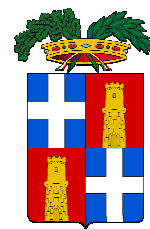




COMUNE DI
BENETUTTI



REGIONE AUTONOMA
DELLA SARDEGNA



CITTA' METROPOLITANA
DI SASSARI

PROGETTO PER LA REALIZZAZIONE DI UN IMPIANTO FOTOVOLTAICO DELLA POTENZA PARI A 29.970 kWp

Sito in Comune di Benetutti – Provincia di Sassari



PROCEDIMENTO AUTORIZZATIVO

PROPONENTE:



BENETUTTI s.r.l.

BENETUTTI S.R.L.
Via Dott. Giovanni Lai, 5/B
07010 Benetutti (SS)
P.I. 02866920909 – R.E.A. SS-210995
PEC benetuttisrl@legalmail.it

TITOLO ELABORATO:

ELABORATO:

Relazione Geologica e Geotecnica

G00

SCALA / FORMATO

DATA EMISSIONE:

GEO

Relazione f.to A4

22 settembre 2022

BNT.GEO.REL.G00

SOCIETA' PROPONENTE

BENETUTTI S.r.l.

SOCIETA' DI SVILUPPO PROGETTO

EMAN S.r.l.

Responsabile Progetto
P.M. Alberto Laudadio
L. 4 / 2013 - ASSIREP n. 567

Responsabile Elaborato
Dott. Geol. Fausto Pani /
Dott. Geol. Roberta Sanna
Ord. Geol. Reg. Sardegna n. 88/ n.120

Sviluppo Energie Rinnovabili
Via San Quintino 26/A – 10121 Torino (TO)
P.I. IT 11439230019
Mail technical@emansrl.it – PEC eman.srl@pec.it

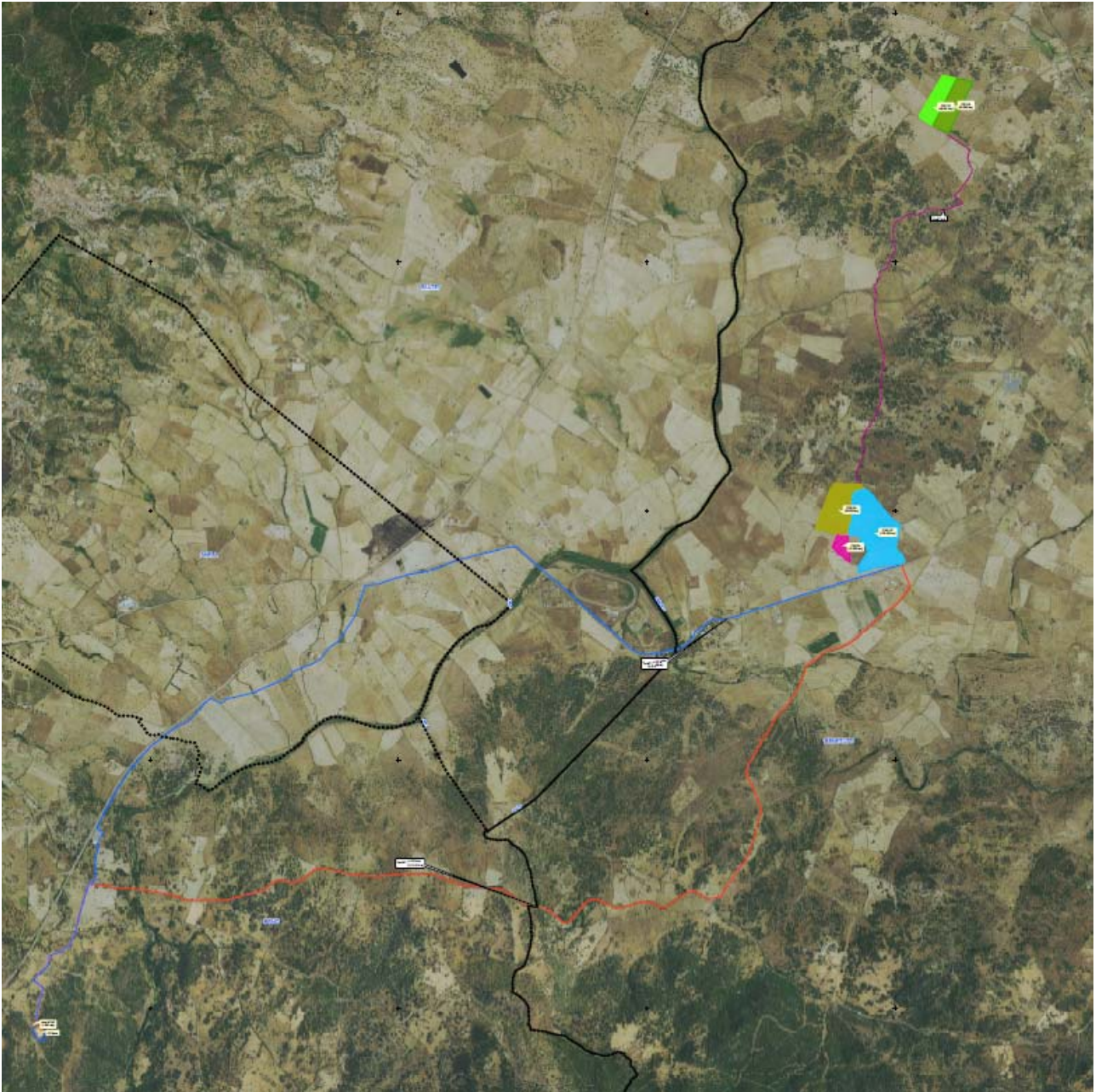
Gruppo di Lavoro

REVISIONI

| N° | Nome e Cognome | Ruolo | N° | DATA | DESCRIZIONE |
|----|---------------------------|-------------------------------------|----|-----------|-------------|
| 01 | PM Alberto Laudadio | Management e coordinamento | 01 | 9/15/2022 | EMISSIONE |
| 02 | Ing. Agostino Amato | Progettazione Elettrica impianto | 02 | | |
| 03 | Ing. Vincenzo Vergelli | PTO e Progettazione definitiva | 03 | | |
| 04 | Ing. Agide Maria Borelli | Calcoli strutturali | 04 | | |
| 05 | Dott.ssa Claudia Carente | Archeologica preventiva | 05 | | |
| 07 | Dott. Agr. Fabrizio Vinci | Aspetti agronomici | 07 | | |
| 08 | Ing. Gianluca Cadeddu | Tecnico in acustica | 08 | | |
| 09 | Dott. Francesco Lecis | Aspetti biotici e avifauna | 09 | | |
| 10 | Enviarea snc | SIA- Paesaggio e Aspetti Ambientali | 10 | | |
| 11 | | | 11 | | |
| 12 | | | 12 | | |
| 13 | | | 13 | | |

BENETUTTI SRL

REALIZZAZIONE DI UN PARCO FOTOVOLTAICO IN LOCALITÀ IN COMUNE DI BENETUTTI



RELAZIONE GEOLOGICA – GEOTECNICA E SISMICA

Dott. Geol. Fausto Alessandro Pani
Dott. Geol. Roberta Maria Sanna

INDICE

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | PREMESSA | 4 |
| 2. | NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE | 5 |
| 3. | VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO | 6 |
| 4. | CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE | 7 |
| 5. | RELAZIONE GEOLOGICA | 8 |
| 5.1 | INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO | 8 |
| 5.2 | CARATTERI GEOLOGICI GENERALI | 9 |
| 5.3 | COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA | 12 |
| 5.4 | COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA..... | 12 |
| 5.4.1 | <i>Micascisti e paragneiss</i> | 13 |
| 5.4.2 | <i>Ortogneiss granodioritici e granitici</i> | 13 |
| 5.4.3 | <i>Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura</i> | 14 |
| 5.4.4 | <i>Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica</i> | 14 |
| 5.5 | COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO | 15 |
| 5.5.1 | <i>Migmatiti</i> | 15 |
| 5.5.2 | <i>Ortogneiss e anfiboliti</i> | 15 |
| 5.6 | IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO | 16 |
| 5.6.1 | <i>Il corteo filoniano</i> | 19 |
| 5.7 | COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE..... | 20 |
| 5.7.1 | <i>SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA</i> | 20 |
| 5.7.2 | <i>SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE</i> | 20 |
| 5.8 | LA TETTONICA | 21 |
| 5.9 | CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA | 25 |
| 5.9.1 | <i>CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO</i> | 27 |
| 5.10 | UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE..... | 29 |
| 5.11 | CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO | 30 |
| 5.11.1 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1</i> | 30 |
| 5.11.2 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2</i> | 30 |
| 5.11.3 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3</i> | 31 |
| 6. | RELAZIONE SISMICA | 32 |
| 6.1 | SISMICITA' STORICA..... | 32 |
| 6.2 | LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15..... | 32 |
| 6.2.1 | <i>Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15</i> | 32 |
| 6.2.2 | <i>Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017</i> | 33 |
| 6.3 | CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA | 36 |
| 6.4 | DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE | 36 |
| 6.5 | CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA | 37 |
| 6.6 | PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO..... | 38 |
| 6.7 | PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE..... | 40 |
| 7. | RELAZIONE GEOTECNICA | 42 |

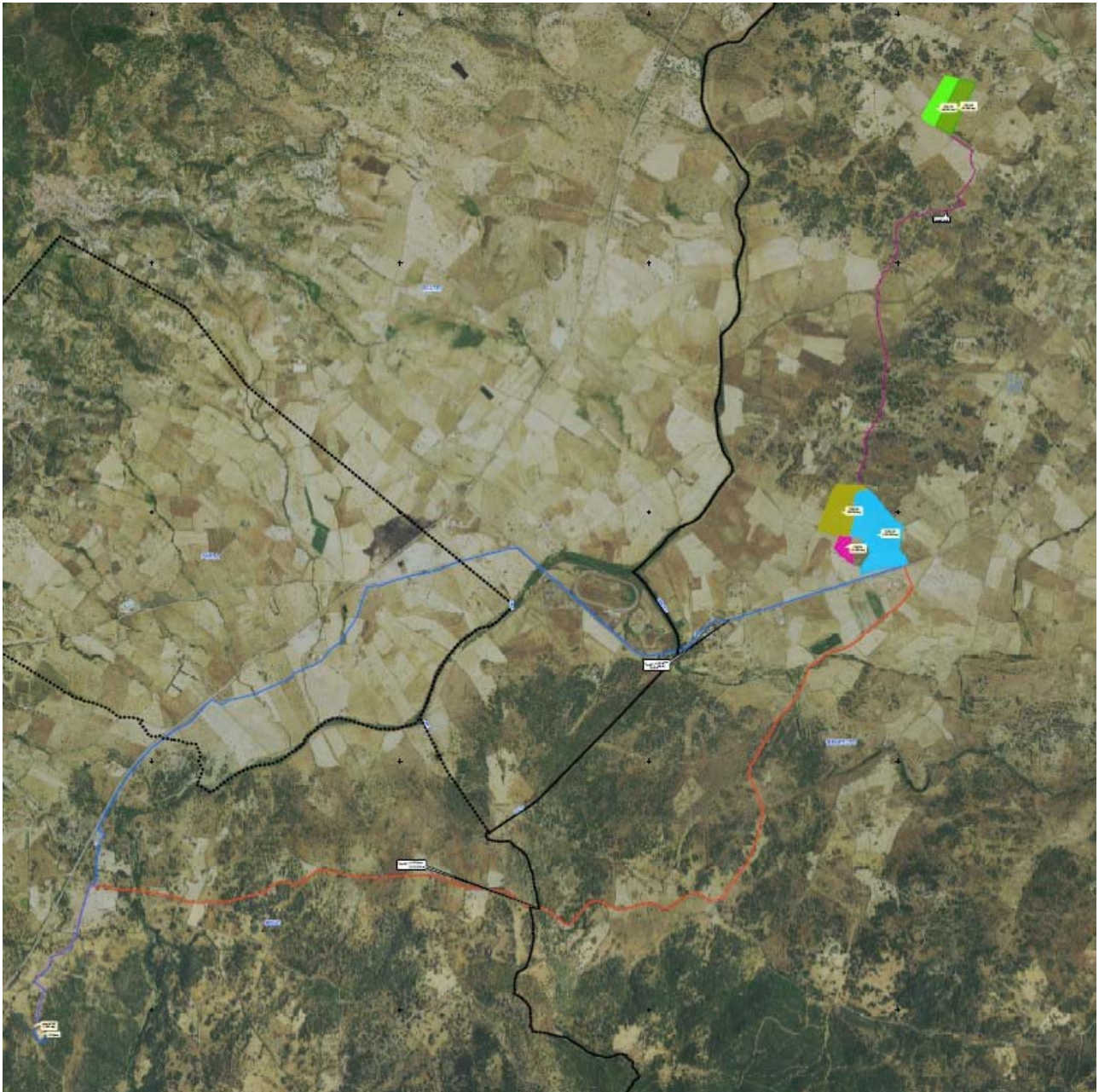
| | | |
|-------|---|----|
| 7.1 | CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME | 42 |
| 7.1.1 | CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE..... | 42 |
| 7.2 | MODELLO GEOTECNICO DEL SITO | 42 |
| 7.2.1 | MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1..... | 42 |
| 7.2.2 | MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione) | 43 |
| 8. | CONCLUSIONI | 44 |

1.PREMESSA

La **EMAN S.r.l.** in sede di progettazione ha manifestato la necessità di approfondire le informazioni sul contesto geologico, geotecnico e sismico per la verifica della fattibilità del progetto.

Conseguentemente la **EMAN**, ha affidato agli scriventi l'incarico di redigere la Relazione geologica, geotecnica e sismica preliminare al progetto.

Il presente documento costituisce la **Relazione geologica, geotecnica e sismica del progetto proposto**.



Mapa - L'area dell'intervento ed i territori comunali contermini (limiti in nero) sulla Ortofoto 2016

2. NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE

Il presente documento è redatto secondo quanto richiesto dalla normativa vigente ed in particolare, è conforme a quanto richiesto da:

- dal punto H del D.M. 11.3.1988 “Norme Tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l’esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno e delle terre e delle opere di fondazione”;
- dal DM 17-01-2018 NTC2018;
- dagli Eurocodici EC7 ed EC8.

In particolare, il D.M. 17.01.2018 entrato in vigore a partire dal 01-07-2018 stabilisce le Norme Tecniche per le Costruzioni o meglio le norme per la progettazione ed il dimensionamento delle strutture.

Tale documento, come anche precisato dalla successiva Circolare Applicativa del 21.01.2019, con tutti gli ovvi risvolti sulle fasi preliminari della progettazione, è quindi riferito alla fase esecutiva della progettazione.

Per quanto riguarda la sfera attinente la professionalità del geologo vengono richiesti all’interno della progettazione 3 documenti:

- relazione geologica
- relazione geotecnica
- relazione sulla modellazione sismica del sito e pericolosità sismica di base.

La relazione geologica deve contenere le indagini, la caratterizzazione e modellazione geologica del sito in riferimento all’opera ed analizzare la pericolosità geologica del sito in assenza ed in presenza delle opere. La valenza di questo documento è fondamentale non solo per la progettazione esecutiva dell’opera ma per stabilire in fase di progettazione architettonica o preliminare se l’opera si “può fare” e quali saranno le problematiche relative alla stabilità dei terreni ed all’assetto idrogeologico dell’intorno.

La relazione geotecnica riguarda le indagini, la caratterizzazione e modellazione geotecnica del solo “volume significativo” e deve valutare l’interazione opera/terreno ai fini del dimensionamento.

La relazione sulla modellazione sismica deve valutare la pericolosità sismica di base del sito, tale documento riveste importanza per la valutazione della “pericolosità” e quindi va inserito non solo nel livello di progettazione definitivo ma già fin dal livello di progettazione preliminare. Dato che tale documento specie per la trattazione degli effetti di sito assume un carattere prettamente “geologico”, lo stesso può essere redatto in forma indipendente o essere inserito nella relazione geologica.

In particolare la normativa generale presa a riferimento è costituita da:

- Decreto Ministeriale 17.01.2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”.
Testo Unitario - Norme Tecniche per le Costruzioni
- Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici n. 7/ C.S.LL.PP., 21.01.2019,
Istruzioni per l’applicazione dell’Aggiornamento delle “Norme Tecniche per le Costruzioni”;
- UNIEN 1998 5:2005 Eurocodice 8 (rev 2005)
Indicazioni progettuali per la resistenza fisica delle strutture
Parte 5: Fondazioni, strutture di contenimento ed aspetti geotecnici (stesura finale 2003)
- UNIEN 1997 1:2005 Eurocodice 7.1 (rev 2005)
Progettazione geotecnica – Parte I : Regole Generali
- UNIEN 1997 2:2002 Eurocodice 7.2 (rev 2002)

Progettazione geotecnica – Parte I : Progettazione assistita da prove di laboratorio

- EC 1-20120 UNIEN 1997 2:2007 Eurocodice 7.2 (rev 2007)

Progettazione geotecnica – Parte II : Progettazione assistita con prove in sito

- Leggi regionali in materia di pianificazione e di Vincolo Idrogeologico
- Piano di Assetto Idrogeologico
- Piano delle Fasce Fluviali
- Piano di Gestione del Rischio Alluvioni
- Ordinanze Autorità di Bacino nazionale, regionale o interregionale
- Piani Territoriali di coordinamento (Nuoro e Sassari)
- Piani Urbanistici di Benetutti, Bultei e relativi Regolamento edilizio e Norme Tecniche di Attuazione
- D.M. 11.03.1988

Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità e dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione

3.VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO

Riguardo ai vincoli sovraordinati di carattere geologico per l'area interessata dal progetto, oggetto della presente relazione, si evidenzia che il sito d'intervento ricade in parte in aree soggette a:

- Vincolo Idrogeologico ai sensi del R.D. 3267/23;
- il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità geomorfologica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Geomorfologica;
- il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità idraulica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Idraulica
- l'area indagata ricade in ambito territoriale a pericolosità sismica, classificato a rischio sismico di classe 4 secondo l'aggiornamento della classificazione sismica nazionale.

4. CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE

Nella corografia generale si individua l'area interessata dal posizionamento dei due settori del campo fotovoltaico, dei cavidotti di interconnessione e del cavidotto che adduce alla sottostazione di connessione alla rete.

DESCRIZIONE DEL PROGETTO ED INSISTENZA SUL SUOLO

5.RELAZIONE GEOLOGICA

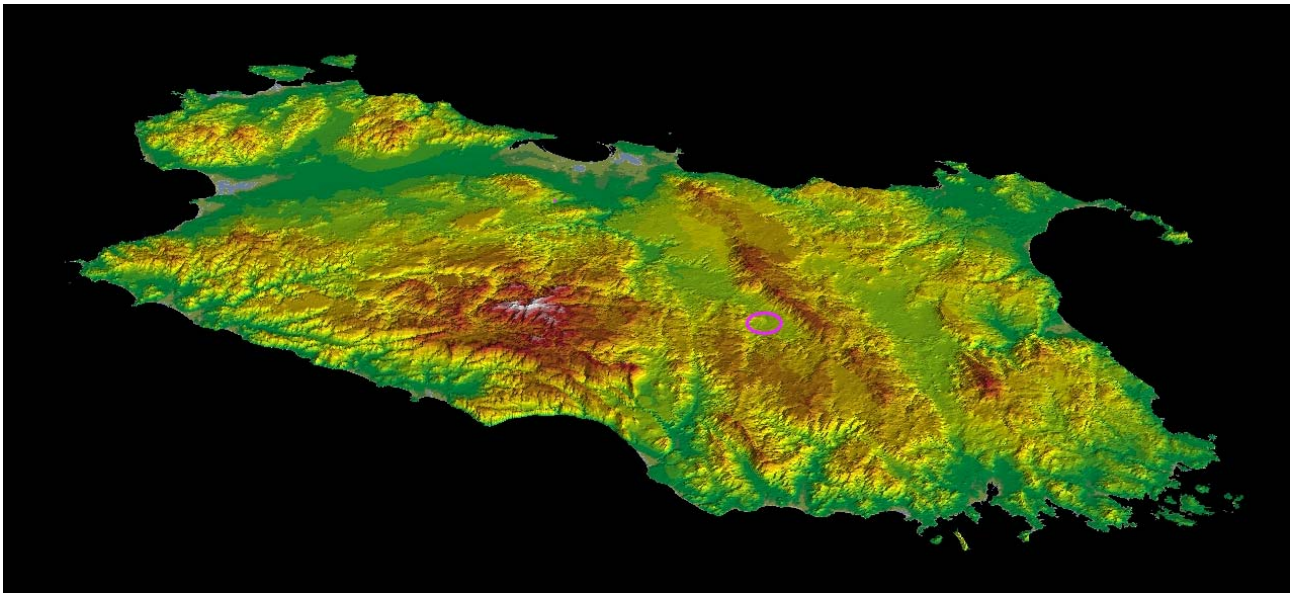
5.1INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO

Il territorio interessato dal progetto dell'impianto fotovoltaico è costituito da un'area modellata posta nella fossa del Tirso, tra la catena del Marghine-Goceano e il pianoro di Nule-Bitti-Osidda.

L'area è costituita da una depressione tettonica che accoglie il Tirso come sortisce dal massiccio di Benetutti-Nule e Buddusò.

Il territorio è caratterizzato dalla presenza di 3 grandi domini:

- il sistema del penepiano ercinico di Nule-Bitti-Osidda ;
- il sistema della fossa tettonica;
- il sistema dei versanti della catena del Marghine-Goceano.



Simulazione 3d – Il sistema del rilievo della Sardegna con la posizione dell'impianto da NE

5.2 CARATTERI GEOLOGICI GENERALI

La Sardegna (Carmignani et alii) è divisa in tre macro complessi geologici che affiorano per estensioni equivalenti:

- il basamento metamorfico ercinico; (in viola, grigio, verde e bruno)
- il complesso intrusivo tardo-ercinico; (rosa in varie tinte)
- le successioni sedimentarie e vulcanico tardo-erciniche, mesozoiche e cenozoiche (colori rimanenti).

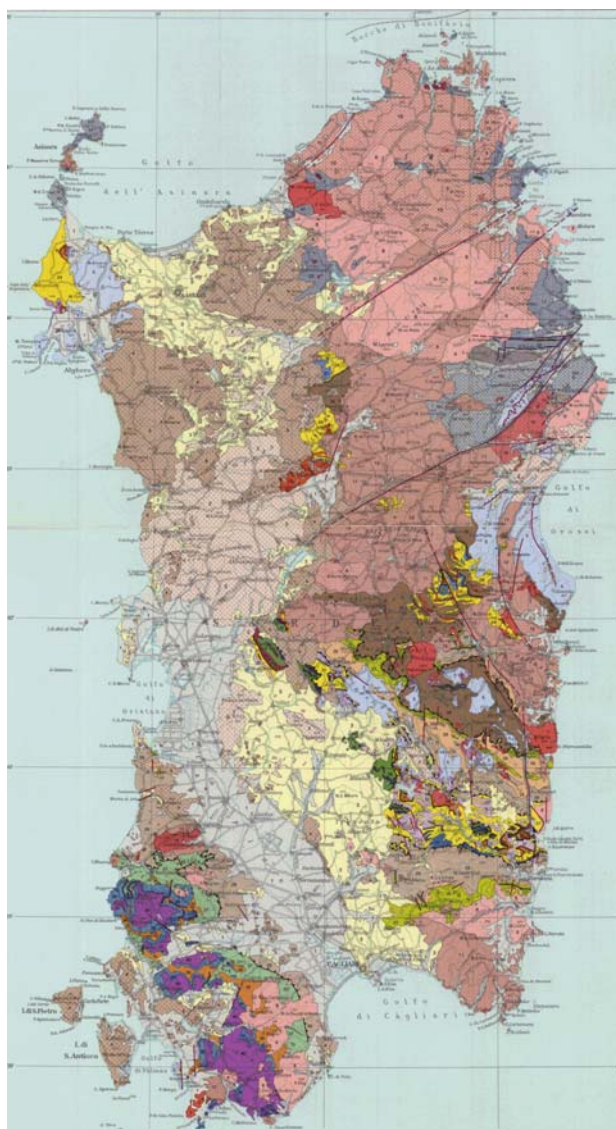
Il basamento paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea, considerata, dalla maggior parte degli autori, una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal siluriano, collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma - DEL MORO et alii, 1991) e magmatismo durante il Devoniano superiore e il Carbonifero (MATTE, 1986; CARMIGNANI et alii, 1994).

La geometria collisionale della Catena Ercinica, in Sardegna, è ancora ben riconoscibile. Per Carmignani et alii (1992; 1994) il margine armoricano, sovrascorso, è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna Settentrionale, mentre il margine del Gondwana, subdotto, è rappresentato da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio grado strutturato in un edificio a falde. Questo edificio a falde, secondo Carmignani et alii (1979) è caratterizzato da una zoneografia barroviana progradata, mentre Franceschelli et alii, (1989) lo suddividono in Falde Interne e Falde Esterne, che affiorano nella Sardegna centrale e sudorientale.

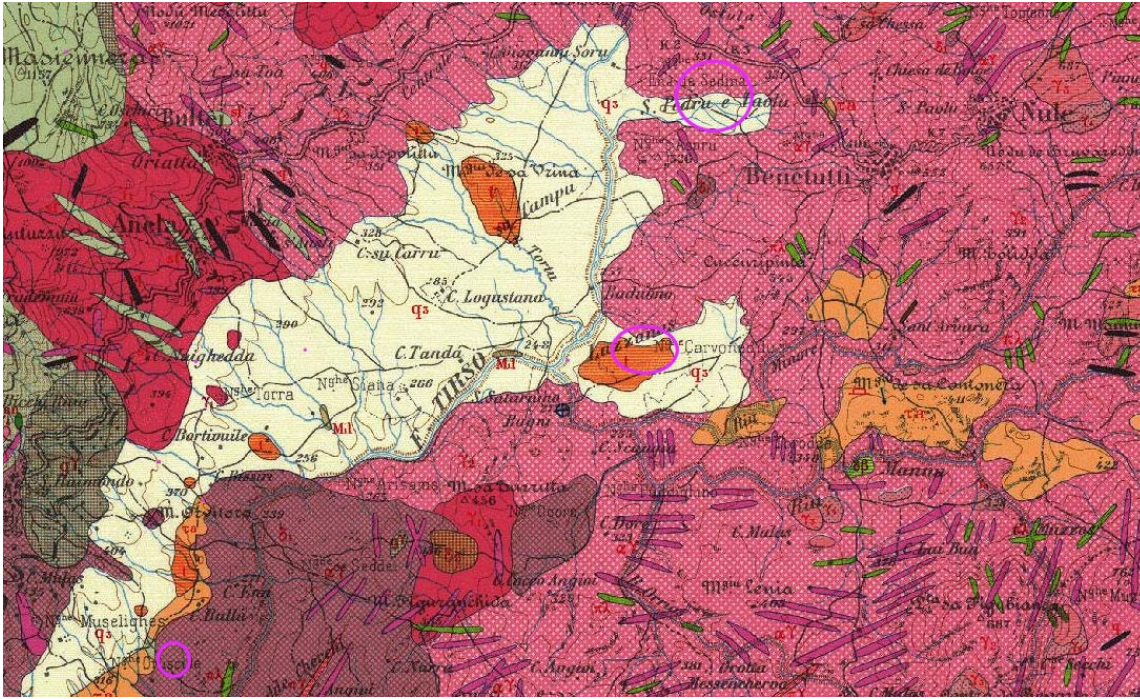
I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

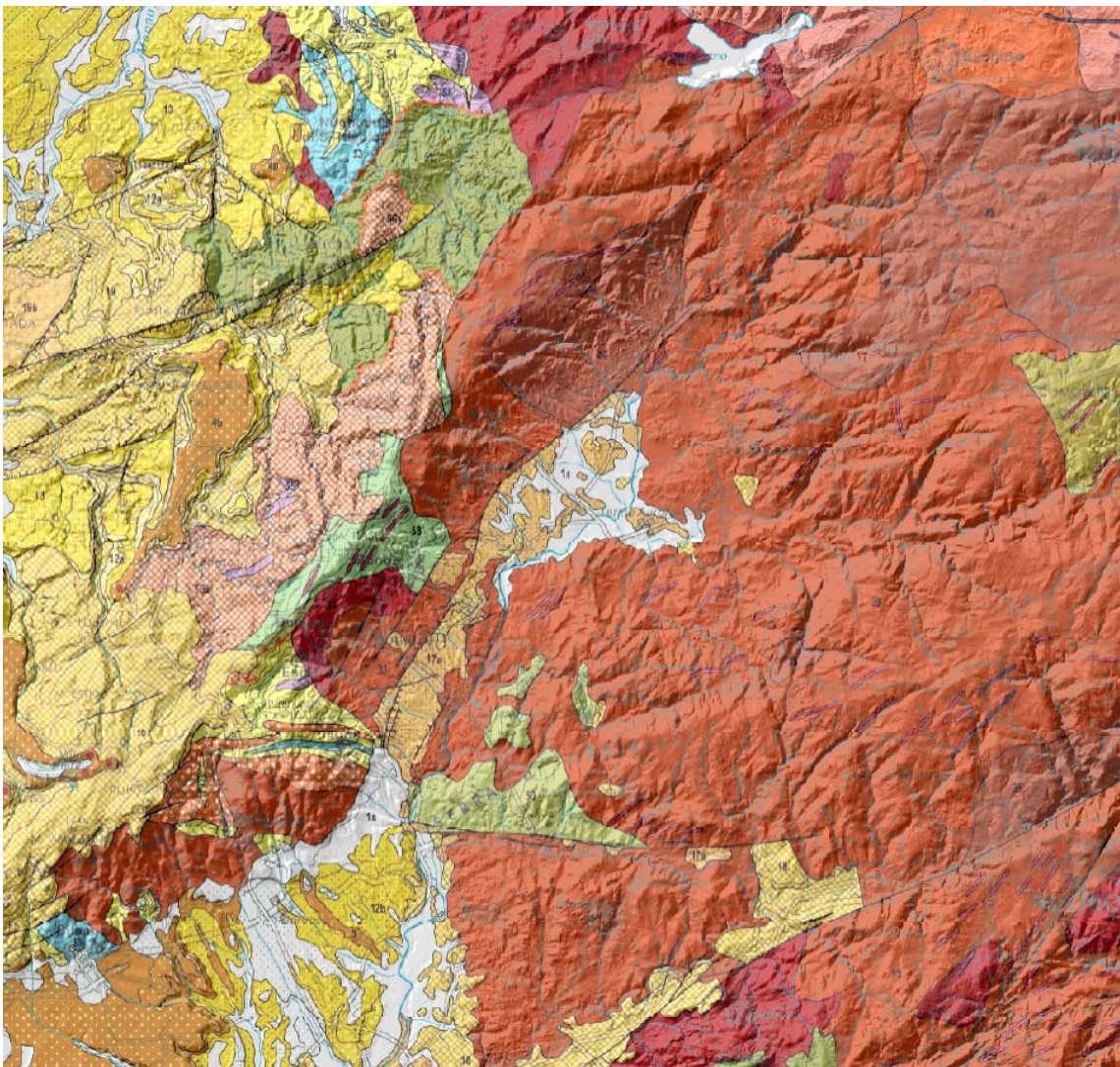
Successivamente a tale strutturazione collisionale, nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P).



**Schema strutturale dell'area da Carmignani ed alii
(Mem. Des. Della Carta Geol. D'Italia)**



La carta geologica alla scala 1:100.000 della unica stesura di semidettaglio esistente

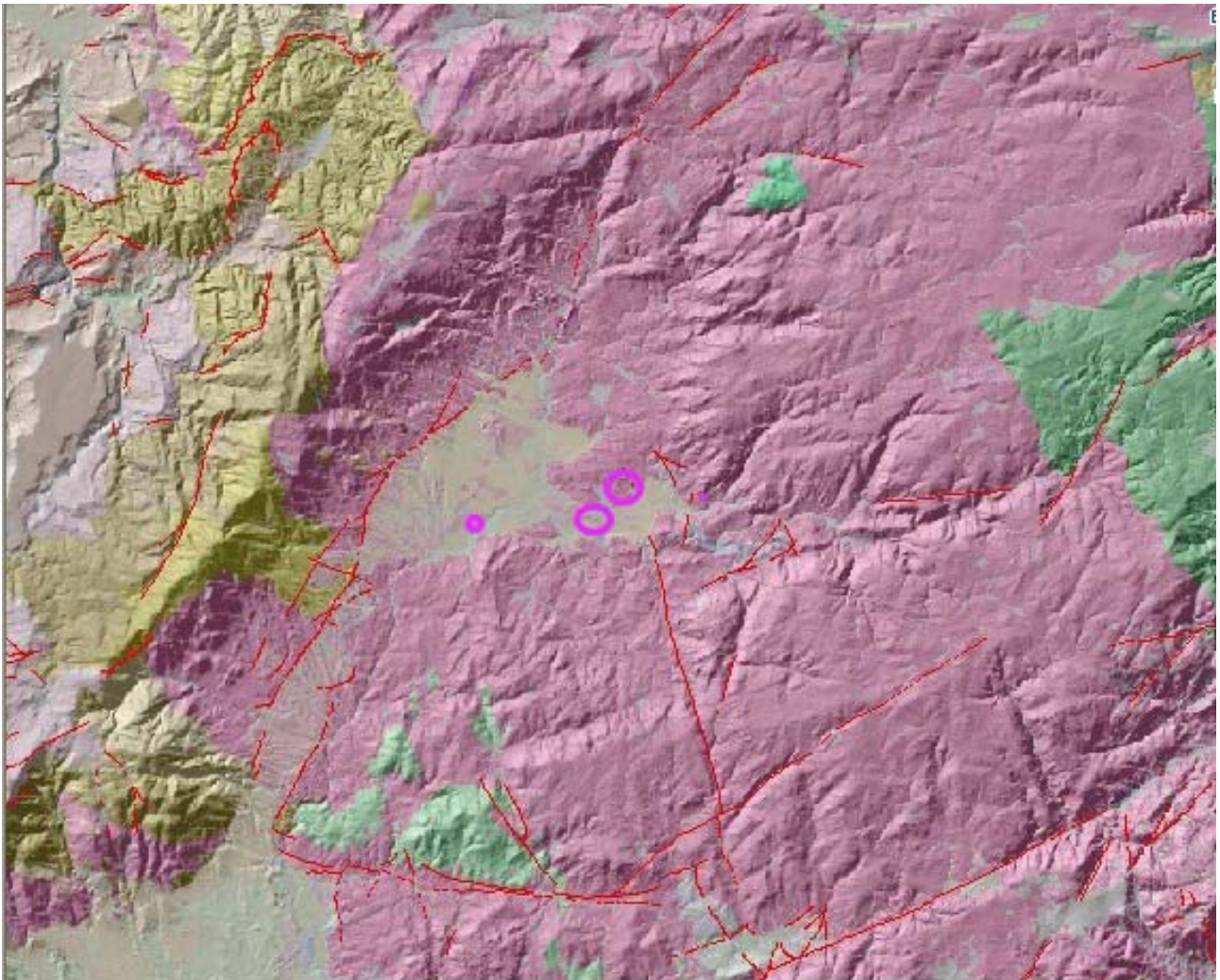


Mappa – L'area del Parco Fotovoltaico compresa nella Carta Geologica al 1:250.000

Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma (e.g. Massiccio Centrale e Montagna Nera: ECHTLER & MALAVEILLE, 1990; Pirenei: GIBSON, 1991).

In Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, come minimo, a partire da 308 Ma (età minima di chiusura della muscovite in migmatiti del complesso metamorfico di alto grado: MACERA et alii, 1989) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il Batolite Sardo-Corso. Essa si esprime anche con diffuse manifestazioni vulcaniche e sub-vulcaniche in campi filoniani (ATTORI & TRAVERSA, 1986; VACCAIO, 1990) e con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani.

Successivamente, nel Permiano più tardo e poi nel Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogonica (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso.



La geologia sovrapposta al modello del suolo per evidenziare correlazione tra forme e litologia

Questo magmatismo in Sardegna è rappresentato da manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (BALZELLI et alii, 1987; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999). Esso non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di rifting

che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO et alii, 1998).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco Sardo-Corso non è coinvolto in importanti eventi orogenici; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica Alpina.

In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche comuni ai domini europei più esterni, caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco profondo; esse sono coinvolte insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica, con le sue manifestazioni transpressive e transtensive, viene messa in relazione alla collisione, cui è legato l'Appennino settentrionale, tra il blocco Sardo-Corso e l'Adria (CARMIGNANI et alii, 1994b; OGGIANO et alii, 1995; CARMIGNANI et alii 1995).

5.3 COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica preercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti. Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano.

Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena.

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI et alii (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine Gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

- a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
- b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica.

5.4 COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Tutta la zona interna della Catena ercinica sud europea è caratterizzata dal sovrascorrimento di

basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (innermost cristalline nappes: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG et alii, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RmEIRO et alii, 1964; BAYER & MATTE, 1979). In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara.

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara.

Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO et alii, 1979; GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i prato liti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB.

Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI et alii, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO et alii, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI et alii, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER et alii, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PASCI, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

5.4.1 Micascisti e paragneiss

Sono attribuiti a questo complesso metamorfiti della zona a Grt + Ab e Grt + oligoclasio, derivate da originarie successioni silicoclastiche.

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarzitici, talvolta pressoché puri.

5.4.2 Ortogneiss granodioritici e granitici

Gli onogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" Auct.) sono costituiti da orto derivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione

principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C", porfiroclasti asimmetrici, ecc .. FERRARA et alii (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) hanno un'età radio metrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA et alii, 1978) e una struttura occhiadina con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico- cloritico-biotitica.

Queste metamorfite sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochimico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO et alii, 1974a DI SIMPLICIO et alii, 1974b; FERRARA et alii, 1978; MEMMI et alii, 1982; ELTER et alii, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

5.4.3 Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura

Sono micascisti a $Qtz+Pl+Bt+Ms \pm St \pm Ky \pm Grt$, alternati a para gneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell' Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnato da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio. Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

5.4.4 Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI et alii, 1992).

Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell' Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un' evoluzione metamorfica composita.

L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simpletitiche ad albite e clinopirosseno saliti co sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER et alii (1976) e FRANCESCHELLI et alii (1998).

5.5 COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

5.5.1 Migmatiti

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI et alii (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (La terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoida (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento in solidus, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA et alii, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SA WYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche, nebulitiche, a schlieren, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situo.

Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale dei leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} \sim 0,7105; 0,7108$; DEL MORO et alii, 1996). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoida, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di antecedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatettici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

5.5.2 Ortogneiss e anfiboliti

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss e corpi mafici e ultramafici.

Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiate (Porto Ottiolu, Golfo Aranci; Gallura, P.ta Scorno; Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia, Gallura, Tanaunella; Baronia, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani

conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO et alii, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (38) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiu Nieddu in Gallura (GHEZZO et alii, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell' Asinara (CASTORINA et alii, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (p.tà de li Tulchi: Gallura, MILLER et alii, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di rifting del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

5.6IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO

Annullando i movimenti della deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL et alii, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977).

Il basamento metamorfico è costituito sia da Falde Esterne che da Falde Interne, le seconde sono presenti nella parte settentrionale dell'Isola.

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un quarto della Sardegna ed insieme con le intrusioni granitoidi della Corsica, formano il Batolite Sardo-Corso. Questo è il Batolite più importante della Catena Ercinica Europea, esteso per una lunghezza di 400 Km ed una larghezza di oltre 50, che si è messo in posto in un intervallo di tempo di circa 60 Ma, nel Viseano – Namuriano per i granitoidi della Corsica settentrionale (ROSSI et alii, 1988), e nel Permiano Inf. per i massicci leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempo Pausania (DEL MORO et alii, 1996). Il lungo intervallo di tempo della messa in posto del batolite ha determinato cambiamenti nel quadro geodinamico che hanno determinato una elevata variabilità delle caratteristiche geotermiche e strutturali del complesso.

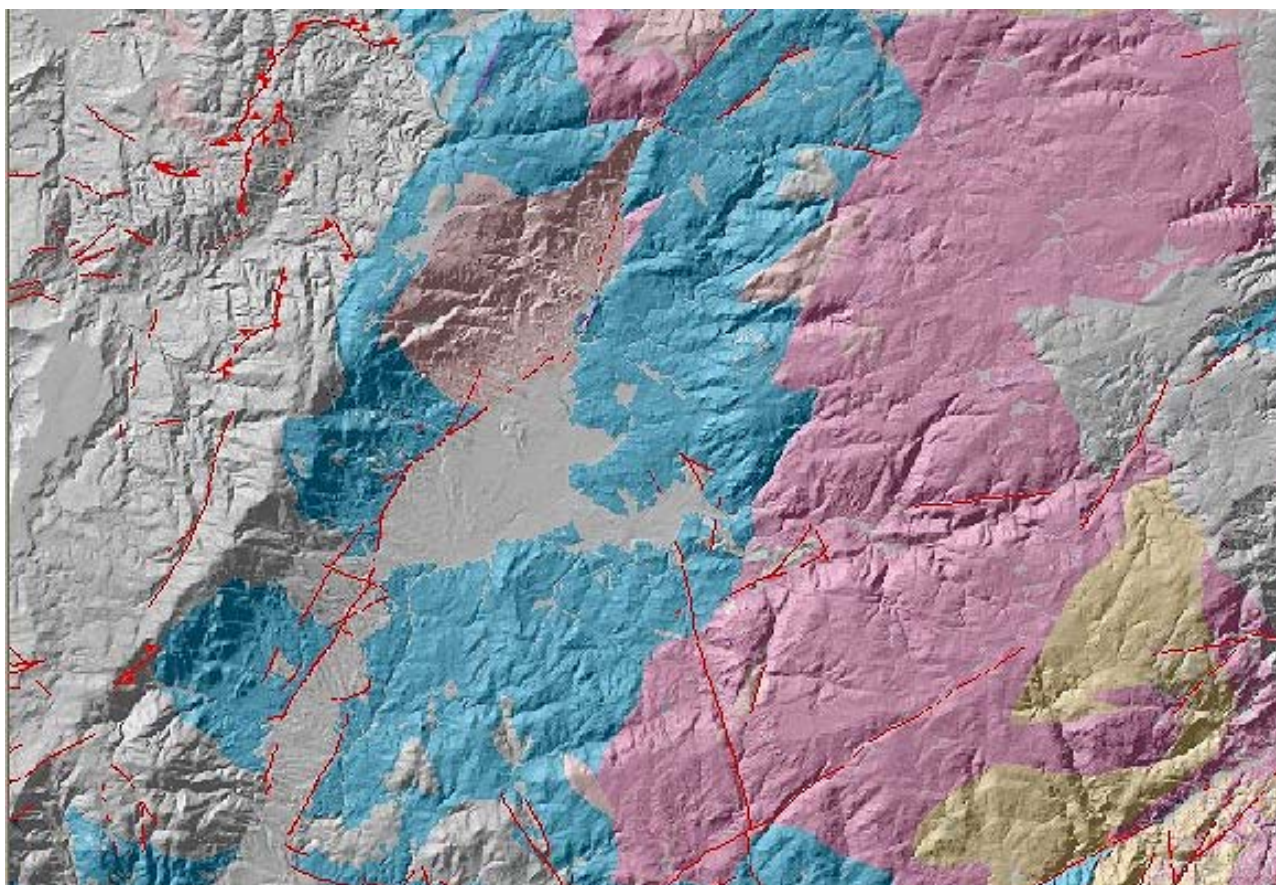
Nel Batolite Sardo-Corso, infatti vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente nella Corsica settentrionale, e una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste si aggiunge un'attività magmatica post-orogena a carattere alcalino anorogeno del Permiano medio-Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo Rossi & Cocherie (1991) le tre associazioni presenti nel Batolite Sardo-Corso sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti, procedendo dall'associazione calcalcalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena.

Per la prima associazione di età namuriana (335-340 Ma), sono state stimate profondità corrispondenti 5-6 Kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), sono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale, oppure in crosta di origini più profonde ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO et alii, 1998); come nella Bassa Gallura (Sardegna settentrionale), dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intrudono anche sedimenti e vulcano-sedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO et alii, 1996).

