste lave ed è di tipo oligoclasico-andesinico. I microliti plagioclasici presenti in pasta di fondo sono termini oligoclasici. I minerali opachi sono più scarsi che nel tipo lavico riferibile al primo evento.

Dalla paragenesi delle lave sopra descritte, si può propendere per termini più basici di quelli sottostanti, probabilmente basaltici data la presenza d'olivina stabile sia come fenocristallo che in pasta di fondo.

Quaternario

I depositi quaternari sono quelli a più vasta diffusione areale nella zona in esame, considerando sia quelli marini che quelli continentali. Lembi di panchina tirreniana si rinvencono in più punti del Golfo, di cui il più esteso è ubicato nei pressi dello stagno di Marceddì. Lungo i bordi costieri della penisola di Capo della Frasca sono stati rilevati diversi affioramenti, perlopiù costituiti da accumuli calcarenitici con una ricca componente organogena che evidenzia un'associazione macrofaunistica propria del Tirreniano (Assorgia et alii, 1984).

Le quote dei vari depositi, sull'attuale livello del mare oscillano fra i 3 e i 4 m; le sezioni più rappresentative sono ubicate nella parte meridionale della costa orientale ed occidentale.

La spiaggia di S'Ena 'e S'Arca custodisce l'unico affioramento di Tirreniano della costa occidentale.

Tuttavia anche a Sud della località Terrexì sono stati notati dei ciottoli, privi di elaborazione marina, con impronte mal conservate di organismi fossili.

Le facies continentali sono le più abbondanti sia nella Penisola della Frasca che in tutto l'immediato entroterra che circonda l'area oggetto di studio. Tali depositi sono costituiti da eolianiti che, per analogia di facies e posizione stratigrafica, sono riconducibili al Wurmiano. Gli spessori sono dell'ordine dei 5-7 m circa; la stratificazione è, talora, incrociata.

Lungo la stessa costa, le arenarie eoliche wurmiane poggiano su vulcaniti oligo-mioceniche e si estendono da S'Ena 'e S'Arca fino a 300 m più a S di Punta S'Achivoni.

Verso quest'ultima località le arenarie diminuiscono sempre più di spessore per poi scomparire totalmente. In località Spiaggetta questa facies ha procurato un frammento mal conservato d'osso di Cervidae (Pomesano Cherchi 1967).

Un piccolo affioramento, probabilmente ascrivibile allo stesso intervallo di tempo, è stato rilevato poco a S di Terrexì; gli spessori non raggiungono il metro e il deposito è in via di completo smantellamento. Nella parte più a N della penisola, precisamente da Punta Funtana a Capo della Frasca, i sedimenti quaternari sono presenti quasi senza soluzione di continuità. Nella prima località poggiano sulle arenarie calcaree del Serravalliano-Tortoniano, le quali, durante il Tirreniano formavano, verosimilmente un alto morfologico.

Lungo la costa orientale, invece, sono presenti depositi marini e continentali quaternari che presentano forti differenze, sia cromatiche sia nel contenuto paleontologico.

Gli altri depositi quaternari, di natura continentale presenti nella bonifica di Arborea, sono costituiti da dune fossili. Secondo Vardabasso (1953), la localizzazione delle dune corrisponde con quelle attuali. La loro estensione di circa 25 Km è molto maggiore dei 7 Km delle dune attuali. Per Pomesano Cherchi (1967), le dune fossili sono costituite da arenarie ben cementate a tipica stratificazione incrociata. Le più antiche a Helix, vengono riferite al Wurmiano. Altri autori (Ferrara et al., 1979), sono concordi nell'affermare che i depositi sabbiosi che occupano tutto il territorio di Arborea sono delle dune di età Wurmiana.

4.2 Inquadramento geologico locale

Dalla cartografia geologica inserita in allegato in scala 1:10000 si evince che il settore di interesse è caratterizzato da depositi alluvionali costituiti da sabbie con subordinati limi (bb) e da depositi palustri rappresentati da limi ed argille limose talvolta ciottolose, fanghi torbosi con frammenti di molluschi.

I depositi palustri sono costituiti da limi e argille limose ricche in materia organica, localizzati ai bordi ed all'interno degli stagni e delle lagune attuali e di quelli bonificati (e5).

Gli stagni e le lagune occupavano in passato aree ben più ampie di quelle attualmente esistenti, ed essendo stati bonificati in tempi recenti (non per riempimento ma tramite canalizzazioni e prosciugamento artificiale) i loro sedimenti sono cartografati tra i depositi attuali.

Questi sedimenti limo-argillosi sono di colore grigio-scuro, talvolta contenenti gusci di molluschi come *Cardium* sp., e localmente con resti ancora indecomposti di *Posidonia oceanica*

Questi depositi poggiano su diverse unità e sono in eteropia con i depositi eolici (d), i depositi di spiaggia (g2a, g2b) e i depositi alluvionali (b). Lo spessore massimo della facies e5 è conosciuto in sondaggio ed è pari a circa 5 m, mentre la facies e5b non supera 0,3 m.

I depositi alluvionali (bb) attuali sono quasi sempre rappresentati da sabbie e limi bruni, con rare ghiaie fini e scarsa matrice (bb), occupano in particolare la piana alluvionale del Fiume Tirso.

5 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

Il settore di interesse può essere suddiviso in 5 unità morfologiche distinte di seguito elencate:

- conoide alluvionale antica del Fiume Tirso;
- morfologie fluviali vallive e piana costiera del Fiume Tirso;
- morfologie costiere;
- morfologie deposizionali ed erosive della penisola del Sinis;
- Isola Mal di Ventre e Il Catalano.

Ai fini del presente studio ha interesse l'unità morfologica fluviale valliva e piana costiera del Fiume Tirso.

La conoide alluvionale antica è stata dissecata e terrazzata dalla successiva incisione del Fiume Tirso e degli altri torrenti minori (Riu Canargia a N, Riu Merd'e Cani a S). L'alveo attuale del Fiume Tirso, delimitato oggi da argini artificiali, ha un tracciato irregolare che alterna tratti quasi rettilinei a trattisinuosi rappresentati da alcuni meandri in prossimità della foce. Nella pianura alluvionale, che raggiunge 3 km di larghezza, numerosi canali artificiali sono impostati sui tracciati dei paleoalvei. Altri paleoalvei sono stati individuati in foto aerea grazie alla marcata variazione di tono cromatico del riempimento rispetto ai sedimenti circostanti. Essi hanno tracciati irregolari ma non sono riconoscibili veri e propri tracciati a meandri. La presenza di canali multipli suggerisce che la pianura era occupata da alvei secondari in graduale aggradazione ed era interessata da fenomeni di esondazione sino a tempi recenti. In alcuni tratti del Fiume Tirso interni agli argini artificiali sono evidenti ampi ventagli di esondazione. Il corso d'acqua attuale, entrando nella pianura costiera, devia verso S poco a W dell'abitato di Oristano dove genera un delta debolmente arcuato. La portata solida del fiume è attualmente limitata per la presenza, lungo il tracciato montano, di diversi invasi artificiali di grosse dimensioni. Il valore angolare dell'intersezione dei cordoni litorali con l'asse del canale distributore permette di attribuire questo apparato deltizio alla classe B ($180^\circ < \alpha < 140^\circ$) proposta da BELLOTTI (2000).

In passato l'apparato deltizio si sviluppava più a N, sulla prosecuzione dell'asse vallivo, generando un esteso delta cuspidato. Il cordone litorale di Torre Grande costituiva il lato meridionale del delta mentre, sul lato settentrionale, si addossava sui rilievi di Paegrevas chiudendo il grande "golfo" che ha dato origine all'attuale Stagno di Cabras.

6 CARATTERIZZAZIONE IDROLOGICA E IDROGEOLOGICA

6.1 Inquadramento idrografico

L'area in esame ricade nell'U.I.O. del Mare Foghe, **Fig. 6.1/A**.

L'U.I.O. del Mare Foghe ha un'estensione di circa 838,12 Km². Il bacino del Riu di Mare Foghe, che prende il nome dal fiume principale che attraversa la piana, si estende nell'entroterra per circa 532 km²; è caratterizzato da un'intensa idrografia dovuta alle varie tipologie rocciose attraversate, e si sviluppa dalla catena montuosa dei Monti Ferru fino allo stagno di Cabras. Oltre al bacino principale

appartengono a questa U.I.O. una serie di bacini minori costieri situati a nord del Golfo di Oristano, tra cui si menziona quello del Riu Mannu di Scano Montiferru.

La U.I.O. coincide grosso modo con la regione storica del Montiferru e con la penisola del Sinis. L'altimetria varia dal mare alle zone interne dell'isola con quote che variano tra 0 e 1050 m s.l.m (Monte Urtigu nel Montiferru)

Il Riu di Mare Foghe ha origine dall'unione di più corsi d'acqua che, con diverse denominazioni, scendono, con andamento breve e ripido, dalle pendici del Monte Ferru.

Si tratta del Rio Cispini, del Rio Cannargia e del Flumini de Susu, che sottendono, alla loro confluenza in un'asta principale, un bacino imbrifero di 115 Km². Nella parte valliva, il Rio di Mare Foghe riceve il suo più grosso affluente, il Riu Mannu di Milis e un gruppo di piccoli affluenti. Nel bacino ricadono un gran numero di stagni di cui quelli di Mistras e di Cabras rivestono una notevole importanza.

Lo stagno di Mistras è situato nel territorio di Cabras; è in realtà una laguna essendo costantemente collegato al mare attraverso numerosi canali. È disposto nella parte settentrionale del golfo di Oristano parallelamente alla costa, è di forma stretta ed allungata. Le sue acque sono salmastre con caratteristiche intermedie tra quella dolce del fiume (Riu di Mare Foghe), che in esso sfocia, e quella salata del mare. La concentrazione del sale non è la stessa in tutto lo stagno ma è bassa vicino alla foce del fiume e aumenta verso il mare.

Lo stagno di Cabras è situato a nord-est del Golfo di Oristano ed a ovest dell'abitato di Cabras; questo stagno rappresenta l'ambiente palustre più importante della Sardegna e uno dei principali d'Europa.

Lo stagno è costituito da due bacini: il primo, nella parte sud-orientale, ha una salinità piuttosto elevata, mentre il secondo, nella parte ovest, presenta una salinità meno elevata perché riceve le acque del "Riu Sa Praia", emissario dello stagno di "Mare Foghe", nel comune di Riola.