Per quanto concerne i rapporti tra la messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, Grezzo & Orsini (1982) hanno distinto tra plutonici sin-,tardo- e post-tettonici, in riferimento all'ultima fase deformativi ercinica, ritenuta da questi autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno

della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale ercinico ancora attivo.



Mappa – Le intrusioni maggiormente basiche (tonaliti e gabbri in azzurro) sono le più antiche come messa in posto, seguite dalle facies granodioritiche (in rosa intenso), monzogranitiche (in giallo-arancio) fino ai leucograniti (in rosa chiaro)

In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcalcalina, le età radiometriche, i rapporti tra filiazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, suggeriscono che l'assetto deformativi rilevato all'interno delle intrusioni, talvolta acquisito in condizioni di solid state flow da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Serpeddi e Settefratelli (CARMIGNANI et alii, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA et alii, 1989).

In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura isotopica Rb-Sr delle muscoviti dei graniti analettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativi della catena; MACERA et alii, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Ad essa è ricondotto il metamorfismo regionale di alta T/P che si manifesta in alcuni settori della catena nel Nord-Sardegna (DI PISA & OGGIANO, 1987b; DEL MORO et alii, 1991; DI PISA et alii, 1993), lo sviluppo di bacini stefano-autuniani ed il vulcanismo calcalcalino del Permiano. Gran parte del platonismo calcalcalino del batolite sardo deve perciò ritenersi coevo alle vulcaniti ed ai sedimenti (almeno della loro parte

basale) presenti nei bacini stefano-autuniani. In definitiva tali vulcaniti possono presentare la manifestazione effusiva del magmatismo essenzialmente intrusivo del batolite (ROSSI et alii, 1993; DEL MORO et alii, 1996).



Foto – Le granodioriti etero granulari (OSCa) a grandi fenocristalli di KfD

E' evidente che la connotazione sin-tettonica (sensu GREZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematica (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive si è preferito non assegnare al "fabric" interno delle plutonici particolari significati in relazione alla storia tettonica ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono filiazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal submagmatic flow al solid state flow. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di magmatic flow (CERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo ((DI SIMPLICIO et alii, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA et alii, 1981; GREZZO & ORSINI, 1982; POLI et alii, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica che varia da quarzodioriti fino a leucomonzograniti due miche, definendo trends da calcalalino-trondhjemitici a calcalalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da Lameyre & Bowden (1982). La serialità calcalalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso altri tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio zonato con zonature tipo patchy-zoning (Orsini, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalalina, secondo la valutazione di Orsini (1980) sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 7% del totale d'affioramento;

- granitoidi di composizione acida con SiO₂ 60-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie pari al 60% del totale dell'affioramento;
- granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 33% dell'affioramento;
- masse basiche occupanti una superficie totale < di 1%.

Il secondo gruppo di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

Nel settore del Parco Fotovoltaico i granitoidi affiorano estesamente in tutto il territorio ed in particolare in modo continuo nel settore orientale.

I rapporti di campagna suggeriscono la precoce messa in posto, a livelli altocroscali, come piccoli filoni-strato suborizzontali e/o piccoli laccoliti, di una sequenza tonalitico-granodioritica che mostra strette affinità con la sequenza precoce riconosciuta nell'Arburese e nel Sàrrabus (zona Burcei - M. Narba).

Essa si trova a diretto contatto con il basamento metamorfico e risulta smembrata da una sequenza prevalentemente granodioritica, articolata in più corpi plutonici che di norma mostrano una marcata struttura orientata per flusso magmatico.

I leucograniti sono successivi a tutto il complesso plutonico e producono localmente effetti termometamorfici sulle granodioriti incassanti.

Lo schema di messa in posto di tipo basico==>acido, insieme alla presenza di una precoce sequenza tonalitico-granodioritica a diretto contatto con il basamento paleozoico, suggeriscono l'ipotesi di una periodica risalita di liquidi contenenti un'abbondante frazione fenocristallina attraverso fratture transtensive, con movimento rotazionale dei prismi e spostamento laterale delle masse già parzialmente consolidate.

Questo schema è molto simile a quello evidenziato nei complessi plutonici presenti nella parte frontale dell'edificio a falde (Arburese e Sàrrabus; BROTZU & MORBIDELLI, 1974; SECCHI, 1987; BROTZU *et alii*, 1994).

5.6.1 Il corteo filoniano

Tutto il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico caratterizzato da un ampio spettro compositivo e da complessi rapporti con le rocce incassanti. Le orientazioni prevalenti dei filoni variano progressivamente da direzioni mediamente NE-SW nella Sardegna settentrionale, a direzioni N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi petrografici riconosciuti sono: filoni basici ad affinità calcalcalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), e filoni a composizione da intermedia ad acida, per lo più associati alle plutoniti del batolite e probabilmente ad esse geneticamente collegati.

ATZORI & TRAVERSA (1986) distinguono i seguenti gruppi di filoni: (a) filoni calcalcalini (a composizione da andesite basaltica a riolite); (b) basalti ad affinità tholeitica e transizionale; (c) rioliti a carattere peralluminoso; (d) basalti alcalini, hawaiti e mugeariti.

5.7 COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

5.7.1 SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini di età stefaniano-permiani sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

Il ciclo inizia localmente (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO & PITTAU, 1998) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (CASSINIS *et alii*, 1999, e bibliografia). In Nurra, GASPERI & GELMINI (1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dal resto della sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (PECORINI, 1962; GASPERI & GELMINI, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute durante il rilevamento a Perdasdefogu e in affioramenti limitrofi (RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

In alcune aree della Sardegna orientale, in particolare in Ogliastra, sono presenti tre bacini: Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru. Quest'ultimo rappresenta essenzialmente un bacino magmatico, mentre i primi sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento.

Analoghe successioni si ritrovano, sullo zoccolo ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (CASSINIS *et alii*, 1995, 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; e bibliografie).

La composizione delle vulcaniti è variabile da riolitica ad andesitica. Queste rocce si sono messe in posto sia come lave che come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici di composizione prevalentemente riolitica (Porfidi quarziferi *Auct.*). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcocalino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico; le età radiometriche mostrano peraltro che diversi granitoidi e filoni di porfidi granitici sono coevi alla sedimentazione ed all'attività vulcanica dei bacini stefano-permiani.

Movimenti tettonici, alla fine del Permiano, hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-ercinici, con basculamenti di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (BOI *et alii*, 1989).

5.7.2 SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Nel Mesozoico l'Isola non è interessata da importanti fasi deformative. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale in parte a lungo emerso, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzonese delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980, 1980, e bibliografia). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Dogger, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica, i cui resti sono presenti anche nell'area, ove ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico sia le successioni stefano-permiana e triassica.

Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (Fase Austriaca).

Alla fine del Cretacico si ha nuovamente un'emersione che sembra interessare tutta l'Isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene (Fase Laramica).

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale ed anche nell'area. Con l'Eocene medio-superiore in tutta l'Isola tornano a ristabilirsi condizioni di continentalità (Fase Pirenaica) che perdurano per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene il blocco sardo-corso ha funzionato da retropaese della catena nord-appenninica ((ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995, 1994, 1995). Sia la "Corsica ercinica" che la Sardegna settentrionale sono interessate da una importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche la zona.

In Sardegna di solito le trascorrenti seguono discontinuità del basamento ereditate dalla tettonica ercinica (P ASCI, 1995, e bibliografia), con interferenze che determinano un loro andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie non rettilinee provoca zone di transpressione in cui le successioni mesozoiche possono essere piegate e raddoppiate, o il basamento può essere carreggiato sulle coperture, e zone di transtensione con sviluppo di bacini *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, con innesco dell'attività piroclastica del ciclo calcalino (OGGIANO *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano; ALVAREZ & COCOZZA, 1974) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina, a cui sono intercalati notevoli spessori di vulcaniti a chimismo variabile da basaltico a riolitico e con chiara affinità calcalina. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con un netto massimo di frequenza intorno a 19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, 1989), è in buon accordo con i dati stratigrafici.

La successione è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni.

Nella parte orientale dell'Isola sono attribuiti all'Oligocene superiore – Miocene inferiore dei depositi fluviali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel settore.

A partire dal Miocene superiore e nel Plio-Quaternario tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983) a cui sono legate estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, messe in relazione con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Questa tettonica è ben documentata anche nell'area di studio da sistemi di faglie normali orientate da N-S a NW-SE (nella zona settentrionale), responsabili anche del modellamento del margine continentale centro-orientale dell'Isola.

5.8LA TETTONICA

I tempi nei quali sono avvenuti i fenomeni geologici e tettonici che hanno portato all'attuale configurazione dell'area centro-mediterranea sono misurabili in milioni di anni.

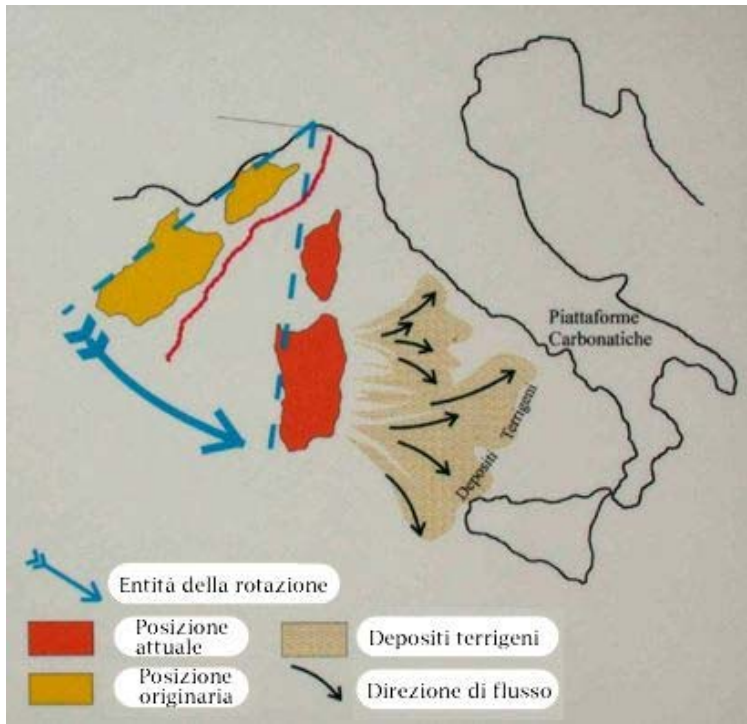
200 milioni di anni fa America, Africa ed Europa erano riunite in un unico continente (Pangea). Intorno a 180 milioni di anni fa ebbe luogo il distacco tra Africa ed America settentrionale. Questo evento, che portò all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, fu seguito intorno ad 80 milioni di anni fa dal distacco dell'Europa dal Nordamerica e dalla conseguente apertura dell'Atlantico settentrionale. Con il distacco dell'Europa dall'America settentrionale cominciò il moto di

convergenza tra Europa ed Africa. I margini continentali di queste due placche entrarono in collisione circa 50 milioni di anni fa.

Intorno a 30 milioni di anni fa cominciò la rotazione del Blocco Sardo-Corso con il suo distacco dalla costa meridionale della Francia e l'apertura del Mediterraneo occidentale.

Successivamente, intorno ad 8 milioni di anni fa cominciò ad aprirsi il bacino tirrenico alle spalle dell'Appennino e dell'Arco Calabro che nel corso della loro formazione avanzarono progressivamente verso l'attuale Valpadana e verso gli attuali mari Adriatico e Ionio.

Le velocità che descrivono il moto relativo tra la placca africana e la placca europea variano da qualche centimetro per anno a frazioni di centimetro per anno. Le velocità di "scarrucolamento all'indietro" dei margini di placca nelle zone di subduzione e le velocità di apertura dei bacini post-collisionali possono essere più elevate, ma di regola non superano i 5-6 centimetri per anno nell'area centro-mediterranea.



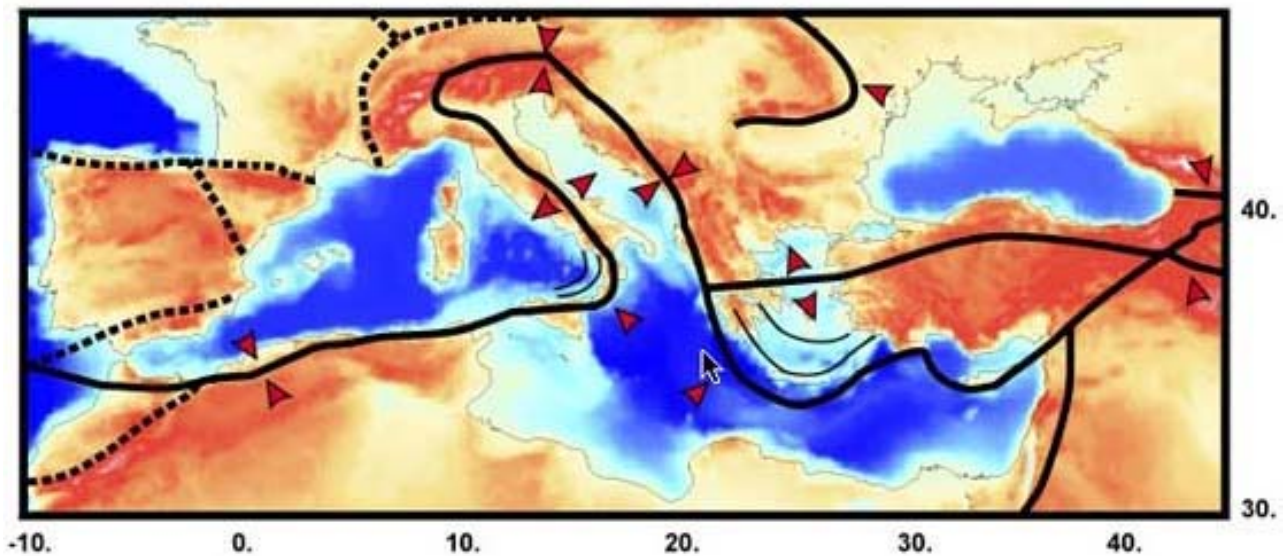
Mapa – La rotazione del blocco sardo - corso

In particolare, nel settore geologico algero-provenzale, un processo di rotazione di blocchi litosferici (sfenocasma ligure) ha portato alla formazione di nuova crosta oceanica e alla rotazione di ca. 35° in senso antiorario del blocco sardo-corso che è così passato da una posizione di

continuità con l'area europeo-provenzale all'attuale posizione d'isolamento all'interno dell'area mediterranea.

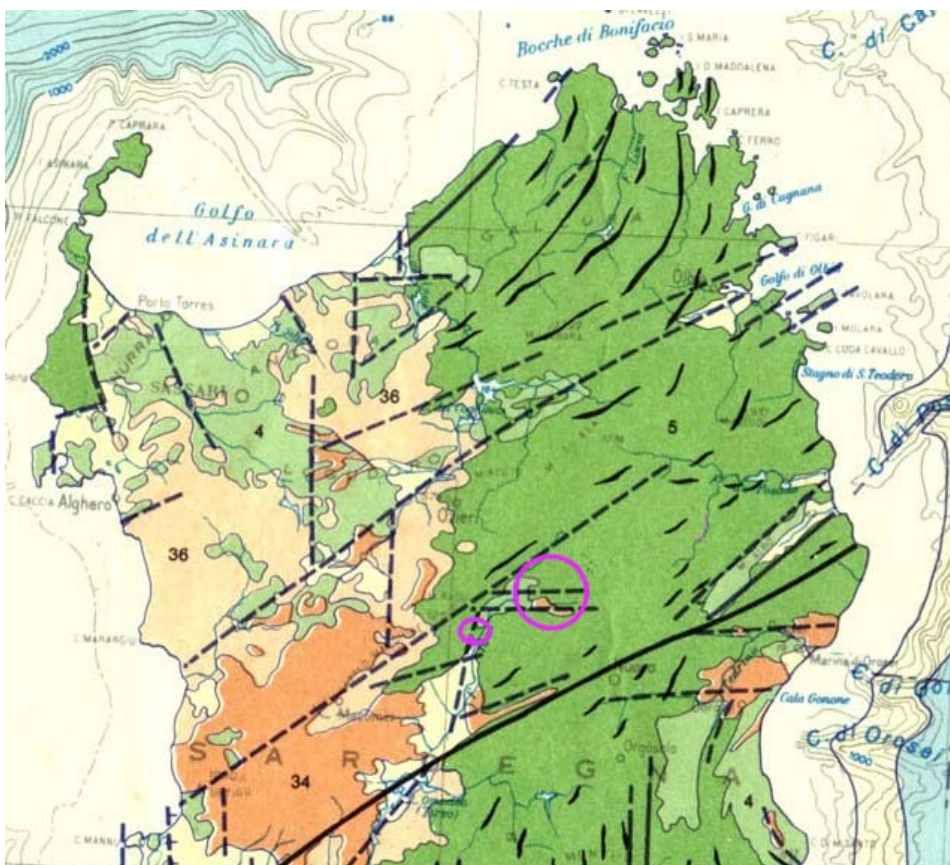
Tale posizione, raggiunta nel Miocene inferiore (20 milioni di anni fa circa), da allora risulta sostanzialmente stazionaria.

La Collisione continentale tra il margine sud-europeo e l'Adria ha causato in Sardegna e Corsica occidentale e meridionale estese e diffuse faglie trascorrenti con tipiche strutture sia transpressive (con tipiche flower-structures, raddoppio delle coperture mesozoiche e paleogeniche e locali sovrascorrimenti del basamento cristallino paleozoico sulle coperture stesse: ad es. Monte Albo nella Sardegna NE e P.ta Carcina nella Corsica SE) sia transtensive (con sviluppo di bacini transtensivi lungo zone di releasing delle faglie principali: ad es. bacini transtensivi dell'Anglona, di Chilivani, Ottana, ecc.).



Fonte: INGV

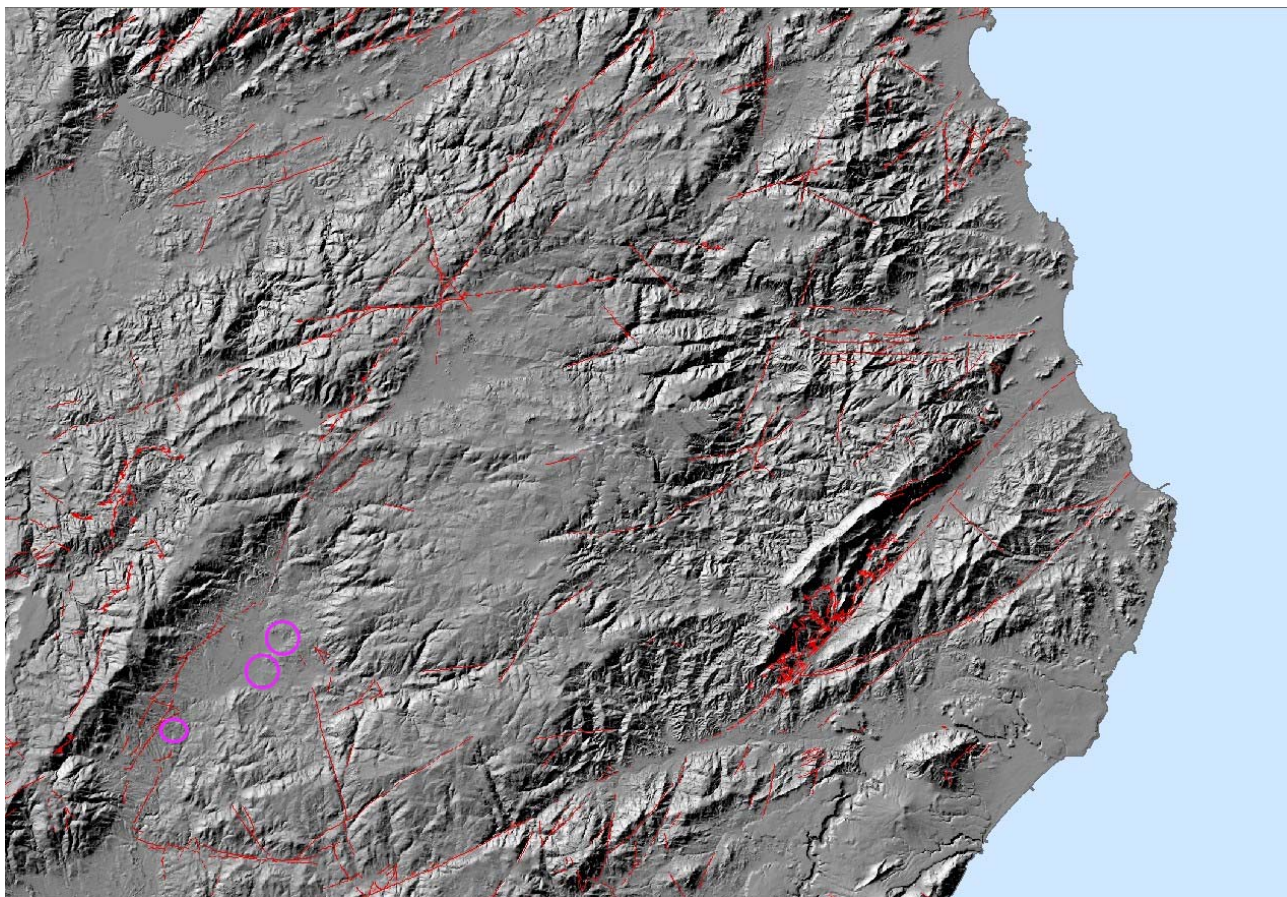
Mappa – Il sistema delle placche nel quale è inserita la Sardegna è il sistema delle compressioni e distensioni cui è sottoposta



Contemporaneamente all'azione dello sfenocasma ligure venne attivato, in fase post-collisionale, un nuovo processo di subduzione a est del blocco sardo-corso, con l'associata formazione di un arco vulcanico (vulcanismo calcalkalino sardo).

Mappa della tettonica del S della Sardegna (da Carmignani et alii, Mem Descr Carta Geol. Strutt. Sardegna op. cit.)

Su scala geologica le modeste velocità di movimento descritte, possono produrre sostanziali modificazioni paleogeografiche, con la creazione di oceani dove prima esistevano continenti o con la costruzione di gigantesche catene di montagne dove prima si estendevano spazi oceanici.



Mappa – La disseminazione delle strutture tettoniche lineari e delle tracce delle superfici di sovrascorrimento in ambito locale mostra come la posizione del Parco Fotovoltaico si trovi in ambiti scevri da alcuna problematica

5.9 CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA

L'origine dell'attuale assetto geologico, che rappresenta la base per la successiva morfologia quaternaria, è da attribuire, come indicato nel paragrafo "Inquadramento geologico generale", principalmente, a cause tettoniche.

Il settore in oggetto è parte del Graben tettonico della alla fossa Sarda, ed è il risultato è il risultato dell'abbassamento del settore della Fossa, che lo ha lasciato depresso tra Goceano e altopiano di Bitti-Nule.

Nell'area adiacente sono presenti formazioni intrusive e sedimentarie cenozoiche e secondariamente suoli, colluvi e depositi alluvionali nei fondivalle.

Di contro, tutta l'area interessata dal Parco è costituita dalle intrusioni e formazioni sedimentarie terziarie e altresì, è interamente ricompreso nel Bacino idrografico del Tirso.

Il sito di indagine risulta attualmente morfologicamente e tettonicamente stabile (o quiescente se si preferisce).

Le basi topografiche, morfodigitali e iconografiche, utilizzate in sede di analisi foto interpretativa multi temporale, per consentire un confronto diacronico sono state:

○ FONTI CARTOGRAFICHE TOPOGRAFICHE

- Carta 1:50.000 La Marmora 1834-1839 (raster) (informatizzazione Geostudi)
- Carta 1:25.000 IGM 1890-1930, IGM 1950-1968, IGM 1987-1994 (inf. Geostudi)
- Carta 1:10.000 ETFAS 1952 - 1955 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1968-1970 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1996 - 2000 (vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 2008 GEODB_MP 10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carte 1:2.000 vettoriale di ampie aree (Compucart)
- Carta 1:10.000 DBG10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 DBG2k (vettoriale) (fonte R.A.S.)

○ FONTI MORFODIGITALI

- DTM a passo 10 m (fonte R.A.S. CNR)
- DTM e DSN a passo 1 m (fonte R.A.S. CNR PSFF)

○ BASI ICONOGRAFICHE

- Immagini satellitari Landsat, SPOT, Quickbird ed Ikonos a varie date dal 1974 al 2017 (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1943 RAF (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1954 IGM (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0.5 m) 1968 CTR (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 1977 ERSAT (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1998 AIMA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2000 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2003 AGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2004 Nistri (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,7 m) 2005 IKONOS (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2006 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2008 Ferretti (fonte R.A.S.) solo area costiera
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2010 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2012 (fonte BING)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 (fonte Google Earth)

- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2013 aree urbane Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2016 ARGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2019 ARGEA (fonte RAS)
- Aerofoto Voli vari raddrizzate b/n a 50 cm, 1m o 2 m rettificata (1943, 1954, 1960, 1965, 1968, 1973, 1987 e 1992, 1995, 1996 e 1998) (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Immagini Geoeye, Quickbird e Ikonos da Google (dal 2002 al 2021)

Sono state consultate numerose fonti bibliografico-cartografiche, prima analizzate e poi sintetizzate, che vengono elencate di seguito, utilizzate per le valutazioni sulla instabilità.

In particolare, sono state consultate :

- **Progetto Aree vulnerate Italiane (AVI) - Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR (GNDCICNR)**, si tratta di una raccolta di dati storici di piene e frane messe a disposizione per la consultazione al sito internet www.gndci.cnr.it;
- **Progetto SCAI - Studio sui Centri Abitati Instabili – Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR G.N.D.C.I.**
- **Le frane della Sardegna – Sebastiano Crinò – da “L’ingegnere” – Roma, 1930;**
- **Censimenti e catalogazioni o raccolta di notizie effettuati presso Province, Comunità Montane, Comuni limitrofi;**
- **Progetto VAPI – Valutazione delle Piene in Sardegna – Pubblicazione CNR 1418;**
- **Memorie e testimonianze storiche di particolari eventi di piena e di frana storica;**
- **Piano Gestione Rischio Alluvioni PGRA;**
- **Servizio Geologico Nazionale (SGN) in collaborazione con le Regioni e le Province Autonome**
- **Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, messo a disposizione nel sito dell’ISPRA o IFFI;**

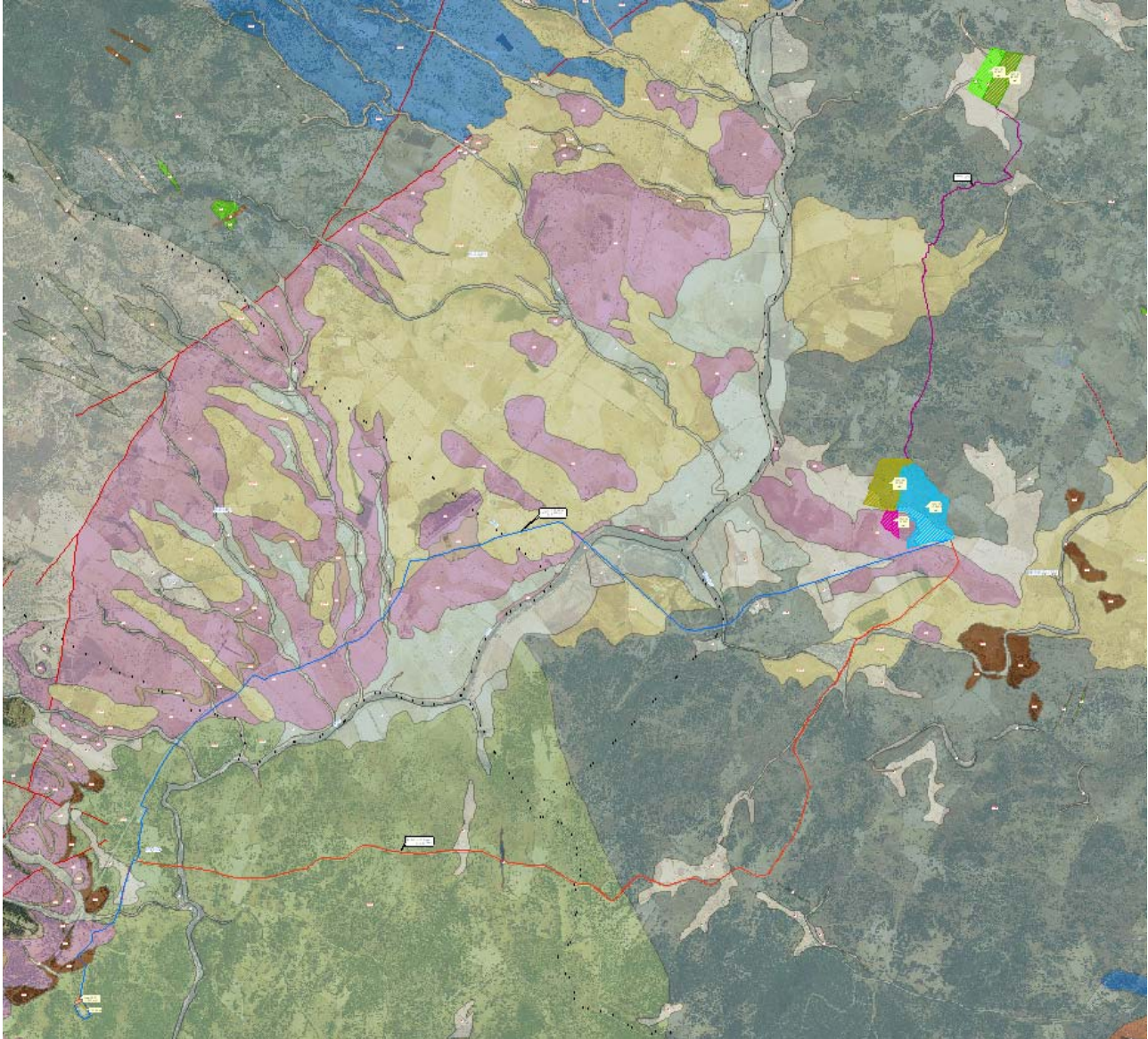
Il materiale informativo raccolto ha costituito la base di partenza per la conoscenza della vulnerabilità del territorio e della sua sensibilità nei confronti dei fenomeni di dissesto idrogeologico ed ha rappresentato un ulteriore supporto alla definizione delle aree di pericolosità.

5.9.1 CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO

Il sedime dell'area di Luzzana è costituito dal prevalere delle formazioni cristalline paleozoiche e sedimentarie terziarie.

Mentre l'area di S'en'e Sedina vede una depressione nelle formazioni intrusive colmata da suolo.

Il sedime dell'area della sottostazione è costituito interamente dalle formazioni cristalline paleozoiche.

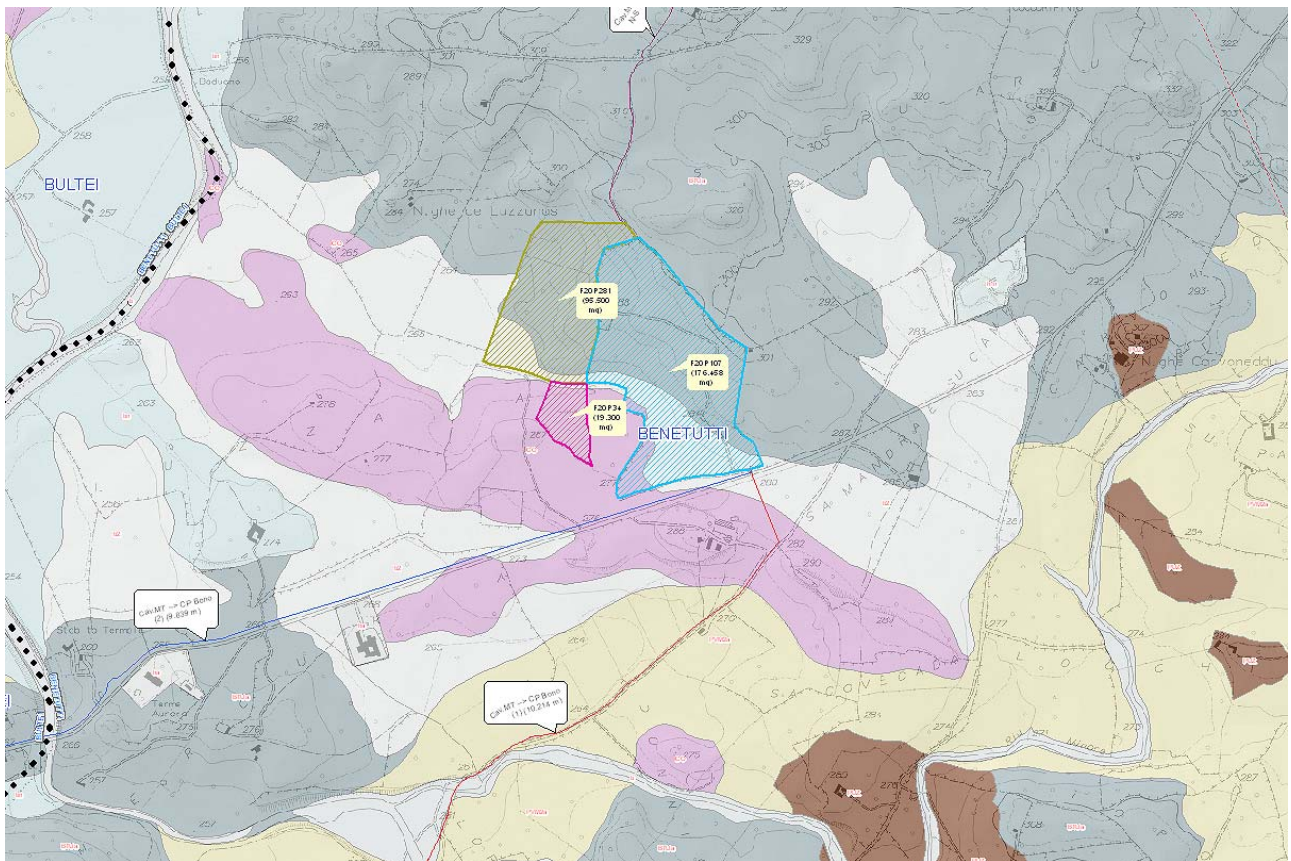


Mapa – La distribuzione delle Litologie per macrounità litologiche

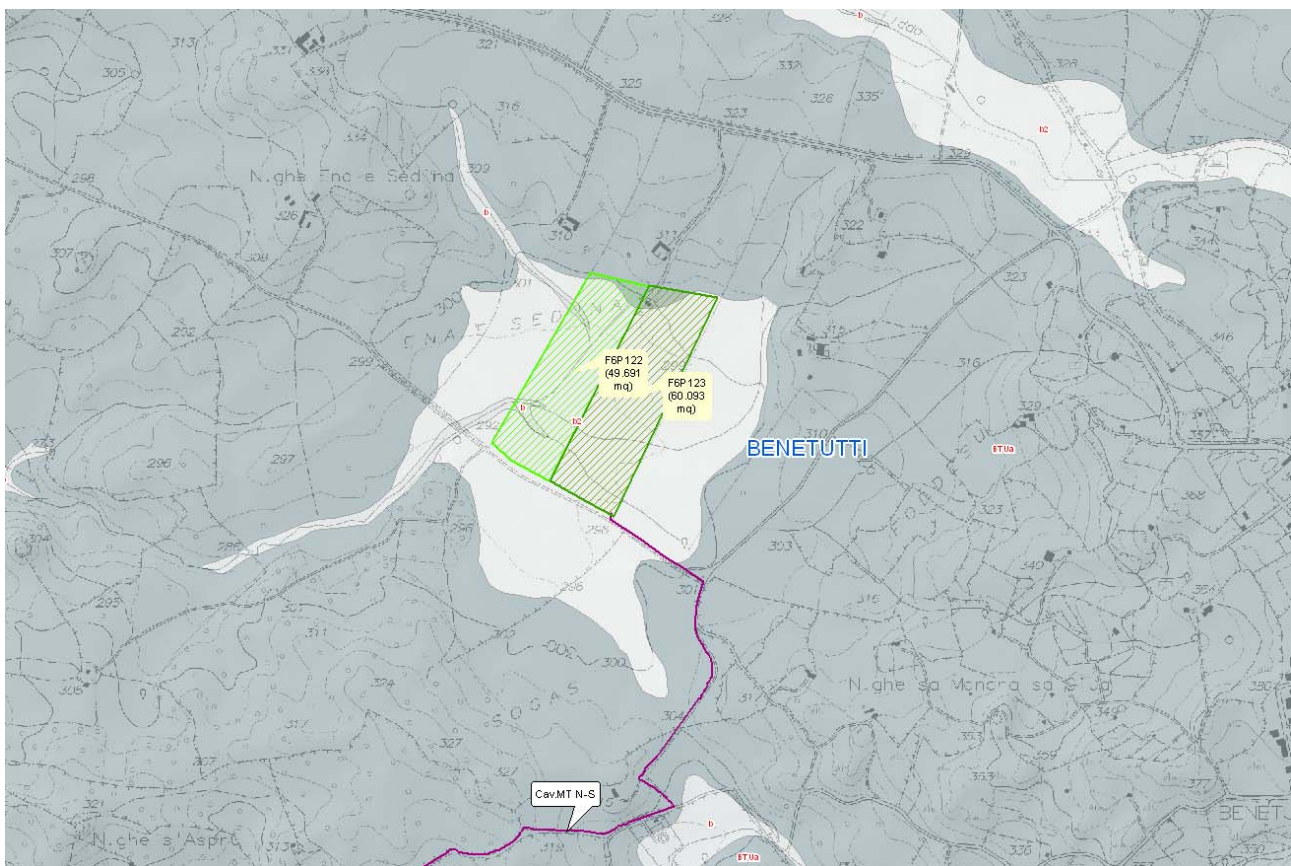
Il settore è fortemente modellato in tutte le sue parti.

Deboli coltri di depositi di versante coprono localmente le aree caratterizzate dalla presenza delle formazioni intrusive.

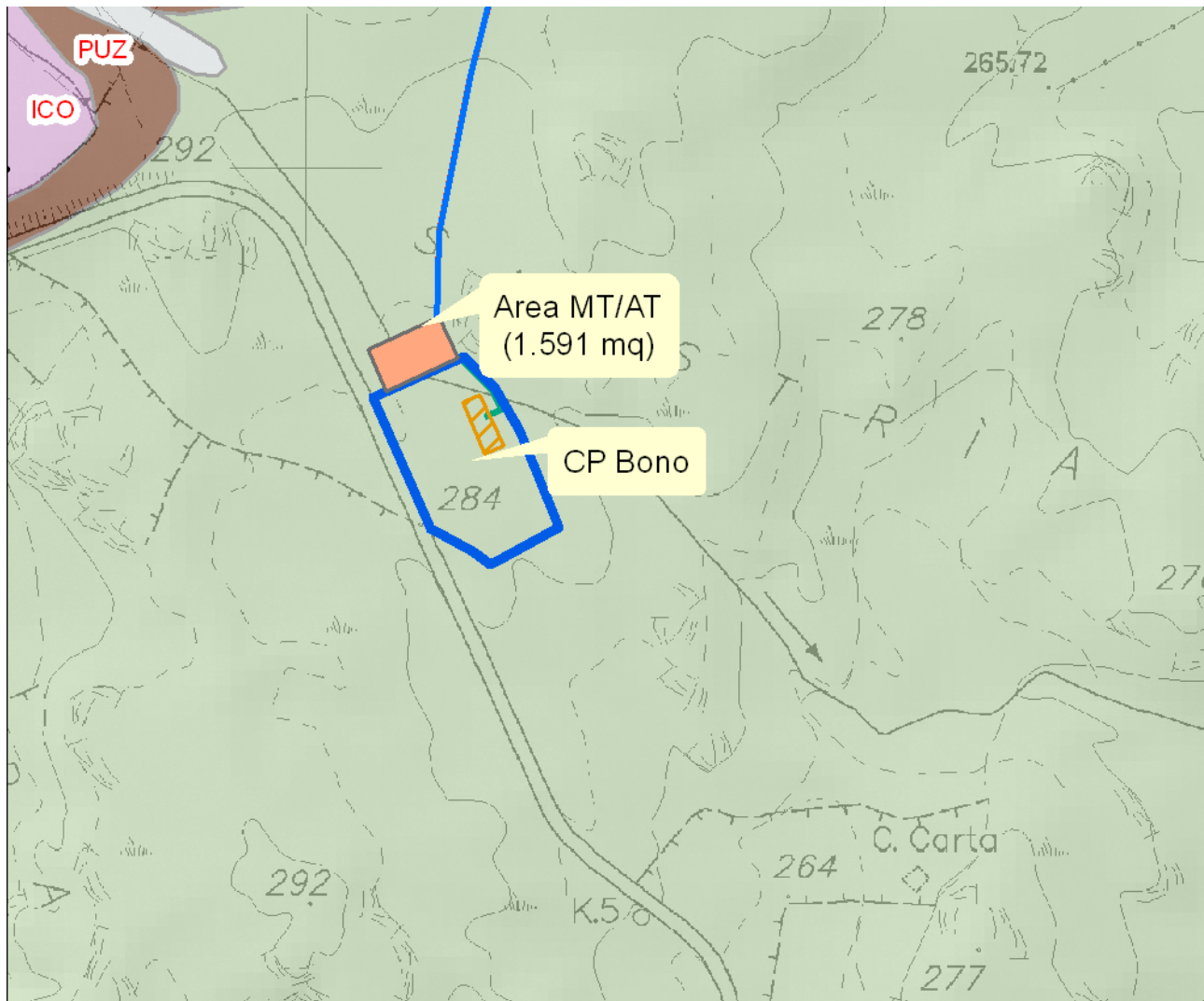
I fondovalle e le aree depresse ospitano a loro volta depositi quaternari alluvionali di limitato spessore.



Luzzana



S'en'e Sedina



S'istria

5.10 UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

- **b2 ,Coltri eluvio-colluviali.** Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE
- **bn ,Depositi alluvionali terrazzati.** OLOCENE
- **PVM2a ,Litofacies nel Subsistema di Portoscuso (SINTEMA DI PORTOVESME).** Ghiaie alluvionali terrazzate da medie a grossolane, con subordinate sabbie. PLEISTOCENE SUP.
- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE.** Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO
- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

5.11 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO

L'area studiata con la presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo della Sardegna centro-settentrionale al confine tra Goceano e Bittese, quasi a contatto con la Gallura.

Si tratta di una regione montuoso-collinare costituita da una moltitudine di morfologie tabulari relitte che rappresentano ciò che resta di un originario altopiano unitario di età premesozoica (penepiano) che nel corso dei tempi è stato smembrato in più unità tabulari, ora divise da profondi e ripidi solchi di erosione.

5.11.1 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a Luzzana sono:

- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE.** Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO
- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Nel settore di Luzzana, la formazione delle arenarie è tendenzialmente sub-affiorante e invece si trova a non oltre 1, 1,5 m nei punti depressi.

La formazione intrusiva, invece è tendenzialmente affiorante e lapidea.



In primo piano frammenti delle arenarie di Riu Bicole

5.11.2 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'En'e Sedina sono:

- **b2 ,Coltri eluvio-colluviali.** Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La roccia non è quasi mai presente se non localmente entro la profondità di 1, 1.5 metri.



5.11.3 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'Istria sono:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La formazione intrusiva è tendenzialmente affiorante e lapidea.



6.RELAZIONE SISMICA

6.1SISMICITA' STORICA

La caratterizzazione della sismicità di un territorio richiede, in primo luogo, una approfondita e dettagliata valutazione della storia sismica, definita attraverso l'analisi di evidenze storiche e dati strumentali riportati nei cataloghi ufficiali. La sismicità storica dell'area interessata dall'opera in progetto è stata analizzata consultando i cataloghi più aggiornati, considerando un intervallo temporale che va dal mondo antico all'epoca attuale.