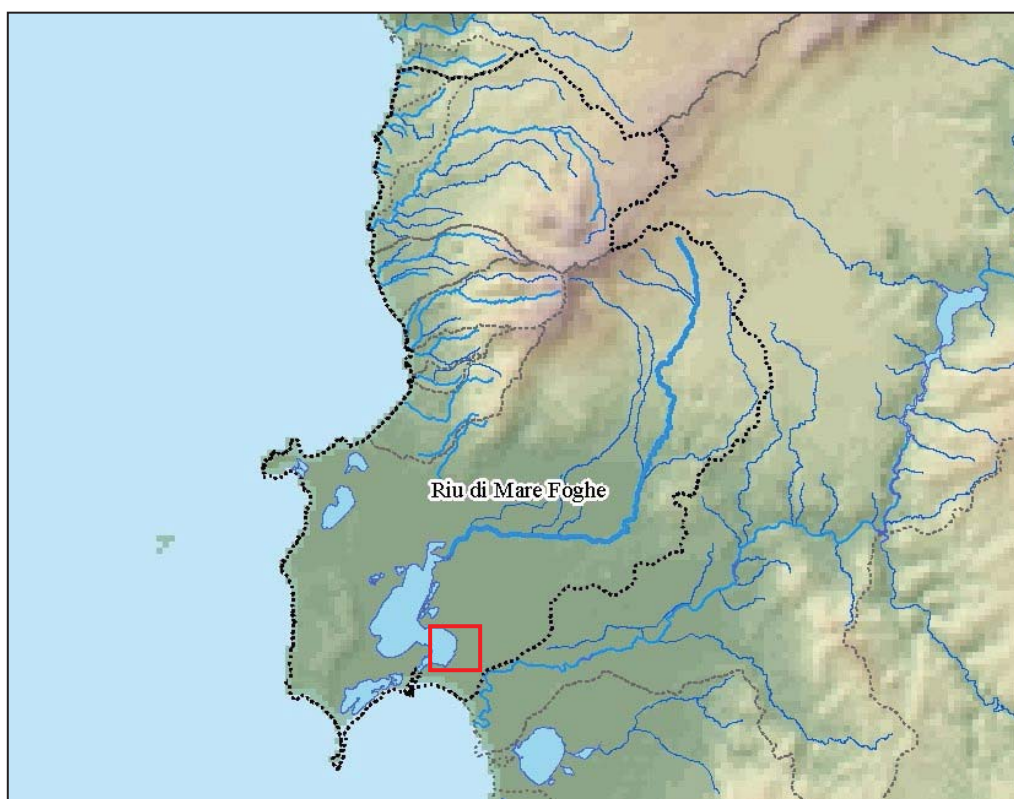


Fig. 6.1/A: L'U.I.O. (Unità Idrografica Omogenea) del Mare Foghe

6.2 Inquadramento idrogeologico

L'acquifero del Campidano di Oristano è costituito dal settore più settentrionale della piana. Il limite geografico meridionale è costituito da uno spartiacque trasversale piuttosto incerto che passa a sud di Sardara e a sud di Gonnosfanadiga. A nord degrada verso il mare nel golfo di Oristano in un'area pianeggiante, che appare costellata da zone depresse, sedi di paludi oggi quasi totalmente bonificate e dagli stagni di Cabras, Santa Giusta, e Mistras che rivestono grande importanza sotto l'aspetto economico e naturalistico.

L'acquifero di Oristano o Campidano settentrionale sembra avere un'estensione abbastanza modesta, è delimitato ad ovest dalla soglia del Sinis - Capo Frasca o più in generale dall'horst di Maldiventre, e a nord da una soglia vulcano-sedimentaria miocenica in località Is Arenas, fra il Sinis ed il Montiferru, tuttora da confermare. Verso sud il limite strutturale può essere compreso tra il piccolo horst di Sardara ed il massiccio vulcanico del Monte Arcuentu.

Considerando l'area su scala regionale si può affermare che i limiti idrogeologici siano, in tutto il Campidano, segnati dai limiti strutturali. Le faglie campidanesi corrono ad ovest lungo gli abitati di Villacidro, Guspini, sino agli stagni di Marceddì e di Cabras, in prosecuzione con il limite che da sud individua il pilastro tettonico del Sulcis – Iglesiente – Arburese. Nel settore orientale l'allineamento segue da Sardara, Uras, Ollastra Simaxis evidenziando un pilastro più composito a gradini, che culmina nel Sarcidano – Gennargentu, ma che già si individua nei fronti del Monreale di Sardara e del Monte Arci.

Nella ricostruzione della geometria dell'acquifero, sono di fondamentale importanza le stratigrafie dei pozzi perforati nel 1961-64 per conto della SAIS, Società per Azioni Idrocarburi Sardegna. Tali perforazioni, pur non avendo raggiunto la base della Fossa, presumibilmente costituita da scisti e graniti, hanno però reso ben chiaro che lo sprofondamento della pianura è avvenuto soprattutto nel Pliocene e nel Quaternario.

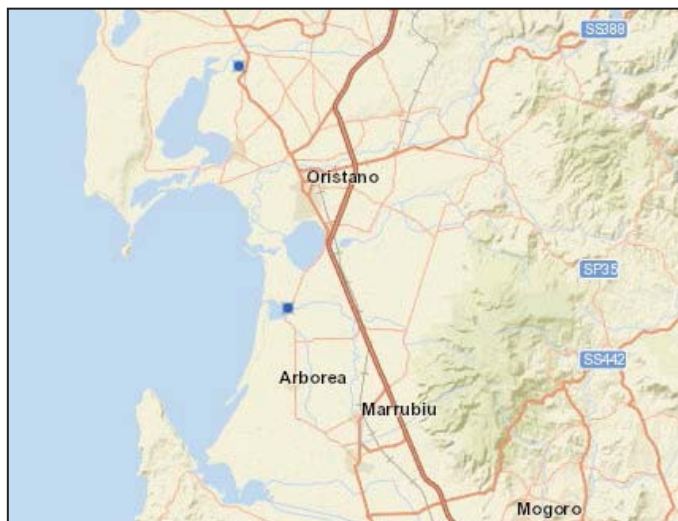


Fig. 6.2/A : ubicazione Pozzo Oristano 1 e 2

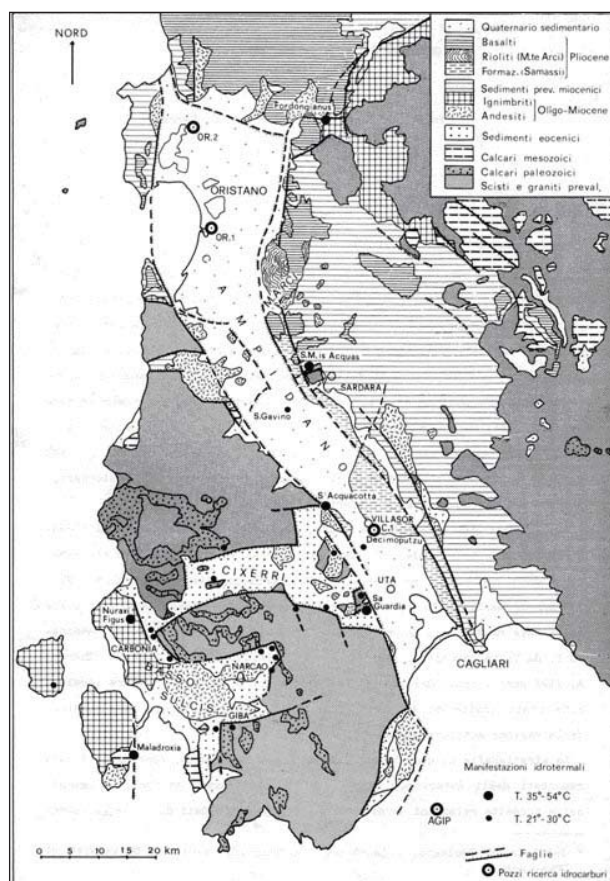


Fig. 6.2/B: Schema geologico e manifestazioni idrotermali del Graben Campidanese con pozzi di perforazione (CNR PFE RF10, 1982).

Di seguito si riportano le descrizioni delle stratigrafie dei suddetti pozzi.

Pozzo Oristano 1 (si veda **Fig. 6.2/A e 6.2/B** per la posizione planimetrica): perforato nel 1961 presso la Idrovora dello Stagno di Sassu a sud di Santa Giusta nell'immediato entroterra del Golfo di Oristano, ha raggiunto la profondità di 1802 m. I terreni attraversati sono riportati in **Tab. 6.2/A**

Tab. 6.2/A: Stratigrafia del Pozzo Oristano 1.	
Profondità	Descrizione litologica.
m 0 – 33	Depositi sabbiosi e limoso-argillosi marini o salmastri, fossiliferi. Tirreniano.
m 33 – 94	Argille brune o grigio-verdastre, limi e subordinati livelli sabbioso-ciottolosi in facies salmastra, palustre e alluvionale. Pleistocene medio-inferiore.
m 94 - 304	Argille grigiastre, limi argillosi e rari livelli sabbiosi con ciottolarne minuto, talora a resti di Polmonati e di piante, in facies palustre e alluvionale. Pleistocene inferiore - Pliocene superiore?
m 304 – 310	Basalto in colate, grigio scuro, compatto.
m 310 – 730	Siltiti marnoso-calcaree o arenacee, biancastre, conglomerati, argille e marne ad abbondantissimi Foraminiferi miocenici e pliocenici rimaneggiati e ciottoli di marne dure e siltiti mioceniche in prevalenza, di vulcaniti e di rocce del basamento paleozoico, in facies fluvio-torrentizia o lacustre. Pliocene "Formazione di Samassi".
m 730 - 820	Marne arenacee, quarzoso-micacee, grigio-scuri, a Foraminiferi e Lamellibranchi. Pliocene inferiore.
m 820 - 870	Sabbie e ciottolami di rocce paleozoiche, marne argillose o sabbiose. Messiniano?
m 870 - 1430	Marne grigie, con intercalazioni di arenarie fini, a Foraminiferi e rari Lamellibranchi a valve assai sottili. Tortonian-Burdigaliano.

Come è evidente, la serie stratigrafica è caratterizzata da un forte spessore (oltre 800 m) di sedimenti quaternari e pliocenici, fra i quali si intercala un unico orizzonte basaltico piuttosto sottile, e da un complesso miocenico pressoché esclusivamente marino, con intercalari vulcanici alla base, potente almeno 1000 m.

Pozzo Oristano 2 (si veda Figura 26 e 27 per la posizione planimetrica): perforato nel 1962 presso Riola, a nord di Oristano, è stato spinto fino alla profondità di 1700 m. I terreni attraversati sono riportati in **Tab. 6.2/B**.

Tab. 6.2/B: Stratigrafia del Pozzo Oristano 2	
Profondità	Descrizione litologica
m 0 - 20	Sabbie dunari, sabbie di spiaggia e limi argillosi a Lamellibranchi e Gasteropodi marini e di stagno, con intercalazioni di ghiaie quarzose alluvionali. Wurm-Tirreniano.
m 20 – 218	Argille e limi sabbiosi, con intercalazioni ghiaioso-sabbiose assai sottili, di facies palustre e alluvionale. Pleistocene-Pliocene superiore?
m 218- 243	Basalto in colate, grigio scuro, compatto o boloso.
m 243 - 671	Siltiti marnoso-calcaree o arenacee, biancastre, conglomerati, argille e marne ad abbondantissimi Foraminiferi e frammenti di altri organismi marini pliocenico-miocenici rimaneggiati e ciottoli di siltiti mioceniche in prevalenza, di vulcaniti e di rocce del basamento paleozoico, in facies fluvio torrentizia o lacustre. Pliocene. ("Formazione di Samassi");
m 671 - 729	Marne argillose ed arenacee, quarzoso-micacee, a Foraminiferi e Lamellibranchi. Pliocene medio-superiore.
m 729 - 856	Marne e sabbie talora grossolane in facies marina e probabilmente anche continentale. Messiniano? Miocene superiore-medio?
m 856 - 1298	Vulcaniti ignimbriche e andesitiche, con relativi tufi. Miocene inferiore.
m 1298-1308	Intercalazioni marine ad Ostree entro tufiti. Miocene inferiore.
m 1308-1700	Vulcaniti ignimbrico-tufacee e andesitiche, con filoni, vene e impregnazioni di quarzo e calcedonio. Miocene inferiore o/e Oligocene superiore.