6.2LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15

In particolare, sono stati consultati i seguenti database:

- **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15) con estensione al 31/12/2017** redatto dal Gruppo di lavoro CPTI 2015 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta dati parametrici omogenei, sia macrosismici che strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 o con magnitudo (M_w) ≥ 4.0 d'interesse relativi al territorio italiano.
- **DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15) con estensione al 31/12/2017** realizzato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta un set omogeneo di dati di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti e relativo ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 avvenuti nel territorio nazionale e in alcuni paesi confinanti (Francia, Svizzera, Austria, Slovenia e Croazia).

La finestra cronologica coperta inizialmente dal catalogo CPTI15 e dal database DBMI15 va dall'anno 1000 d.C. circa a tutto il 2014 d.C., oggi 2017 d.C, ed offre per ogni terremoto una stima il più possibile omogenea della localizzazione epicentrale (Latitudine, Longitudine), dei valori di Intensità massima ed epicentrale, della magnitudo momento e della magnitudo calcolata dalle onde superficiali.

Per la compilazione del CPTI15 sono stati ritenuti di interesse solo i terremoti avvenuti in Italia e quelli che, pur essendo stati localizzati in aree limitrofe, potrebbero essere stati risentiti con intensità significativa all'interno dei confini dello stato. Nella figura seguente è rappresentata la distribuzione delle localizzazioni dei terremoti storici presenti nel catalogo CPTI15 relativi alla Sardegna, mentre per la lista degli stessi, si rinvia alla consultazione del catalogo CPTI15 on line:

<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>

La consultazione del catalogo e altresì, la mappa stessa, evidenziano che la Sardegna ed in particolare, l'area interessata dal Progetto hanno una sismicità storica molto bassa. CPTI15 descrive solo due eventi di magnitudo $\leq 5M_w$ (1924 e 1948). In occasione dell'evento del 1948 sono state osservate intensità pari a 6MCS in alcune località della Sardegna Nord-Occidentale.

I terremoti più recenti (avvenuti negli ultimi n10 anni), tutti di $M_w < 5$ e ed in gran parte localizzati in mare, hanno prodotto in terraferma esiti di intensità molto limitata.

6.2.1Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15

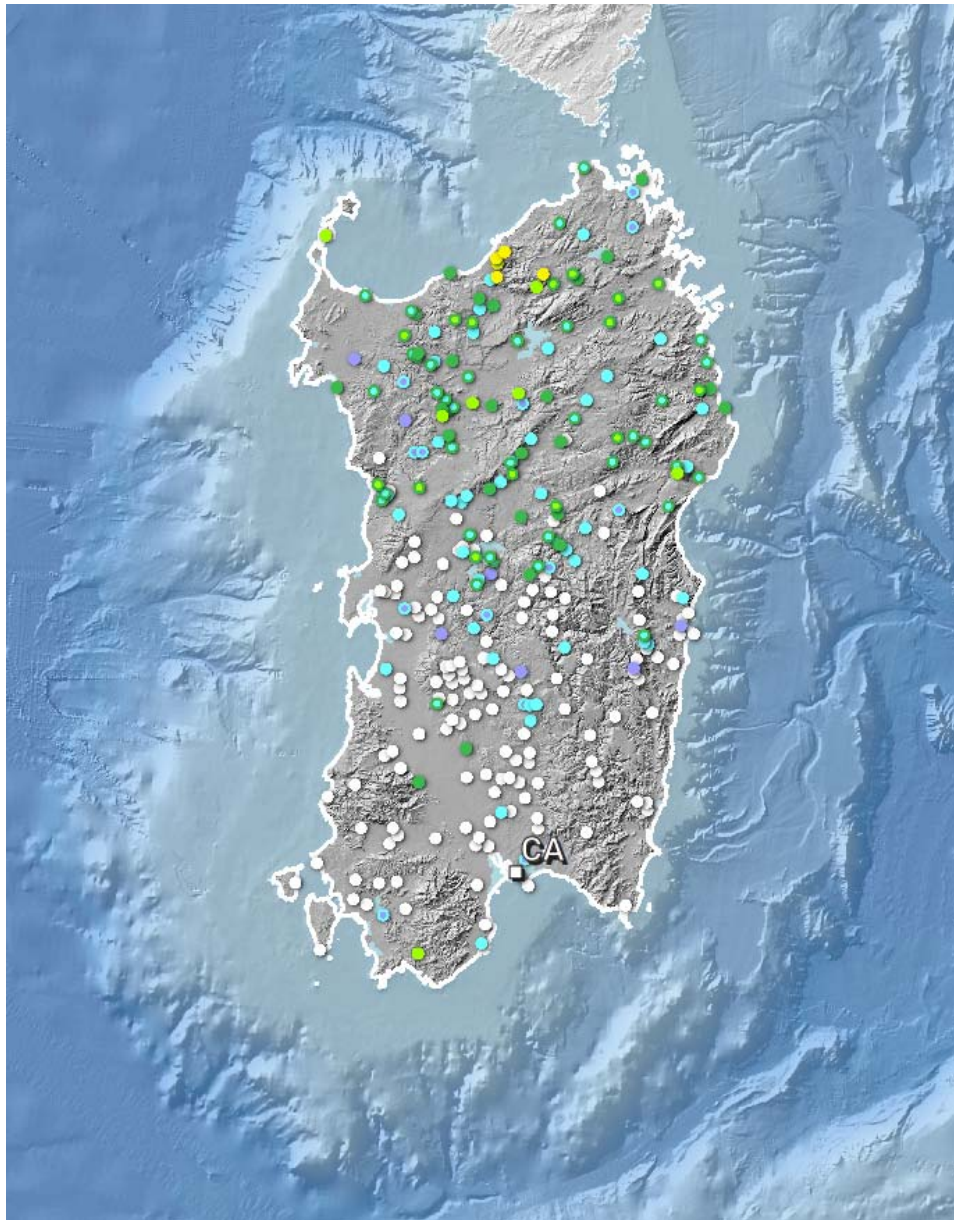
CPTI15 è stato rilasciato, come versione 1.5, per la prima volta nel luglio del 2016 (ROVIDA et al., 2016) e copriva l'intervallo temporale dal 1000 a tutto il 2014. La presente versione CPTI15 v2.0 consiste:

- i) nell'estensione della copertura temporale fino alla fine del 2017,
- ii) nell'aggiornamento e modifica di pochi record, compresa la correzione di alcuni errori riscontrati.

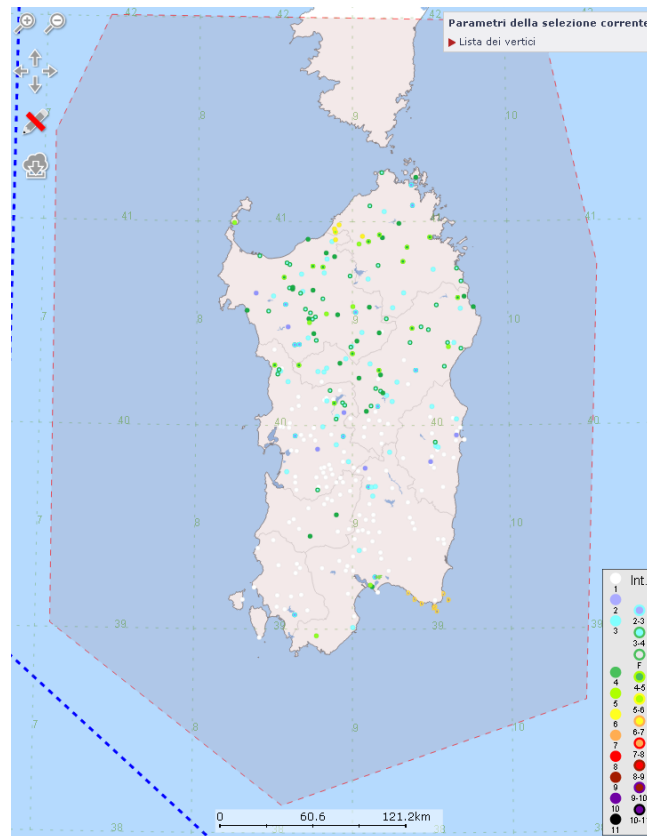
Le differenze tra le due versioni del catalogo, per quanto riguarda entrambi gli aspetti citati, sono descritti nel seguito. Tutte le modifiche apportate sono evidenziate nel file del catalogo.

6.2.2 Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017

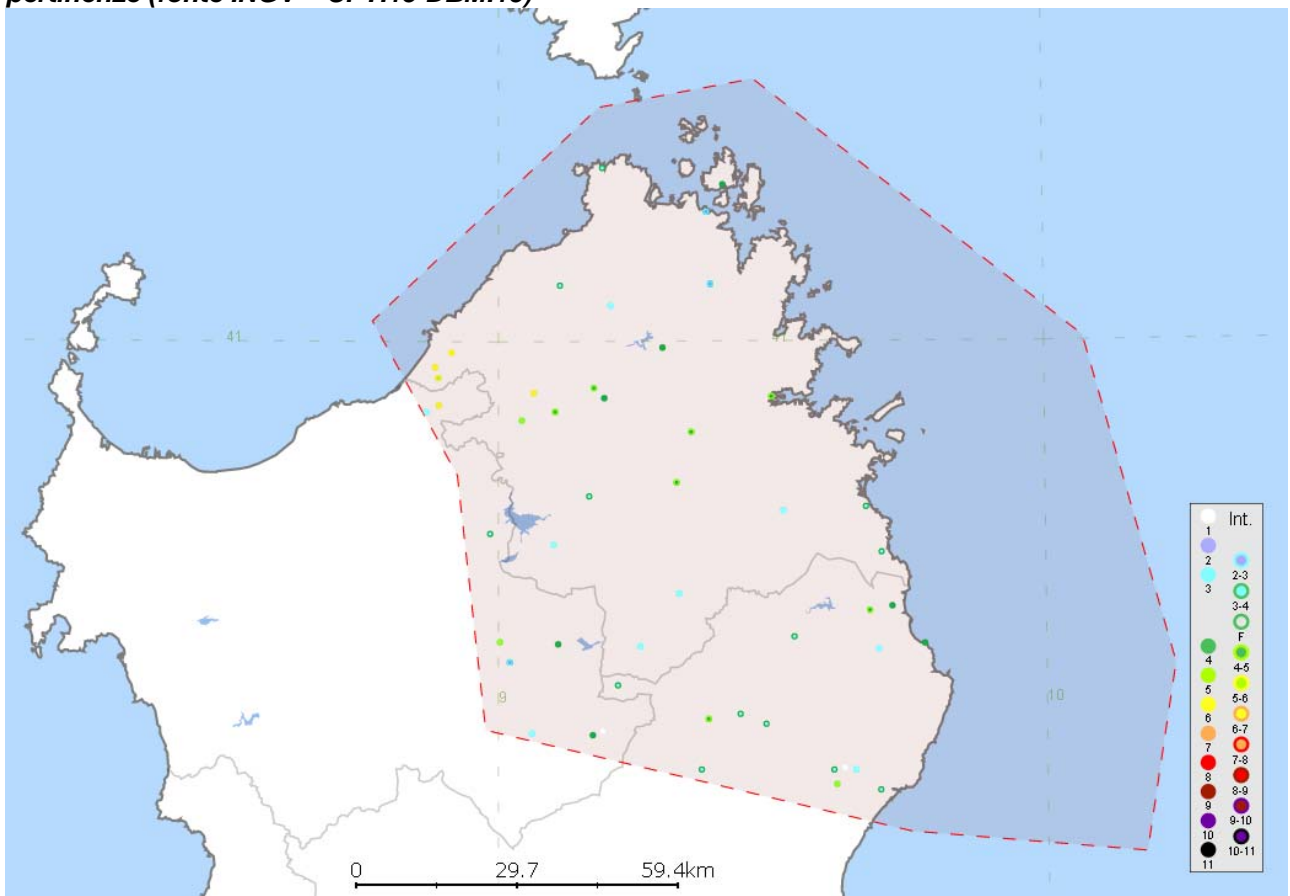
Seguendo gli stessi criteri e partendo dagli stessi datasets, sono stati considerati 176 terremoti entro le soglie stabilite per il catalogo nell'intervallo temporale tra il 31.12.2014 e il 31.12.2017. I record si riferiscono a 155 terremoti nella sezione principale del catalogo, a 11 relativi all'Arco Calabro, 9 all'area dell'Etna e 1 all'area di Ischia-Vesuvio-Campi Flegrei. Con poche eccezioni si tratta di terremoti con dati esclusivamente strumentali. I cataloghi strumentali considerati per le localizzazioni, elencati in Tabella 6, sono principalmente il Bollettino Sismico Italiano (MARGHERITI et al., 2016; 2016a; 2016b; 2017; NARDI et al., 2016; ROSSI et al., 2017; BATTELLI et al., 2018; CANTUCCI et al., 2019; LOMBARDI et al., 2019), il Bollettino dell'ISC (International Seismological Centre), al momento della compilazione del catalogo disponibile per i terremoti fino a giugno del 2016, e il Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2019) per l'area relativa. Sono stati inoltre considerati alcuni cataloghi esteri.



Mappa – Distribuzione dei terremoti storici (catalogo CPTI15 – 1000-2017 d.C.) relativi alla Sardegna ed alle sue adiacenze, compresa la piattaforma continentale



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti alla Sardegna ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

| Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - Database Macrosismico Italiano | | | | | | |
|--|----------------------------|--------|-------|------|------|-----|
| Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) | | | | | | |
| File downloaded from CPTI15-DBMI15 v2.0 | | | | | | |
| Listed entries 49 | | | | | | |
| PlaceID | Place Name | Lat | Lon | Prov | Imax | EQs |
| IT_68111 | Aggius | 40.929 | 9.065 | SS | 6 | 2 |
| IT_68120 | Aglientu | 41.078 | 9.113 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68124 | Alà dei Sardi | 40.651 | 9.330 | SS | 3 | 3 |
| IT_68140 | Arzachena | 41.080 | 9.389 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68145 | Badesi | 40.965 | 8.884 | SS | 6 | 1 |
| IT_68150 | Benetutti | 40.455 | 9.172 | SS | 4 | 2 |
| IT_68151 | Berchidda | 40.786 | 9.166 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68424 | Bitti | 40.477 | 9.383 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68163 | Bortigiadas | 40.891 | 9.043 | SS | 5 | 1 |
| IT_68178 | Buddusò | 40.578 | 9.259 | SS | 3 | 3 |
| IT_68439 | Budoni | 40.708 | 9.700 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68189 | Bultei | 40.457 | 9.061 | SS | 3 | 2 |
| IT_68196 | Calangianus | 40.922 | 9.194 | SS | 4 | 1 |
| IT_68466 | Galtelli | 40.386 | 9.616 | NU | 5 | 3 |
| IT_68473 | Irgoli | 40.409 | 9.631 | NU | NF | 2 |
| IT_68226 | La Maddalena | 41.218 | 9.412 | SS | 4 | 2 |
| IT_68484 | Loculi | 40.406 | 9.611 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68485 | Lodè | 40.591 | 9.540 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68487 | Lula | 40.470 | 9.488 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68232 | Luogosanto | 41.050 | 9.206 | SS | 3 | 1 |
| IT_68233 | Luras | 40.936 | 9.175 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68239 | Monti | 40.805 | 9.326 | SS | 4-5 | 2 |
| IT_68148 | Muntiggioni | 40.950 | 8.890 | SS | 5-6 | 1 |
| IT_68246 | Nughedu di San Nicolò | 40.556 | 9.021 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68247 | Nule | 40.461 | 9.190 | SS | NF | 3 |
| IT_68261 | Olbia | 40.924 | 9.500 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68507 | Onani | 40.484 | 9.441 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68509 | Onifai | 40.406 | 9.651 | NU | 3 | 2 |
| IT_68515 | Orosei | 40.378 | 9.696 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68519 | Orune | 40.407 | 9.370 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68272 | Oschiri | 40.719 | 9.101 | SS | 3 | 2 |
| IT_68520 | Osidda | 40.524 | 9.218 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68283 | Ozieri | 40.584 | 9.003 | SS | 5 | 1 |
| IT_68181 | Padru | 40.766 | 9.521 | SS | 3 | 2 |
| IT_68285 | Palau | 41.180 | 9.382 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68291 | Pattada | 40.581 | 9.109 | SS | 4 | 2 |
| IT_68526 | Posada | 40.633 | 9.719 | NU | 4 | 1 |
| IT_68532 | San Teodoro | 40.771 | 9.672 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68197 | Sant'Antonio | 40.992 | 9.301 | SS | 4 | 1 |
| IT_68558 | Santa Lucia | 40.581 | 9.778 | NU | 4 | 1 |
| IT_68408 | Santa Maria Coghinas | 40.903 | 8.868 | SS | 3 | 1 |
| IT_68320 | Santa Teresa Gallura | 41.241 | 9.191 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68559 | Siniscola | 40.574 | 9.694 | NU | 3 | 1 |
| IT_68369 | Telti | 40.875 | 9.353 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68382 | Tempio Pausania | 40.903 | 9.104 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68575 | Torpè | 40.627 | 9.678 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68398 | Trinità d'Agultu e Vignola | 40.985 | 8.914 | SS | 6 | 1 |
| IT_68402 | Tula | 40.734 | 8.985 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68115 | Viddalba | 40.912 | 8.891 | SS | 6 | 1 |

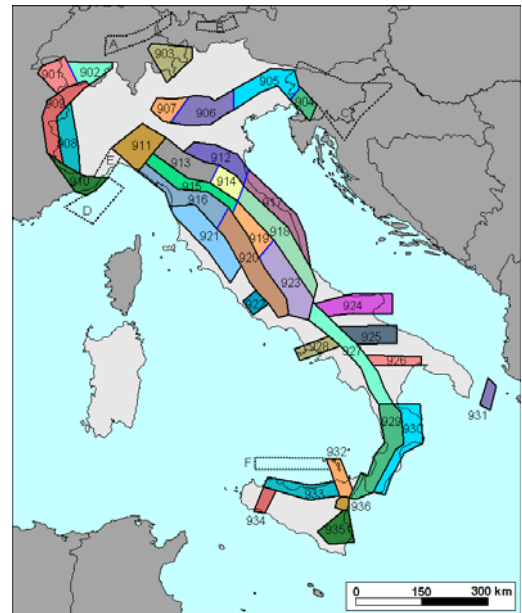
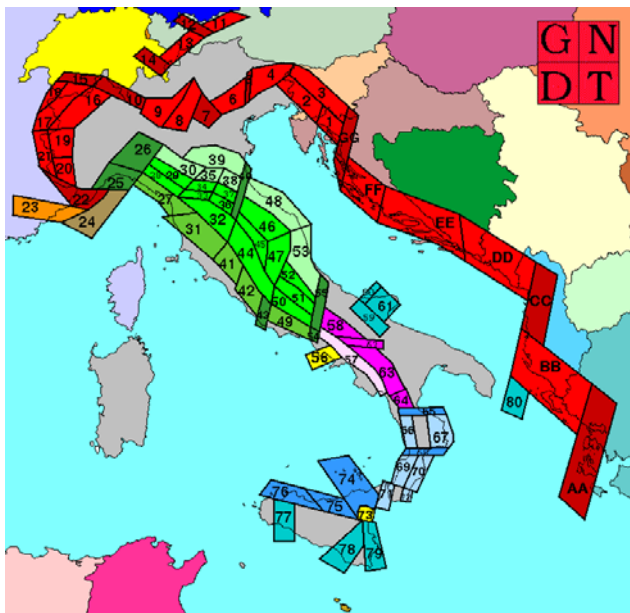
Mappa – Sismi estratti dal catalogo riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

6.3 CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA

La caratterizzazione sismogenetica dell'area di progetto è basata sulla Zonazione Sismogenetica, denominata ZS9, prodotta dall'INGV (MELETTI C. e VALENSISE G., 2004), che sostituisce la precedente ZS4.

Questa zonazione è considerata, nella recente letteratura scientifica, il lavoro più completo e aggiornato a livello nazionale.

Come peraltro già stimabile dall'analisi del CPT115 e del DBM15, la regione interessata dal progetto, inteso in modo esteso, non è interessata dalla presenza di nessuna area sismo genetica di rilievo.



Mapa - Zonazione Sismogenetica, denominata ZS4 a sinistra ed attuale ZS9 a destra

6.4 DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE

La categoria del **suolo di fondazione nei siti dei sedimenti del Parco fotovoltaico e della Sottostazione**, sono definite secondo le specifiche del punto 3.2.2 del D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni” e dal suo regolamento applicativo.

TABELLA 3.2.II – CATEGORIE DI SOTTOSUOLO

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

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

Indipendentemente da prove MASW da eseguirsi in fase successiva, le valutazioni di V_{s30eq} , stanti i parametri geotecnici desunti dalle investigazioni, certamente classificheranno i terreni in classe A.

Solo il limitato strato superficiale di suolo, generalmente inferiore a 1.5 m avrà valori di V_{s30eq} inferiore agli 300 m/s.

Sulla base delle caratteristiche orografiche del territorio attraversato, tutti i manufatti sono riconducibili ad una categoria topografica T1.

6.5 CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA

Con l'Ordinanza P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica" viene introdotta la nuova classificazione sismica dell'intero territorio nazionale.

La nuova classificazione sismica del territorio nazionale è articolata in **4 zone** a diverso grado di sismicità espresso dal parametro a_g = accelerazione orizzontale massima convenzionale su suolo di categoria A.

I valori convenzionali di a_g sono espressi come frazione dell'accelerazione di gravità g , da adottare in ciascuna delle zone sismiche del territorio nazionale e sono riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Per ogni classe sismica si assumono i valori riportati nella tabella sottostante.

TABELLA CLASSIFICAZIONE SISMICA P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003

| ZONA | VALORE di a_g |
|------|-----------------|
| 1 | 0.35g |
| 2 | 0.25g |
| 3 | 0.15g |
| 4 | 0.05g |

L'intero territorio della **Sardegna**, che precedentemente, non era classificato sismico, con la nuova classificazione sismica introdotta dall'O.P.C.M. n. 3274/2003, ricade in **zona sismica 4**.

La Regione Sardegna con Delibera G. R. n.15/31 del 30/03/2004 ha recepito, in via transitoria, fino a nuova determinazione, conseguente l'aggiornamento della mappa di rischio sismico nazionale, la classificazione sismica dei Comuni della Sardegna, così come riportato nell'allegato A dell'O.P.C.M. n. 3274/2003.

Secondo quanto definito nell'Allegato A del D.M. 14/01/2008, la Sardegna è caratterizzata da una macro-zonazione sismica omogenea, ossia presenta medesimi parametri spettrali sull'intero territorio insulare a parità di tempo di ritorno dell'azione sismica.

6.6 PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO

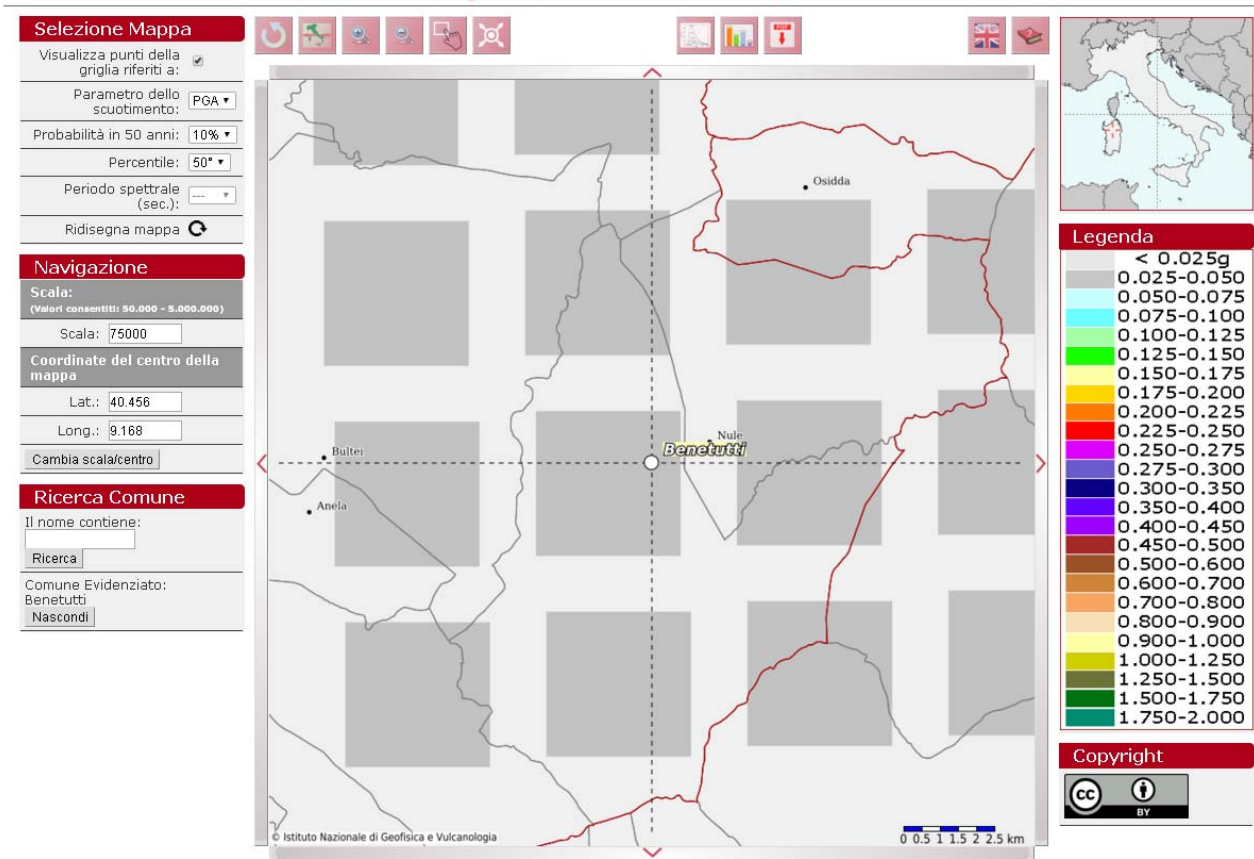
Come definito nel testo unico allegato al **D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”** e dal suo regolamento applicativo, “le azioni sismiche di progetto, in base alle quali valutare il rispetto dei diversi stati limite considerati, si definiscono a partire dalla “pericolosità sismica di base” del sito di costruzione.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, riportata nella figura seguente ed elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, approvata con Ordinanza n.3519 del Presidente del Consiglio dei Ministri del 28 Aprile 2006, è diventata la mappa di riferimento prevista dall'Ordinanza n.3274 del 2003, All.1.

In tale cartografia il settore di progetto ricade in una zona con accelerazione massima al suolo ($a(\max)$) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a soli molto rigidi ($V_{S,30} > 800$ m/s; cat .A) compresa tra **0.025 e 0.050 g**.



Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



Web Application Developed by F. Martinelli & C. Meletti, [INGV](#)

Versione 1.1

A cura di [INGV_Segreteria_Pisa](#)

Info: ingv@ingv.it

Credits

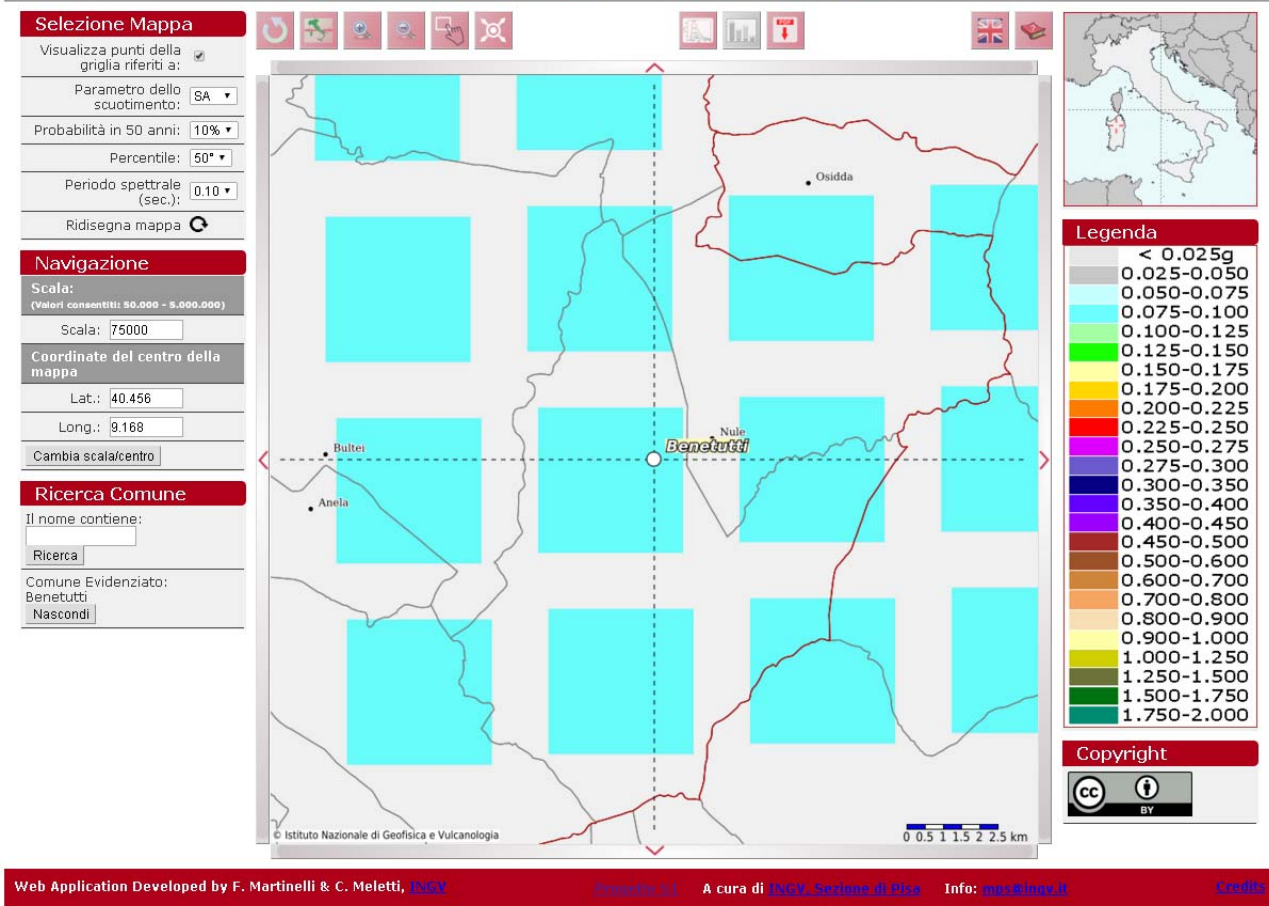
Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per PGA

Per la definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare anche l'effetto della risposta sismica locale che, in assenza di specifiche analisi, può essere ricavata mediante un approccio semplificato, che si basa sull'individuazione di categorie di sottosuolo di riferimento.

L'identificazione di questa categoria va di norma eseguita in base ai valori della $V_{s,eq}$, cioè la velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio entro i primi 30 m di profondità, tuttavia, come specificato nella suddetta normativa, nei terreni non coesivi (coperture) può essere effettuata anche in base ai valori del numero equivalente di colpi della prova penetrometrica dinamica (Standard Penetration Test) N_{SPT30} .



Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per SA

Nel caso in esame, i valori della V_s per i singoli strati sono stati ricavati utilizzando le formule di calcolo di Ohta e Goto (1978):

$$V_s = 54.33 * (N_{SPT})^{0.173} * \alpha * \beta * (Z / 0.303)^{0.193}$$

e di Yoshida e Motonori (1988):

$$V_s = \beta * (N_{SPT})^{0.25} * \sigma'_{v0}^{0.14}$$

Per il calcolo della $V_{s,eq}$, è stata quindi applicata la formula indicata dalle **N.T.C 2018**:

$$V_{s,eq} = H / (\sum_{i=1,N} (h_i/V_{s,i}))$$

Dove:

- h_i = Spessore in metri dello strato i-esimo

- V_i = Velocità dell'onda di taglio i-esima
- N = Numero di strati

Sulla base delle **NTC 2018** quando lo spessore del substrato è superiore a 30 metri, come nel nostro caso:

$$V_{s,eq} = V_{s,30}$$

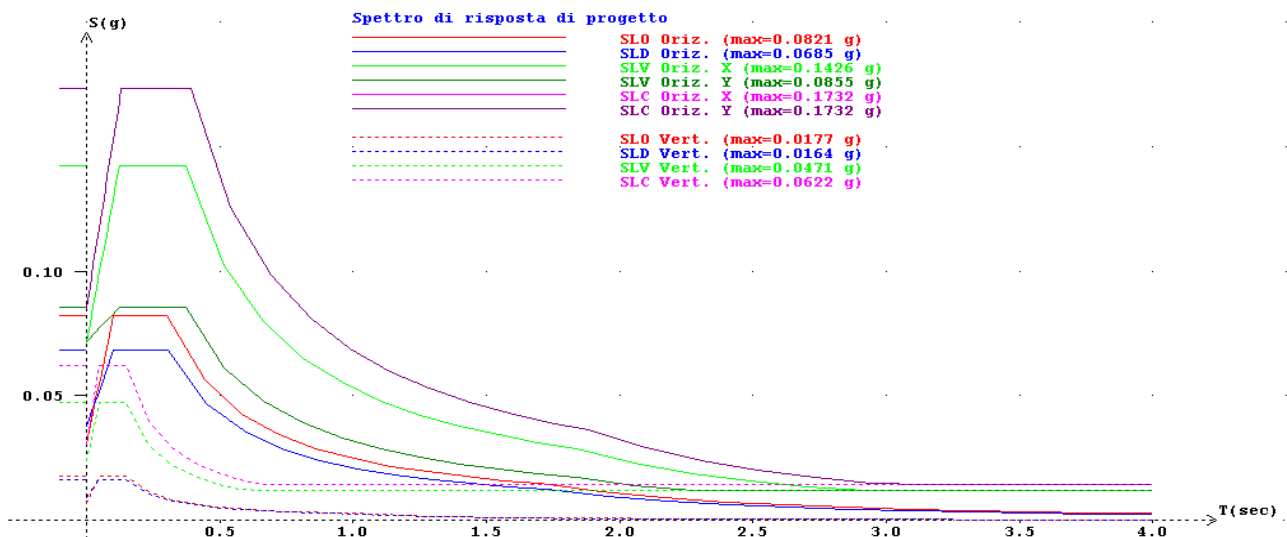
Considerando che i dati di riferimento indicano coperture detritiche superficiali per spessori inferiori a 10.0 m, i valori ricavabili con i due metodi attribuiscono ai terreni di fondazione alla categoria "A".

6.7 PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE

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

- fattore amplificazione peri a 1.2
- categoria topografica T1
- categoria sottosuolo A
- sito di riferimento Long = 9.4062 Lat = 40.5687

Le azioni di progetto si ricavano dalle accelerazioni $a_{(g)}$ e dai parametri che permettono di definire gli spettri di risposta ai sensi delle NTC e dalle relative forme spettrali.



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

- $a_{(g)}$: accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 : valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_c^* : periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Tipo costruzione (Art. 2.4.1) Classe d'uso (Art. 2.4.2)

Vita Nominale di progetto Vn (anni):

Periodo di riferimento per l'azione sismica: VR= Vn*Cu= 50.00*2.00= 100.00 anni

| Pvr % (Art. 3.2.1) | |
|--------------------|-------|
| SLD | 81.00 |
| SLD | 63.00 |
| SLV | 10.00 |
| SLC | 5.00 |

| Periodo di ritorno Tr (anni) | |
|------------------------------|---------|
| SLD | 60.21 |
| SLD | 100.58 |
| SLV | 949.12 |
| SLC | 1949.57 |

| Parametri di pericolosità sismica | | | |
|-----------------------------------|------------|------------|------------|
| | ag (g/10) | F0 (adim) | Tc*(sec) |
| SLD | 0.25412544 | 2.69384478 | 0.30155682 |
| SLD | 0.31347364 | 2.72962862 | 0.30695043 |
| SLV | 0.59878943 | 2.97619724 | 0.37075034 |
| SLC | 0.70712553 | 3.06144099 | 0.39336260 |

N.B. Dal valore tabellato, per ottenere ag in (q), dividerlo per 10; per ottenerlo in m/sec², moltiplicarlo per 0.9806

Questi tre parametri sono definiti in corrispondenza dei punti di un reticolo di riferimento, i cui nodi non distano fra loro più di 10 km, per diverse probabilità di superamento in 50 anni e per diversi periodi di ritorno (variabili tra 30 e 975 anni). Di seguito sono riportati i valori di ag, Fo, Tc* relativi alla pericolosità sismica dell'area oggetto d'intervento edificatorio per vari tempi di ritorno.

7.RELAZIONE GEOTECNICA

7.1 CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME

Sulla base delle analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti, nonché delle prove penetrometriche effettuate in aree adiacenti, sono state riorganizzate le informazioni disponibili al fine di valutarne l'attendibilità con riferimento a profondità e posizione topografica.

L'indagine è basata sul rilevamento geolitologico e strutturale diretto dell'area e del suo intorno geologico.

Trattandosi di terreni rocciosi, in un contesto sufficientemente conosciuto sotto l'aspetto geologico e vastamente esposto in affioramento, nonché investigato pur nei singoli siti, ma in punti molto prossimi e rappresentativi, non è stato ritenuto necessario procedere a indagini geognostiche in profondità.

7.1.1 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE

L'area oggetto della presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo di Sardegna. Si tratta di un settore del basamento cristallino.

Le formazioni presenti, appartengono al complesso intrusivo dell'unità di Benetutti e delle arenarie di Riu Bicole, mentre le rocce del sedime della sottostazione sono esclusivamente granitoidi dell'unità intrusiva di Benetutti.

Per quanto sopra detto, poiché le caratteristiche del terreno possono passare dalla consistenza sublapidea a quella terrosa, si possono indicare cautelativamente i parametri minimi, relativi a un materiale alterato posto entro i 3 m dal p.c..

Valori ancora superiori si ottengono da prove di carico eseguite in sito in aree geologicamente comparabili. Tali prove hanno inoltre evidenziato che per pressioni di contatto fino a 5 Kg/cm² e oltre, i pur minimi cedimenti registrati sono temporanei, denunciando quindi un comportamento elastico del terreno.

7.2 MODELLO GEOTECNICO DEL SITO

Il modello geologico individuato, attraverso l'attribuzione dei parametri geomeccanici e di comportamento reciproco delle unità stratigrafiche, porta alla definizione del modello di comportamento meccanico del sito o modello geotecnico.

Di seguito i parametri di riferimento per la progettazione geotecnica per i singoli litotipi.

7.2.1 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1

- 0,15m – 0,50m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, con frammenti vegetali, di colore bruno
- 0,30m – 1,30m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia sottostante intrusiva, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da clasti a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.

- da profondità variabile da 0,30m a 1,30m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate o formazione arenacea cenozoica.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI)**. Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Oppure da:

- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE**. Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO

7.2.2 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione)

- 0,30m di spessore – suolo più o meno evoluto, sabbioso con frammenti vegetali, colore bruno/beige
- 0,30m – 1,00m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia madre sottostante, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da ciottoli a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI)**. Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Sulla base di analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti sulle diverse formazioni, nonché delle prove penetrometriche effettuate, si è ipotizzato che le unità abbiano i seguenti parametri tipici minimi:

| parametro | simb | Unità | b2 | ICO | BTUa |
|-----------------------|----------|--------------------|-----------|-----------|-----------|
| Pressione ammissibile | σ | Kg/cm ² | 0.50-1.90 | 2.60-4.20 | 2.60-4.20 |
| Coesione non drenata | cu | Kg/cm ² | 1.00 | 4-5 | 4-5 |
| Modulo di Young | Eel | Kg/cm ² | 100 | >300 | >600 |
| Angolo d'attrito | α | Gradi | 22-24 | 26-30 | 32-34 |
| Peso di volume | γ | g/cm ³ | 1.7 | 1.7/1.9 | 1.9-2.1 |

8.CONCLUSIONI

Le aree direttamente interessate dallo sviluppo del Parco fotovoltaico sono delle superfici tendenzialmente pianeggianti e subpianeggianti, in cui affiorano le formazioni intrusive granitiche e a Luzzana, le formazioni arenacee terziarie.

L'areale su cui andrà posizionata la sottostazione in progetto è caratterizzato esclusivamente da rocce paleozoiche di natura granitica, affioranti in prevalenza fin dal piano campagna; dove si ha la presenza di poco suolo, esso si sviluppa essenzialmente lungo il substrato di alterazione della roccia madre, che non supera 1,5 m di profondità.

Lo studio ha altresì permesso di definire tre modelli geotecnici differenti rappresentativi rispettivamente dei siti di imposta del Parco fotovoltaico e della sottostazione.

Per entrambi i litotipi rappresentativi sono stati definiti i parametri geotecnici di riferimento.

Il quadro geologico-morfologico e sismico appare privo di criticità ostative dell'area oggetto di studio relativamente l'intervento previsto.

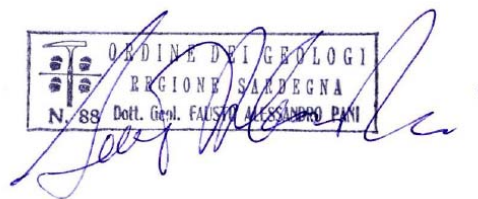
La presente relazione ha preso in esame uno stato di fatto ed ha inteso evidenziare le problematiche tecniche che si potranno incontrare da un punto di vista geologico – idrogeologico.

Tuttavia in fase di progettazione esecutiva e successivamente in corso d'opera si potranno apportare gli adeguamenti progettuali (metodo osservazionale) ritenuti più idonei alla realtà geologico-morfologica che si andrà a rilevare nel dettaglio (fase di progettazione esecutivo/realizzativa).

In fase d'esecuzione degli scavi e realizzazione dei corpi fondazionali è buona e consolidata prassi verificare, mediante supervisione geologica, le considerazioni di natura geologico-geotecnica assunte in questo elaborato.

In conclusione, da quanto emerge dal presente elaborato in ordine alle caratteristiche geomorfologiche, idrogeologiche e sismiche del sito, fatte salve le prescrizioni impartite, l'area oggetto di studio di fattibilità è suscettibile di intervento edificatorio.

Geologo Fausto Alessandro Pani

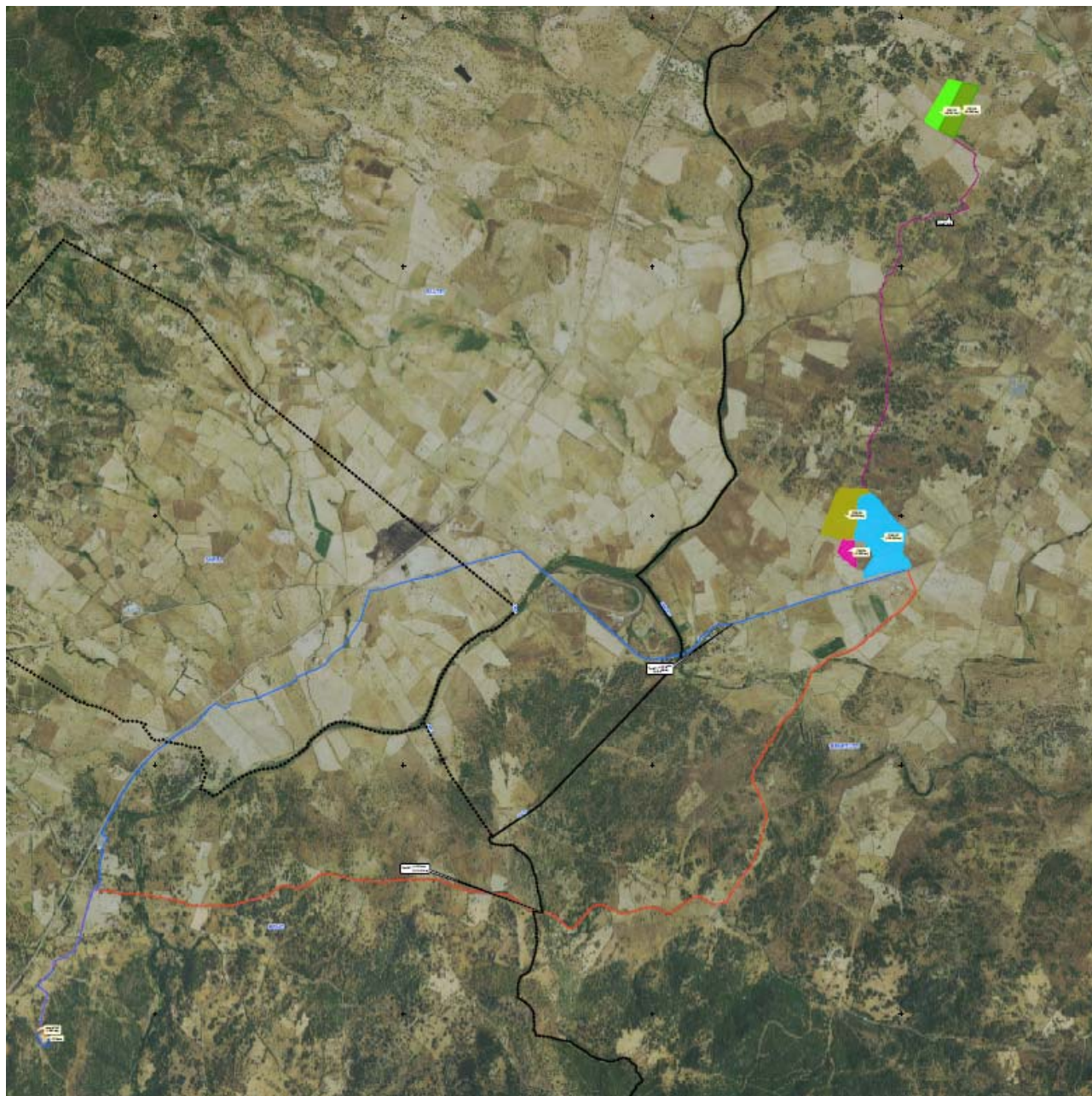


Geologa Roberta Maria Sanna



EMAN s.r.l.

REALIZZAZIONE DI UN PARCO FOTOVOLTAICO IN LOCALITÀ IN COMUNE DI BENETUTTI



RELAZIONE GEOLOGICA – GEOTECNICA E SISMICA

Dott. Geol. Fausto Alessandro Pani
Dott. Geol. Roberta Maria Sanna

INDICE

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | PREMESSA | 4 |
| 2. | NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE | 5 |
| 3. | VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO | 6 |
| 4. | CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE | 7 |
| 5. | RELAZIONE GEOLOGICA | 8 |
| 5.1 | INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO | 8 |
| 5.2 | CARATTERI GEOLOGICI GENERALI | 9 |
| 5.3 | COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA | 12 |
| 5.4 | COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA..... | 12 |
| 5.4.1 | <i>Micascisti e paragneiss</i> | 13 |
| 5.4.2 | <i>Ortogneiss granodioritici e granitici</i> | 13 |
| 5.4.3 | <i>Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura</i> | 14 |
| 5.4.4 | <i>Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica</i> | 14 |
| 5.5 | COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO | 15 |
| 5.5.1 | <i>Migmatiti</i> | 15 |
| 5.5.2 | <i>Ortogneiss e anfiboliti</i> | 15 |
| 5.6 | IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO | 16 |
| 5.6.1 | <i>Il corteo filoniano</i> | 19 |
| 5.7 | COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE..... | 20 |
| 5.7.1 | <i>SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA</i> | 20 |
| 5.7.2 | <i>SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE</i> | 20 |
| 5.8 | LA TETTONICA | 21 |
| 5.9 | CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA | 25 |
| 5.9.1 | <i>CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO</i> | 27 |
| 5.10 | UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE..... | 29 |
| 5.11 | CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO | 30 |
| 5.11.1 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1</i> | 30 |
| 5.11.2 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2</i> | 30 |
| 5.11.3 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3</i> | 31 |
| 6. | RELAZIONE SISMICA | 32 |
| 6.1 | SISMICITA' STORICA..... | 32 |
| 6.2 | LE BASI DATI DISPONIBILI – CPT115 – DBMI15..... | 32 |
| 6.2.1 | <i>Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPT115</i> | 32 |
| 6.2.2 | <i>Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017</i> | 33 |
| 6.3 | CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA | 36 |
| 6.4 | DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE | 36 |
| 6.5 | CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA | 37 |
| 6.6 | PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO..... | 38 |
| 6.7 | PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE..... | 40 |
| 7. | RELAZIONE GEOTECNICA | 42 |

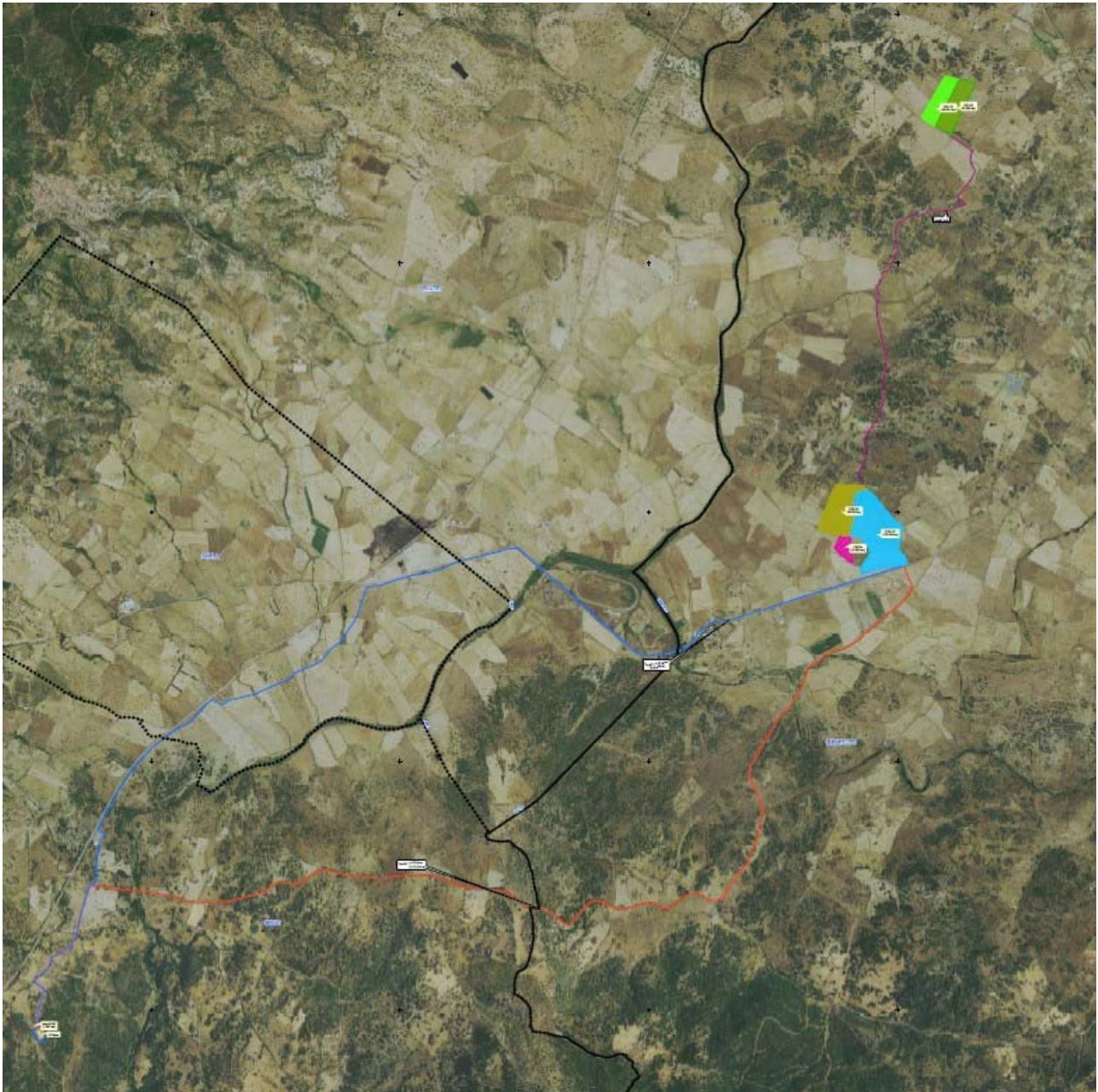
| | | |
|-------|---|----|
| 7.1 | CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME | 42 |
| 7.1.1 | CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE..... | 42 |
| 7.2 | MODELLO GEOTECNICO DEL SITO | 42 |
| 7.2.1 | MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1..... | 42 |
| 7.2.2 | MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione) | 43 |
| 8. | CONCLUSIONI | 44 |

1.PREMESSA

La **EMAN S.r.l.** in sede di progettazione ha manifestato la necessità di approfondire le informazioni sul contesto geologico, geotecnico e sismico per la verifica della fattibilità del progetto.

Conseguentemente la **EMAN**, ha affidato agli scriventi l'incarico di redigere la Relazione geologica, geotecnica e sismica preliminare al progetto.

Il presente documento costituisce la **Relazione geologica, geotecnica e sismica del progetto proposto**.



Mappa - L'area dell'intervento ed i territori comunali contermini (limiti in nero) sulla Ortofoto 2016

2. NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE

Il presente documento è redatto secondo quanto richiesto dalla normativa vigente ed in particolare, è conforme a quanto richiesto da:

- dal punto H del D.M. 11.3.1988 “Norme Tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l’esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno e delle terre e delle opere di fondazione”;
- dal DM 17-01-2018 NTC2018;
- dagli Eurocodici EC7 ed EC8.

In particolare, il D.M. 17.01.2018 entrato in vigore a partire dal 01-07-2018 stabilisce le Norme Tecniche per le Costruzioni o meglio le norme per la progettazione ed il dimensionamento delle strutture.

Tale documento, come anche precisato dalla successiva Circolare Applicativa del 21.01.2019, con tutti gli ovvi risvolti sulle fasi preliminari della progettazione, è quindi riferito alla fase esecutiva della progettazione.

Per quanto riguarda la sfera attinente la professionalità del geologo vengono richiesti all’interno della progettazione 3 documenti:

- relazione geologica
- relazione geotecnica
- relazione sulla modellazione sismica del sito e pericolosità sismica di base.

La relazione geologica deve contenere le indagini, la caratterizzazione e modellazione geologica del sito in riferimento all’opera ed analizzare la pericolosità geologica del sito in assenza ed in presenza delle opere. La valenza di questo documento è fondamentale non solo per la progettazione esecutiva dell’opera ma per stabilire in fase di progettazione architettonica o preliminare se l’opera si “può fare” e quali saranno le problematiche relative alla stabilità dei terreni ed all’assetto idrogeologico dell’intorno.

La relazione geotecnica riguarda le indagini, la caratterizzazione e modellazione geotecnica del solo “volume significativo” e deve valutare l’interazione opera/terreno ai fini del dimensionamento.

La relazione sulla modellazione sismica deve valutare la pericolosità sismica di base del sito, tale documento riveste importanza per la valutazione della “pericolosità” e quindi va inserito non solo nel livello di progettazione definitivo ma già fin dal livello di progettazione preliminare. Dato che tale documento specie per la trattazione degli effetti di sito assume un carattere prettamente “geologico”, lo stesso può essere redatto in forma indipendente o essere inserito nella relazione geologica.

In particolare la normativa generale presa a riferimento è costituita da:

- Decreto Ministeriale 17.01.2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”.
Testo Unitario - Norme Tecniche per le Costruzioni
- Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici n. 7/ C.S.LL.PP., 21.01.2019,
Istruzioni per l’applicazione dell’Aggiornamento delle “Norme Tecniche per le Costruzioni”;
- UNIEN 1998 5:2005 Eurocodice 8 (rev 2005)
Indicazioni progettuali per la resistenza fisica delle strutture
Parte 5: Fondazioni, strutture di contenimento ed aspetti geotecnici (stesura finale 2003)
- UNIEN 1997 1:2005 Eurocodice 7.1 (rev 2005)
Progettazione geotecnica – Parte I : Regole Generali
- UNIEN 1997 2:2002 Eurocodice 7.2 (rev 2002)

Progettazione geotecnica – Parte I : Progettazione assistita da prove di laboratorio

- EC 1-20120 UNIEN 1997 2:2007 Eurocodice 7.2 (rev 2007)

Progettazione geotecnica – Parte II : Progettazione assistita con prove in sito

- Leggi regionali in materia di pianificazione e di Vincolo Idrogeologico
- Piano di Assetto Idrogeologico
- Piano delle Fasce Fluviali
- Piano di Gestione del Rischio Alluvioni
- Ordinanze Autorità di Bacino nazionale, regionale o interregionale
- Piani Territoriali di coordinamento (Nuoro e Sassari)
- Piani Urbanistici di Benetutti, Bultei e relativi Regolamento edilizio e Norme Tecniche di Attuazione
- D.M. 11.03.1988

Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità e dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione

3.VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO

Riguardo ai vincoli sovraordinati di carattere geologico per l'area interessata dal progetto, oggetto della presente relazione, si evidenzia che il sito d'intervento ricade in parte in aree soggette a:

- Vincolo Idrogeologico ai sensi del R.D. 3267/23;
- il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità geomorfologica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Geomorfologica;
- il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità idraulica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Idraulica
- l'area indagata ricade in ambito territoriale a pericolosità sismica, classificato a rischio sismico di classe 4 secondo l'aggiornamento della classificazione sismica nazionale.

4. CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE

Nella corografia generale si individua l'area interessata dal posizionamento dei due settori del campo fotovoltaico, dei cavidotti di interconnessione e del cavidotto che adduce alla sottostazione di connessione alla rete.

DESCRIZIONE DEL PROGETTO ED INSISTENZA SUL SUOLO

5.RELAZIONE GEOLOGICA

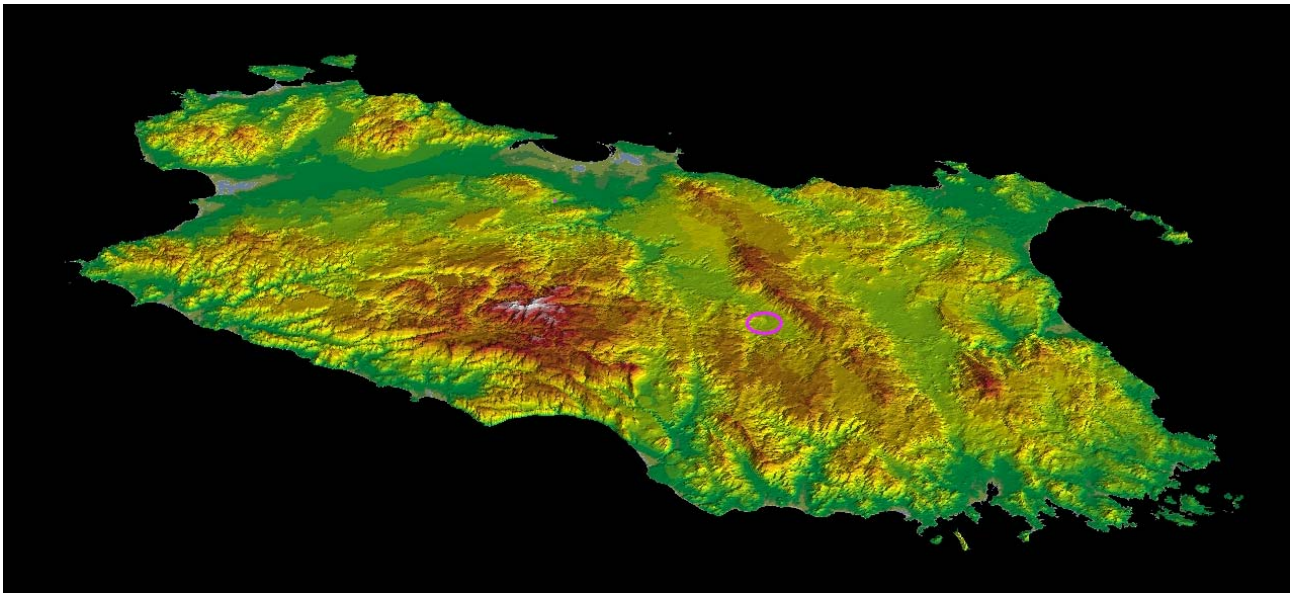
5.1INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO

Il territorio interessato dal progetto dell'impianto fotovoltaico è costituito da un'area modellata posta nella fossa del Tirso, tra la catena del Marghine-Goceano e il pianoro di Nule-Bitti-Osidda.

L'area è costituita da una depressione tettonica che accoglie il Tirso come sortisce dal massiccio di Benetutti-Nule e Buddusò.

Il territorio è caratterizzato dalla presenza di 3 grandi domini:

- il sistema del penepiano ercinico di Nule-Bitti-Osidda ;
- il sistema della fossa tettonica;
- il sistema dei versanti della catena del Marghine-Goceano.



Simulazione 3d – Il sistema del rilievo della Sardegna con la posizione dell'impianto da NE

5.2 CARATTERI GEOLOGICI GENERALI

La Sardegna (Carmignani et alii) è divisa in tre macro complessi geologici che affiorano per estensioni equivalenti:

- il basamento metamorfico ercinico; (in viola, grigio, verde e bruno)
- il complesso intrusivo tardo-ercinico; (rosa in varie tinte)
- le successioni sedimentarie e vulcanico tardo-erciniche, mesozoiche e cenozoiche (colori rimanenti).

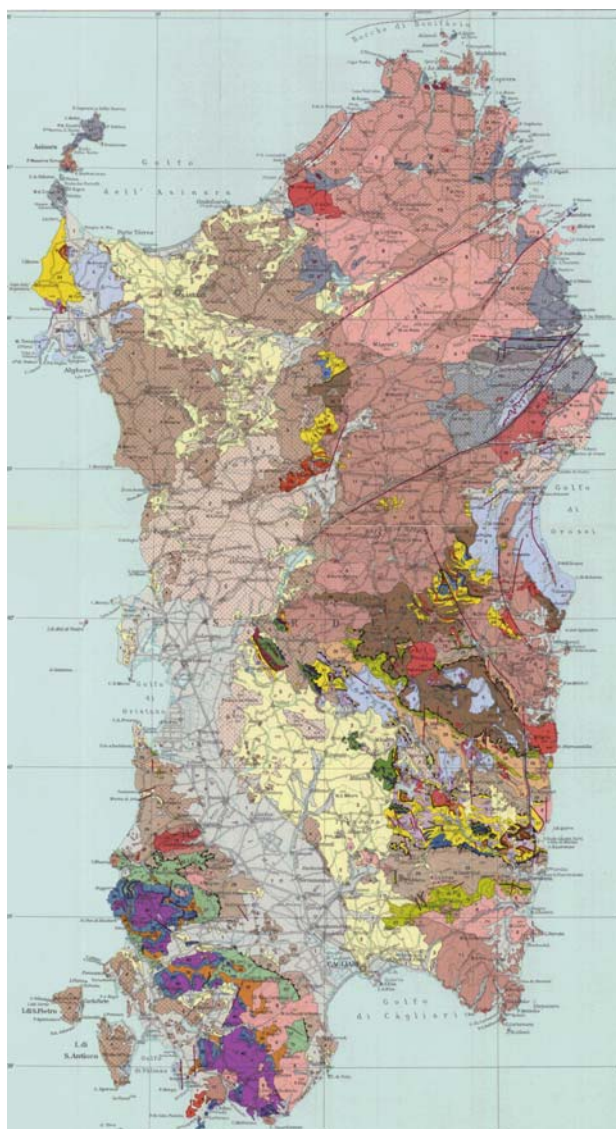
Il basamento paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea, considerata, dalla maggior parte degli autori, una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal siluriano, collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma - DEL MORO et alii, 1991) e magmatismo durante il Devoniano superiore e il Carbonifero (MATTE, 1986; CARMIGNANI et alii, 1994).

La geometria collisionale della Catena Ercinica, in Sardegna, è ancora ben riconoscibile. Per Carmignani et alii (1992; 1994) il margine armoricano, sovrascorso, è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna Settentrionale, mentre il margine del Gondwana, subdotto, è rappresentato da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio grado strutturato in un edificio a falde. Questo edificio a falde, secondo Carmignani et alii (1979) è caratterizzato da una zoneografia barroviana progradata, mentre Franceschelli et alii, (1989) lo suddividono in Falde Interne e Falde Esterne, che affiorano nella Sardegna centrale e sudorientale.

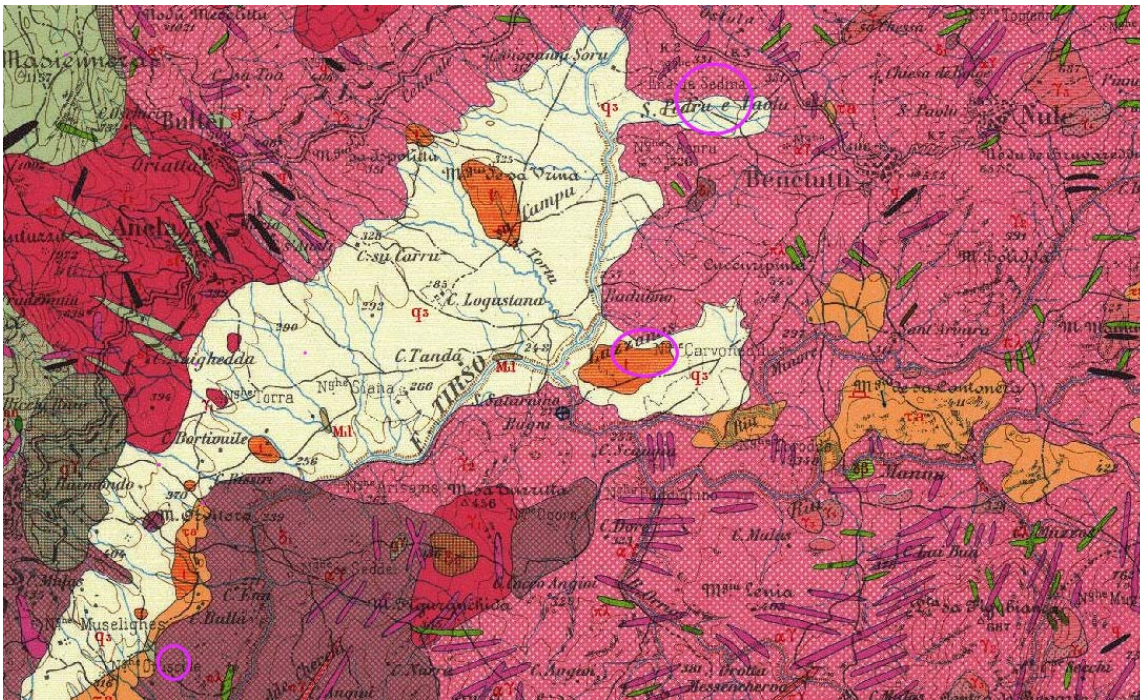
I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

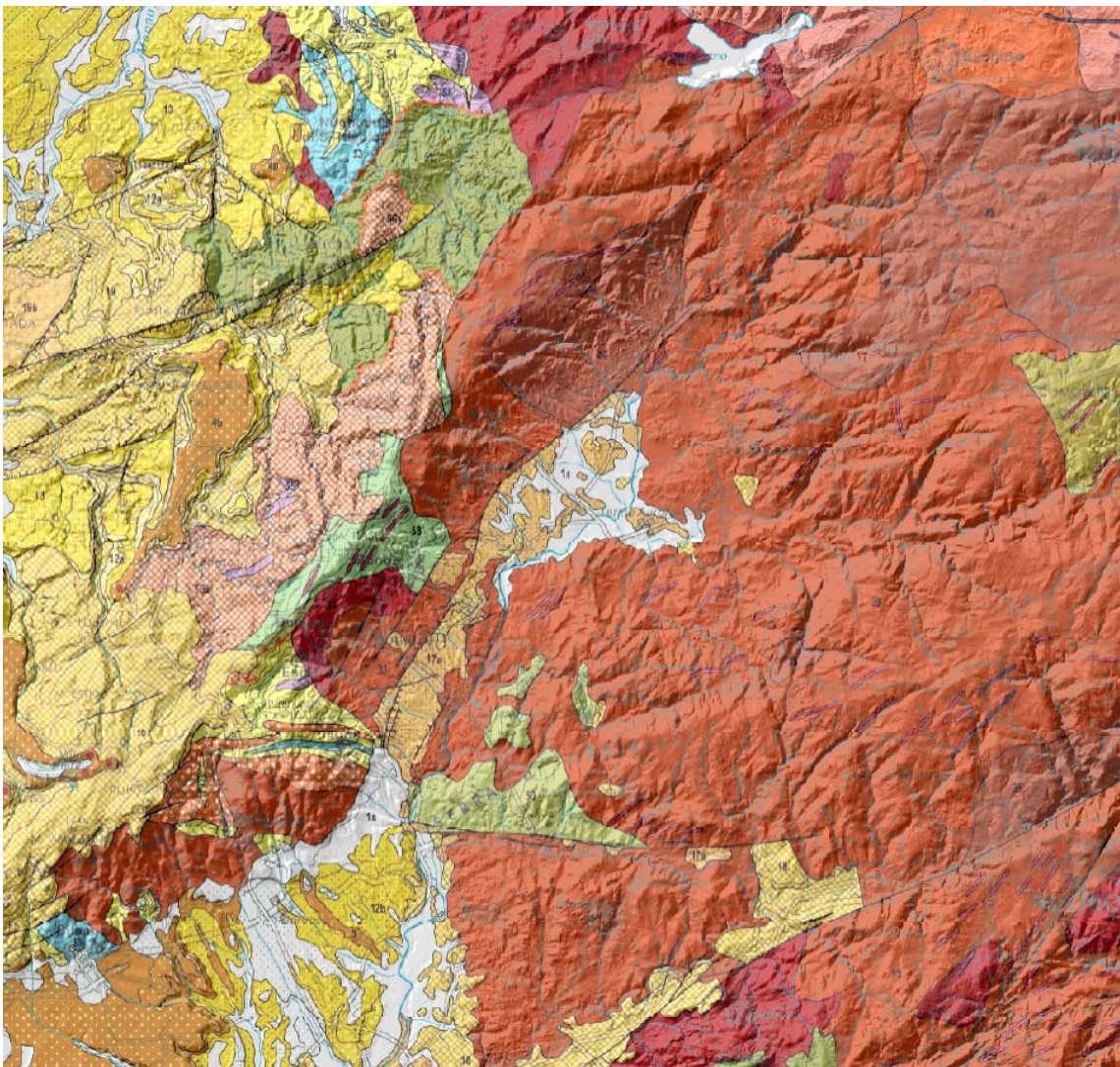
Successivamente a tale strutturazione collisionale, nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P).



**Schema strutturale dell'area da Carmignani ed alii
(Mem. Des. Della Carta Geol. D'Italia)**



La carta geologica alla scala 1:100.000 della unica stesura di semidettaglio esistente

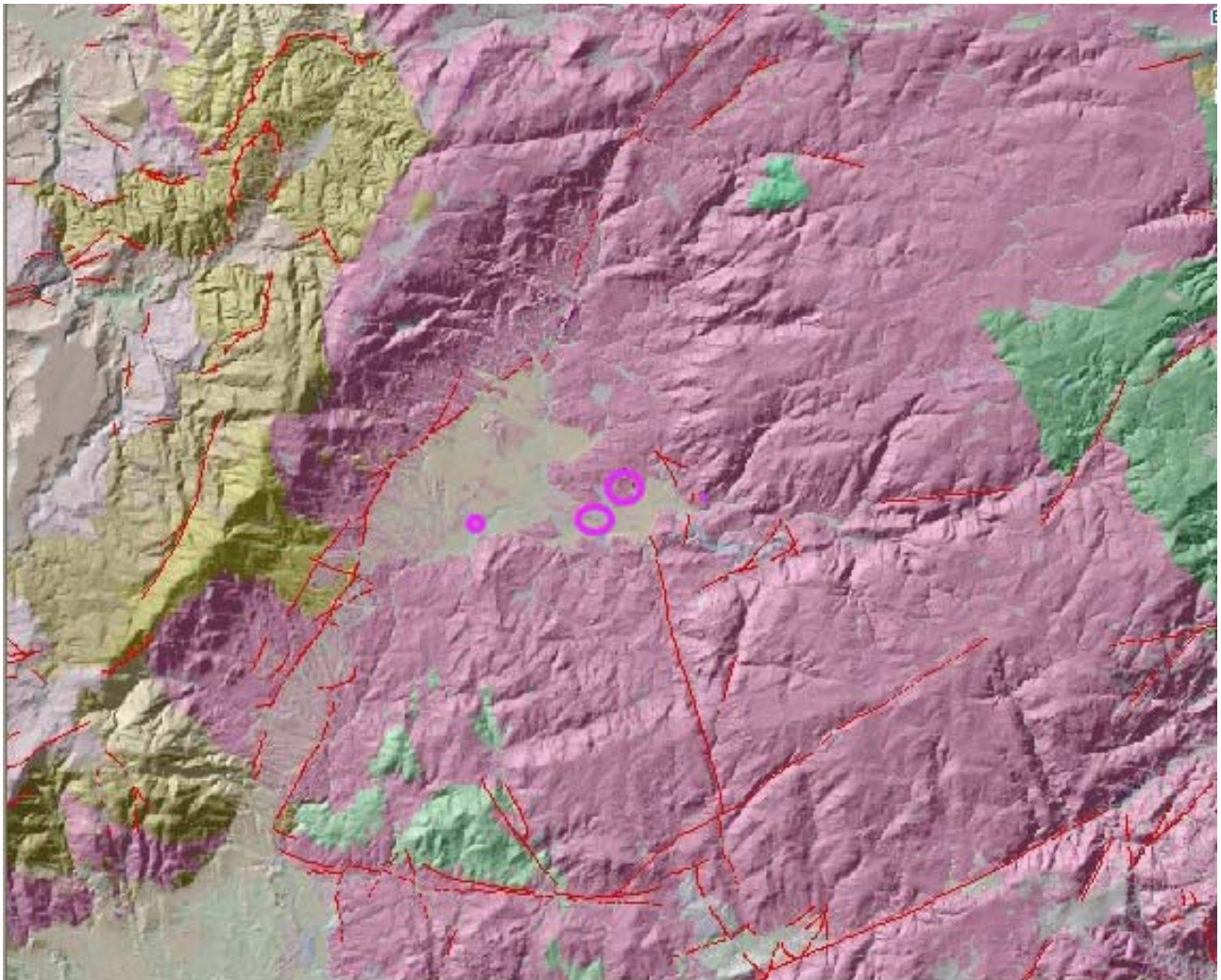


Mappa – L'area del Parco Fotovoltaico compresa nella Carta Geologica al 1:250.000

Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma (e.g. Massiccio Centrale e Montagna Nera: ECHTLER & MALAVEILLE, 1990; Pirenei: GIBSON, 1991).

In Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, come minimo, a partire da 308 Ma (età minima di chiusura della muscovite in migmatiti del complesso metamorfico di alto grado: MACERA et alii, 1989) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il Batolite Sardo-Corso. Essa si esprime anche con diffuse manifestazioni vulcaniche e sub-vulcaniche in campi filoniani (ATTORI & TRAVERSA, 1986; VACCAIO, 1990) e con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani.

Successivamente, nel Permiano più tardo e poi nel Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogonica (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso.



La geologia sovrapposta al modello del suolo per evidenziare correlazione tra forme e litologia

Questo magmatismo in Sardegna è rappresentato da manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (BALZELLI et alii, 1987; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999). Esso non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di rifting

che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO et alii, 1998).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco Sardo-Corso non è coinvolto in importanti eventi orogenici; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica Alpina.

In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche comuni ai domini europei più esterni, caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco profondo; esse sono coinvolte insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica, con le sue manifestazioni transpressive e transtensive, viene messa in relazione alla collisione, cui è legato l'Appennino settentrionale, tra il blocco Sardo-Corso e l'Adria (CARMIGNANI et alii, 1994b; OGGIANO et alii, 1995; CARMIGNANI et alii 1995).

5.3 COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica preercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti. Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano.

Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena.

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI et alii (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine Gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

- a) il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
- b) le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica.

5.4 COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Tutta la zona interna della Catena ercinica sud europea è caratterizzata dal sovrascorrimento di

basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (innermost cristalline nappes: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG et alii, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RmEIRO et alii, 1964; BAYER & MATTE, 1979). In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara.

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara.

Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO et alii, 1979; GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i prato liti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB.

Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI et alii, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO et alii, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI et alii, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER et alii, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PASCI, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

5.4.1 Micascisti e paragneiss

Sono attribuiti a questo complesso metamorfiti della zona a Grt + Ab e Grt + oligoclasio, derivate da originarie successioni silicoclastiche.

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarzitici, talvolta pressoché puri.

5.4.2 Ortogneiss granodioritici e granitici

Gli onogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" Auct.) sono costituiti da orto derivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione

principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C", porfiroclasti asimmetrici, ecc .. FERRARA et al (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) hanno un'età radio metrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA et al, 1978) e una struttura occhiadina con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico- cloritico-biotitica.

Queste metamorfite sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochimico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO et al, 1974a DI SIMPLICIO et al, 1974b; FERRARA et al, 1978; MEMMI et al, 1982; ELTER et al, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

5.4.3 Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura

Sono micascisti a $Qtz+Pl+Bt+Ms \pm St \pm Ky \pm Grt$, alternati a para gneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell' Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnato da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio. Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

5.4.4 Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI et al, 1992).

Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell' Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un' evoluzione metamorfica composita.

L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simplettiche ad albite e clinopirosseno saliti co sono riconoscibili e sono probabili testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER et alii (1976) e FRANCESCHELLI et al (1998).

5.5 COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

5.5.1 Migmatiti

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI et alii (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (La terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoida (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento in solidus, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA et alii, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SA WYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche, nebulitiche, a schlieren, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situo.

Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale dei leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} \sim 0,7105; 0,7108$; DEL MORO et alii, 1996). Il carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoida, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatettica. I rapporti di antecedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatettici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

5.5.2 Ortogneiss e anfiboliti

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss e corpi mafici e ultramafici.

Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiate (Porto Ottiolu, Golfo Aranci; Gallura, P.ta Scorno; Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia, Gallura, Tanaunella; Baronia, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani

conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO et alii, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (38) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiu Nieddu in Gallura (GHEZZO et alii, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell' Asinara (CASTORINA et alii, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (p.tà de li Tulchi: Gallura, MILLER et alii, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di rifting del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

5.6IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO

Annullando i movimenti della deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL et alii, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977).

Il basamento metamorfico è costituito sia da Falde Esterne che da Falde Interne, le seconde sono presenti nella parte settentrionale dell'Isola.

I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un quarto della Sardegna ed insieme con le intrusioni granitoidi della Corsica, formano il Batolite Sardo-Corso. Questo è il Batolite più importante della Catena Ercinica Europea, esteso per una lunghezza di 400 Km ed una larghezza di oltre 50, che si è messo in posto in un intervallo di tempo di circa 60 Ma, nel Viseano – Namuriano per i granitoidi della Corsica settentrionale (ROSSI et alii, 1988), e nel Permiano Inf. per i massicci leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempio Pausania (DEL MORO et alii, 1996). Il lungo intervallo di tempo della messa in posto del batolite ha determinato cambiamenti nel quadro geodinamico che hanno determinato una elevata variabilità delle caratteristiche geotermiche e strutturali del complesso.

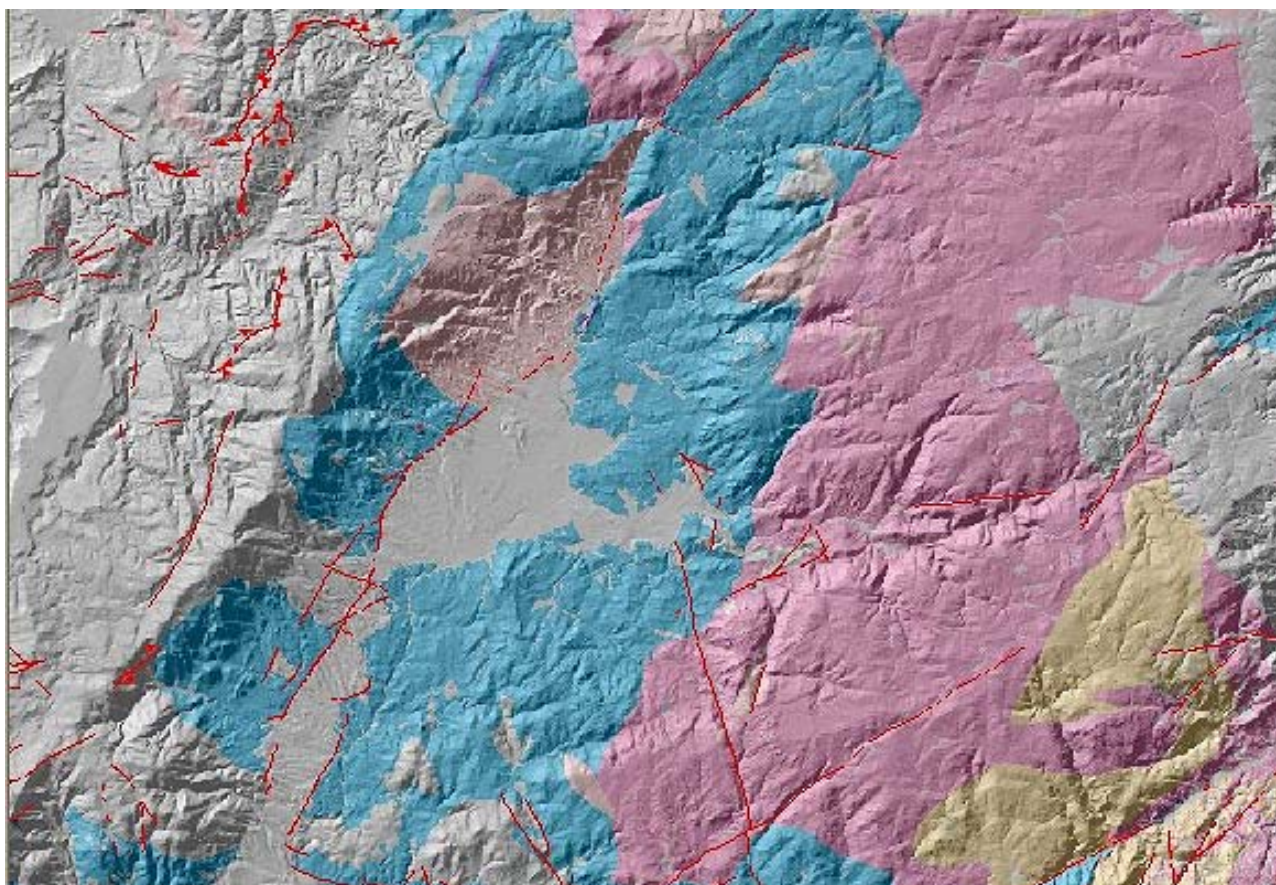
Nel Batolite Sardo-Corso, infatti vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente nella Corsica settentrionale, e una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste si aggiunge un'attività magmatica post-orogena a carattere alcalino anorogonico del Permiano medio-Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo Rossi & Cocherie (1991) le tre associazioni presenti nel Batolite Sardo-Corso sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti, procedendo dall'associazione calcalcalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena.

Per la prima associazione di età namuriana (335-340 Ma), sono state stimate profondità corrispondenti 5-6 Kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), sono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale, oppure in crosta di origini più profonde ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO et alii, 1998); come nella Bassa Gallura (Sardegna settentrionale), dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intrudono anche sedimenti e vulcano-sedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO et alii, 1996).

Per quanto concerne i rapporti tra la messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, Grezzo & Orsini (1982) hanno distinto tra plutonici sin-,tardo- e post-tettonici, in riferimento all'ultima fase deformativi ercinica, ritenuta da questi autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno

della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale ercinico ancora attivo.



Mapa – Le intrusioni maggiormente basiche (tonaliti e gabbri in azzurro) sono le più antiche come messa in posto, seguite dalle facies granodioritiche (in rosa intenso), monzogranitiche (in giallo-arancio) fino ai leucograniti (in rosa chiaro)

In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcalcalina, le età radiometriche, i rapporti tra filiazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, suggeriscono che l'assetto deformativi rilevato all'interno delle intrusioni, talvolta acquisito in condizioni di solid state flow da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Serpeddi e Settefratelli (CARMIGNANI et alii, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA et alii, 1989).

In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura isotopica Rb-Sr delle muscoviti dei graniti analettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativi della catena; MACERA et alii, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Ad essa è ricondotto il metamorfismo regionale di alta T/P che si manifesta in alcuni settori della catena nel Nord-Sardegna (DI PISA & OGGIANO, 1987b; DEL MORO et alii, 1991; DI PISA et alii, 1993), lo sviluppo di bacini stefano-autuniani ed il vulcanismo calcalcalino del Permiano. Gran parte del platonismo calcalcalino del batolite sardo deve perciò ritenersi coevo alle vulcaniti ed ai sedimenti (almeno della loro parte

basale) presenti nei bacini stefano-autuniani. In definitiva tali vulcaniti possono presentare la manifestazione effusiva del magmatismo essenzialmente intrusivo del batolite (ROSSI et alii, 1993; DEL MORO et alii, 1996).



Foto – Le granodioriti etero granulari (OSCa) a grandi fenocristalli di KFd

E' evidente che la connotazione sin-tettonica (sensu GREZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematica (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive si è preferito non assegnare al "fabric" interno delle plutonici particolari significati in relazione alla storia tettonica ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono filiazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal submagmatic flow al solid state flow. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di magmatic flow (CERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo ((DI SIMPLICIO et alii, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA et alii, 1981; GREZZO & ORSINI, 1982; POLI et alii, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografica che varia da quarzodioriti fino a leucomonzogranitica due miche, definendo trends da calcalalino-trondhjemitici a calcalalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da Lameyre & Bowden (1982). La serialità calcalalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso altri tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio zonato con zonature tipo patchy-zoning (Orsini, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcalalina, secondo la valutazione di Orsini (1980) sono così schematizzabili:

- granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonaliti e granodioriti), 7% del totale d'affioramento;

- granitoidi di composizione acida con SiO₂ 60-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie pari al 60% del totale dell'affioramento;
- granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 33% dell'affioramento;
- masse basiche occupanti una superficie totale < di 1%.

Il secondo gruppo di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

Nel settore del Parco Fotovoltaico i granitoidi affiorano estesamente in tutto il territorio ed in particolare in modo continuo nel settore orientale.

I rapporti di campagna suggeriscono la precoce messa in posto, a livelli altocrosta, come piccoli filoni-strato suborizzontali e/o piccoli laccoliti, di una sequenza tonalitico-granodioritica che mostra strette affinità con la sequenza precoce riconosciuta nell'Arburese e nel Sàrrabus (zona Burcei - M. Narba).

Essa si trova a diretto contatto con il basamento metamorfico e risulta smembrata da una sequenza prevalentemente granodioritica, articolata in più corpi plutonici che di norma mostrano una marcata struttura orientata per flusso magmatico.

I leucograniti sono successivi a tutto il complesso plutonico e producono localmente effetti termometamorfici sulle granodioriti incassanti.

Lo schema di messa in posto di tipo basico==>acido, insieme alla presenza di una precoce sequenza tonalitico-granodioritica a diretto contatto con il basamento paleozoico, suggeriscono l'ipotesi di una periodica risalita di liquidi contenenti un'abbondante frazione fenocristallina attraverso fratture transtensive, con movimento rotazionale dei prismi e spostamento laterale delle masse già parzialmente consolidate.

Questo schema è molto simile a quello evidenziato nei complessi plutonici presenti nella parte frontale dell'edificio a falde (Arburese e Sàrrabus; BROTZU & MORBIDELLI, 1974; SECCHI, 1987; BROTZU *et alii*, 1994).

5.6.1 Il corteo filoniano

Tutto il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico caratterizzato da un ampio spettro compositivo e da complessi rapporti con le rocce incassanti. Le orientazioni prevalenti dei filoni variano progressivamente da direzioni mediamente NE-SW nella Sardegna settentrionale, a direzioni N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi petrografici riconosciuti sono: filoni basici ad affinità calcicalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), e filoni a composizione da intermedia ad acida, per lo più associati alle plutoniti del batolite e probabilmente ad esse geneticamente collegati.