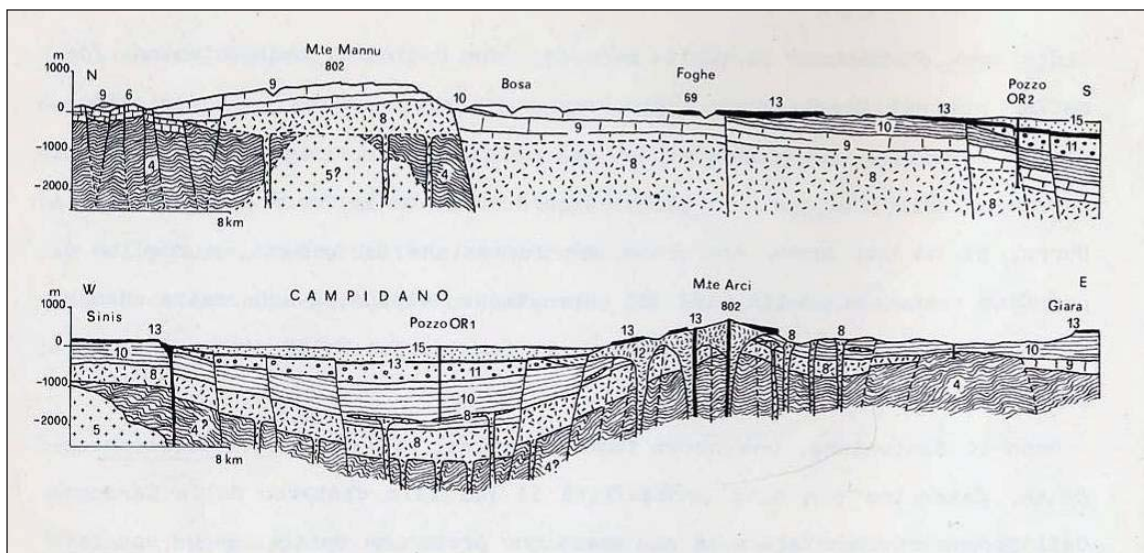


Fig. 6.2/C: Sezioni geologiche schematiche N-S e W-E rispettivamente dalla Nurra al Campidano di Oristano e attraverso il graben campidanese (CNR PFE RF10, 1982).

Legenda: A) Basamento ercinico e pre-ercinico. 1 – Metamorfici gneissiche di Capo Spartivento e del M.te Grippini (pre-Cambriano ?). 2 – Metamorfiti erciniche in facies anfibolitica, con sporadici relitti d'infrastruttura cristallina pre-ercinica. 3 – Cambiano, nelle sue facies classiche fossilifere: arenarie a Dolerolenus, dolomie, calcari e scisti a Paradoxides. 4 – Formazioni vulcano-sedimentarie paleozoiche fossilifere, frequentemente in facies metamorfiche erciniche di scisti verdi (Cambriano-Carbonifero). 5 – Graniti e porfidi con filoni e dicchi eruttivi principali, tardo e post-ercinici (Carbonifero-Permico). B) Formazioni post-erciniche. 6 – Principali coperture mesozoiche dal Permo-Trias al Cretaceo, in prevalenza calcaree. 7 – Depositi terrigeni e calcarei dell'eocene ("Lignitifero", "Formazione del Cixerri", arenarie e calcari di Orosei e Quirra). 8 – Vulcaniti "andesitiche" dell'Oligocene-Miocene inf. 9 – Vulcaniti prevalent. ignimbriche e tufacee dell'oligocene Miocene inf.. 10 – Depositi prevalentemente marini del Miocene, subord. dell'oligocene sup. e del Pliocene inf.. 11 – Accumuli sedimentari sintettonici nel graben campidanese ("Formazione di Samassi"). Pliocene. 12 – Rioliti con ossidiane e subord. trachiti del M.te Arci. Pliocene. 13 – Coperture basaltiche e trachifonolitiche del Pliocene. 14 – Vulcani basaltici quaternari del Logudoro. 15 – Sedimenti quaternari, in prevalenza alluvionali.

I sondaggi hanno mostrato gli spessori estremamente variabili della copertura alluvionale; in generale si distingue una parte superiore con un maggior numero di strati sabbiosi e ghiaiosi rispetto ad un complesso basale con tenori più elevati di argilla. Un accumulo deltizio nel Tirso con potenza che supera i 100 m riempie una vasta depressione tra Simaxis e Santa Giusta. La permeabilità delle alluvioni è elevata nei primi 50 metri, più ridotta in profondità. Nella parte orientale della depressione alcuni lembi basaltici si inseriscono sotto le alluvioni con le quali costituiscono un unico acquifero. Nel settore di Cabras, una paleo-valle profonda tra i 50 e i 100 m si collega alla depressione profonda del Tirso. Una vasta area di conoidi, con spessori che a tratti raggiungono i 150 m, si estende lungo il margine orientale del Campidano da Monte Genna Spinassas all'abitato di Uras, alla base dei rilievi paleozoici. Altra fascia di conoidi si individua tra Gonnosfanadiga e Villacidro.

Le sezioni in **Fig. 6.2/C** descrivono la geometria dell'acquifero in oggetto, costituito principalmente dal litotipo indicato con il numero 15 nella figura.

Caratteri idraulici

Per meglio inquadrare i lineamenti idrogeologici dell'acquifero si è ritenuto distinguere almeno 4 gradi di permeabilità.

COMPLESSI A PERMEABILITÀ' ALTA

Mostrano permeabilità elevata le sabbie attuali di spiaggia e di dune. Mentre le prime non hanno grande importanza sotto l'aspetto idrogeologico, le sabbie dunari affiorano su una vasta area intorno agli stagni di Cabras e di Santa Giusta ma soprattutto nell'area di Is Arenas confinante con il settore sud occidentale del Montiferru.

COMPLESSI A PERMEABILITÀ' MEDIO ALTA

Le Alluvioni antiche terrazzate ciottolose e sabbiose costituiscono i sedimenti che occupano la maggior superficie. Nel territorio di Palmas Arborea presentano potenze notevoli e sono sede di falde in pressione. Sono molto evidenti anche i depositi del grande cono di deiezione depositato dal Tirso e che si rileva sino ad una distanza di 20 chilometri dalla costa all'uscita del fiume da una gola incisa nei basalti presso Villanova Truschedu. La composizione petrografia dei ciottoli assume, come sempre una grande importanza, nei dintorni di Uras sono prevalentemente costituiti da marne e siltiti provenienti dalla Marmilla e dalla Trexenta, nei dintorni di S. Nicolò Arcidano prevalgono i ciottoli di granito, porfido, quarzo, scisti.

COMPLESSI A PERMEABILITÀ' MEDIO BASSA

Le Alluvioni limose e sabbiose dell'Olocene e Attuali, sono costituite da sedimenti prevalentemente argillosi e seguono l'andamento attuale del Tirso sviluppandosi maggiormente sulla sponda destra. Anche gli alvei dei torrenti che provengono dal monte Arci sono bordati da alluvioni limose. Questi corsi d'acqua nel tratto a monte incidono le conoidi che si aprono alla base del rilievo e una volta giunti in pianura si impaludano.

Le Arenarie conglomeratiche (Panchina Tirreniana) dalla notevole argillificazione e dalla scarsa fessurazione non rivestono nell'insieme una grande rilevanza idrogeologica.

COMPLESSI A PERMEABILITÀ' BASSA

Tra i litotipi di bassa permeabilità sono certamente da annoverare:

I Crostoni calcarei d'acqua dolce che hanno potenza molto limitata (da 10 cm a 2 m).

- I Basalti (Pliocene sup.) che affiorano a nord di Solarussa con una discreta estensione e a sud ovest dello stagno di Cabras (Nuraghe s'Argara). (vedi pozzi CasMez. N° 2 e 3).
- Le lave e le breccie piroclastiche andesitiche (Oligo – Miocene) che si osservano lungo la S.S. 131.

Nell'area in esame le perforazioni sono numerose, perciò i parametri idrodinamici sono stati dedotti sia dai pozzi CasMez in cui sono state eseguite prove di emungimento, sia dalle portate specifiche di numerosi altri pozzi ubicati soprattutto nella piana del Tirso. In genere il complesso alluvionale ha mostrato valori di trasmissività superiori a 10^{-3} m²/sec.

- Sondaggio n° 2 interessa parzialmente i basalti oltre che le ghiaie e le sabbie ha una profondità di 72 m con uno strato saturo di 49 m la trasmissività $1,7 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,35 \times 10^{-4}$ m/sec.

- Pozzo n° 3 presso Solarussa profondità di 32 m potenza dello strato saturo 17m; anche in questo caso si sono raggiunti i basalti. La trasmissività $0,13 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,07 \cdot 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 4 Ollastra Simaxis profondità 98 m, potenza acquifero 91 m; trasmissività $7,3 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,8 \cdot 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 5 Simaxis, profondità 91 m, potenza acquifero saturo 76 m; trasmissività $2,8 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,36 \times 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 6 Oristano (Azienda agricola universitaria) profondità 152 m, spessore acquifero saturo 117 m; trasmissività 25×10^{-3} m²/sec, la permeabilità $2,1 \times 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 8 Pabillonis, profondità 98 m, potenza strato saturo 54 m; trasmissività $1,6 \cdot 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,29 \times 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 9 Gonnosfanadiga profondità 152 m, strato saturo 82 m; trasmissività $1,2 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità $0,15 \times 10^{-4}$ m/sec.
- Pozzo n° 10 San Gavino Monreale Profondità 97,80 m,; trasmissività $1,5 \times 10^{-3}$ m²/sec, la permeabilità m/sec.

Le portate oscillano mediamente intorno ai 7 l/sec., ma in alcuni casi (pozzo n° 10) raggiungono i 14 l/sec. come portata d'esercizio.

Nei limiti del comune di San Gavino le trivellazioni per uso potabile, in gran parte gestite dal comune stesso, sono numerose. A sud dell'abitato, il sondaggio CASMEZ n° 10, profondo 97,80 m, incontra, a partire dalla quota -7 m, una serie di 9 livelli acquiferi sino alla profondità di 92 m. La potenza dello strato saturo è 56 m. La falda è in pressione, la trasmissività è di $1,5 \times 10^{-3}$ m²/sec., la permeabilità $0,27 \times 10^{-4}$ m/sec.

Circolazione idrica sotterranea

Nella piana del Tirso la falda freatica è impostata nelle alluvioni, che rappresentano l'ultima parte della colmata del fiume stesso, il substrato impermeabile è rappresentato dalle argille marine e salmastre. Il materiale alluvionale presenta, dal punto di vista idrogeologico, caratteristiche simili in tutta l'area.