ATZORI & TRAVERSA (1986) distinguono i seguenti gruppi di filoni: (a) filoni calcicalini (a composizione da andesite basaltica a riolite); (b) basalti ad affinità tholeitica e transizionale; (c) rioliti a carattere peralluminoso; (d) basalti alcalini, hawaiti e mugeariti.

5.7 COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

5.7.1 SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini di età stefaniano-permiani sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992).

Il ciclo inizia localmente (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO & PITTAU, 1998) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (CASSINIS *et alii*, 1999, e bibliografia). In Nurra, GASPERI & GELMINI (1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dal resto della sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (PECORINI, 1962; GASPERI & GELMINI, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute durante il rilevamento a Perdasdefogu e in affioramenti limitrofi (RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

In alcune aree della Sardegna orientale, in particolare in Ogliastra, sono presenti tre bacini: Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru. Quest'ultimo rappresenta essenzialmente un bacino magmatico, mentre i primi sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento.

Analoghe successioni si ritrovano, sullo zoccolo ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (CASSINIS *et alii*, 1995, 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; e bibliografie).

La composizione delle vulcaniti è variabile da riolitica ad andesitica. Queste rocce si sono messe in posto sia come lave che come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici di composizione prevalentemente riolitica (Porfidi quarziferi *Auct.*). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcocalcino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico; le età radiometriche mostrano peraltro che diversi granitoidi e filoni di porfidi granitici sono coevi alla sedimentazione ed all'attività vulcanica dei bacini stefano-permiani.

Movimenti tettonici, alla fine del Permiano, hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-ercinici, con basculamenti di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (BOI *et alii*, 1989).

5.7.2 SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Nel Mesozoico l'Isola non è interessata da importanti fasi deformative. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale in parte a lungo emerso, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzonese delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980, 1980, e bibliografia). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Dogger, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica, i cui resti sono presenti anche nell'area, ove ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico sia le successioni stefano-permiana e triassica.

Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (Fase Austriaca).

Alla fine del Cretacico si ha nuovamente un'emersione che sembra interessare tutta l'Isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene (Fase Laramica).

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale ed anche nell'area. Con l'Eocene medio-superiore in tutta l'Isola tornano a ristabilirsi condizioni di continentalità (Fase Pirenaica) che perdurano per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene il blocco sardo-corso ha funzionato da retropaese della catena nord-appenninica ((ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995, 1994, 1995). Sia la "Corsica ercinica" che la Sardegna settentrionale sono interessate da una importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche la zona.

In Sardegna di solito le trascorrenti seguono discontinuità del basamento ereditate dalla tettonica ercinica (P ASCI, 1995, e bibliografia), con interferenze che determinano un loro andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie non rettilinee provoca zone di transpressione in cui le successioni mesozoiche possono essere piegate e raddoppiate, o il basamento può essere carreggiato sulle coperture, e zone di transtensione con sviluppo di bacini *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, con innesco dell'attività piroclastica del ciclo calcalino (OGGIANO *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano; ALVAREZ & COCOZZA, 1974) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina, a cui sono intercalati notevoli spessori di vulcaniti a chimismo variabile da basaltico a riolitico e con chiara affinità calcalina. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con un netto massimo di frequenza intorno a 19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, 1989), è in buon accordo con i dati stratigrafici.

La successione è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni.

Nella parte orientale dell'Isola sono attribuiti all'Oligocene superiore – Miocene inferiore dei depositi fluviali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel settore.

A partire dal Miocene superiore e nel Plio-Quaternario tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983) a cui sono legate estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, messe in relazione con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Questa tettonica è ben documentata anche nell'area di studio da sistemi di faglie normali orientate da N-S a NW-SE (nella zona settentrionale), responsabili anche del modellamento del margine continentale centro-orientale dell'Isola.

5.8LA TETTONICA

I tempi nei quali sono avvenuti i fenomeni geologici e tettonici che hanno portato all'attuale configurazione dell'area centro-mediterranea sono misurabili in milioni di anni.

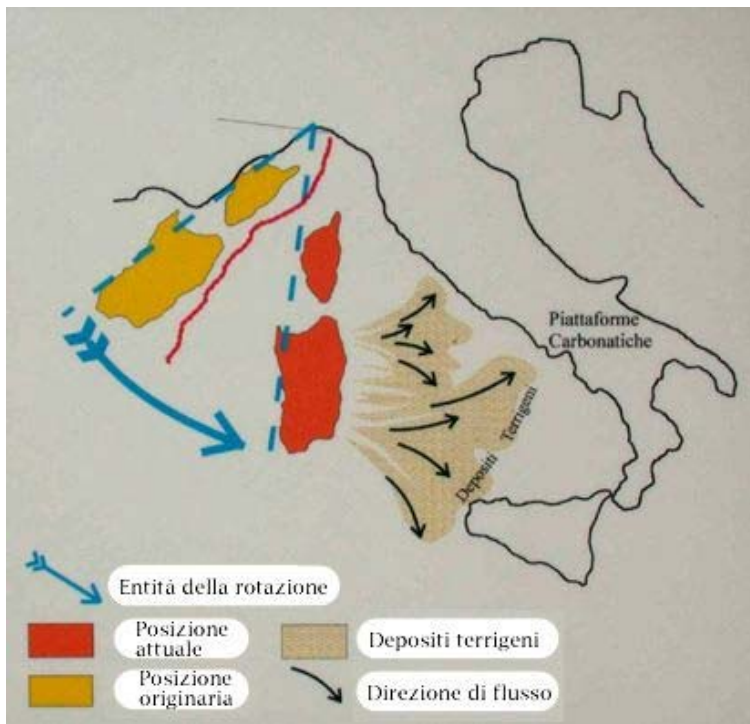
200 milioni di anni fa America, Africa ed Europa erano riunite in un unico continente (Pangea). Intorno a 180 milioni di anni fa ebbe luogo il distacco tra Africa ed America settentrionale. Questo evento, che portò all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, fu seguito intorno ad 80 milioni di anni fa dal distacco dell'Europa dal Nordamerica e dalla conseguente apertura dell'Atlantico settentrionale. Con il distacco dell'Europa dall'America settentrionale cominciò il moto di

convergenza tra Europa ed Africa. I margini continentali di queste due placche entrarono in collisione circa 50 milioni di anni fa.

Intorno a 30 milioni di anni fa cominciò la rotazione del Blocco Sardo-Corso con il suo distacco dalla costa meridionale della Francia e l'apertura del Mediterraneo occidentale.

Successivamente, intorno ad 8 milioni di anni fa cominciò ad aprirsi il bacino tirrenico alle spalle dell'Appennino e dell'Arco Calabro che nel corso della loro formazione avanzarono progressivamente verso l'attuale Valpadana e verso gli attuali mari Adriatico e Ionio.

Le velocità che descrivono il moto relativo tra la placca africana e la placca europea variano da qualche centimetro per anno a frazioni di centimetro per anno. Le velocità di "scarrucolamento all'indietro" dei margini di placca nelle zone di subduzione e le velocità di apertura dei bacini post-collisionali possono essere più elevate, ma di regola non superano i 5-6 centimetri per anno nell'area centro-mediterranea.



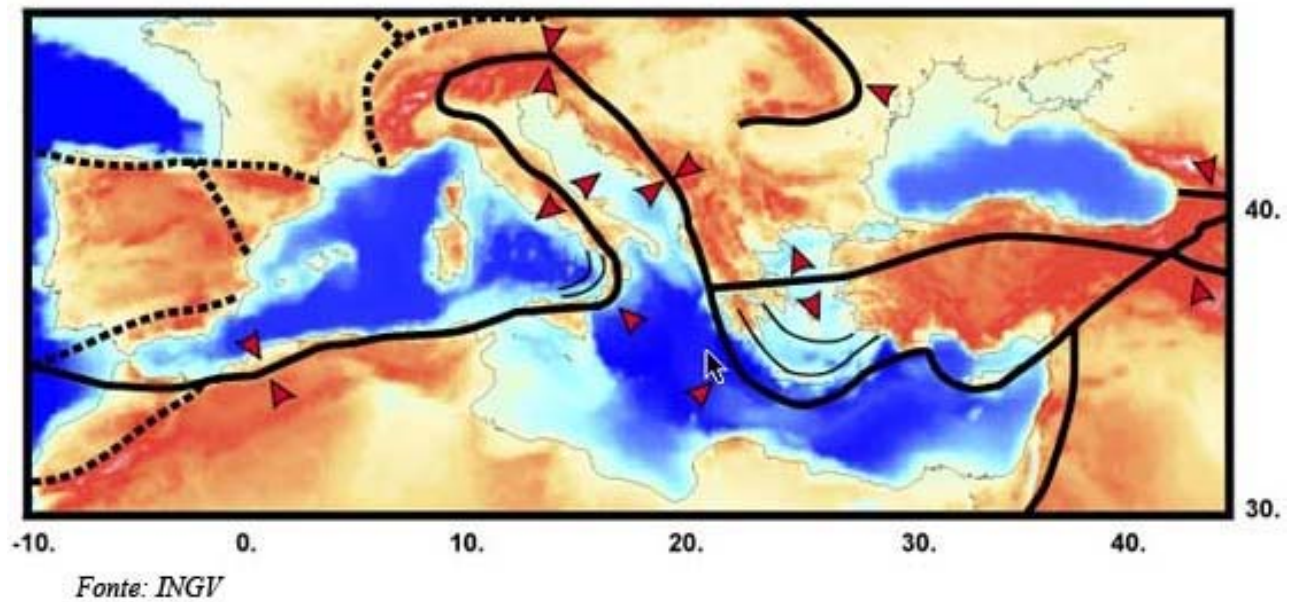
Mapa – La rotazione del blocco sardo - corso

In particolare, nel settore geologico algero-provenzale, un processo di rotazione di blocchi litosferici (sfenocasma ligure) ha portato alla formazione di nuova crosta oceanica e alla rotazione di ca. 35° in senso antiorario del blocco sardo-corso che è così passato da una posizione di

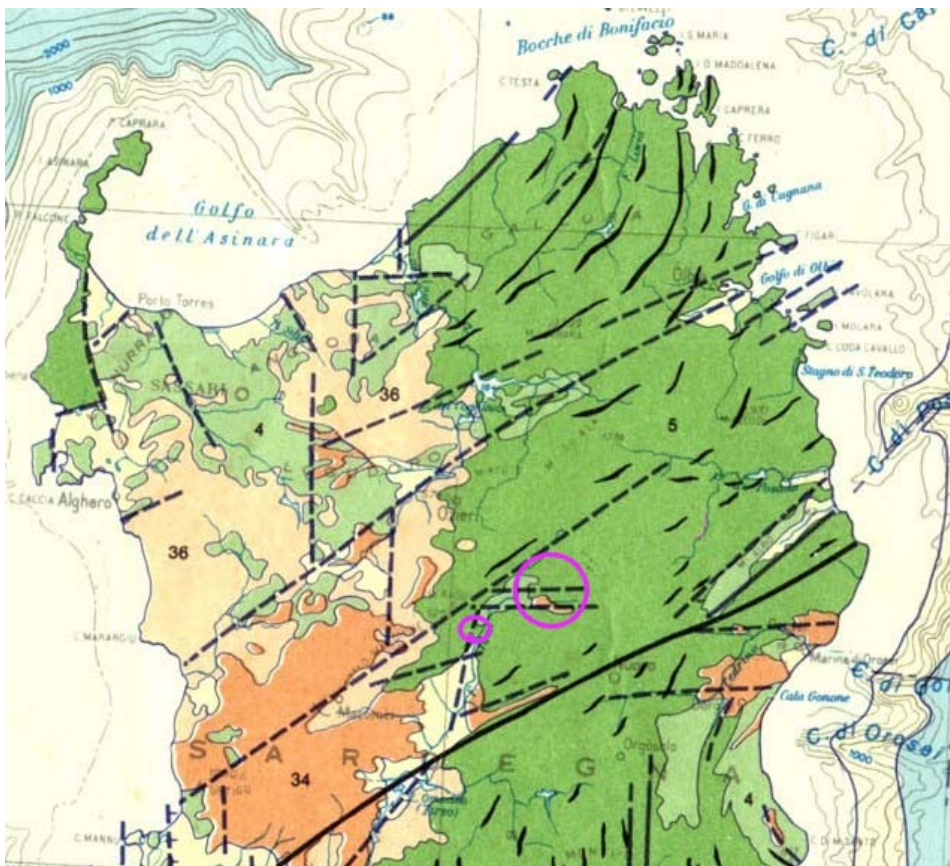
continuità con l'area europeo-provenzale all'attuale posizione d'isolamento all'interno dell'area mediterranea.

Tale posizione, raggiunta nel Miocene inferiore (20 milioni di anni fa circa), da allora risulta sostanzialmente stazionaria.

La Collisione continentale tra il margine sud-europeo e l'Adria ha causato in Sardegna e Corsica occidentale e meridionale estese e diffuse faglie trascorrenti con tipiche strutture sia transpressive (con tipiche flower-structures, raddoppio delle coperture mesozoiche e paleogeniche e locali sovrascorrimenti del basamento cristallino paleozoico sulle coperture stesse: ad es. Monte Albo nella Sardegna NE e P.ta Carcina nella Corsica SE) sia transtensive (con sviluppo di bacini transtensivi lungo zone di releasing delle faglie principali: ad es. bacini transtensivi dell'Anglona, di Chilivani, Ottana, ecc.).



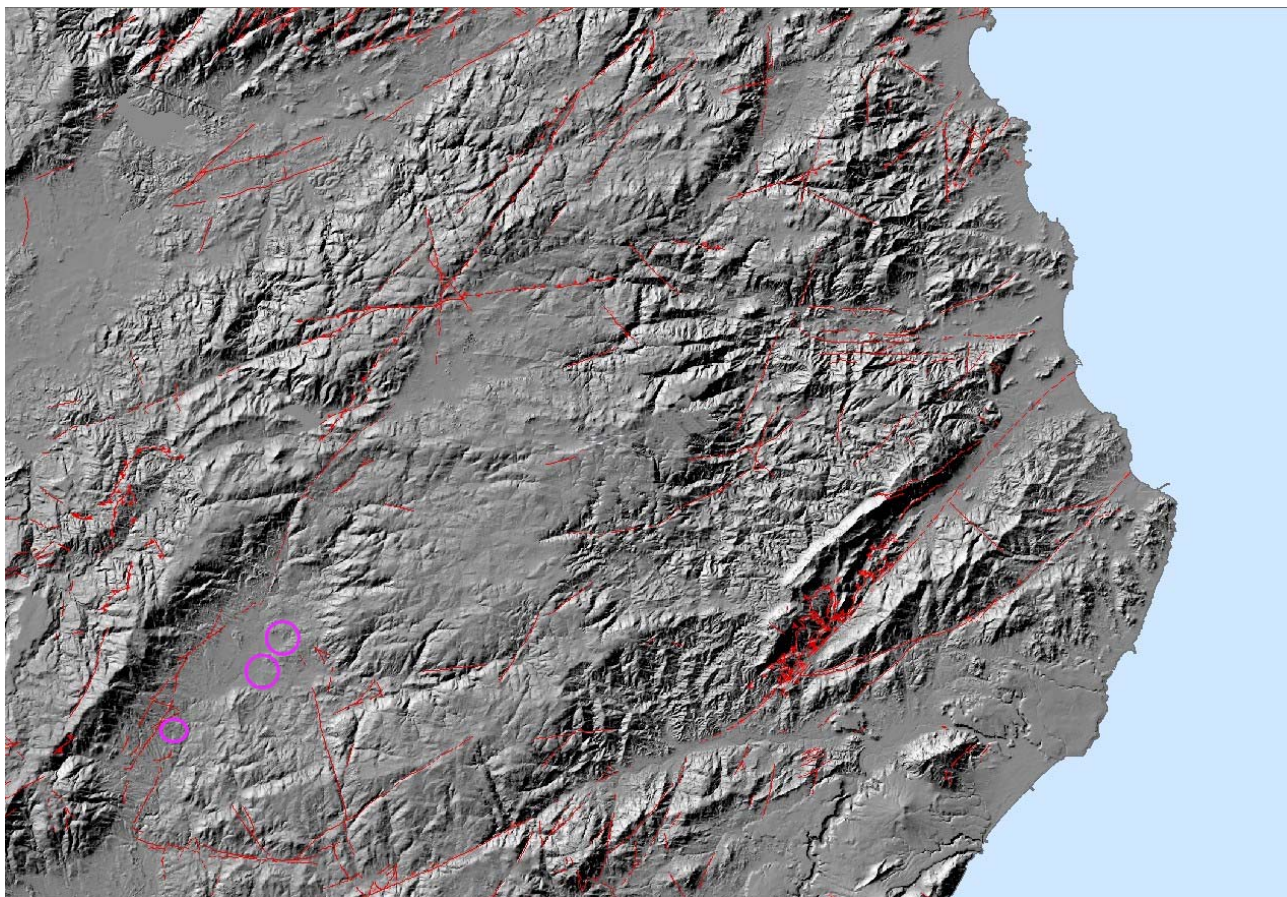
Mappa – Il sistema delle placche nel quale è inserita la Sardegna è il sistema delle compressioni e distensioni cui è sottoposta



Contemporaneamente all'azione dello sfenocasma ligure venne attivato, in fase post-collisionale, un nuovo processo di subduzione a est del blocco sardo-corso, con l'associata formazione di un arco vulcanico (vulcanismo calcalkalino sardo).

Mappa della tettonica del S della Sardegna (da Carmignani et alii, Mem Descr Carta Geol. Strutt. Sardegna op. cit.)

Su scala geologica le modeste velocità di movimento descritte, possono produrre sostanziali modificazioni paleogeografiche, con la creazione di oceani dove prima esistevano continenti o con la costruzione di gigantesche catene di montagne dove prima si estendevano spazi oceanici.



Mappa – La disseminazione delle strutture tettoniche lineari e delle tracce delle superfici di sovrascorrimento in ambito locale mostra come la posizione del Parco Fotovoltaico si trovi in ambiti scevri da alcuna problematica

5.9 CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA

L'origine dell'attuale assetto geologico, che rappresenta la base per la successiva morfologia quaternaria, è da attribuire, come indicato nel paragrafo "Inquadramento geologico generale", principalmente, a cause tettoniche.

Il settore in oggetto è parte del Graben tettonico della alla fossa Sarda, ed è il risultato è il risultato dell'abbassamento del settore della Fossa, che lo ha lasciato depresso tra Goceano e altopiano di Bitti-Nule.

Nell'area adiacente sono presenti formazioni intrusive e sedimentarie cenozoiche e secondariamente suoli, colluvi e depositi alluvionali nei fondivalle.

Di contro, tutta l'area interessata dal Parco è costituita dalle intrusioni e formazioni sedimentarie terziarie e altresì, è interamente ricompreso nel Bacino idrografico del Tirso.

Il sito di indagine risulta attualmente morfologicamente e tettonicamente stabile (o quiescente se si preferisce).

Le basi topografiche, morfodigitali e iconografiche, utilizzate in sede di analisi foto interpretativa multi temporale, per consentire un confronto diacronico sono state:

○ FONTI CARTOGRAFICHE TOPOGRAFICHE

- Carta 1:50.000 La Marmora 1834-1839 (raster) (informatizzazione Geostudi)
- Carta 1:25.000 IGM 1890-1930, IGM 1950-1968, IGM 1987-1994 (inf. Geostudi)
- Carta 1:10.000 ETFAS 1952 - 1955 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1968-1970 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1996 - 2000 (vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 2008 GEODB_MP 10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carte 1:2.000 vettoriale di ampie aree (Compucart)
- Carta 1:10.000 DBG10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 DBG2k (vettoriale) (fonte R.A.S.)

○ FONTI MORFODIGITALI

- DTM a passo 10 m (fonte R.A.S. CNR)
- DTM e DSN a passo 1 m (fonte R.A.S. CNR PSFF)

○ BASI ICONOGRAFICHE

- Immagini satellitari Landsat, SPOT, Quickbird ed Ikonos a varie date dal 1974 al 2017 (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1943 RAF (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1954 IGM (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0.5 m) 1968 CTR (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 1977 ERSAT (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 1998 AIMA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2000 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2003 AGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 1 m) 2004 Nistri (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,7 m) 2005 IKONOS (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2006 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2008 Ferretti (fonte R.A.S.) solo area costiera
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2010 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2012 (fonte BING)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 (fonte Google Earth)

- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2013 aree urbane Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2016 ARGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2019 ARGEA (fonte RAS)
- Aerofoto Voli vari raddrizzate b/n a 50 cm, 1m o 2 m rettificate (1943, 1954, 1960, 1965, 1968, 1973, 1987 e 1992, 1995, 1996 e 1998) (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Immagini Geoeye, Quickbird e Ikonos da Google (dal 2002 al 2021)

Sono state consultate numerose fonti bibliografico-cartografiche, prima analizzate e poi sintetizzate, che vengono elencate di seguito, utilizzate per le valutazioni sulla instabilità.

In particolare, sono state consultate :

- **Progetto Aree vulnerate Italiane (AVI) - Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR (GNDCICNR)**, si tratta di una raccolta di dati storici di piene e frane messe a disposizione per la consultazione al sito internet www.gndci.cnr.it;
- **Progetto SCAI - Studio sui Centri Abitati Instabili – Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR G.N.D.C.I.**
- **Le frane della Sardegna – Sebastiano Crinò – da “L’ingegnere” – Roma, 1930;**
- **Censimenti e catalogazioni o raccolta di notizie effettuati presso Province, Comunità Montane, Comuni limitrofi;**
- **Progetto VAPI – Valutazione delle Piene in Sardegna – Pubblicazione CNR 1418;**
- **Memorie e testimonianze storiche di particolari eventi di piena e di frana storica;**
- **Piano Gestione Rischio Alluvioni PGRA;**
- **Servizio Geologico Nazionale (SGN) in collaborazione con le Regioni e le Province Autonome**
- **Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, messo a disposizione nel sito dell’ISPRA o IFFI;**

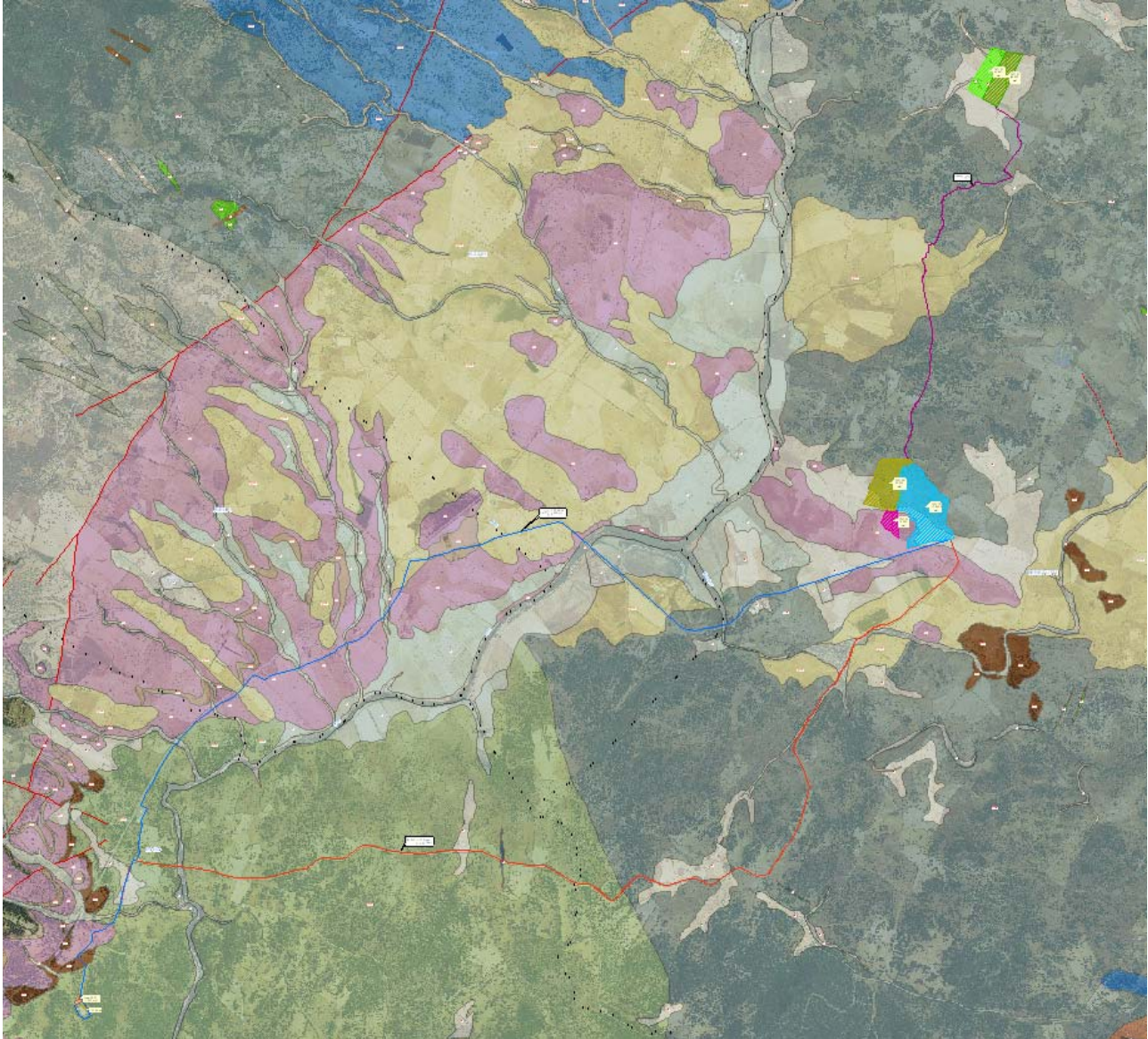
Il materiale informativo raccolto ha costituito la base di partenza per la conoscenza della vulnerabilità del territorio e della sua sensibilità nei confronti dei fenomeni di dissesto idrogeologico ed ha rappresentato un ulteriore supporto alla definizione delle aree di pericolosità.

5.9.1 CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO

Il sedime dell'area di Luzzana è costituito dal prevalere delle formazioni cristalline paleozoiche e sedimentarie terziarie.

Mentre l'area di S'en'e Sedina vede una depressione nelle formazioni intrusive colmata da suolo.

Il sedime dell'area della sottostazione è costituito interamente dalle formazioni cristalline paleozoiche.

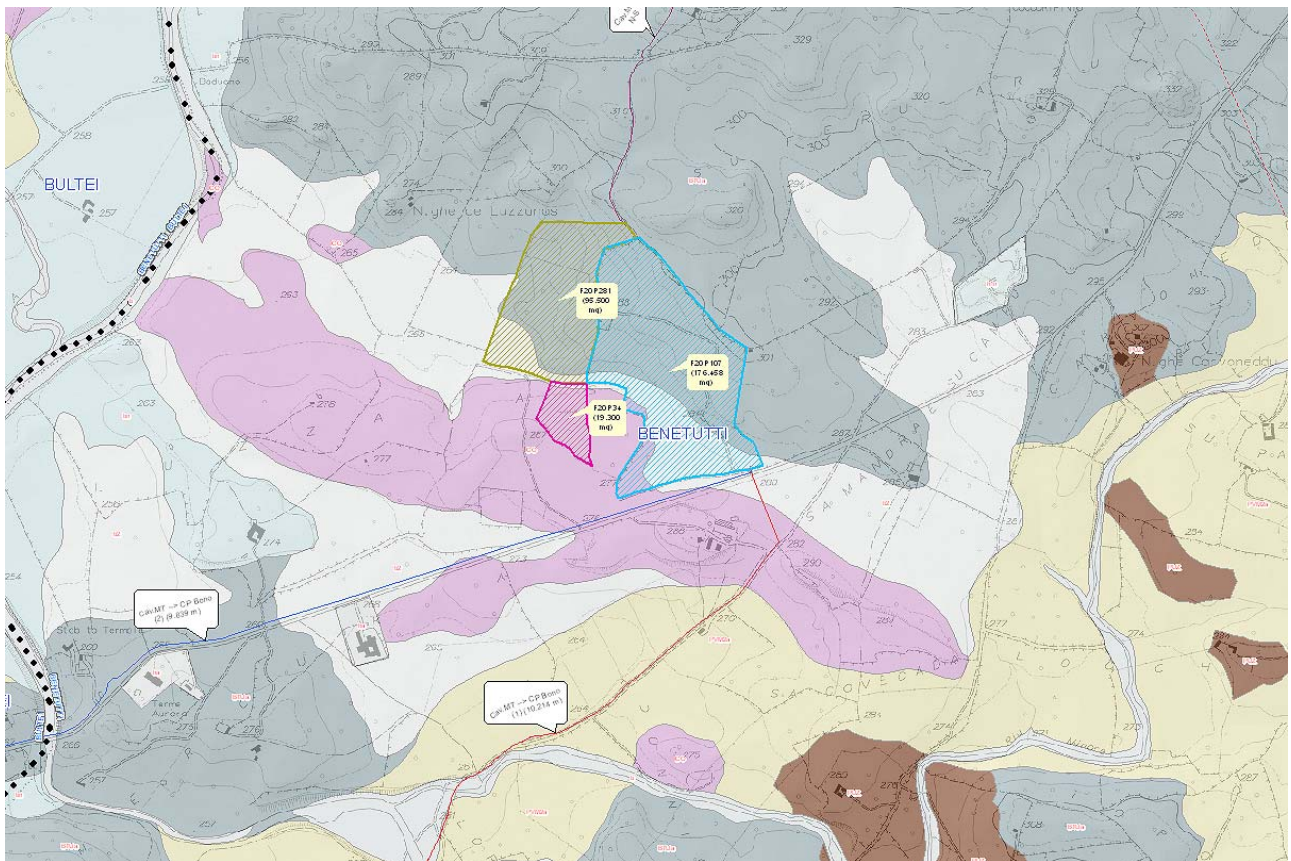


Mapa – La distribuzione delle Litologie per macrounità litologiche

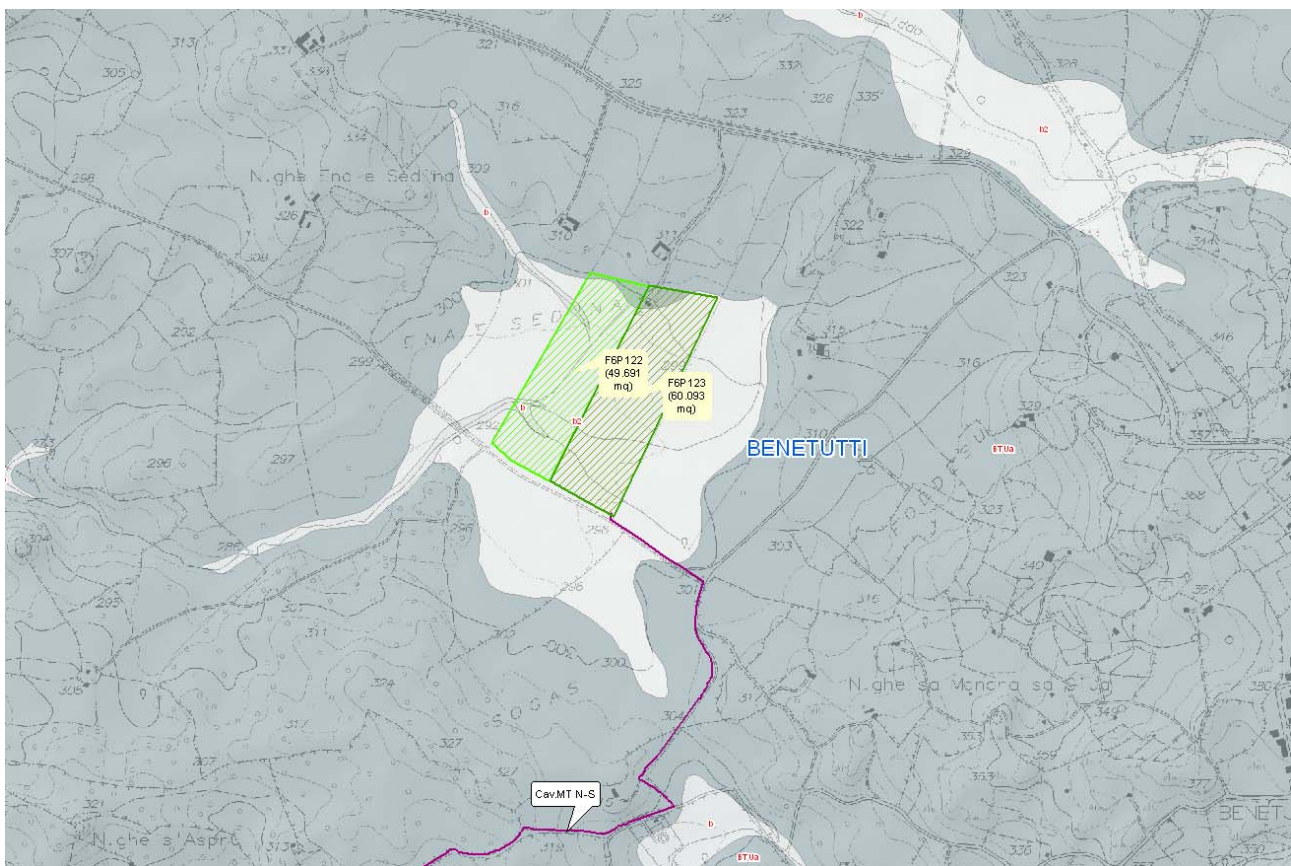
Il settore è fortemente modellato in tutte le sue parti.

Deboli coltri di depositi di versante coprono localmente le aree caratterizzate dalla presenza delle formazioni intrusive.

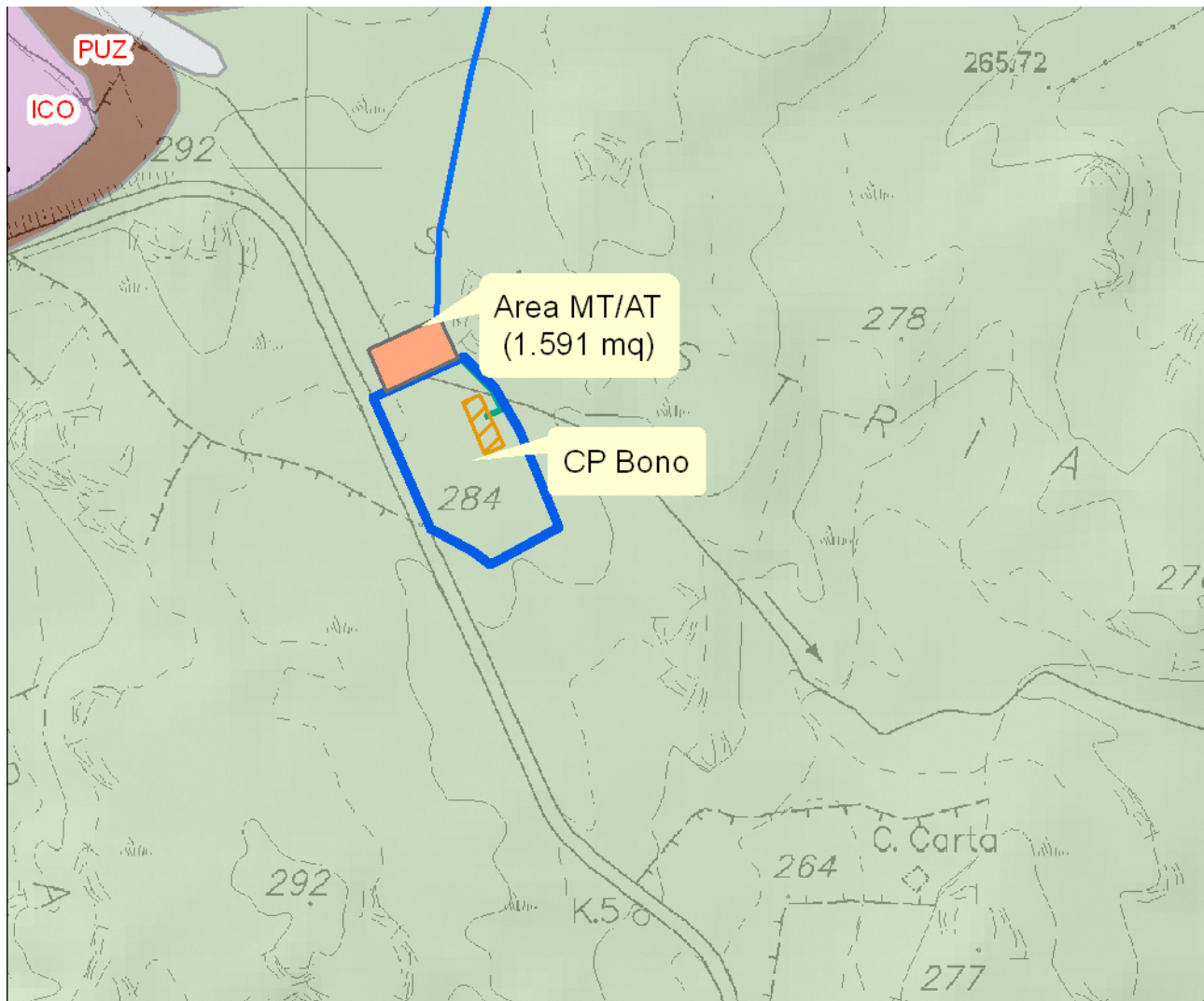
I fondovalle e le aree depresse ospitano a loro volta depositi quaternari alluvionali di limitato spessore.



Luzzana



S'en'e Sedina



S'istria

5.10 UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

- **b2 ,Coltri eluvio-colluviali.** Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE
- **bn ,Depositi alluvionali terrazzati.** OLOCENE
- **PVM2a ,Litofacies nel Subsistema di Portoscuso (SINTEMA DI PORTOVESME).** Ghiaie alluvionali terrazzate da medie a grossolane, con subordinate sabbie. PLEISTOCENE SUP.
- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE.** Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO
- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

5.11 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO

L'area studiata con la presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo della Sardegna centro-settentrionale al confine tra Goceano e Bittese, quasi a contatto con la Gallura.

Si tratta di una regione montuoso-collinare costituita da una moltitudine di morfologie tabulari relitte che rappresentano ciò che resta di un originario altopiano unitario di età premesozoica (penepiano) che nel corso dei tempi è stato smembrato in più unità tabulari, ora divise da profondi e ripidi solchi di erosione.

5.11.1 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a Luzzana sono:

- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE.** Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO
- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Nel settore di Luzzana, la formazione delle arenarie è tendenzialmente sub-affiorante e invece si trova a non oltre 1, 1,5 m nei punti depressi.

La formazione intrusiva, invece è tendenzialmente affiorante e lapidea.



In primo piano frammenti delle arenarie di Riu Bicole

5.11.2 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'En'e Sedina sono:

- **b2 ,Coltri eluvio-colluviali.** Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La roccia non è quasi mai presente se non localmente entro la profondità di 1, 1.5 metri.



5.11.3 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'Istria sono:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La formazione intrusiva è tendenzialmente affiorante e lapidea.



6.RELAZIONE SISMICA

6.1SISMICITA' STORICA

La caratterizzazione della sismicità di un territorio richiede, in primo luogo, una approfondita e dettagliata valutazione della storia sismica, definita attraverso l'analisi di evidenze storiche e dati strumentali riportati nei cataloghi ufficiali. La sismicità storica dell'area interessata dall'opera in progetto è stata analizzata consultando i cataloghi più aggiornati, considerando un intervallo temporale che va dal mondo antico all'epoca attuale.

6.2LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15

In particolare, sono stati consultati i seguenti database:

- **Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15) con estensione al 31/12/2017** redatto dal Gruppo di lavoro CPTI 2015 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta dati parametrici omogenei, sia macrosismici che strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 o con magnitudo (M_w) ≥ 4.0 d'interesse relativi al territorio italiano.
- **DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15) con estensione al 31/12/2017** realizzato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta un set omogeneo di dati di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti e relativo ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 avvenuti nel territorio nazionale e in alcuni paesi confinanti (Francia, Svizzera, Austria, Slovenia e Croazia).

La finestra cronologica coperta inizialmente dal catalogo CPTI15 e dal database DBMI15 va dall'anno 1000 d.C. circa a tutto il 2014 d.C., oggi 2017 d.C, ed offre per ogni terremoto una stima il più possibile omogenea della localizzazione epicentrale (Latitudine, Longitudine), dei valori di Intensità massima ed epicentrale, della magnitudo momento e della magnitudo calcolata dalle onde superficiali.

Per la compilazione del CPTI15 sono stati ritenuti di interesse solo i terremoti avvenuti in Italia e quelli che, pur essendo stati localizzati in aree limitrofe, potrebbero essere stati risentiti con intensità significativa all'interno dei confini dello stato. Nella figura seguente è rappresentata la distribuzione delle localizzazioni dei terremoti storici presenti nel catalogo CPTI15 relativi alla Sardegna, mentre per la lista degli stessi, si rinvia alla consultazione del catalogo CPTI15 on line:

<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>

La consultazione del catalogo e altresì, la mappa stessa, evidenziano che la Sardegna ed in particolare, l'area interessata dal Progetto hanno una sismicità storica molto bassa. CPTI15 descrive solo due eventi di magnitudo $\leq 5M_w$ (1924 e 1948). In occasione dell'evento del 1948 sono state osservate intensità pari a 6MCS in alcune località della Sardegna Nord-Occidentale.

I terremoti più recenti (avvenuti negli ultimi n10 anni), tutti di $M_w < 5$ e ed in gran parte localizzati in mare, hanno prodotto in terraferma esiti di intensità molto limitata.

6.2.1Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15

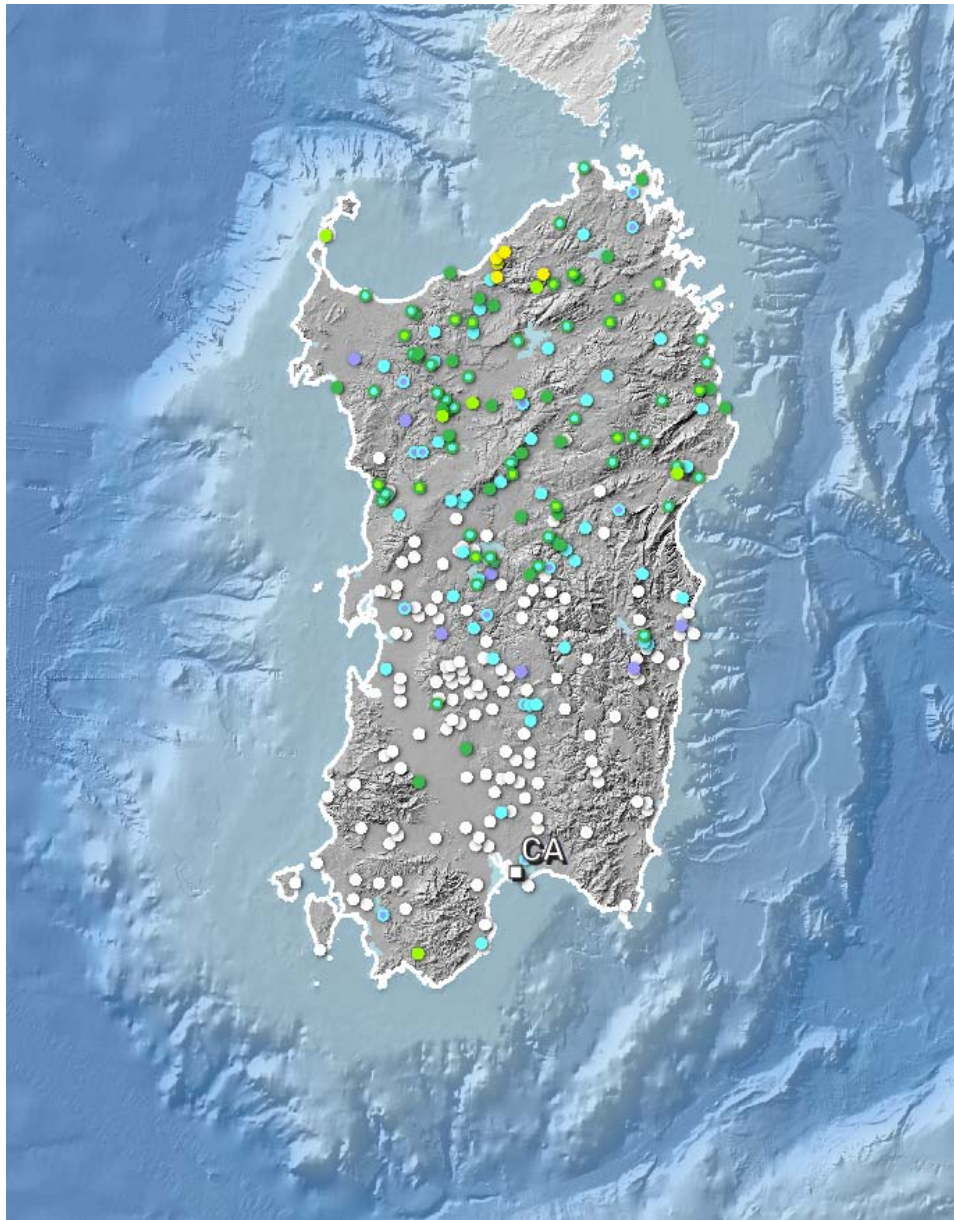
CPTI15 è stato rilasciato, come versione 1.5, per la prima volta nel luglio del 2016 (ROVIDA et al., 2016) e copriva l'intervallo temporale dal 1000 a tutto il 2014. La presente versione CPTI15 v2.0 consiste:

- i) nell'estensione della copertura temporale fino alla fine del 2017,
- ii) nell'aggiornamento e modifica di pochi record, compresa la correzione di alcuni errori riscontrati.

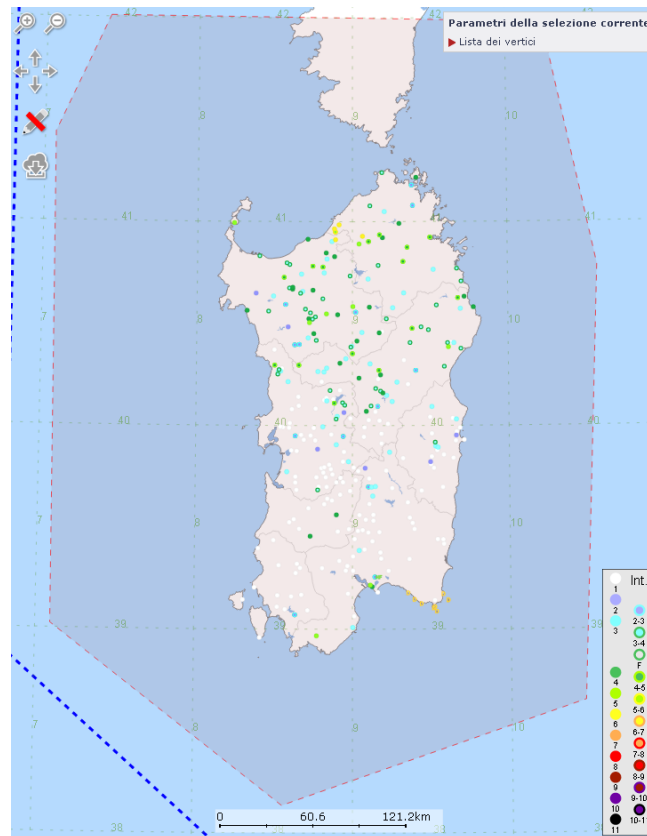
Le differenze tra le due versioni del catalogo, per quanto riguarda entrambi gli aspetti citati, sono descritti nel seguito. Tutte le modifiche apportate sono evidenziate nel file del catalogo.

6.2.2 Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017

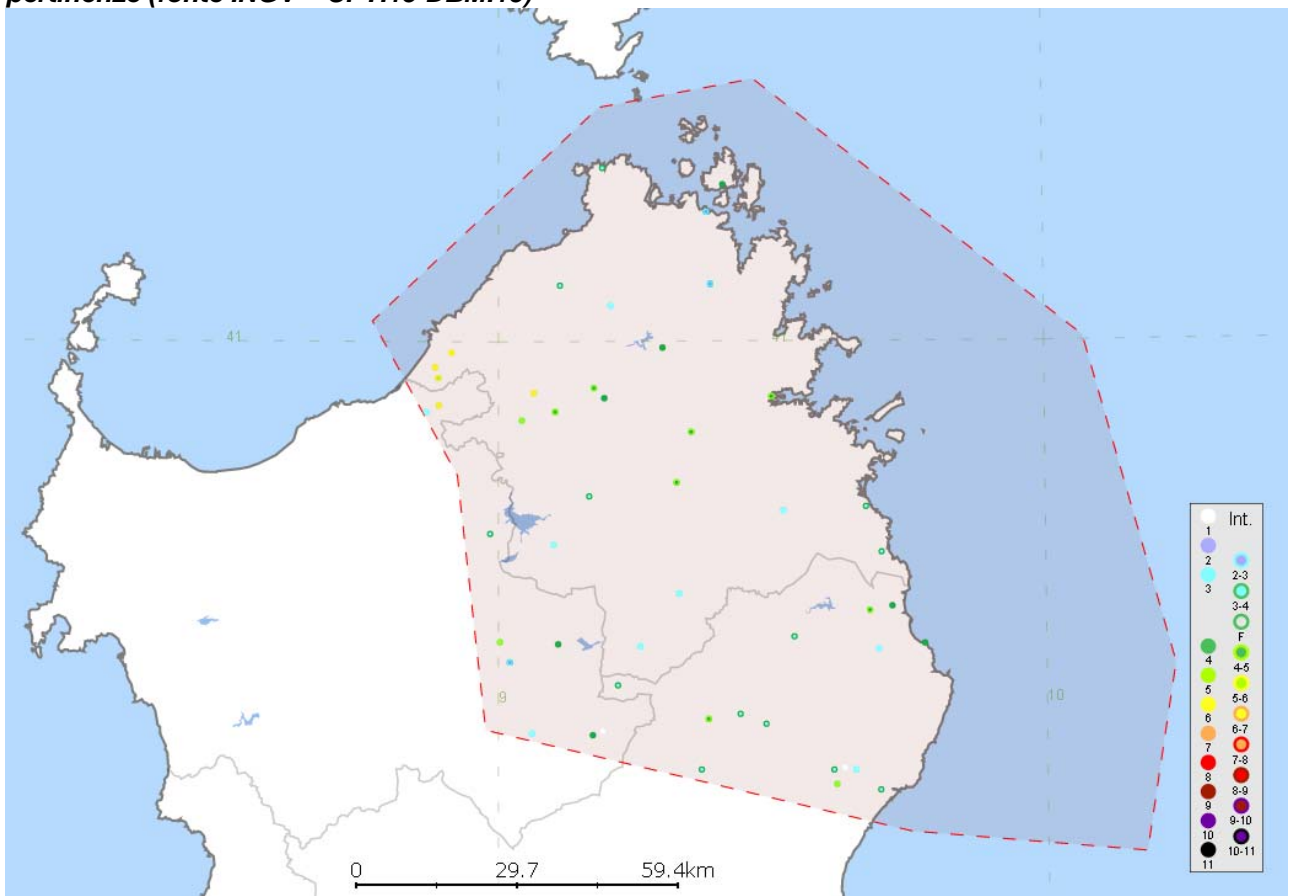
Seguendo gli stessi criteri e partendo dagli stessi datasets, sono stati considerati 176 terremoti entro le soglie stabilite per il catalogo nell'intervallo temporale tra il 31.12.2014 e il 31.12.2017. I record si riferiscono a 155 terremoti nella sezione principale del catalogo, a 11 relativi all'Arco Calabro, 9 all'area dell'Etna e 1 all'area di Ischia-Vesuvio-Campi Flegrei. Con poche eccezioni si tratta di terremoti con dati esclusivamente strumentali. I cataloghi strumentali considerati per le localizzazioni, elencati in Tabella 6, sono principalmente il Bollettino Sismico Italiano (MARGHERITI et al., 2016; 2016a; 2016b; 2017; NARDI et al., 2016; ROSSI et al., 2017; BATELLI et al., 2018; CANTUCCI et al., 2019; LOMBARDI et al., 2019), il Bollettino dell'ISC (International Seismological Centre), al momento della compilazione del catalogo disponibile per i terremoti fino a giugno del 2016, e il Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2019) per l'area relativa. Sono stati inoltre considerati alcuni cataloghi esteri.



Mappa – Distribuzione dei terremoti storici (catalogo CPT115 – 1000-2017 d.C.) relativi alla Sardegna ed alle sue adiacenze, compresa la piattaforma continentale



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti alla Sardegna ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

| Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - Database Macrosismico Italiano | | | | | | |
|--|----------------------------|--------|-------|------|------|-----|
| Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) | | | | | | |
| File downloaded from CPTI15-DBMI15 v2.0 | | | | | | |
| Listed entries 49 | | | | | | |
| PlaceID | Place Name | Lat | Lon | Prov | Imax | EQs |
| IT_68111 | Aggius | 40.929 | 9.065 | SS | 6 | 2 |
| IT_68120 | Aglientu | 41.078 | 9.113 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68124 | Alà dei Sardi | 40.651 | 9.330 | SS | 3 | 3 |
| IT_68140 | Arzachena | 41.080 | 9.389 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68145 | Badesi | 40.965 | 8.884 | SS | 6 | 1 |
| IT_68150 | Benetutti | 40.455 | 9.172 | SS | 4 | 2 |
| IT_68151 | Berchidda | 40.786 | 9.166 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68424 | Bitti | 40.477 | 9.383 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68163 | Bortigiadas | 40.891 | 9.043 | SS | 5 | 1 |
| IT_68178 | Buddusò | 40.578 | 9.259 | SS | 3 | 3 |
| IT_68439 | Budoni | 40.708 | 9.700 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68189 | Bultei | 40.457 | 9.061 | SS | 3 | 2 |
| IT_68196 | Calangianus | 40.922 | 9.194 | SS | 4 | 1 |
| IT_68466 | Galtelli | 40.386 | 9.616 | NU | 5 | 3 |
| IT_68473 | Irgoli | 40.409 | 9.631 | NU | NF | 2 |
| IT_68226 | La Maddalena | 41.218 | 9.412 | SS | 4 | 2 |
| IT_68484 | Loculi | 40.406 | 9.611 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68485 | Lodè | 40.591 | 9.540 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68487 | Lula | 40.470 | 9.488 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68232 | Luogosanto | 41.050 | 9.206 | SS | 3 | 1 |
| IT_68233 | Luras | 40.936 | 9.175 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68239 | Monti | 40.805 | 9.326 | SS | 4-5 | 2 |
| IT_68148 | Muntiggioni | 40.950 | 8.890 | SS | 5-6 | 1 |
| IT_68246 | Nughedu di San Nicolò | 40.556 | 9.021 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68247 | Nule | 40.461 | 9.190 | SS | NF | 3 |
| IT_68261 | Olbia | 40.924 | 9.500 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68507 | Onani | 40.484 | 9.441 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68509 | Onifai | 40.406 | 9.651 | NU | 3 | 2 |
| IT_68515 | Orosei | 40.378 | 9.696 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68519 | Orune | 40.407 | 9.370 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68272 | Oschiri | 40.719 | 9.101 | SS | 3 | 2 |
| IT_68520 | Osidda | 40.524 | 9.218 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68283 | Ozieri | 40.584 | 9.003 | SS | 5 | 1 |
| IT_68181 | Padru | 40.766 | 9.521 | SS | 3 | 2 |
| IT_68285 | Palau | 41.180 | 9.382 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68291 | Pattada | 40.581 | 9.109 | SS | 4 | 2 |
| IT_68526 | Posada | 40.633 | 9.719 | NU | 4 | 1 |
| IT_68532 | San Teodoro | 40.771 | 9.672 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68197 | Sant'Antonio | 40.992 | 9.301 | SS | 4 | 1 |
| IT_68558 | Santa Lucia | 40.581 | 9.778 | NU | 4 | 1 |
| IT_68408 | Santa Maria Coghinas | 40.903 | 8.868 | SS | 3 | 1 |
| IT_68320 | Santa Teresa Gallura | 41.241 | 9.191 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68559 | Siniscola | 40.574 | 9.694 | NU | 3 | 1 |
| IT_68369 | Telti | 40.875 | 9.353 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68382 | Tempio Pausania | 40.903 | 9.104 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68575 | Torpè | 40.627 | 9.678 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68398 | Trinità d'Agultu e Vignola | 40.985 | 8.914 | SS | 6 | 1 |
| IT_68402 | Tula | 40.734 | 8.985 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68115 | Viddalba | 40.912 | 8.891 | SS | 6 | 1 |

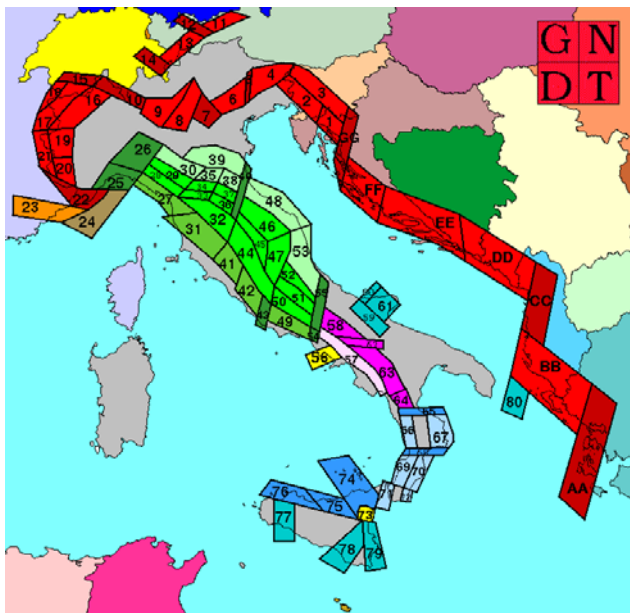
Mappa – Sismi estratti dal catalogo riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

6.3 CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA

La caratterizzazione sismogenetica dell'area di progetto è basata sulla Zonazione Sismogenetica, denominata ZS9, prodotta dall'INGV (MELETTI C. e VALENSISE G., 2004), che sostituisce la precedente ZS4.

Questa zonazione è considerata, nella recente letteratura scientifica, il lavoro più completo e aggiornato a livello nazionale.

Come peraltro già stimabile dall'analisi del CPT115 e del DBM15, la regione interessata dal progetto, inteso in modo esteso, non è interessata dalla presenza di nessuna area sismo genetica di rilievo.



Mapa - Zonazione Sismogenetica, denominata ZS4 a sinistra ed attuale ZS9 a destra

6.4 DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE

La categoria del **suolo di fondazione nei siti dei sedimenti del Parco fotovoltaico e della Sottostazione**, sono definite secondo le specifiche del punto 3.2.2 del D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni” e dal suo regolamento applicativo.

TABELLA 3.2.II – CATEGORIE DI SOTTOSUOLO

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

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

Indipendentemente da prove MASW da eseguirsi in fase successiva, le valutazioni di **V_{s30eq}** , stanti i **parametri geotecnici desunti dalle investigazioni**, certamente classificheranno i terreni in **classe A**.

Solo il limitato strato superficiale di suolo, generalmente inferiore a 1.5 m avrà valori di **V_{s30eq}** inferiore agli **300 m/s**.

Sulla base delle caratteristiche orografiche del territorio attraversato, tutti i manufatti sono riconducibili ad una categoria topografica **T1**.

6.5 CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA

Con l'Ordinanza P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica" viene introdotta la nuova classificazione sismica dell'intero territorio nazionale.

La nuova classificazione sismica del territorio nazionale è articolata in **4 zone** a diverso grado di sismicità espresso dal parametro a_g = accelerazione orizzontale massima convenzionale su suolo di categoria A.

I valori convenzionali di a_g sono espressi come frazione dell'accelerazione di gravità g , da adottare in ciascuna delle zone sismiche del territorio nazionale e sono riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Per ogni classe sismica si assumono i valori riportati nella tabella sottostante.

TABELLA CLASSIFICAZIONE SISMICA P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003

| ZONA | VALORE di a_g |
|------|-----------------|
| 1 | 0.35g |
| 2 | 0.25g |
| 3 | 0.15g |
| 4 | 0.05g |

L'intero territorio della **Sardegna**, che precedentemente, non era classificato sismico, con la nuova classificazione sismica introdotta dall'O.P.C.M. n. 3274/2003, ricade in **zona sismica 4**.

La Regione Sardegna con Delibera G. R. n.15/31 del 30/03/2004 ha recepito, in via transitoria, fino a nuova determinazione, conseguente l'aggiornamento della mappa di rischio sismico nazionale, la classificazione sismica dei Comuni della Sardegna, così come riportato nell'allegato A dell'O.P.C.M. n. 3274/2003.

Secondo quanto definito nell'Allegato A del D.M. 14/01/2008, la Sardegna è caratterizzata da una macro-zonazione sismica omogenea, ossia presenta medesimi parametri spettrali sull'intero territorio insulare a parità di tempo di ritorno dell'azione sismica.

6.6 PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO

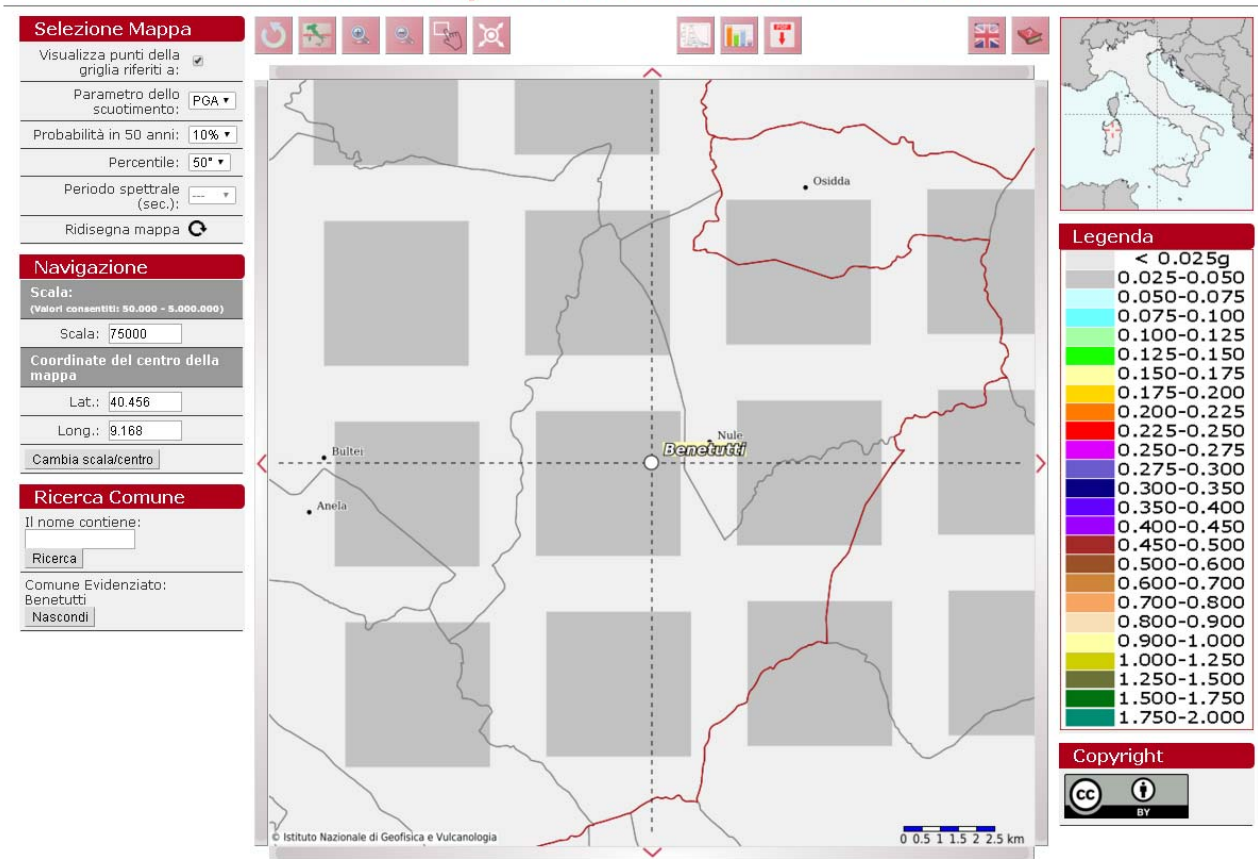
Come definito nel testo unico allegato al **D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”** e dal suo regolamento applicativo, “le azioni sismiche di progetto, in base alle quali valutare il rispetto dei diversi stati limite considerati, si definiscono a partire dalla “pericolosità sismica di base” del sito di costruzione.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, riportata nella figura seguente ed elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, approvata con Ordinanza n.3519 del Presidente del Consiglio dei Ministri del 28 Aprile 2006, è diventata la mappa di riferimento prevista dall'Ordinanza n.3274 del 2003, All.1.

In tale cartografia il settore di progetto ricade in una zona con accelerazione massima al suolo ($a(\max)$) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a soli molto rigidi ($V_{S,30} > 800$ m/s; cat .A) compresa tra **0.025 e 0.050 g**.



Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



Web Application Developed by F. Martinelli & C. Meletti, [INGV](#)

Versione 1.1

A cura di [INGV_Sezione di Pisa](#)

Info: ingv@ingv.it

Credits

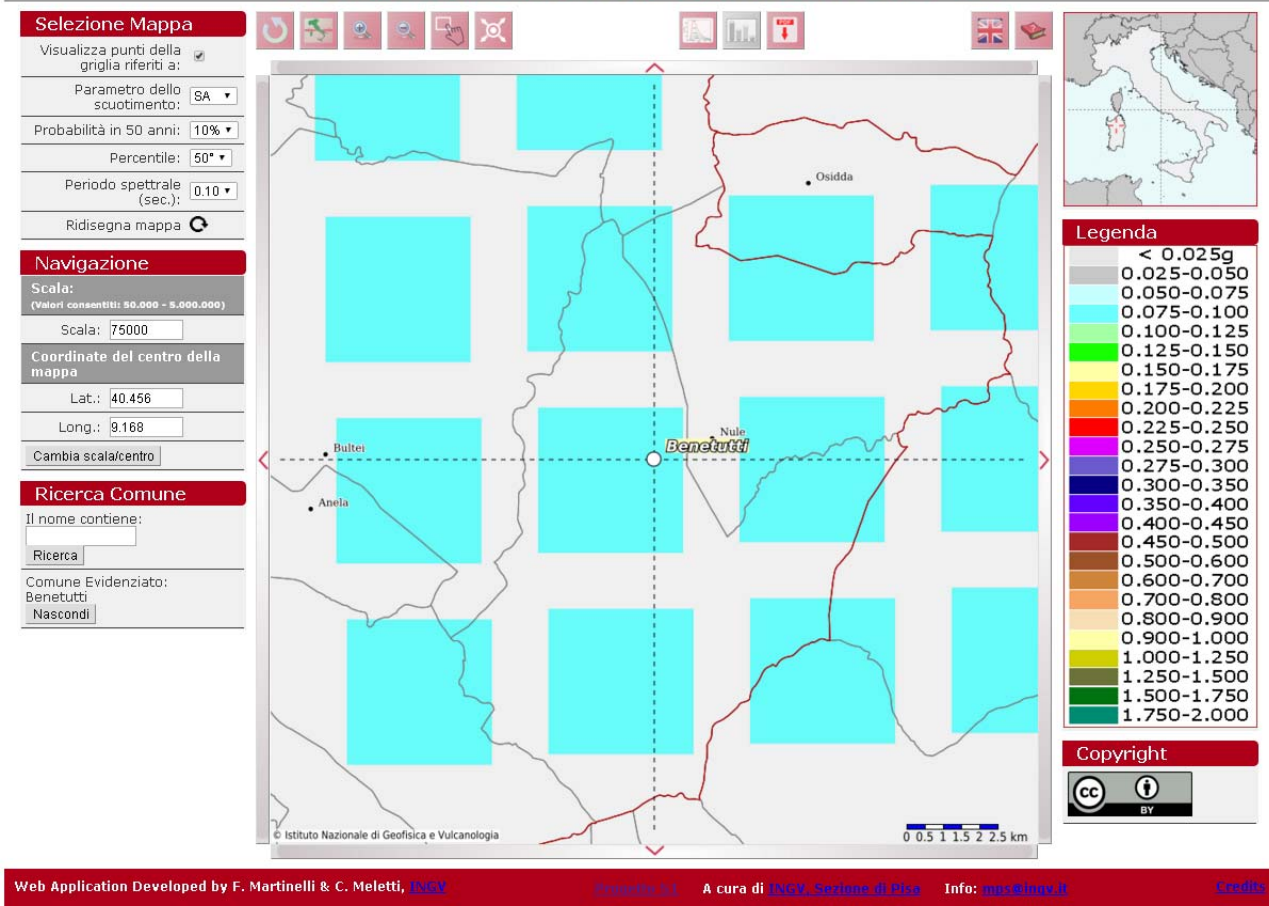
Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per PGA

Per la definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare anche l'effetto della risposta sismica locale che, in assenza di specifiche analisi, può essere ricavata mediante un approccio semplificato, che si basa sull'individuazione di categorie di sottosuolo di riferimento.

L'identificazione di questa categoria va di norma eseguita in base ai valori della $V_{s,eq}$, cioè la velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio entro i primi 30 m di profondità, tuttavia, come specificato nella suddetta normativa, nei terreni non coesivi (coperture) può essere effettuata anche in base ai valori del numero equivalente di colpi della prova penetrometrica dinamica (Standard Penetration Test) N_{SPT30} .



Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per SA

Nel caso in esame, i valori della V_s per i singoli strati sono stati ricavati utilizzando le formule di calcolo di Ohta e Goto (1978):

$$V_s = 54.33 * (N_{SPT})^{0.173} * \alpha * \beta * (Z / 0.303)^{0.193}$$

e di Yoshida e Motonori (1988):

$$V_s = \beta * (N_{SPT})^{0.25} * \sigma'_{v0}{}^{0.14}$$

Per il calcolo della $V_{s,eq}$, è stata quindi applicata la formula indicata dalle **N.T.C 2018**:

$$V_{s,eq} = H / (\sum_{i=1,N} (h_i / V_{s,i}))$$

Dove:

- h_i = Spessore in metri dello strato i-esimo

- V_i = Velocità dell'onda di taglio i-esima
- N = Numero di strati

Sulla base delle **NTC 2018** quando lo spessore del substrato è superiore a 30 metri, come nel nostro caso:

$$V_{s,eq} = V_{s,30}$$

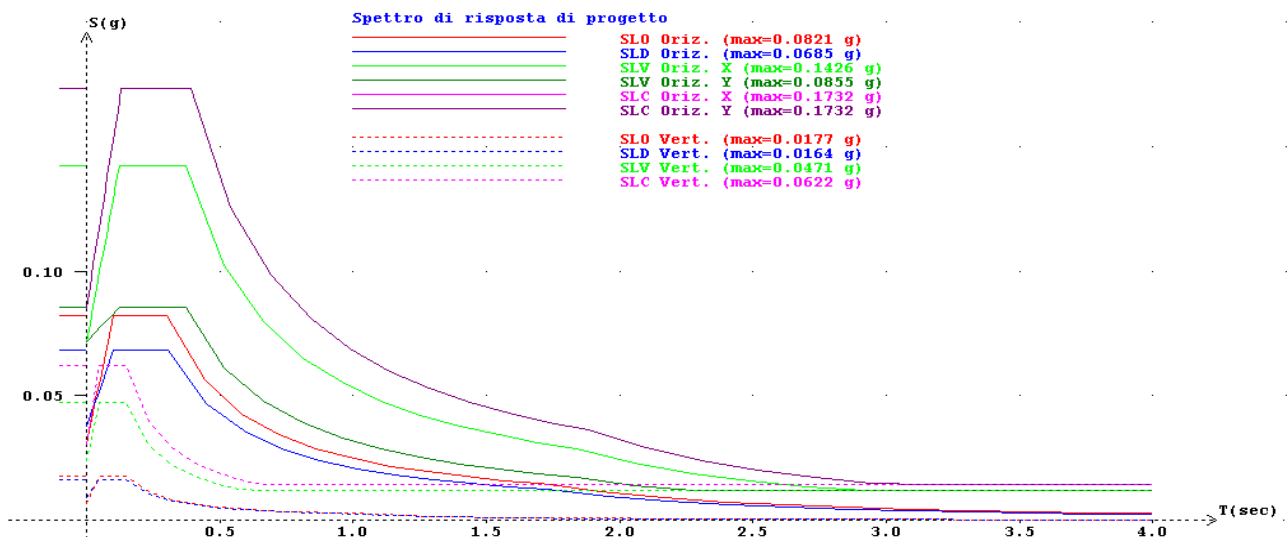
Considerando che i dati di riferimento indicano coperture detritiche superficiali per spessori inferiori a 10.0 m, i valori ricavabili con i due metodi attribuiscono ai terreni di fondazione alla categoria "A".

6.7 PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE

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

- fattore amplificazione peri a 1.2
- categoria topografica T1
- categoria sottosuolo A
- sito di riferimento Long = 9.4062 Lat = 40.5687

Le azioni di progetto si ricavano dalle accelerazioni $a_{(g)}$ e dai parametri che permettono di definire gli spettri di risposta ai sensi delle NTC e dalle relative forme spettrali.



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

- $a_{(g)}$: accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 : valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_c^* : periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Tipo costruzione (Art. 2.4.1) Classe d'uso (Art. 2.4.2)

Vita Nominale di progetto Vn (anni):

Periodo di riferimento per l'azione sismica: VR= Vn*Cu= 50.00*2.00= 100.00 anni

| Pvr % (Art. 3.2.1) | |
|--------------------|-------|
| SLD | 81.00 |
| SLD | 63.00 |
| SLV | 10.00 |
| SLC | 5.00 |

| Periodo di ritorno Tr (anni) | |
|------------------------------|---------|
| SLD | 60.21 |
| SLD | 100.58 |
| SLV | 949.12 |
| SLC | 1949.57 |

| Parametri di pericolosità sismica | | | |
|-----------------------------------|------------|------------|------------|
| | ag (g/10) | F0 (adim) | Tc*(sec) |
| SLD | 0.25412544 | 2.69384478 | 0.30155682 |
| SLD | 0.31347364 | 2.72962862 | 0.30695043 |
| SLV | 0.59878943 | 2.97619724 | 0.37075034 |
| SLC | 0.70712553 | 3.06144099 | 0.39336260 |

N.B. Dal valore tabellato, per ottenere ag in (g), dividerlo per 10; per ottenerlo in m/sec², moltiplicarlo per 0.9806

Questi tre parametri sono definiti in corrispondenza dei punti di un reticolo di riferimento, i cui nodi non distano fra loro più di 10 km, per diverse probabilità di superamento in 50 anni e per diversi periodi di ritorno (variabili tra 30 e 975 anni). Di seguito sono riportati i valori di ag, Fo, Tc* relativi alla pericolosità sismica dell'area oggetto d'intervento edificatorio per vari tempi di ritorno.

7.RELAZIONE GEOTECNICA

7.1 CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME

Sulla base delle analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti, nonché delle prove penetrometriche effettuate in aree adiacenti, sono state riorganizzate le informazioni disponibili al fine di valutarne l'attendibilità con riferimento a profondità e posizione topografica.

L'indagine è basata sul rilevamento geolitologico e strutturale diretto dell'area e del suo intorno geologico.

Trattandosi di terreni rocciosi, in un contesto sufficientemente conosciuto sotto l'aspetto geologico e vastamente esposto in affioramento, nonché investigato pur nei singoli siti, ma in punti molto prossimi e rappresentativi, non è stato ritenuto necessario procedere a indagini geognostiche in profondità.

7.1.1 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE

L'area oggetto della presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo di Sardegna. Si tratta di un settore del basamento cristallino.

Le formazioni presenti, appartengono al complesso intrusivo dell'unità di Benetutti e delle arenarie di Riu Bicole, mentre le rocce del sedime della sottostazione sono esclusivamente granitoidi dell'unità intrusiva di Benetutti.

Per quanto sopra detto, poiché le caratteristiche del terreno possono passare dalla consistenza sublapidea a quella terrosa, si possono indicare cautelativamente i parametri minimi, relativi a un materiale alterato posto entro i 3 m dal p.c..

Valori ancora superiori si ottengono da prove di carico eseguite in sito in aree geologicamente comparabili. Tali prove hanno inoltre evidenziato che per pressioni di contatto fino a 5 Kg/cm² e oltre, i pur minimi cedimenti registrati sono temporanei, denunciando quindi un comportamento elastico del terreno.

7.2 MODELLO GEOTECNICO DEL SITO

Il modello geologico individuato, attraverso l'attribuzione dei parametri geomeccanici e di comportamento reciproco delle unità stratigrafiche, porta alla definizione del modello di comportamento meccanico del sito o modello geotecnico.

Di seguito i parametri di riferimento per la progettazione geotecnica per i singoli litotipi.

7.2.1 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1

- 0,15m – 0,50m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, con frammenti vegetali, di colore bruno
- 0,30m – 1,30m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia sottostante intrusiva, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da clasti a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.

- da profondità variabile da 0,30m a 1,30m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate o formazione arenacea cenozoica.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI)**. Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Oppure da:

- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE**. Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO

7.2.2 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione)

- 0,30m di spessore – suolo più o meno evoluto, sabbioso con frammenti vegetali, colore bruno/beige
- 0,30m – 1,00m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia madre sottostante, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da ciottoli a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.
- da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI)**. Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Sulla base di analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti sulle diverse formazioni, nonché delle prove penetrometriche effettuate, si è ipotizzato che le unità abbiano i seguenti parametri tipici minimi:

| parametro | simb | Unità | b2 | ICO | BTUa |
|-----------------------|----------|--------------------|-----------|-----------|-----------|
| Pressione ammissibile | σ | Kg/cm ² | 0.50-1.90 | 2.60-4.20 | 2.60-4.20 |
| Coesione non drenata | cu | Kg/cm ² | 1.00 | 4-5 | 4-5 |
| Modulo di Young | Eel | Kg/cm ² | 100 | >300 | >600 |
| Angolo d'attrito | α | Gradi | 22-24 | 26-30 | 32-34 |
| Peso di volume | γ | g/cm ³ | 1.7 | 1.7/1.9 | 1.9-2.1 |

8. CONCLUSIONI

Le aree direttamente interessate dallo sviluppo del Parco fotovoltaico sono delle superfici tendenzialmente pianeggianti e subpianeggianti, in cui affiorano le formazioni intrusive granitiche e a Luzzana, le formazioni arenacee terziarie.

L'areale su cui andrà posizionata la sottostazione in progetto è caratterizzato esclusivamente da rocce paleozoiche di natura granitica, affioranti in prevalenza fin dal piano campagna; dove si ha la presenza di poco suolo, esso si sviluppa essenzialmente lungo il substrato di alterazione della roccia madre, che non supera 1,5 m di profondità.

Lo studio ha altresì permesso di definire tre modelli geotecnici differenti rappresentativi rispettivamente dei siti di imposta del Parco fotovoltaico e della sottostazione.

Per entrambi i litotipi rappresentativi sono stati definiti i parametri geotecnici di riferimento.

Il quadro geologico-morfologico e sismico appare privo di criticità ostative dell'area oggetto di studio relativamente l'intervento previsto.

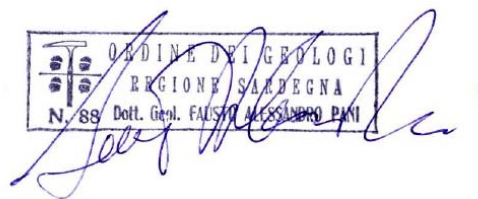
La presente relazione ha preso in esame uno stato di fatto ed ha inteso evidenziare le problematiche tecniche che si potranno incontrare da un punto di vista geologico – idrogeologico.

Tuttavia in fase di progettazione esecutiva e successivamente in corso d'opera si potranno apportare gli adeguamenti progettuali (metodo osservazionale) ritenuti più idonei alla realtà geologico-morfologica che si andrà a rilevare nel dettaglio (fase di progettazione esecutivo/realizzativa).

In fase d'esecuzione degli scavi e realizzazione dei corpi fondazionali è buona e consolidata prassi verificare, mediante supervisione geologica, le considerazioni di natura geologico-geotecnica assunte in questo elaborato.

In conclusione, da quanto emerge dal presente elaborato in ordine alle caratteristiche geomorfologiche, idrogeologiche e sismiche del sito, fatte salve le prescrizioni impartite, l'area oggetto di studio di fattibilità è suscettibile di intervento edificatorio.

Geologo Fausto Alessandro Pani



Geologa Roberta Maria Sanna



EMAN s.r.l.

REALIZZAZIONE DI UN PARCO
FOTOVOLTAICO IN LOCALITÀ IN COMUNE DI BENETUTTI



RELAZIONE GEOLOGICA – GEOTECNICA E SISMICA

Dott. Geol. Fausto Alessandro Pani

Dott. Geol. Roberta Maria Sanna

INDICE

| | | |
|--------|--|----|
| 1. | PREMESSA..... | 4 |
| 2. | NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE..... | 6 |
| 3. | VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO..... | 7 |
| 4. | CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE..... | 8 |
| 5. | RELAZIONE GEOLOGICA..... | 9 |
| 5.1 | INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO..... | 9 |
| 5.2 | CARATTERI GEOLOGICI GENERALI..... | 10 |
| 5.3 | COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA..... | 14 |
| 5.4 | COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA..... | 14 |
| 5.4.1 | <i>Micascisti e paragneiss</i> | 15 |
| 5.4.2 | <i>Ortogneiss granodioritici e granitici</i> | 15 |
| 5.4.3 | <i>Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura</i> | 16 |
| 5.4.4 | <i>Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica</i> | 16 |
| 5.5 | COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO..... | 17 |
| 5.5.1 | <i>Migmatiti</i> | 17 |
| 5.5.2 | <i>Ortogneiss e anfiboliti</i> | 18 |
| 5.6 | IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO..... | 18 |
| 5.6.1 | <i>Il corteo filoniano</i> | 22 |
| 5.7 | COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE..... | 23 |
| 5.7.1 | <i>SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA</i> | 23 |
| 5.7.2 | <i>SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE</i> | 24 |
| 5.8 | LA TETTONICA..... | 25 |
| 5.9 | CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA..... | 29 |
| 5.9.1 | <i>CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO</i> | 31 |
| 5.10 | UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE..... | 33 |
| 5.11 | CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO34 | |
| 5.11.1 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1</i> | 34 |
| 5.11.2 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2</i> | 35 |
| 5.11.3 | <i>MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3</i> | 35 |
| 6. | RELAZIONE SISMICA..... | 37 |
| 6.1 | SISMICITA' STORICA..... | 37 |
| 6.2 | LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15..... | 37 |
| 6.2.1 | <i>Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15</i> | 38 |
| 6.2.2 | <i>Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017</i> | 38 |

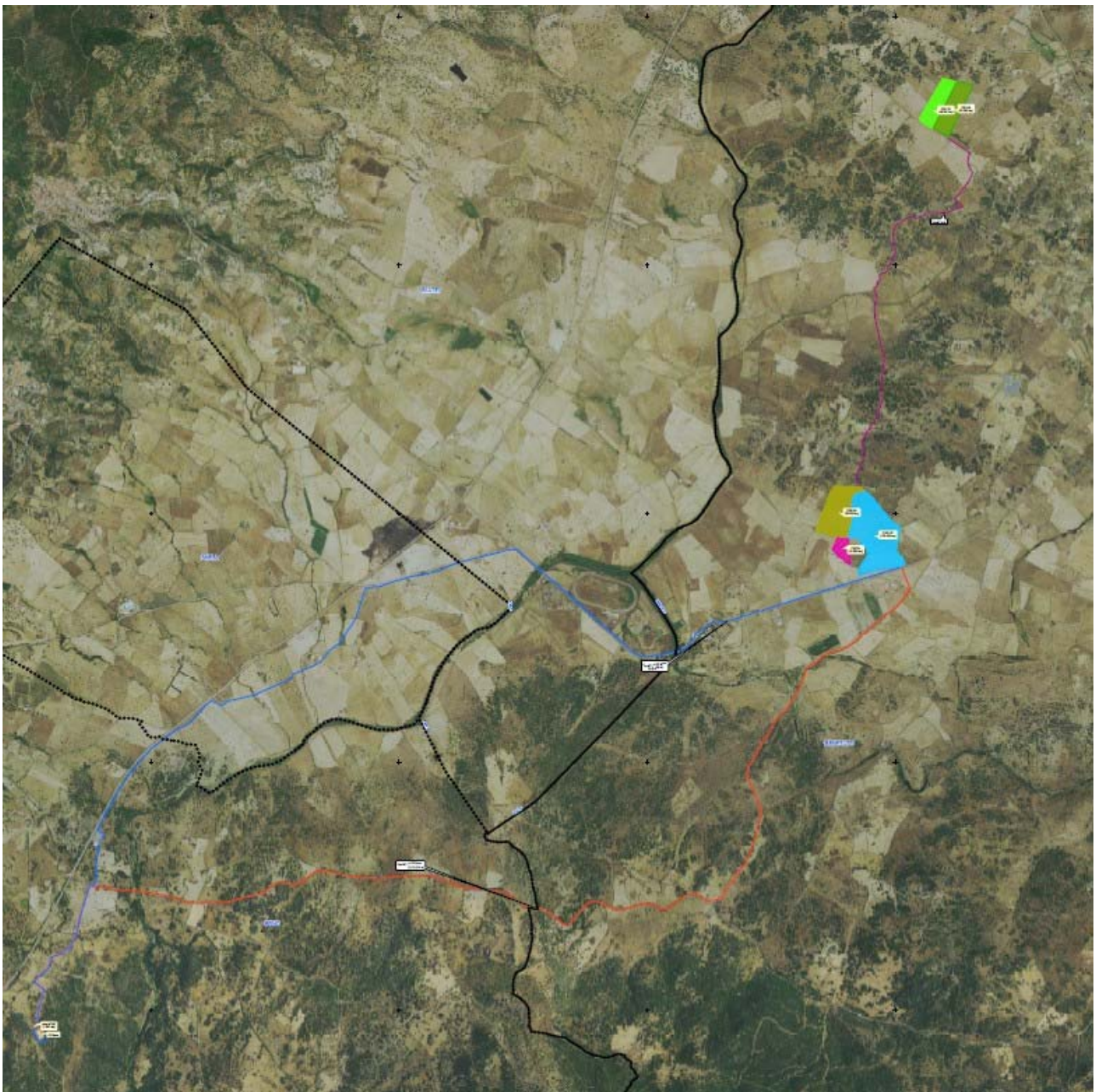
| | | |
|-----------|--|-----------|
| 6.3 | CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA..... | 42 |
| 6.4 | DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE | 42 |
| 6.5 | CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA | 43 |
| 6.6 | PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO..... | 45 |
| 6.7 | PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE..... | 47 |
| 7. | RELAZIONE GEOTECNICA | 49 |
| 7.1 | CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME | 49 |
| 7.1.1 | <i>CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE.....</i> | <i>49</i> |
| 7.2 | MODELLO GEOTECNICO DEL SITO | 49 |
| 7.2.1 | <i>MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1.....</i> | <i>49</i> |
| 7.2.2 | <i>MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione)</i> | <i>50</i> |
| 8. | COMPATIBILITÀ IDRAULICA E GEOLOGICA PRELIMINARE..... | 52 |
| 9. | CONCLUSIONI | 54 |

1.PREMESSA

La **EMAN S.r.l.** in sede di progettazione ha manifestato la necessità di approfondire le informazioni sul contesto geologico, geotecnico e sismico per la verifica della fattibilità del progetto.

Conseguentemente la **EMAN**, ha affidato agli scriventi l'incarico di redigere la Relazione geologica, geotecnica e sismica preliminare al progetto.

Il presente documento costituisce la Relazione geologica, geotecnica e sismica del progetto proposto.