C'è da osservare che a causa dell'intenso sviluppo agricolo, l'area è soggetta, in alcuni settori, a forti prelievi dalle falde, mentre in altre zone è operante la rete irrigua gestita dal "Consorzio di Bonifica del Campidano di Oristano". Il sistema naturale è alterato dagli interventi antropici, e ciò risulta con maggiore evidenza per quanto riguarda i rapporti intercorrenti tra deflussi superficiali e sotterranei. L'andamento delle isofreatiche mostra, nel settore Nord Orientale della piana un'alimentazione della falda ad opera del Tirso, mentre più ad occidente le curve evidenziano un drenaggio del corso d'acqua. La spiegazione potrebbe risiedere in un aumento delle portate della falda a causa di un'alimentazione diffusa dovuta all'irrigazione. Nel settore a Sud-Ovest di Simaxis invece, l'andamento delle isofreatiche indica la presenza di un drenaggio operato dai numerosi canali realizzati per la bonifica di una vasta area paludosa. Il gradiente idraulico, mediamente dell'1,2 ‰ conferma una buona omogeneità del materiale acquifero seppure con alcune eccezioni. Nell'area

compresa tra gli abitati di Baratili S. Pietro e Zeddiani i valori oscillano tra il 4,8 ‰, e il 5 ‰, mentre ad Est di Zeddiani, in località S'Ena Manna, il valore più alto (5,7 ‰) è da attribuirsi, più che ad una diminuzione della permeabilità, ad un innalzamento del substrato, con conseguente diminuzione della sezione di deflusso, costituito dalle andesiti che sono visibili più a Nord in affioramento. Lungo l'alveo del Flumini Malu è evidente un asse di drenaggio molto marcato, il gradiente idraulico è dell'1,6 ‰. La soggiacenza è di 2 metri circa nel periodo di massima ricarica della falda, l'oscillazione stagionale è di 1,5 m.

Nel settore Sud Orientale della pianura alluvionale del Tirso è presente un sistema acquifero multistrato costituito anch'esso dalle alluvioni pleistoceniche. Le falde si rinvencono, a profondità variabile, entro livelli sabbiosi e ciottolosi di limitata potenza, intercalati a banchi con elevato contenuto d'argilla (aquitard) di maggiore spessore. Nelle trivellazioni osservate l'acqua è dotata di una certa salienza e, in alcuni casi possiede una prevalenza di circa un metro. Le intercalazioni, benché limitate di potenza, si estendono in alcuni casi per molti chilometri, permettendo così una buona capacità d'immagazzinamento. Si è trovata una certa difficoltà nel correlare i vari orizzonti acquiferi anche in pozzi vicini tra loro. Ciò è senz'altro dovuto alla discontinuità, sia orizzontale che verticale, che i depositi esaminati presentano, ma in parte è da attribuire alle inesattezze contenute nelle stratigrafie che, oltretutto, si riferiscono a trivellazioni eseguite in periodi diversi.

Si riporta di seguito qualche considerazione sulle isopiezometriche. In generale si sono osservati valori delle escursioni stagionali maggiormente elevati ai bordi della depressione superiori ad 1 m, mentre nella bassa pianura sono inferiori. In particolare, si registrano abbassamenti superiori ad 1 m in tutto il versante orientale da Simaxis ad Uras e nel versante Sud occidentale di Sa Zeppara. Gli abbassamenti superano i 2 m nella zona più orientale della piana e nel settore di Guspini. Nella vasta pianura costiera di Oristano - Arborea sono inferiori a 0,5 m e possono anche localmente cambiare segno (per la ricarica dovuta all'irrigazione nelle zone di risaia).

7 ANALISI E DESCRIZIONE DEGLI EVENTI GEOMORFOLOGICI, IDROGEOLOGICI E IDRAULICI PREGRESSI

7.1 Analisi e descrizione di eventuali situazioni di franosità pregresse

Nel territorio comunale di Cabras non si registrano fenomeni franosi pregressi di rilievo.

7.2 Analisi e descrizione di eventuali situazioni di dissesto idrogeologico e idraulico pregresso

Nel settore di studio non si evidenziano particolari eventi di franosità mentre dal punto di vista idraulico alcune aree sono soggette a fenomeni di allagamento in concomitanza di eventi intensi.

7.3 Analisi e descrizione delle condizioni di antropizzazione presenti nel contorno

L'area risulta parzialmente antropizzata a seguito della creazione dei canali che hanno modificato parte dell'assetto morfologico originario.

8 ANALISI E DESCRIZIONE DELLA SISMICITÀ STORICA

Per evidenziare il risentimento dei terremoti passati avvenuti nell'area di studio, è stata ricostruita la storia sismica dei comuni interessati dall'opera in progetto. I dati sono stati tratti dal database disponibile sul web "DBMI04", un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana (a cura di Stucchi M. ET al., 2007), che contiene i dati macrosismici provenienti da studi INGV e di altri enti, che sono stati utilizzati per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04.

Sulla base del database "DBMI04" non sono emersi eventi sismici significativi in Sardegna.

Che la sismicità della Regione Sardegna sia bassa, anzi bassissima, ce lo dicono molti indicatori: l'evoluzione cinematica del Mediterraneo centrale, secondo qualsiasi ricostruzione, ci dice che l'intero blocco sardo-corso è rimasto stabile negli ultimi 7 milioni di anni.

Il catalogo storico dei terremoti riporta, infatti, solo 2 eventi nel Nord della Sardegna, entrambi di magnitudo inferiore a 5 (nel 1924 e nel 1948); il catalogo strumentale (sismicità degli ultimi 25 anni registrata dalla rete nazionale) riporta solo alcuni eventi nel Tirreno e pochissimi eventi a Sud della Sardegna (come gli ultimi eventi del marzo 2006), tutti eventi di magnitudo inferiore a 5.

Si tratta, insomma, di eventi di bassa energia, rari, che possono avvenire un po' ovunque; in particolare i terremoti localizzati in mare nel Tirreno Orientale, risultano piuttosto superficiali (profondità inferiori a 20 km). Dal punto di vista della pericolosità sismica, vale a dire della probabilità di occorrenza di questi eventi, il livello è così basso che non si riesce a valutare in maniera adeguata e affidabile. Per questi motivi si propone un valore di "default" per tutta la Sardegna di accelerazione massima pari a 0,050 g, cioè un valore di pericolosità prefissato, basso, di cautela per l'intera isola.