Mapa - L'area dell'intervento ed i territori comunali contermini (limiti in nero) sulla Ortofoto 2016

2. NORMATIVA DI RIFERIMENTO DI SETTORE

Il presente documento è redatto secondo quanto richiesto dalla normativa vigente ed in particolare, è conforme a quanto richiesto da:

dal punto H del D.M. 11.3.1988 “Norme Tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno e delle terre e delle opere di fondazione”;

dal DM 17-01-2018 NTC2018;

dagli Eurocodici EC7 ed EC8.

In particolare, il D.M. 17.01.2018 entrato in vigore a partire dal 01-07-2018 stabilisce le Norme Tecniche per le Costruzioni o meglio le norme per la progettazione ed il dimensionamento delle strutture.

Tale documento, come anche precisato dalla successiva Circolare Applicativa del 21.01.2019, con tutti gli ovvi risvolti sulle fasi preliminari della progettazione, è quindi riferito alla fase esecutiva della progettazione.

Per quanto riguarda la sfera attinente la professionalità del geologo vengono richiesti all'interno della progettazione 3 documenti:

relazione geologica

relazione geotecnica

relazione sulla modellazione sismica del sito e pericolosità sismica di base.

La relazione geologica deve contenere le indagini, la caratterizzazione e modellazione geologica del sito in riferimento all'opera ed analizzare la pericolosità geologica del sito in assenza ed in presenza delle opere. La valenza di questo documento è fondamentale non solo per la progettazione esecutiva dell'opera ma per stabilire in fase di progettazione architettonica o preliminare se l'opera si “può fare” e quali saranno le problematiche relative alla stabilità dei terreni ed all'assetto idrogeologico dell'intorno.

La relazione geotecnica riguarda le indagini, la caratterizzazione e modellazione geotecnica del solo “volume significativo” e deve valutare l'interazione opera/terreno ai fini del dimensionamento.

La relazione sulla modellazione sismica deve valutare la pericolosità sismica di base del sito, tale documento riveste importanza per la valutazione della “pericolosità” e quindi va inserito non solo nel livello di progettazione definitivo ma già fin dal livello di progettazione preliminare. Dato che tale documento specie per la trattazione degli effetti di sito assume un carattere prettamente “geologico”, lo stesso può essere redatto in forma indipendente o essere inserito nella relazione geologica.

In particolare la normativa generale presa a riferimento è costituita da:

Decreto Ministeriale 17.01.2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”.

Testo Unitario - Norme Tecniche per le Costruzioni

Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici n. 7/ C.S.LL.PP., 21.01.2019,

Istruzioni per l'applicazione dell'Aggiornamento delle "Norme Tecniche per le Costruzioni";
UNIEN 1998 5:2005 Eurocodice 8 (rev 2005)
Indicazioni progettuali per la resistenza fisica delle strutture
Parte 5: Fondazioni, strutture di contenimento ed aspetti geotecnici (stesura finale 2003)
UNIEN 1997 1:2005 Eurocodice 7.1 (rev 2005)
Progettazione geotecnica – Parte I : Regole Generali
UNIEN 1997 2:2002 Eurocodice 7.2 (rev 2002)
Progettazione geotecnica – Parte I : Progettazione assistita da prove di laboratorio
EC 1-20120 UNIEN 1997 2:2007 Eurocodice 7.2 (rev 2007)
Progettazione geotecnica – Parte II : Progettazione assistita con prove in sito
Leggi regionali in materia di pianificazione e di Vincolo Idrogeologico
Piano di Assetto Idrogeologico
Piano delle Fasce Fluviali
Piano di Gestione del Rischio Alluvioni
Ordinanze Autorità di Bacino nazionale, regionale o interregionale
Piani Territoriali di coordinamento (Nuoro e Sassari)
Piani Urbanistici di Benetutti, Bultei e relativi Regolamento edilizio e Norme Tecniche di Attuazione
D.M. 11.03.1988
Norme tecniche riguardanti le indagini sui terreni e sulle rocce, la stabilità e dei pendii naturali e delle scarpate, i criteri generali e le prescrizioni per la progettazione, l'esecuzione e il collaudo delle opere di sostegno delle terre e delle opere di fondazione

3.VINCOLI SOVRAORDINATI DI CARATTERE GEOLOGICO

Riguardo ai vincoli sovraordinati di carattere geologico per l'area interessata dal progetto, oggetto della presente relazione, si evidenzia che il sito d'intervento ricade in parte in aree soggette a:

Vincolo Idrogeologico ai sensi del R.D. 3267/23;

il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità geomorfologica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Geomorfologica;

il sito è classificato come non suscettibile in relazione alla pericolosità idraulica, sulla base della cartografia di sintesi derivata dal PAI (agg. gen. 2022) in particolare della Carta della Pericolosità Idraulica

l'area indagata ricade in ambito territoriale a pericolosità sismica, classificato a rischio sismico di classe 4 secondo l'aggiornamento della classificazione sismica nazionale.

4.CARATTERISTICHE DEL PROGETTO E RILEVANZE GEOLOGICHE

Nella corografia generale si individua l'area interessata dal posizionamento dei due settori del campo fotovoltaico, dei cavidotti di interconnessione e del cavidotto che adduce alla sottostazione di connessione alla rete.

DESCRIZIONE DELPROGETTO ED INSISTENZA SUL SUOLO

5.RELAZIONE GEOLOGICA

5.1INQUADRAMENTO CARTOGRAFICO

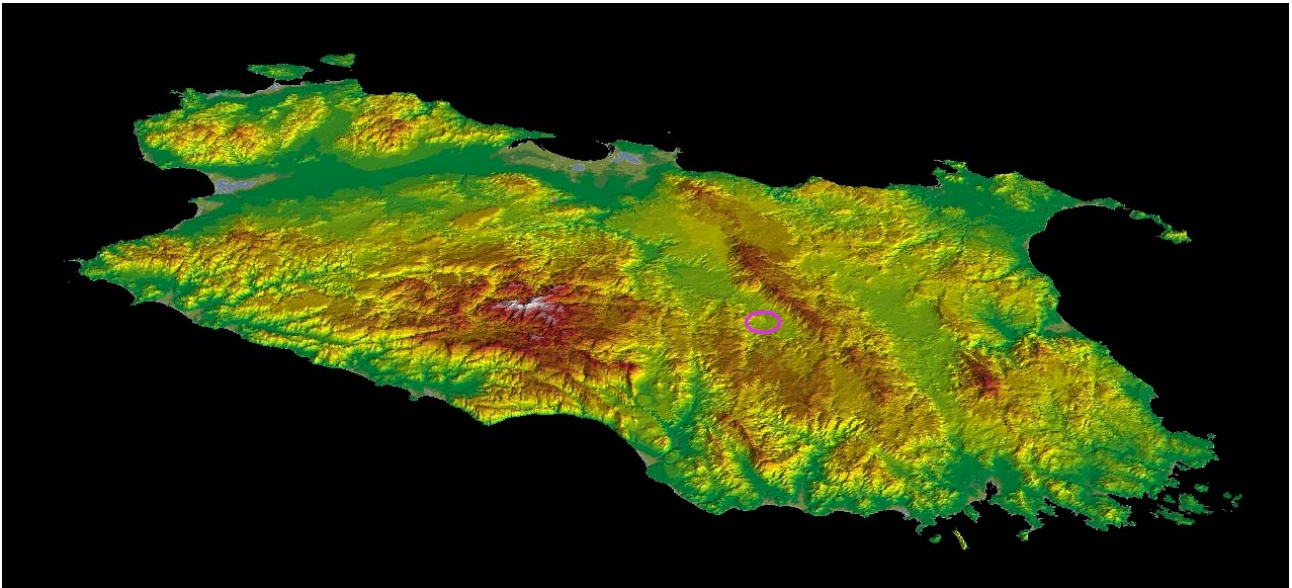
Il territorio interessato dal progetto dell'impianto fotovoltaico è costituito da un'area modellata posta nella fossa del Tirso, tra la catena del Marghine-Goceano e il pianoro di Nule-Bitti-Osidda. L'area è costituita da una depressione tettonica che accoglie il Tirso come sortisce dal massiccio di Benetutti-Nule e Buddusò.

Il territorio è caratterizzato dalla presenza di 3 grandi domini:

il sistema del penepiano ercinico di Nule-Bitti-Osidda ;

il sistema della fossa tettonica;

il sistema dei versanti della catena del Marghine-Goceano.



Simulazione 3d – Il sistema del rilievo della Sardegna con la posizione dell'impianto da NE

5.2 CARATTERI GEOLOGICI GENERALI

La Sardegna (Carmignani et alii) è divisa in tre macro complessi geologici che affiorano per estensioni equivalenti:

il basamento metamorfico ercinico; (in viola, grigio, verde e bruno)

il complesso intrusivo tardo-ercinico; (rosa in varie tinte)

le successioni sedimentarie e vulcanico tardo-erciniche, mesozoiche e cenozoiche (colori rimanenti).

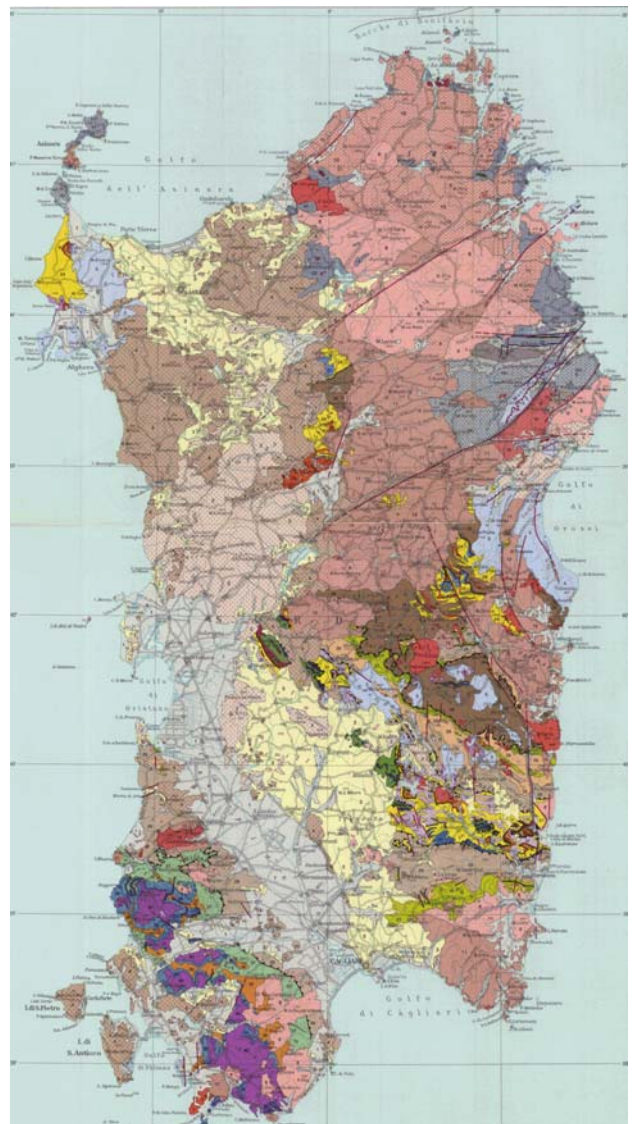
Il basamento paleozoico sardo è un segmento della Catena Ercinica sud-europea, considerata, dalla maggior parte degli autori, una catena collisionale con subduzione di crosta oceanica e metamorfismo di alta pressione a partire dal siluriano, collisione continentale con importante ispessimento crostale, metamorfismo barroviano (datato a 339-350 Ma - DEL MORO et alii, 1991) e magmatismo durante il Devoniano superiore e il Carbonifero (MATTE, 1986; CARMIGNANI et alii, 1994).

La geometria collisionale della Catena Ercinica, in Sardegna, è ancora ben riconoscibile. Per Carmignani et alii (1992; 1994) il margine armoricano, sovrascorso, è rappresentato dal Complesso Metamorfico di Alto Grado che affiora nella Sardegna Settentrionale, mentre il margine del Gondwana, subdotto, è rappresentato da un Complesso Metamorfico di Basso e Medio grado strutturato in un edificio a falde. Questo edificio a falde, secondo Carmignani et alii (1979) è caratterizzato da una zoneografia barroviana prograd, mentre Franceschelli et alii, (1989) lo suddividono in Falde Interne e Falde Esterne, che affiorano nella Sardegna centrale e sudorientale.

I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

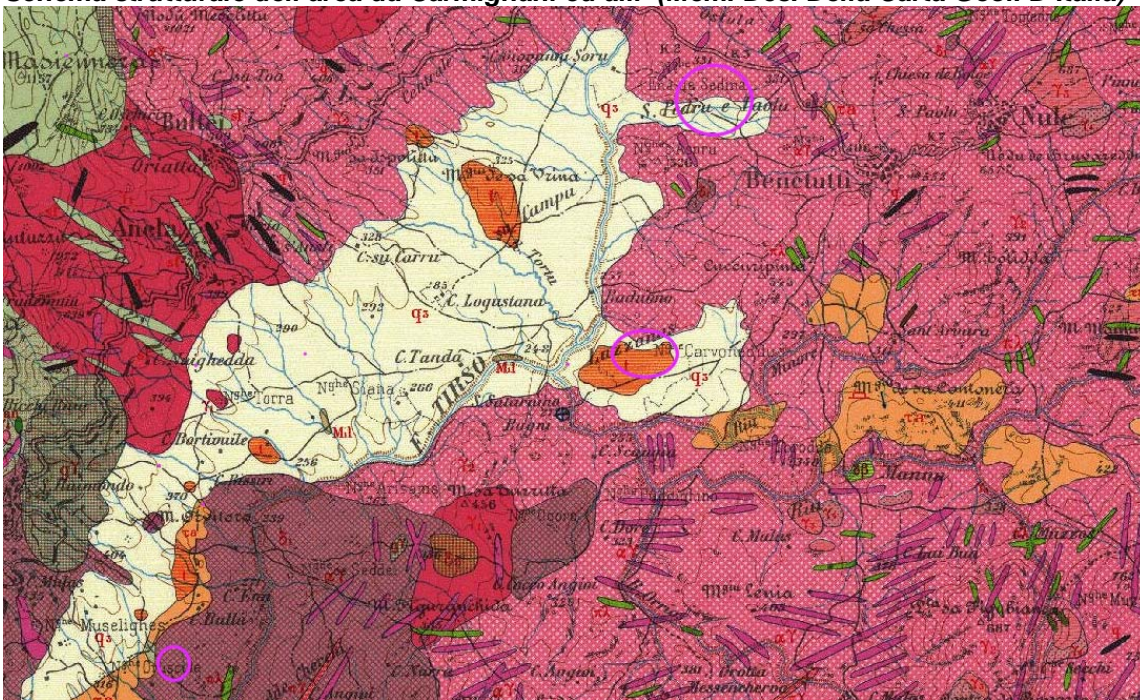
I due complessi sono separati dalla Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano frammenti di crosta oceanica con paragenesi relitte di ambientazione eclogitica (CAPPELLI et alii, 1992).

Successivamente a tale strutturazione

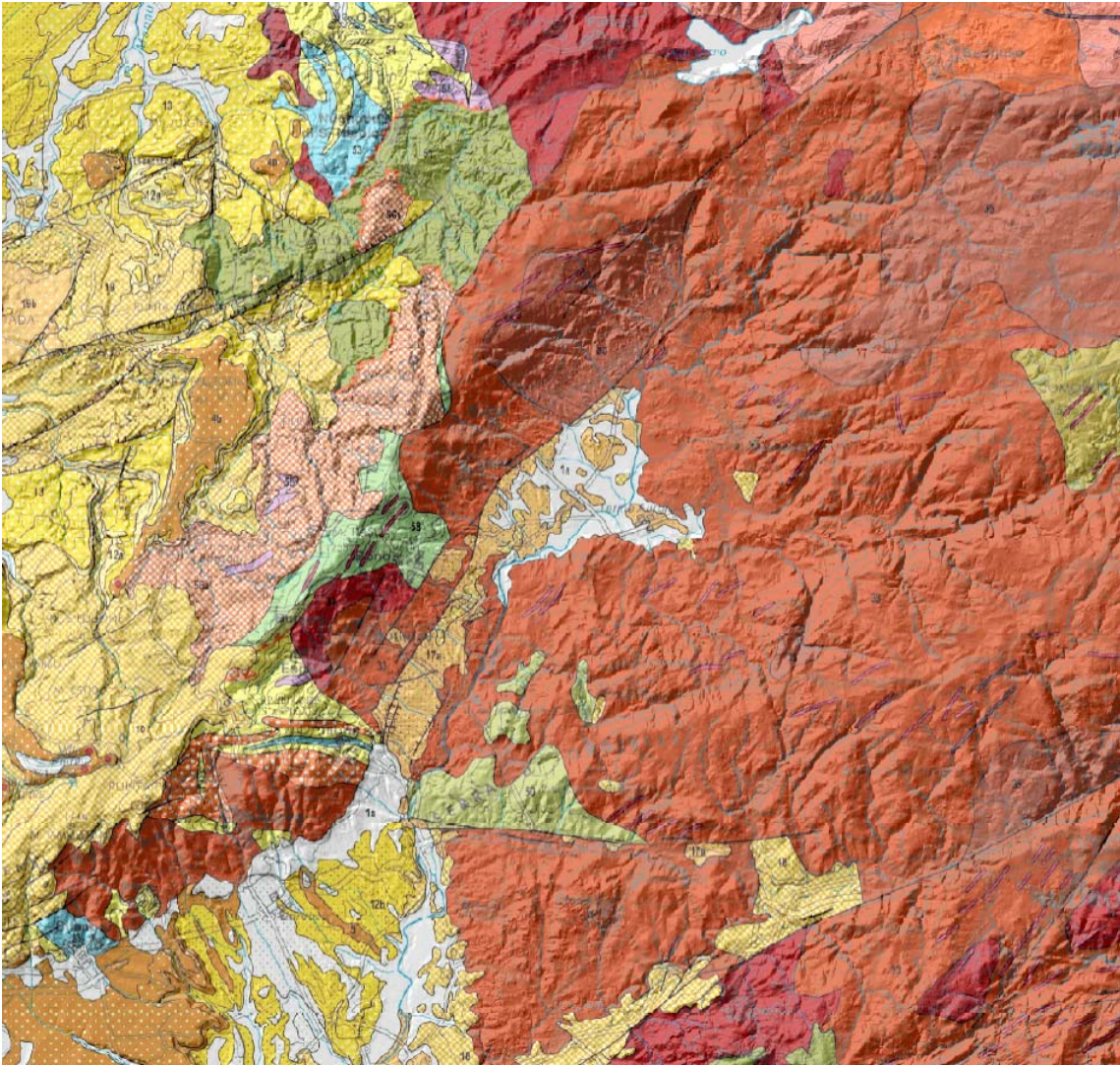


collisionale, nel tardo-ercinico segue un'evoluzione caratterizzata dal collasso gravitativo della catena e da rilascio termico (metamorfismo di alto T/P).

Schema strutturale dell'area da Carmignani ed alii (Mem. Des. Della Carta Geol. D'Italia)



La carta geologica alla scala 1:100.000 della unica stesura di semidettaglio esistente

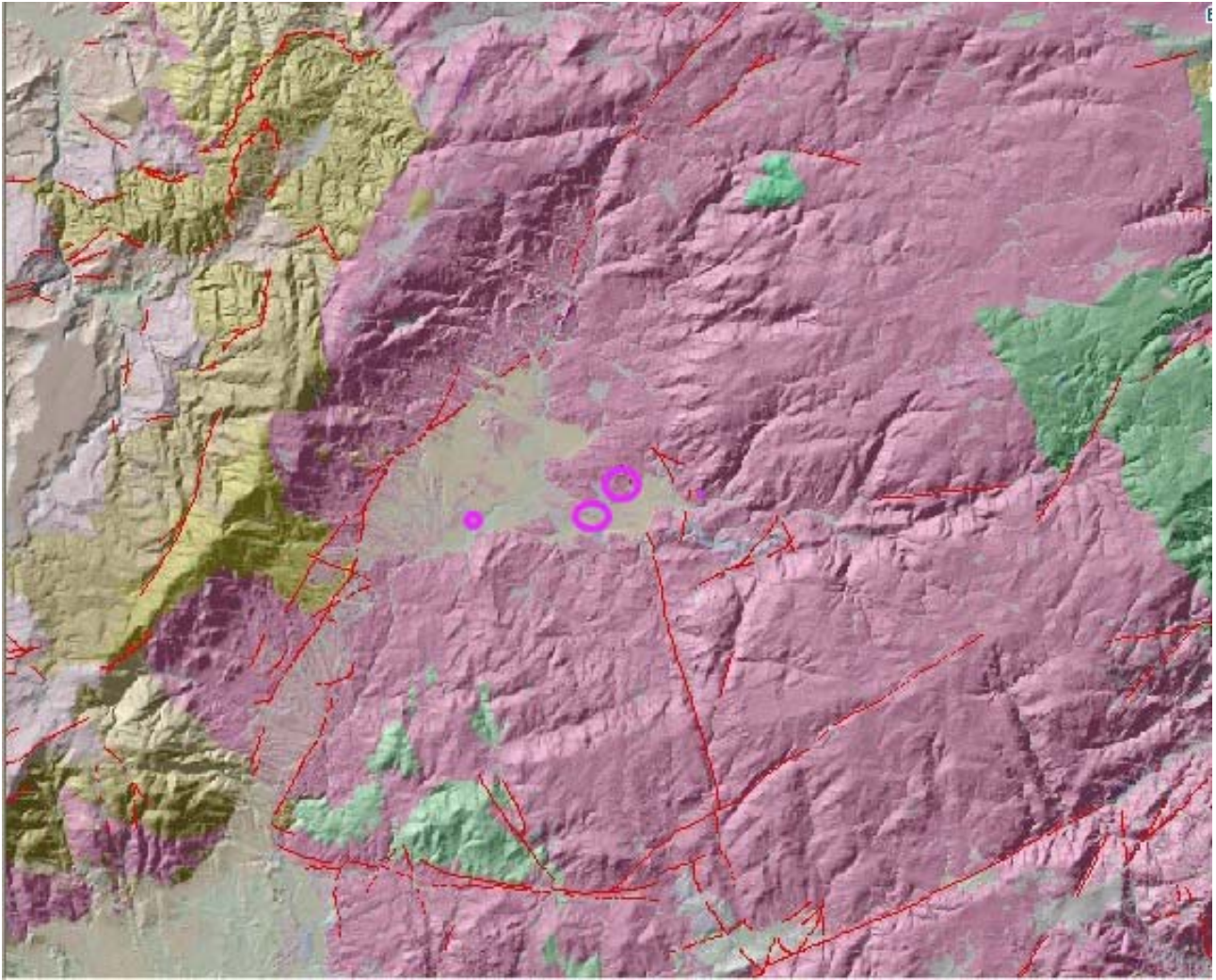


Mappa – L'area del Parco Fotovoltaico compresa nella Carta Geologica al 1:250.000

Nelle aree del Mediterraneo occidentale i processi estensionali legati al collasso dell'orogene ercinico sono attivi da 320 fino ad almeno 280 Ma (e.g. Massiccio Centrale e Montagna Nera: ECHTLER & MALAVEILLE, 1990; Pirenei: GIBSON, 1991).

In Sardegna e Corsica l'evoluzione tardo-ercinica della catena, caratterizzata da una dinamica essenzialmente estensionale e/o trans-tensile, è dominata da processi esumativi attivi, come minimo, a partire da 308 Ma (età minima di chiusura della muscovite in migmatiti del complesso metamorfico di alto grado: MACERA et alii, 1989) e coincide con la messa in posto di gran parte delle plutoniti che formano il Batolite Sardo-Corso. Essa si esprime anche con diffuse manifestazioni vulcaniche e sub-vulcaniche in campi filoniani (ATTORI & TRAVERSA, 1986; VACCAIO, 1990) e con la genesi di bacini intracratonici stefaniano-autuniani.

Successivamente, nel Permiano più tardo e poi nel Triassico inferiore un nuovo ciclo magmatico ad affinità alcalina post-orogena (BONIN, 1980), ancora associato a sedimentazione continentale, caratterizza il blocco sardo-corso.



La geologia sovrapposta al modello del suolo per evidenziare correlazione tra forme e litologia

Questo magmatismo in Sardegna è rappresentato da manifestazioni sub-vulcaniche ed effusive (BALZELLI et alii, 1987; CORTESOGNO & GAGGERO, 1999). Esso non può essere riferito al collasso della Catena Ercinica ma piuttosto alla riorganizzazione delle placche legata alla fase di rifting che, manifestatasi con trasgressioni marine fin dal Triassico superiore, porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (CORTESOGNO et alii, 1998).

Dopo l'Orogenesi ercinica altri settori di crosta strutturata in questo evento sono incorporati nella catena pirenaica, nelle Alpi e nell'Appennino, mentre il settore di crosta che attualmente costituisce il Blocco Sardo-Corso non è coinvolto in importanti eventi orogenici; mancano quindi le successioni alloctone di dominio oceanico che costituiscono l'edificio a falde della Corsica Alpina.

In Sardegna affiorano esclusivamente successioni mesozoiche comuni ai domini europei più esterni, caratterizzate da piattaforme carbonatiche di mare poco profondo; esse sono coinvolte insieme a successioni sedimentarie e vulcaniche cenozoiche pre-burdigaliane in un'importante tettonica a carattere trascorrente che si manifesta tra l'Oligocene e l'Aquitano. Tale tettonica, con le sue manifestazioni transpressive e transtensive, viene messa in relazione alla collisione,

cui è legato l'Appennino settentrionale, tra il blocco Sardo-Corso e l'Adria (CARMIGNANI et alii, 1994b; OGGIANO et alii, 1995; CARMIGNANI et alii 1995).

5.3 COMPLESSI METAMORFICI CONNESSI CON LA COLLISIONE ERCINICA

Come anzidetto, l'evoluzione stratigrafica preercinica (?Precambriano-Carbonifero inferiore) è delineabile con sufficiente chiarezza solo nella Sardegna centro-meridionale, prevalentemente nella Zona esterna e nelle Falde esterne. Andando verso NE, metamorfismo e deformazione aumentano e diventa sempre più difficile l'attribuzione stratigrafica delle metamorfiti. Nelle Baronie, dove le metamorfiti di medio grado presentano la maggiore continuità di affioramento, il grado metamorfico aumenta rapidamente verso NE; in una fascia larga circa cinquanta chilometri si passa infatti dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica e alle migmatiti. Da SW verso NE sono state distinte le zone a clorite, a biotite, a granato, a staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato. Questa zoneografia è caratteristica di un metamorfismo di tipo barroviano.

Nel complesso migmatitico, come lungo la Linea Posada-Asinara, relitti di paragenesi di alta pressione sono conservati nelle anfiboliti (41) e testimoniano un'evoluzione polimetamorfica per almeno una parte di questo basamento. Nella zona più settentrionale (Gallura) gli affioramenti di metamorfiti sono isolati entro la massa dei granitoidi che diventano il litotipo dominante.

In questo paragrafo descriveremo: il Complesso intrusivo del Carbonifero superiore-Permiano e le metamorfiti di medio e alto grado della Zona interna della catena.

Secondo la ricostruzione geodinamica di CARMIGNANI et alii (1994b), il Complesso migmatitico deriva dalla crosta continentale armoricana, sovrascorsa sul margine Gondwaniano subdotto nel quale sono stati riconosciuti:

il cuneo di accrezione (Complesso metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica);
le coperture del margine paleozoico del Gondwana precedentemente descritte (Complesso metamorfico ercinico in facies degli scisti verdi e anchimetamorfico, suddiviso in Falde interne, Falde esterne e Zona esterna).

I due margini sono separati da un'importante zona milonitica: la Linea Posada-Asinara, lungo la quale affiorano relitti di crosta oceanica.

5.4 COMPLESSO METAMORFICO ERCINICO PREVALENTEMENTE IN FACIES ANFIBOLITICA

Tutta la zona interna della Catena ercinica sud europea è caratterizzata dal sovrascorrimento di basamenti precambriani di alto grado, con metamorfismo plurifaciale e relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche (innermost cristalline nappes: MATTE, 1983), su unità di grado metamorfico più basso (BURG & MATTE, 1978). Il sovrascorrimento si realizza in regime duttile anche con inversione delle isograde del metamorfismo barroviano nelle unità sottoscorrenti (BURG et alii, 1984). Nel contatto tettonico sono spesso implicati relitti di crosta oceanica (RMEIRO et alii, 1964; BAYER & MATTE, 1979). In Sardegna il Complesso migmatitico ercinico ed il Complesso

metamorfico ercinico prevalentemente in facies anfibolitica sono separati dalla Linea Posada-Asinara: una fascia milonitica, costituita da micascisti, paragneiss in facies anfibolitica e quarziti, che attraversa tutta la Sardegna settentrionale dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara.

Come le suture oceaniche altrove descritte nella zona assiale della Catena ercinica europea, anche la Linea Posada-Asinara è caratterizzata per tutta la sua lunghezza da corpi di anfiboliti derivate da basalti di crosta oceanica, con relitti di metamorfismo di alta pressione. I corpi principali affiorano nella valle del Posada, nella bassa Gallura e all'Isola dell'Asinara.

Queste anfiboliti contengono relitti di ambientazione granulitica (GHEZZO et alii, 1979; GHEZZO & ORSINI, 1982) e, nella bassa Gallura, di ambientazione eclogitica (OGGIANO & DI PISA, 1992). In termini di elementi maggiori tutte le anfiboliti mostrano composizioni simili a quelle riportate per le tholeiiti oceaniche e le concentrazioni degli elementi con alta forza di campo (HFSE) indicano che i prato liti delle anfiboliti derivano da basalti ad affinità MORB.

Anche i pattern delle terre rare indicano una fusione parziale di una sorgente di tipo MORB impoverita, seguita da frazionamento. Un'isocrona Sm/Nd ha fornito per i protoliti un'età di circa 950 Ma e un rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ di 0,51167 (CAPPELLI et alii, 1992). La forte anomalia magnetica (CASSANO et alii, 1979) che marca tutta la Linea Posada-Asinara (fig. 50) potrebbe indicare importanti corpi mafici in profondità e suggerisce che tale lineamento rappresenti una struttura di importanza crostale (CARMIGNANI et alii, 1994b).

La Linea Posada-Asinara ha costituito una "zona di debolezza" persistente fino al Terziario. E' caratterizzata da un'importante metamorfismo retrogrado in facies a scisti verdi coevo con movimenti trascorrenti destri tardo-ercinici che interessano entrambi i complessi che essa mette a contatto (ELTER et alii, 1990; OGGIANO & DI PISA, 1992).

Inoltre, nella valle del Posada lo stesso lineamento è riattivato come faglia trascorrente destra anche nel Terziario (PAsci, 1997). Gli originari rapporti tra i due complessi metamorfici conseguenti alla collisione ercinica sono stati quindi modificati a più riprese.

5.4.1 Micascisti e paragneiss

Sono attribuiti a questo complesso metamorfiti della zona a $\text{Grt} + \text{Ab}$ e $\text{Grt} + \text{oligoclasio}$, derivate da originarie successioni silicoclastiche.

Si tratta di una importante, monotona successione di quarziti, metarenarie e micascisti. I termini più frequenti sono quelli a dominante fillosilicatica (micascisti a muscovite e biotite) con quantità subordinate di feldspati e quarzo. Seguono, in ordine di abbondanza, i termini metarenacei quarzoso feldspatici con componente fillosilicatica variabile (paragneiss) ed infine i termini quarzitici, talvolta pressoché puri.

5.4.2 Ortogneiss granodioritici e granitici

Gli onogneiss granodioritici ("Ortogneiss di Lodè" Auct.) sono costituiti da orto derivati ben foliati e lineati, con inclusi melanocratici, di composizione gabbrodioritica, isorientati con la foliazione

principale. La struttura blastica è costituita da un'associazione di quarzo, plagioclasio di composizione albitico-oligoclasica e subordinato microclino; le miche, rappresentate prevalentemente da biotite, sono organizzate in sottili livelli lepidoblastici anastomizzati intorno a domini a tessitura granoblastica, evidenziando la foliazione gneissica. Sono evidenti strutture indicative di un'importante deformazione milonitica, come livelli di quarzo ricristallizzato dinamicamente, strutture "S-C", porfiroclasti asimmetrici, ecc .. FERRARA et al (1978) datano queste rocce a 453 ± 10 Ma.

Le facies leucocratiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) hanno un'età radio metrica di 441 ± 33 Ma (FERRARA et al, 1978) e una struttura occhiadina con porfiroclasti di quarzo, K-feldspato e plagioclasio in matrice essenzialmente muscovitico- cloritico-biotitica.

Queste metamorfiti sono state oggetto di numerosi studi a carattere geochimico, petrografico e radiometrico (RICCI, 1972; DI SIMPLICIO et al, 1974a DI SIMPLICIO et al, 1974b; FERRARA et al, 1978; MEMMI et al, 1982; ELTER et al, 1990). La formazione deriva da una originaria intrusione composita. La facies dominante è di tipo granodioritico; le facies leucogranitiche ("Gneiss occhiadini" Auct.) sono sviluppate nelle zone periferiche del complesso plutonico.

5.4.3 Paragneiss e micascisti in facies anfibolitica (39) e con sovraimpronta di alta temperatura

Sono micascisti a $Qtz+Pl+Bt+Ms \pm St \pm Ky \pm Grt$, alternati a para gneiss derivati da originari litotipi arenacei e pelitico-arenacei, affioranti in corpi isolati di spessore variabile e quarziti. I minerali indice, la staurolite e specialmente la cianite, sono spesso destabilizzati da processi retro-metamorfici.

In Anglona e nell'Isola dell' Asinara i litotipi sopra descritti hanno una differente evoluzione termobarica. Le paragenesi mineralogiche dominanti sono di alto grado e sono caratterizzate dalla presenza di Al_2SiO_5 quasi sempre accompagnato da cordierite. Questa impronta metamorfica di alto gradiente termico è posteriore all'evoluzione metamorfica di tipo barroviano testimoniata dai frequenti relitti mineralogici di staurolite, granato e plagioclasio. Le associazioni di alto gradiente termico documentano una rapida evoluzione decompressiva di alcune aree del basamento ercinico.

5.4.4 Anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica

All'interno dei micascisti precedenti affiorano corpi di anfiboliti derivate dal metamorfismo di basalti ad affinità oceanica (CAPPELLI et al, 1992).

Sono corpi lenticolari ettometrici, talvolta con scistosità pervasiva parallela a quella dell'incassante, che affiorano nella valle del Posada, presso il Lago del Coghinas, nella bassa Gallura e nell'Isola dell' Asinara (fig. 53 e fig. 55). Queste anfiboliti mostrano caratteri mineralogici complessi che ne rivelano un' evoluzione metamorfica composita.

L'associazione mineralogica dominante comprende anfibolo, plagioclasio e granato. Frequenti strutture simplettitiche ad albite e clinopirosseno saliti co sono riconoscibili e sono probabili

testimoni della destabilizzazione di pirosseno onfacitico di cui alcuni granuli sono conservati all'interno del granato (OGGIANO & DI PISA, 1992). Altre evidenze, quali strutture coronitiche di titanite intorno a rutilo ed ilmenite e plagioclasio attorno a granato (comunemente ritenute tipiche di retrometamorfismo da condizioni di alta pressione in rocce basiche), permettono di interpretare queste anfiboliti come eclogiti retrocesse, la cui evoluzione sembra differente da quella delle retro-eclogiti segnalate da MILLER et alii (1976) e FRANCESCHELLI et alii (1998).

5.5 COMPLESSO MIGMATITICO ERCINICO

5.5.1 Migmatiti

Il Complesso migmatitico affiora a N della Linea Posada-Asinara entro i granitoidi. I protoliti sono con ogni probabilità precambriani. Secondo CARMIGNANI et alii (1994b) il Complesso migmatitico costituisce una falda cristallina sovrascorsa, durante la collisione ercinica, sulle metamorfite di medio grado che affiorano lungo la Linea Posada-Asinara.

La litologia dominante è costituita da migmatiti che mostrano una certa eterogeneità di tipologie tessiturali e composizionali (metatessiti, diatessiti, ecc.). Le metatessiti comprendono rocce che mostrano una più o meno pronunciata differenziazione selettiva in domini composizionali. Questa si manifesta con la formazione di leucosomi disposti in alternanza discontinua (da millimetrica a decimetrica) con melanosomi e paleosomi (La terminologia qui adottata per illustrare i caratteri tessiturali delle migmatiti è quella proposta da JOHANNES, 1988). I leucosomi hanno composizione trondhjemitoidale (contengono per lo più quarzo e plagioclasio, raro è il feldspato alcalino) ed hanno struttura granoblastica, spesso orientata. I melanosomi sono composti da biotite, quarzo, plagioclasio, sillimanite, granato, muscovite. Queste strutture di tipo stromatico sono da attribuire a processi di smistamento in solidus, cioè non dovuti a fusione parziale in clima anatettico, e sono piuttosto frequenti (FERRARA et alii, 1978; OGGIANO & DI PISA, 1988; PALMERI, 1992).

I processi responsabili di una tale strutturazione vengono ricondotti ad una molteplicità di fattori, tra i quali quelli legati a meccanismi di pressure solution sembrano i più efficaci (SA WYER & BARNES, 1988).

Le diatessiti sono rappresentate da rocce in cui è evidente una mobilitazione anatettica. Tra esse si osservano strutture agmatitiche, nebulitiche, a schlieren, che indicano un grado pronunciato di mobilitazione, come pure strutture di tipo stromatico discontinuo, testimoni di processi di fusione parziale essenzialmente in situ.

Abbondante è lo sviluppo di feldspato alcalino che, assieme a plagioclasio e quarzo, costituisce la paragenesi fondamentale dei leucosomi. La composizione modale e le strutture di cristallizzazione rinvenibili al loro interno porta a considerarli corrispondenti a termini di minimum melt crostale a spese di protoliti ricchi in componente arenacea, come potrebbe essere suggerito dalla composizione isotopica iniziale dello stronzio calcolata a 300 Ma (età minima presunta per il processo anatettico) di alcuni di essi ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} \sim 0,7105; 0,7108$; DEL MORO et alii, 1996). Il

carattere tessiturale di maggior rilievo all'interno delle diatessiti è la compresenza di leucosomi a composizione trondhjemitoidi, del tutto simili a quelli rinvenuti all'interno delle metatessiti, e di leucosomi a composizione granitica di natura anatectica. I rapporti di antecedenza osservabili sul terreno indicano chiaramente che i leucosomi trondhjemitoidi sono precedenti a quelli anatectici a composizione granitica (OGGIANO & DI PISA, 1988).

5.5.2 Ortogneiss e anfiboliti

All'interno del Complesso migmatitico sono stati distinti ortogneiss e corpi mafici e ultramafici.

Gli ortogneiss hanno caratteri composizionali e tessiturali molto vari; si va da gneiss monzogranitici, con relitti di grossi individui di K-feldspato in cui ancora si osservano relitti di tessiture occhiate (Porto Ottiolu, Golfo Aranci: Gallura, P.ta Scorno: Isola dell'Asinara, fig. 59), a gneiss granodioritici (diga del Liscia, Gallura, Tanaunella: Baronie, ecc.). L'ortogneiss di Tanaunella, in virtù di un'età Rb/Sr di 458 ± 31 Ma, è stato assimilato agli ortogneiss ordoviciani conosciuti sia nella zona esterna che nel complesso in facies anfibolitica (DI SIMPLICIO et alii, 1974a).

Le mafiti ed ultramafiti (38) costituiscono corpi ettometrici all'interno delle migmatiti e mostrano un'evoluzione plurifaciale con uno stadio precoce di alta temperatura e pressione intermedio-alta (granulitico- eclogitico). I corpi mafici con relitti di metamorfismo granulitico, come quelli di Montigiu Nieddu in Gallura (GHEZZO et alii, 1979) e di P.ta Scorno all'Isola dell'Asinara (CASTORINA et alii, 1996), sono interpretati come corpi basici stratificati intrusi in crosta inferiore. Altre anfiboliti con relitti eclogitici (p.ta de li Tulchi: Gallura, MILLER et alii, 1976) potrebbero derivare da tholeiiti continentali e testimoniare una fase di rifting del Paleozoico inferiore (RICCI & SABATINI, 1978).

5.6 IL COMPLESSO INTRUSIVO ERCINICO

Annullando i movimenti della deriva miocenica della Sardegna, le strutture fondamentali del basamento paleozoico sardo trovano la loro prosecuzione nei Mauri (WESTPHAL *et alii*, 1976), nella Montagna Nera e nel Massiccio Centrale Francese (ARTHAUD & MATTE, 1977).

Il basamento metamorfico è costituito sia da Falde Esterne che da Falde Interne, le seconde sono presenti nella parte settentrionale dell'Isola.

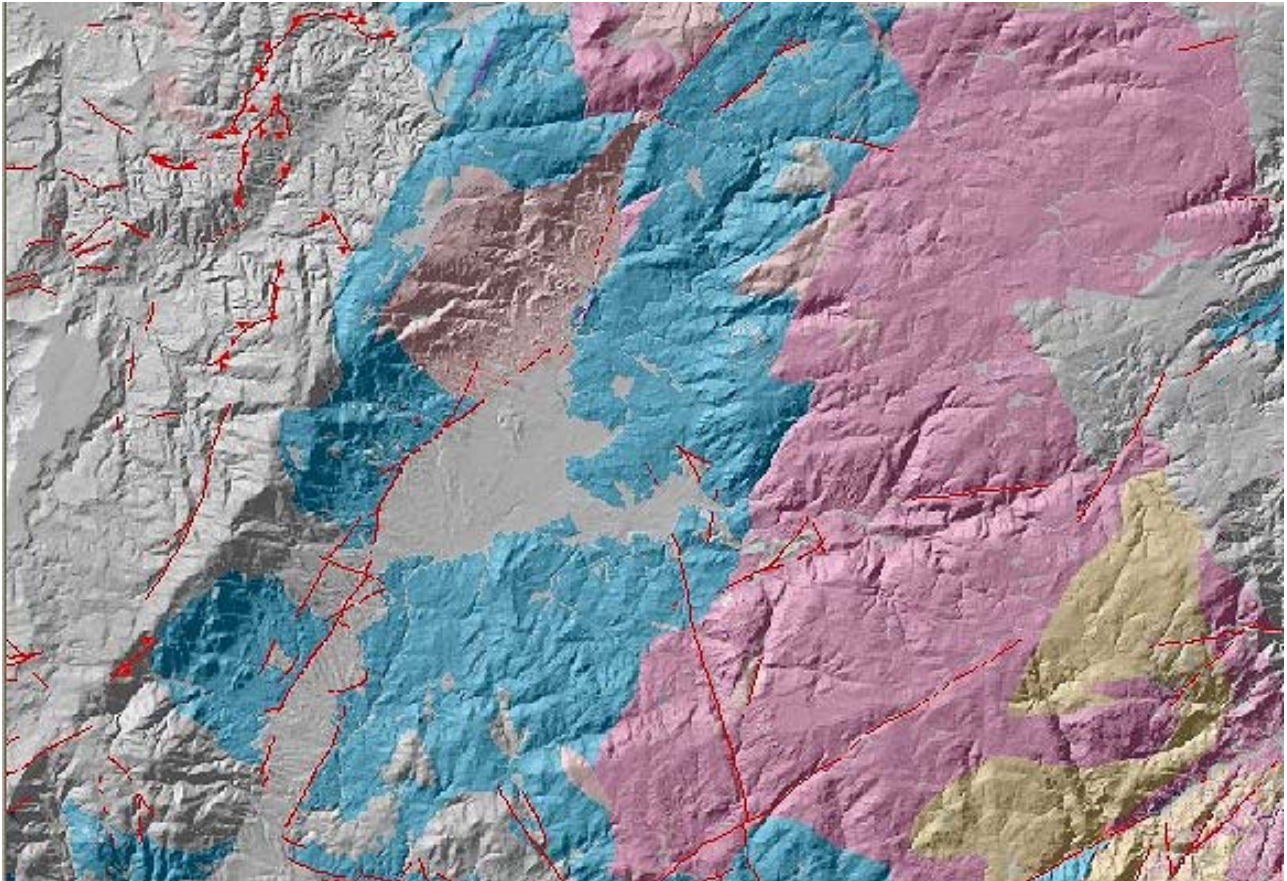
I granitoidi tardo-ercinici costituiscono circa un quarto della Sardegna ed insieme con le intrusioni granitoidi della Corsica, formano il Batolite Sardo-Corso. Questo è il Batolite più importante della Catena Ercinica Europea, esteso per una lunghezza di 400 Km ed una larghezza di oltre 50, che si è messo in posto in un intervallo di tempo di circa 60 Ma, nel Visseano – Namuriano per i granitoidi della Corsica settentrionale (Rossi et alii, 1988), e nel Permiano Inf. per i massicci leucomonzogranitici come quelli di Buddusò (CASTORINA & PETRINI, 1989) e Tempo Pausania (DEL MORO et alii, 1996). Il lungo intervallo di tempo della messa in posto del batolite ha determinato cambiamenti nel quadro geodinamico che hanno determinato una elevata variabilità delle caratteristiche geotermiche e strutturali del complesso.