L'evento sismico più forte in Sardegna è stato registrato nel 1948 nella zona tra Castelsardo e Tempio Pausania; fu un terremoto che provocò solo qualche lieve danno. Nel 2006 alcune scosse avvennero nel Golfo di Cagliari; spaventarono la popolazione ma non fecero danni.

La **Fig. 9/A** riassume le massime intensità macrosismiche registrate nella Regione Sardegna con particolare riferimento al Comune di Alghero.

Consultando la carta di Zonazione Sismogenetica ZS4 (1996) e la successiva Zonazione Sismogenetica denominata ZS9 **Fig. 9/B**, elaborata dal gruppo di lavoro facente capo all'INGV (2004), si può evidenziare che le aree interessate dalle opere in progetto non ricadono all'interno di nessuna area sorgente.

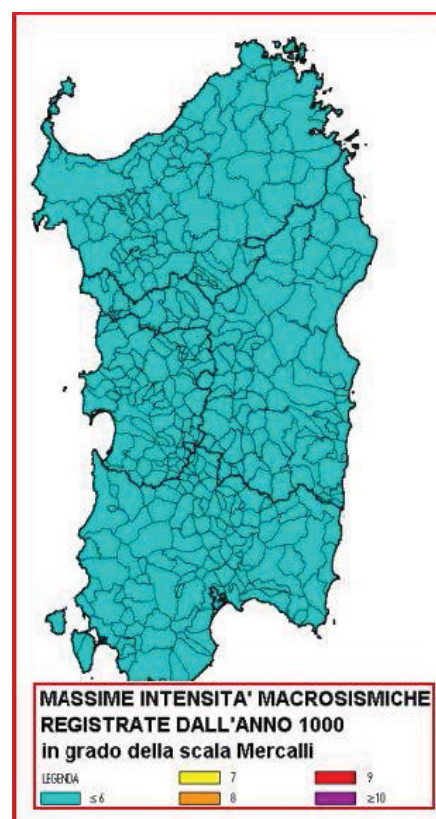


Fig. 9/A: Massime intensità macrosismiche registrate dall'anno 1000 d.c. nel territorio della Regione Sardegna

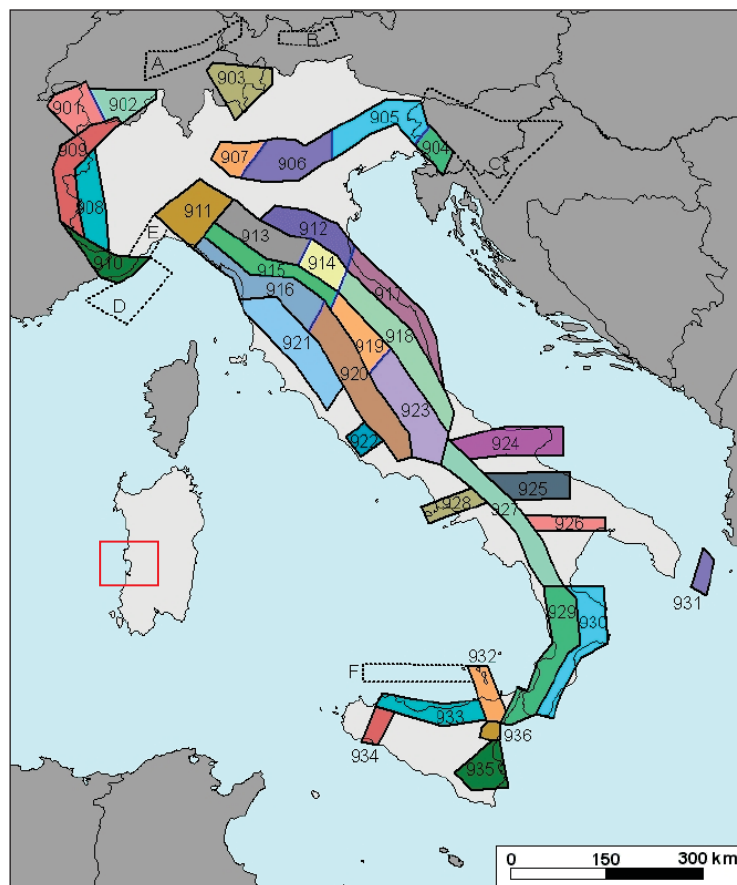


Fig. 9/B: Zonazione sismogenetica ZS9 dell'Italia (Gruppo di lavoro INGV, 2004).

Per quanto riguarda la Sardegna, data la bassa sismicità dell'isola, non è stata ricostruita alcuna zona sismogenetica affidabile (Stucchi ET al., 2007).

9 CONCLUSIONI

Dal punto di vista geologico l'area di interesse ricade ai nello stagno di Cabras e si caratterizza per la presenza di depositi alluvionali in eteropia di facies con depositi palustri.

Dall'analisi della cartografia del P.A.I. e PSFF l'area è interessata da pericolosità idraulica Hi 4 riconducibile e area di inondazione A50 del PSFF.

La bassa sismicità locale permette di escludere l'instaurarsi di fenomeni di alterazione locale (liquefazione) delle caratteristiche di resistenza al taglio dei terreni in concomitanza di eventi sismici.

Sulla base delle considerazioni su esposte e dopo una valutazione delle problematiche esistenti, si ritiene nella fase di fattibilità, sia idonea alla realizzazione delle opere in progetto, fermo restando l'esecuzione delle indagini ambientali.

Sulla base dei risultati analitici derivanti dalle analisi chimiche effettuate sui sedimenti del fondale, in fase di progettazione definitiva si renderà necessario effettuare la classificazione dei sedimenti di escavo al fine di identificare le destinazioni dei materiali derivanti dalle operazioni di dragaggio.

Cagliari, luglio 2022

Il Geologo