Nel Batolite Sardo-Corso, infatti vengono distinte due associazioni principali: una magnesio-potassica di età viseana-namuriana, presente nella Corsica settentrionale, e una calcalcalina, riferibile al Carbonifero superiore-Permiano inferiore, che praticamente costituisce la quasi totalità dei granitoidi della Corsica meridionale e della Sardegna (ORSINI, 1980; COCHERIE, 1985; ROSSI & COCHERIE, 1991). A queste si aggiunge un'attività magmatica post-orogena a carattere alcalino anorogeno del Permiano medio-Triassico inferiore ben documentata solo in Corsica e che a rigore dovrebbe essere considerata post-batolite.

Secondo Rossi & Cocherie (1991) le tre associazioni presenti nel Batolite Sardo-Corso sono caratterizzate da età e profondità di messa in posto decrescenti, procedendo dall'associazione calcalcalina magnesio-potassica a quella alcalina post-orogena.

Per la prima associazione di età namuriana (335-340 Ma), sono state stimate profondità corrispondenti 5-6 Kb; per la seconda, con età di messa in posto collocate tra 313 e 280 Ma (COCHERIE, 1985), sono stimate profondità di messa in posto a livelli anchi-epizonali, come nella Sardegna meridionale, oppure in crosta di origini più profonde ma già esumata e parzialmente erosa (CORTESOGNO et alii, 1998); come nella Bassa Gallura (Sardegna settentrionale), dove i monzograniti del massiccio di Tempio Pausania intrudono anche sedimenti e vulcano-sedimenti di età permo-carbonifera (DEL MORO et alii, 1996).

Per quanto concerne i rapporti tra la messa in posto dei vari plutoni e la tettonica ercinica, Grezzo & Orsini (1982) hanno distinto tra plutonici sin-,tardo- e post-tettonici, in riferimento all'ultima fase deformativa ercinica, ritenuta da questi autori ancora compressiva e, quindi, collocata all'interno della dinamica collisionale della catena. Solo le età radiometriche e le strutture esibite dai granitoidi appartenenti all'associazione magnesio-potassica della Corsica settentrionale sono compatibili con una messa in posto durante un regime collisionale ercinico ancora attivo.



Mappa – Le intrusioni maggiormente basiche (tonaliti e gabbri in azzurro) sono le più antiche come messa in posto, seguite dalle facies granodioritiche (in rosa intenso), monzogranitiche (in giallo-arancio) fino ai leucograniti (in rosa chiaro)

In Sardegna, dove è presente solo l'associazione calcalcalina, le età radiometriche, i rapporti tra filiazioni interne alle intrusioni e la strutturazione generale della catena, suggeriscono che l'assetto deformativo rilevato all'interno delle intrusioni, talvolta acquisito in condizioni di solid state flow da parte delle intrusioni, sia da mettere in relazione a zone di taglio transtensive successive all'impilamento delle falde, come nel Monte Serpeddi e Settefratelli (CARMIGNANI et alii, 1985), o comunque a zone di taglio connesse con una tettonica decompressiva, come nella Bassa Gallura (OGGIANO & DI PISA, 1988; MACERA et alii, 1989).

In definitiva la messa in posto del batolite sardo è da ricondurre alla tettonica estensionale legata al collasso gravitativo della catena ercinica. Tale tettonica in Sardegna è sicuramente attiva a partire da almeno 307 Ma, cioè dalle più antiche età di chiusura isotopica Rb-Sr delle muscoviti dei graniti analettici della Bassa Gallura (la cui genesi è legata al regime esumativi della catena; MACERA et alii, 1989), e prosegue fino almeno all'Autuniano. Ad essa è ricondotto il metamorfismo regionale di alta T/P che si manifesta in alcuni settori della catena nel Nord-Sardegna (DI PISA & OGGIANO, 1987b; DEL MORO et alii, 1991; DI PISA et alii, 1993), lo sviluppo di bacini stefano-autuniani ed il vulcanismo calcalcalino del Permiano. Gran parte del platonismo calcalcalino del batolite sardo deve perciò ritenersi coevo alle vulcaniti ed ai sedimenti (almeno della loro parte basale) presenti nei bacini stefano-autuniani. In definitiva tali vulcaniti possono presentare la

manifestazione effusiva del magmatismo essenzialmente intrusivo del batolite (ROSSI et alii, 1993; DEL MORO et alii, 1996).



Foto – Le granodioriti etero granulari (OSC) a grandi fenocristalli di KfD

E' evidente che la connotazione sin-tettonica (sensu GREZZO & ORSINI, 1982) delle intrusioni vada più semplicemente ricondotta al quadro cinematica (comunque estensionale) esistente durante la loro messa in posto. Tale quadro, oltre che nel tempo, può variare anche nello spazio, per cui intrusioni coeve possono mostrare tessiture fortemente foliate oppure isotrope a seconda dei loro rapporti spaziali con zone di taglio. Per questo motivo nella distinzione delle diverse unità intrusive si è preferito non assegnare al "fabric" interno delle plutonici particolari significati in relazione alla storia tettonica ercinica, distinguendo solo i granitoidi foliati che esibiscono filiazioni acquisite in condizioni reologiche che variano dal submagmatic flow al solid state flow. Quasi tutte le altre intrusioni mostrano una più o meno marcata orientazione acquisita in condizioni di magmatic flow (CERCHI & MUSUMECI, 1992).

Per ciò che concerne i caratteri composizionali, il carattere calcalcalino dell'associazione granitoide sarda è stato messo in evidenza da tempo ((DI SIMPLICIO et alii, 1974; ORSINI, 1980; BRALIA et alii, 1981; GREZZO & ORSINI, 1982; POLI et alii, 1989). Il complesso delle intrusioni mostra una grande eterogeneità petrografia che varia da quarzodioriti fino a leucomonzogranitia due miche, definendo trends da calcalcalino-trondhjemitici a calcalcalino-monzogranitici, in accordo con quelli definiti da Lameyre & Bowden (1982). La serialità calcalcalina è indicata anche da alcuni caratteri minero-petrografici come la biotite ferrifera con tendenza evolutiva verso altri tenori in Fe + Mn, l'anfibolo di tipo ferro-orneblenda a tendenza tchermakitica, il plagioclasio

zonato con zonature tipo patchy-zoning (Orsini, 1980). Le proporzioni dei vari termini dell'associazione calcicalina, secondo la valutazione di Orsini (1980) sono così schematizzabili: granitoidi di composizione intermedia con SiO₂ 60-65% (tonalità e granodioriti), 7% del totale d'affioramento;

granitoidi di composizione acida con SiO₂ 60-75% (granodioriti e monzograniti), occupanti una superficie pari al 60% del totale dell'affioramento;

granitoidi super-acidi con SiO₂ 75-78% (monzograniti e alaskiti, leucograniti s.l.), occupanti circa il 33% dell'affioramento;

masse basiche occupanti una superficie totale < di 1%.

Il secondo gruppo di granitoidi, con carattere metalluminoso, è quello che presenta maggiore disomogeneità; più omogenei sono i leucomonzograniti, tra i quali non sono rare le intrusioni peralluminose.

Nel settore del Parco Fotovoltaico i granitoidi affiorano estesamente in tutto il territorio ed in particolare in modo continuo nel settore orientale.

I rapporti di campagna suggeriscono la precoce messa in posto, a livelli altocroscali, come piccoli filoni-strato suborizzontali e/o piccoli laccoliti, di una sequenza tonalitico-granodioritica che mostra strette affinità con la sequenza precoce riconosciuta nell'Arburese e nel Sàrrabus (zona Burcei - M. Narba).

Essa si trova a diretto contatto con il basamento metamorfico e risulta smembrata da una sequenza prevalentemente granodioritica, articolata in più corpi plutonici che di norma mostrano una marcata struttura orientata per flusso magmatico.

I leucograniti sono successivi a tutto il complesso plutonico e producono localmente effetti termometamorfici sulle granodioriti incassanti.

Lo schema di messa in posto di tipo basico==>acido, insieme alla presenza di una precoce sequenza tonalitico-granodioritica a diretto contatto con il basamento paleozoico, suggeriscono l'ipotesi di una periodica risalita di liquidi contenenti un'abbondante frazione fenocristallina attraverso fratture transtensive, con movimento rotazionale dei prismi e spostamento laterale delle masse già parzialmente consolidate.

Questo schema è molto simile a quello evidenziato nei complessi plutonici presenti nella parte frontale dell'edificio a falde (Arburese e Sàrrabus; BROTZU & MORBIDELLI, 1974; SECCHI, 1987; BROTZU *et alii*, 1994).

5.6.11 Il corteo filoniano

Tutto il batolite è intersecato da un corteo filoniano acido e basico caratterizzato da un ampio spettro compositivo e da complessi rapporti con le rocce incassanti. Le orientazioni prevalenti dei filoni variano progressivamente da direzioni mediamente NE-SW nella Sardegna settentrionale, a direzioni N-S fino a NNW-SSE in quella meridionale.

GHEZZO & ORSINI (1982) descrivono sinteticamente il complesso filoniano del basamento sardo. I principali tipi petrografici riconosciuti sono: filoni basici ad affinità calcalcalina e shoshonitica (BECCALUVA *et alii*, 1981), filoni lamprofirici, filoni camptonitici (BALDELLI *et alii*, 1987), e filoni a composizione da intermedia ad acida, per lo più associati alle plutoniti del batolite e probabilmente ad esse geneticamente collegati.

ATZORI & TRAVERSA (1986) distinguono i seguenti gruppi di filoni: (a) filoni calcalcalini (a composizione da andesite basaltica a riolite); (b) basalti ad affinità tholeitica e transizionale; (c) rioliti a carattere peralluminoso; (d) basalti alcalini, hawaii e mugariti.

5.7 COPERTURE TARDO-PALEOZOICHE E MESO-CENOZOICHE

5.7.1 SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TARDO-PALEOZOICA

Successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche giacciono in netta discordanza angolare sul basamento metamorfico in molte parti dell'Isola, in bacini di età stefaniano-permiani sviluppatasi durante la fase distensiva post-collisionale, contemporaneamente all'esumazione delle metamorfiti ed alla messa in posto del batolite e del suo corteo filoniano (CARMIGNANI *et alii*, 1992). Il ciclo inizia localmente (Iglesiente, Sardegna SW) con sedimenti stefaniani (COCOZZA, 1967; DEL RIO & PITTAU, 1998) e forse del Westfaliano D (FONDI, 1979), ma nei bacini della Sardegna centro-orientale i termini più antichi sono generalmente ritenuti autuniani (CASSINIS *et alii*, 1999, e bibliografia). In Nurra, GASPERI & GELMINI (1980) hanno distinto i depositi autuniani (Formazione di Punta Lu Caparoni) dal resto della sovrastante successione detritica permo-triassica; questi autori correlano i primi, dal punto di vista lito e crono-stratigrafico, con tutti i depositi riferibili al Permiano inferiore della Sardegna centrale e sud-orientale. Dal punto di vista biostratigrafico le flore fossili autuniane presenti nella Formazione di Punta Lu Caparoni (PECORINI, 1962; GASPERI & GELMINI, 1980) sono confrontabili con quelle rinvenute durante il rilevamento a Perdasdefogu e in affioramenti limitrofi (RONCHI & SARRIA, 1996; RONCHI *et alii*, 1998).

In alcune aree della Sardegna orientale, in particolare in Ogliastra, sono presenti tre bacini: Perdasdefogu, Escalaplano e M. Ferru. Quest'ultimo rappresenta essenzialmente un bacino magmatico, mentre i primi sono costituiti da depositi continentali fluvio-lacustri con associate vulcaniti prevalentemente acide, depositi in limitate depressioni tettoniche del basamento.

Analoghe successioni si ritrovano, sullo zoccolo ercinico di buona parte dell'Europa meridionale (CASSINIS *et alii*, 1995, 1999; SCHOLLE *et alii*, 1995a; e bibliografie).

La composizione delle vulcaniti è variabile da riolitica ad andesitica. Queste rocce si sono messe in posto sia come lave che come piroclastiti e brecce vulcaniche; sono inoltre presenti corpi subvulcanici di composizione prevalentemente riolitica (Porfidi quarziferi *Auct.*). Questa attività vulcanica è generalmente collegata al grande complesso calcalcalino prevalentemente intrusivo che chiude il ciclo orogenico ercinico; le età radiometriche mostrano peraltro che diversi granitoidi

e filoni di porfidi granitici sono coevi alla sedimentazione ed all'attività vulcanica dei bacini stefano-permiani.

Movimenti tettonici, alla fine del Permiano, hanno più o meno fortemente dislocato i depositi tardo-ercinici, con basculamenti di blocchi che hanno portato la superficie di trasgressione e gli strati sovrastanti ad inclinazioni fino a 70° (BOI *et alii*, 1989).

5.7.2 SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

Nel Mesozoico l'Isola non è interessata da importanti fasi deformative. Fino al Giurassico inferiore la Sardegna costituiva un alto strutturale in parte a lungo emerso, probabilmente una propaggine del Dominio Brianzonese delle Alpi occidentali (BARBERI & CHERCHI, 1980, 1980, e bibliografia). Su questo alto strutturale la trasgressione è avvenuta in maniera completa solo nel Dogger, quando si è stabilita una vasta piattaforma carbonatica, i cui resti sono presenti anche nell'area, ove ricoprono in discordanza sia il basamento paleozoico sia le successioni stefano-permiana e triassica.

Dove la successione mesozoica è più completa (Nurra, Sulcis) è documentata una lacuna, talvolta associata a discordanza angolare, che comprende il Cretacico medio (Fase Austriaca). Alla fine del Cretacico si ha nuovamente un'emersione che sembra interessare tutta l'Isola; la lacuna comprende quasi tutto il Paleocene (Fase Laramica).

Depositi trasgressivi dell'Eocene inferiore sono ben rappresentati nella Sardegna meridionale ed anche nell'area. Con l'Eocene medio-superiore in tutta l'Isola tornano a ristabilirsi condizioni di continentalità (Fase Pirenaica) che perdurano per l'intero Oligocene.

Al passaggio Oligocene-Miocene il blocco sardo-corso ha funzionato da retropaese della catena nord-appenninica ((ALVAREZ & COCOZZA, 1974; CARMIGNANI *et alii*, 1994, 1995, 1994, 1995). Sia la "Corsica ercinica" che la Sardegna settentrionale sono interessate da una importante tettonica trascorrente che, attenuata, arriva ad interessare anche la zona.

In Sardegna di solito le trascorrenti seguono discontinuità del basamento ereditate dalla tettonica ercinica (P ASCI, 1995, e bibliografia), con interferenze che determinano un loro andamento non rettilineo. Questa geometria di faglie non rettilinee provoca zone di transpressione in cui le successioni mesozoiche possono essere piegate e raddoppiate, o il basamento può essere carreggiato sulle coperture, e zone di transtensione con sviluppo di bacini *pull-apart* colmati da depositi prevalentemente continentali dell'Oligocene superiore-Aquitano, con innesco dell'attività piroclastica del ciclo calcalino (OGGIANO *et alii*, 1995; ASSORGIA *et alii*, 1995).

Durante il Miocene inferiore e medio, contemporaneamente alla rotazione del blocco sardo-corso (Burdigaliano; ALVAREZ & COCOZZA, 1974) ed all'apertura del Bacino Balearico e del Tirreno settentrionale, si sviluppa tra il Golfo di Cagliari e quello dell'Asinara un sistema di fosse con sedimentazione prevalentemente marina, a cui sono intercalati notevoli spessori di vulcaniti a chimismo variabile da basaltico a riolitico e con chiara affinità calcalina. L'età radiometrica dei prodotti magmatici, compresa tra 30 e 14 Ma, con un netto massimo di frequenza intorno a 19 Ma (BECCALUVA *et alii*, 1985, 1989), è in buon accordo con i dati stratigrafici.

La successione è suddivisa in numerose formazioni pre-, sin- e post-rift (CHERCHI & MONTADERT, 1982a,b; CHERCHI & TRÉMOLIÈRES, 1984; CHERCHI, 1985) di ambiente da continentale a lacustre, a marino, sempre con forti apporti terrigeni.

Nella parte orientale dell'Isola sono attribuiti all'Oligocene superiore – Miocene inferiore dei depositi fluviali che, con spessori molto modesti, affiorano anche nel settore.

A partire dal Miocene superiore e nel Plio-Quaternario tutta l'Isola è interessata da un'importante tettonica distensiva (MARINI & MURRU, 1983) a cui sono legate estese manifestazioni vulcaniche prevalentemente basiche e ad affinità alcalina, transizionale e tholeitica, messe in relazione con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Questa tettonica è ben documentata anche nell'area di studio da sistemi di faglie normali orientate da N-S a NW-SE (nella zona settentrionale), responsabili anche del modellamento del margine continentale centro-orientale dell'Isola.

5.8 LA TETTONICA

I tempi nei quali sono avvenuti i fenomeni geologici e tettonici che hanno portato all'attuale configurazione dell'area centro-mediterranea sono misurabili in milioni di anni.

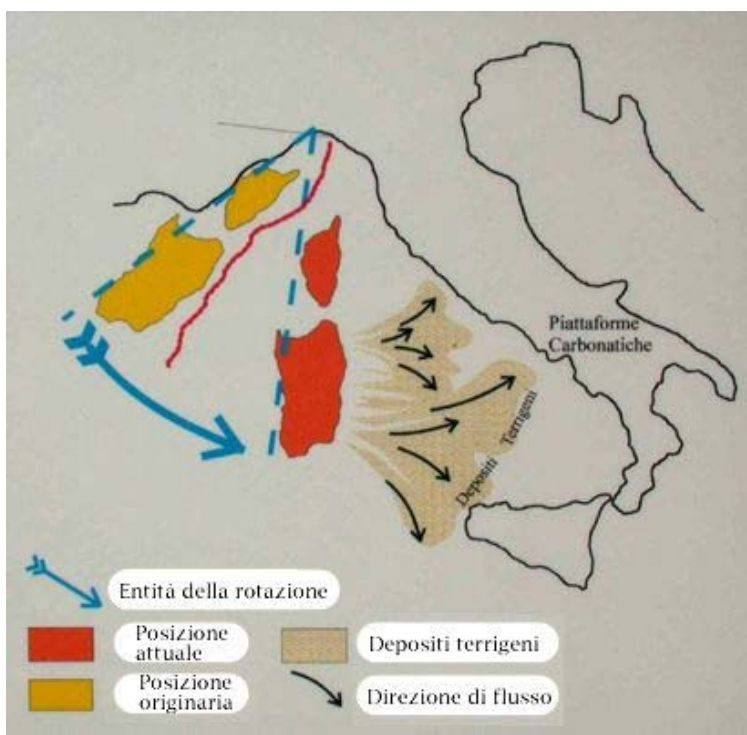
200 milioni di anni fa America, Africa ed Europa erano riunite in un unico continente (Pangea). Intorno a 180 milioni di anni fa ebbe luogo il distacco tra Africa ed America settentrionale. Questo evento, che portò all'apertura dell'Oceano Atlantico centrale, fu seguito intorno ad 80 milioni di anni fa dal distacco dell'Europa dal Nordamerica e dalla conseguente apertura dell'Atlantico settentrionale. Con il distacco dell'Europa dall'America settentrionale cominciò il moto di convergenza tra Europa ed Africa. I margini continentali di queste due placche entrarono in collisione circa 50 milioni di anni fa.

Intorno a 30 milioni di anni fa cominciò la rotazione del Blocco Sardo-Corso con il suo distacco dalla costa meridionale della Francia e l'apertura del Mediterraneo occidentale.

Successivamente, intorno ad 8 milioni di anni fa cominciò ad aprirsi il bacino tirrenico alle spalle dell'Appennino e dell'Arco Calabro che nel corso della loro formazione avanzarono

progressivamente verso l'attuale Valpadana e verso gli attuali mari Adriatico e Ionio.

Le velocità che descrivono il moto relativo tra la placca africana e la placca europea variano da qualche centimetro per anno a frazioni di centimetro per anno. Le velocità di "scarrucolamento all'indietro" dei margini di placca nelle zone di subduzione e le velocità di apertura dei bacini post-collisionali possono



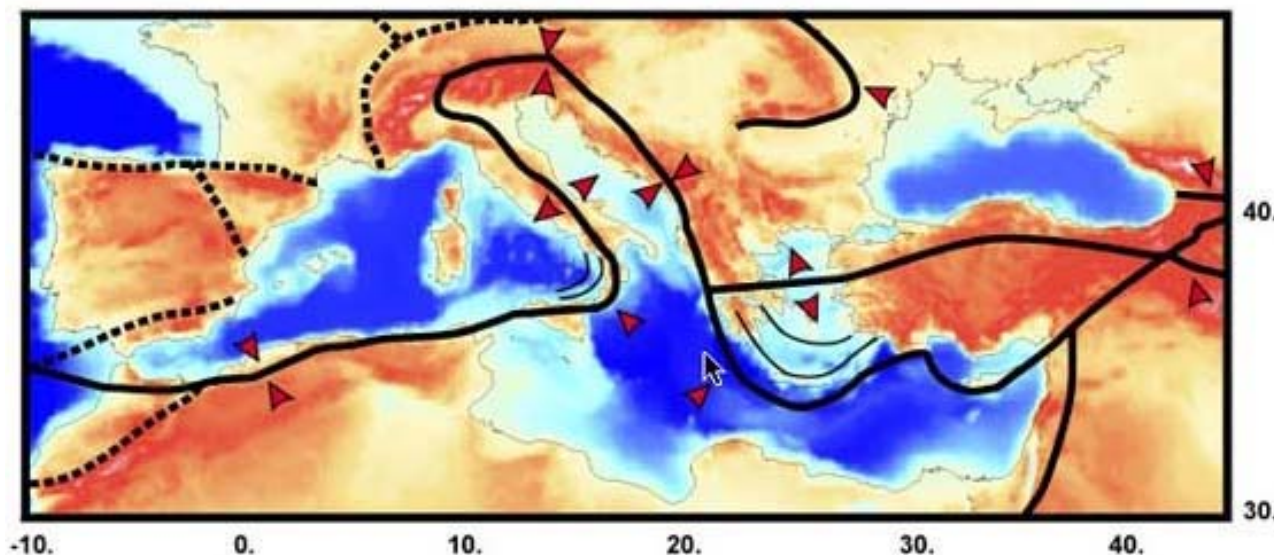
essere più elevate, ma di regola non superano i 5-6 centimetri per anno nell'area centro-mediterranea.

Mappa – La rotazione del blocco sardo - corso

In particolare, nel settore geologico algero-provenzale, un processo di rotazione di blocchi litosferici (sfenocasma ligure) ha portato alla formazione di nuova crosta oceanica e alla rotazione di ca. 35° in senso antiorario del blocco sardo-corso che è così passato da una posizione di continuità con l'area europeo-provenzale all'attuale posizione d'isolamento all'interno dell'area mediterranea.

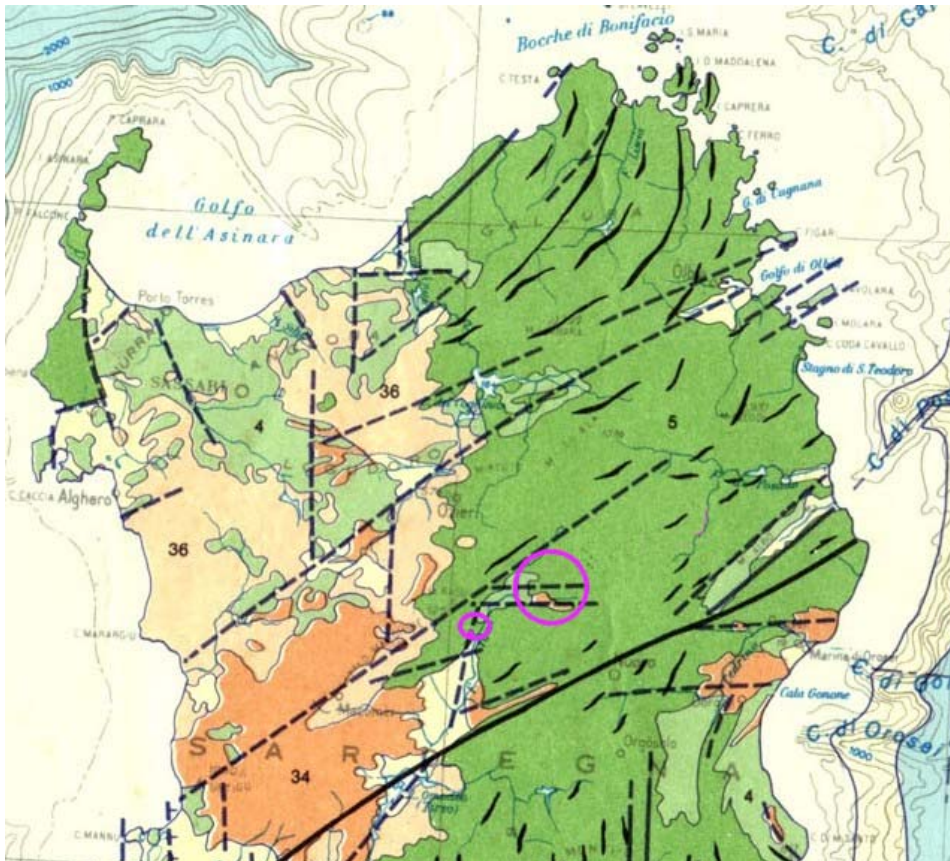
Tale posizione, raggiunta nel Miocene inferiore (20 milioni di anni fa circa), da allora risulta sostanzialmente stazionaria.

La Collisione continentale tra il margine sud-europeo e l'Adria ha causato in Sardegna e Corsica occidentale e meridionale estese e diffuse faglie trascorrenti con tipiche strutture sia transpressive (con tipiche flower-structures, raddoppio delle coperture mesozoiche e paleogeniche e locali sovrascorrimenti del basamento cristallino paleozoico sulle coperture stesse: ad es. Monte Albo nella Sardegna NE e P.ta Carcina nella Corsica SE) sia transtensive (con sviluppo di bacini transtensivi lungo zone di releasing delle faglie principali: ad es. bacini transtensivi dell'Anglona, di Chilivani, Ottana, ecc.).



Fonte: INGV

Mappa – Il sistema delle placche nel quale è inserita la Sardegna è il sistema delle compressioni e distensioni cui è sottoposta

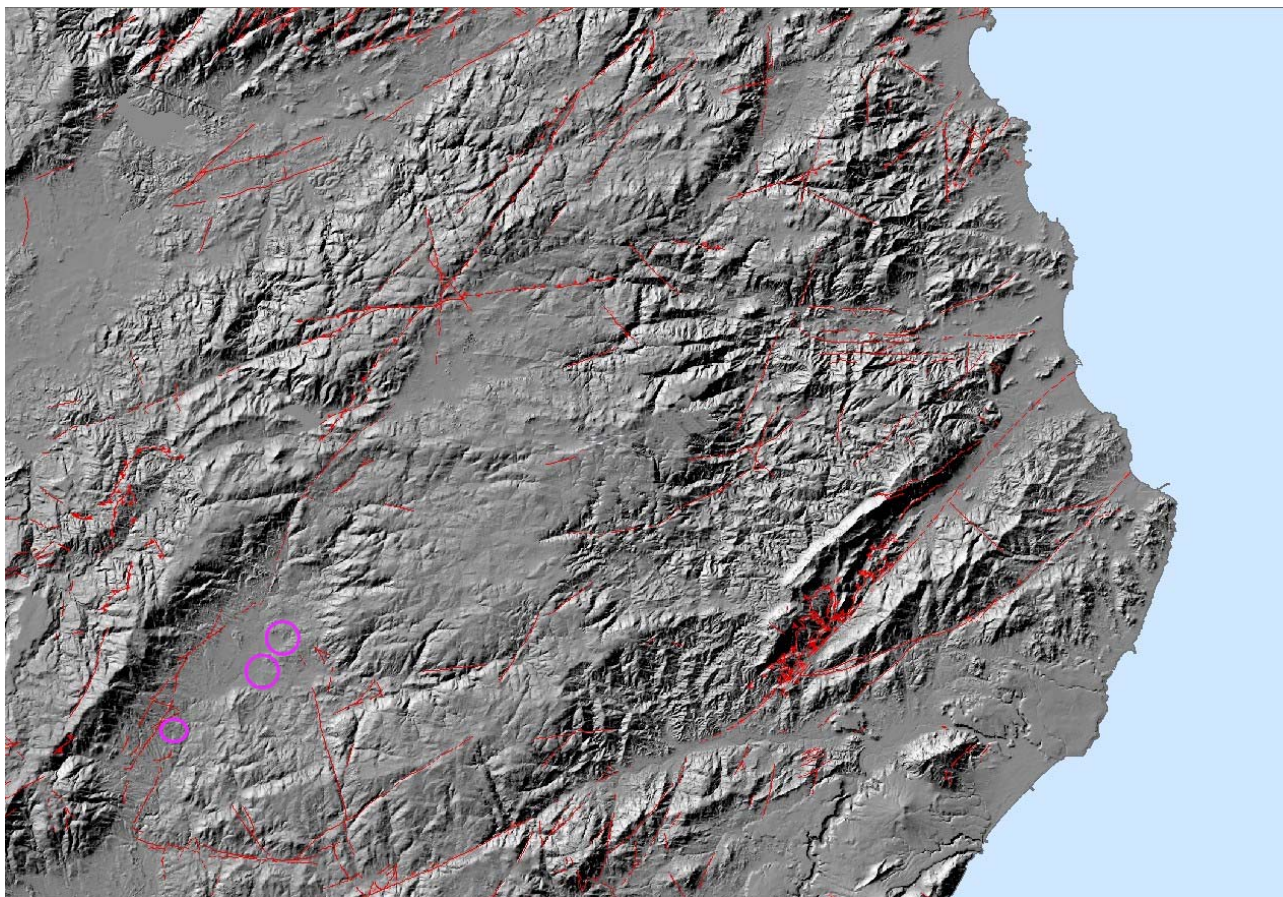


Contemporaneamente all'azione dello sfenocasma ligure venne attivato, in fase post-collisionale, un nuovo processo di subduzione a est del blocco sardo-corso, con l'associata formazione di un arco vulcanico (vulcanismo calcocalino sardo).

Mappa della tettonica del S della Sardegna (da Carmignani et alii, Mem Descr Carta Geol. Strutt. Sardegna op.

cit.)

Su scala geologica le modeste velocità di movimento descritte, possono produrre sostanziali modificazioni paleogeografiche, con la creazione di oceani dove prima esistevano continenti o con la costruzione di gigantesche catene di montagne dove prima si estendevano spazi oceanici.



Mappa – La disseminazione delle strutture tettoniche lineari e delle tracce delle superfici di sovrascorrimento in ambito locale mostra come la posizione del Parco Fotovoltaico si trovi in ambiti scevri da alcuna problematica

5.9 CARATTERI GEOMORFOLOGICI DELL'AREA

L'origine dell'attuale assetto geologico, che rappresenta la base per la successiva morfologia quaternaria, è da attribuire, come indicato nel paragrafo "Inquadramento geologico generale", principalmente, a cause tettoniche.

Il settore in oggetto è parte del Graben tettonico della alla fossa Sarda, ed è il risultato è il risultato dell'abbassamento del settore della Fossa, che lo ha lasciato depresso tra Goceano e altopiano di Bitti-Nule.

Nell'area adiacente sono presenti formazioni intrusive e sedimentarie cenozoiche e secondariamente suoli, colluvi e depositi alluvionali nei fondivalle.

Di contro, tutta l'area interessata dal Parco è costituita dalle intrusioni e formazioni sedimentarie terziarie e altresì, è interamente ricompreso nel Bacino idrografico del Tirso.

Il sito di indagine risulta attualmente morfologicamente e tettonicamente stabile (o quiescente se si preferisce).

Le basi topografiche, morfodigitali e iconografiche, utilizzate in sede di analisi foto interpretativa multi temporale, per consentire un confronto diacronico sono state:

FONTI CARTOGRAFICHE TOPOGRAFICHE

- Carta 1:50.000 La Marmora 1834-1839 (raster) (informatizzazione Geostudi)
- Carta 1:25.000 IGM 1890-1930, IGM 1950-1968, IGM 1987-1994 (inf. Geostudi)
- Carta 1:10.000 ETFAS 1952 - 1955 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1968-1970 (raster) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 1996 - 2000 (vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 CTR 2008 GEODB_MP 10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carte 1:2.000 vettoriale di ampie aree (Compucart)
- Carta 1:10.000 DBGT10k(vettoriale) (fonte R.A.S.)
- Carta 1:10.000 DBGT2k (vettoriale) (fonte R.A.S.)

FONTI MORFODIGITALI

- DTM a passo 10 m (fonte R.A.S. CNR)
- DTM e DSN a passo 1 m (fonte R.A.S. CNR PSFF)

BASI ICONOGRAFICHE

- Immagini satellitari Landsat, SPOT, Quickbird ed Ikonos a varie date dal 1974 al 2017 (fonti varie elaborazione Geostudi)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 1943 RAF (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 1954 IGM (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 0.5 m) 1968 CTR (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 1977 ERSAT (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 1998 AIMA (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 2000 Ferretti (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 2003 AGEA (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 1 m) 2004 Nistri (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 0,7 m) 2005 IKONOS (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2006 Ferretti (fonte R.A.S.)
 - Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2008 Ferretti (fonte R.A.S.) solo area costiera
-

- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2010 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2012 (fonte BING)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 (fonte Google Earth)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2013 Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2013 aree urbane Ferretti (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,2 m) 2016 ARGEA (fonte R.A.S.)
- Ortofotocarta (ris. 0,5 m) 2019 ARGEA (fonte RAS)
- Aerofoto Voli vari raddrizzate b/n a 50 cm, 1m o 2 m rettificate (1943, 1954, 1960, 1965, 1968, 1973, 1987 e 1992, 1995, 1996 e 1998) (fonti varie elaborazione Geostudi)
- Immagini Geoeye, Quickbird e Ikonos da Google (dal 2002 al 2021)

Sono state consultate numerose fonti bibliografico-cartografiche, prima analizzate e poi sintetizzate, che vengono elencate di seguito, utilizzate per le valutazioni sulla instabilità.

In particolare, sono state consultate :

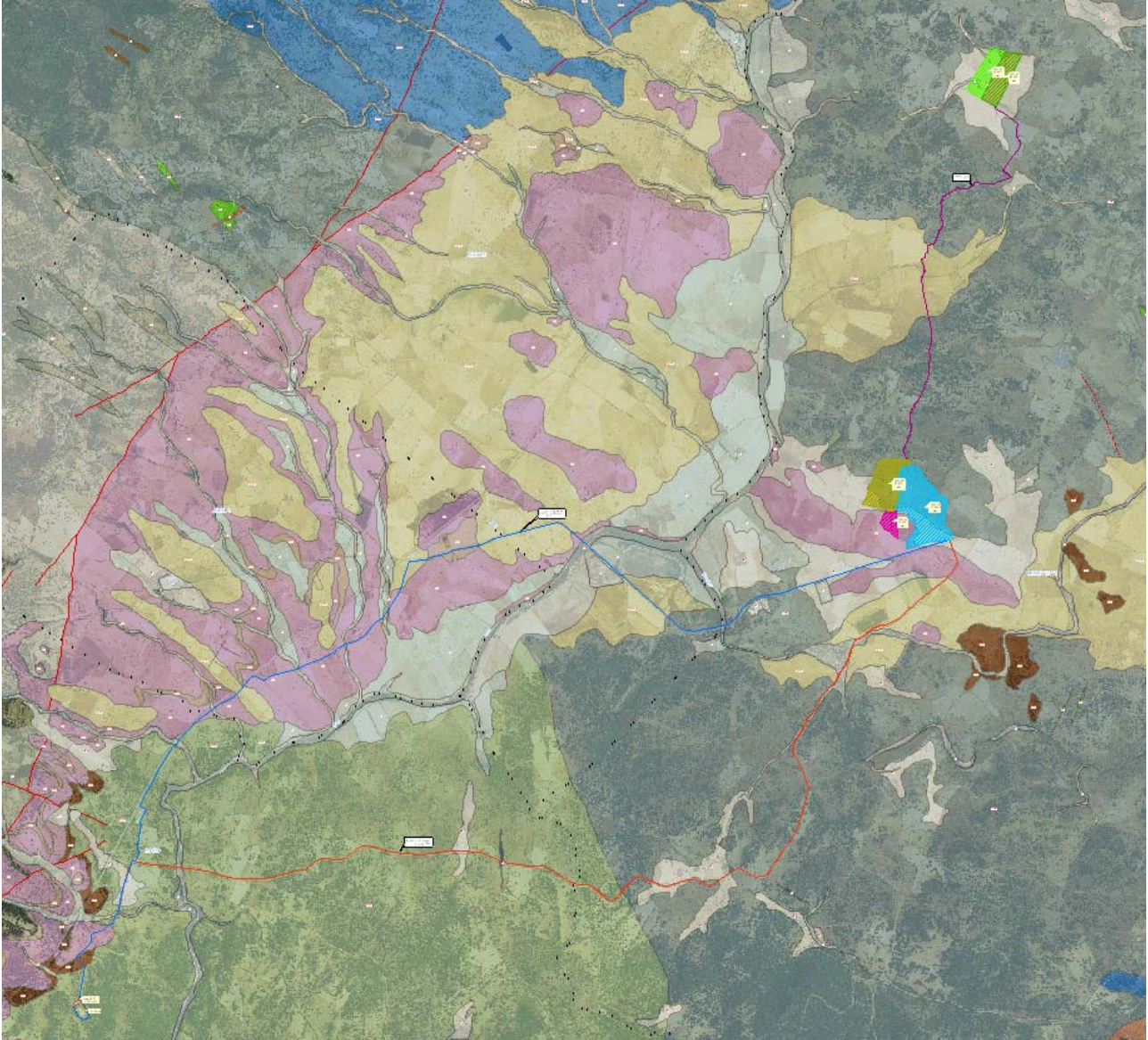
- Progetto Aree vulnerate Italiane (AVI) - Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR (GNDCICNR), si tratta di una raccolta di dati storici di piene e frane messe a disposizione per la consultazione al sito internet www.gndci.cnr.it;
- Progetto SCAI - Studio sui Centri Abitati Instabili – Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche del CNR G.N.D.C.I.
- Le frane della Sardegna – Sebastiano Crinò – da “*L’ingegnere*” – Roma, 1930;
- Censimenti e catalogazioni o raccolta di notizie effettuati presso Province, Comunità Montane, Comuni limitrofi;
- Progetto VAPI – Valutazione delle Piene in Sardegna – Pubblicazione CNR 1418;
- Memorie e testimonianze storiche di particolari eventi di piena e di frana storica;
- Piano Gestione Rischio Alluvioni PGRA;
- Servizio Geologico Nazionale (SGN) in collaborazione con le Regioni e le Province Autonome
- Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Fransi in Italia, messo a disposizione nel sito dell’ISPRA o IFFI;

Il materiale informativo raccolto ha costituito la base di partenza per la conoscenza della vulnerabilità del territorio e della sua sensibilità nei confronti dei fenomeni di dissesto idrogeologico ed ha rappresentato un ulteriore supporto alla definizione delle aree di pericolosità.

5.9.1 CARATTERI GEOLITOLOGICI COMPLESSIVI DELL'AREA DEL PROGETTO

Il sedime dell'area di Luzzana è costituito dal prevalere delle formazioni cristalline paleozoiche e sedimentarie terziarie.

Mentre l'area di S'en'e Sedina vede una depressione nelle formazioni intrusive colmata da suolo. Il sedime dell'area della sottostazione è costituito interamente dalle formazioni cristalline paleozoiche.

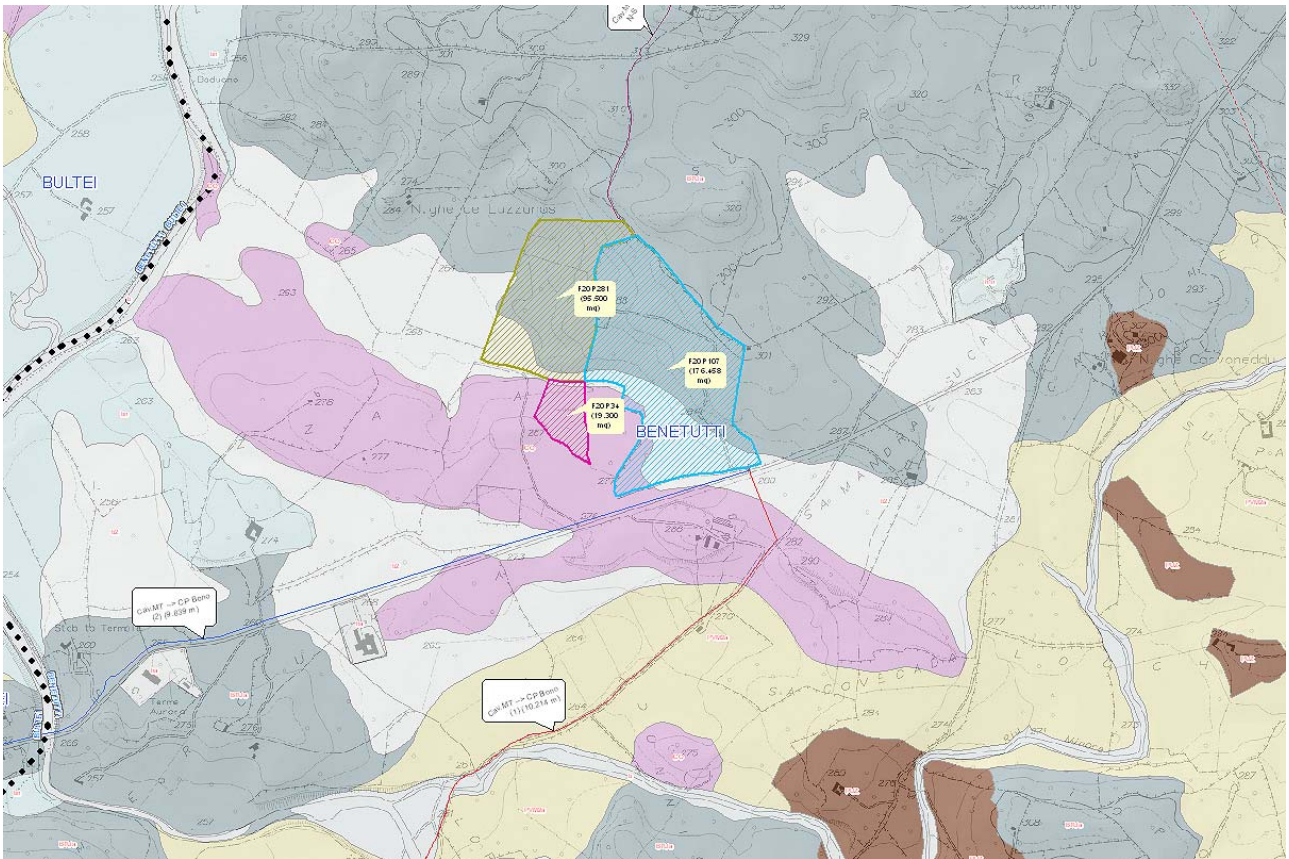


Mapa – La distribuzione delle Litologie per macrounità litologiche

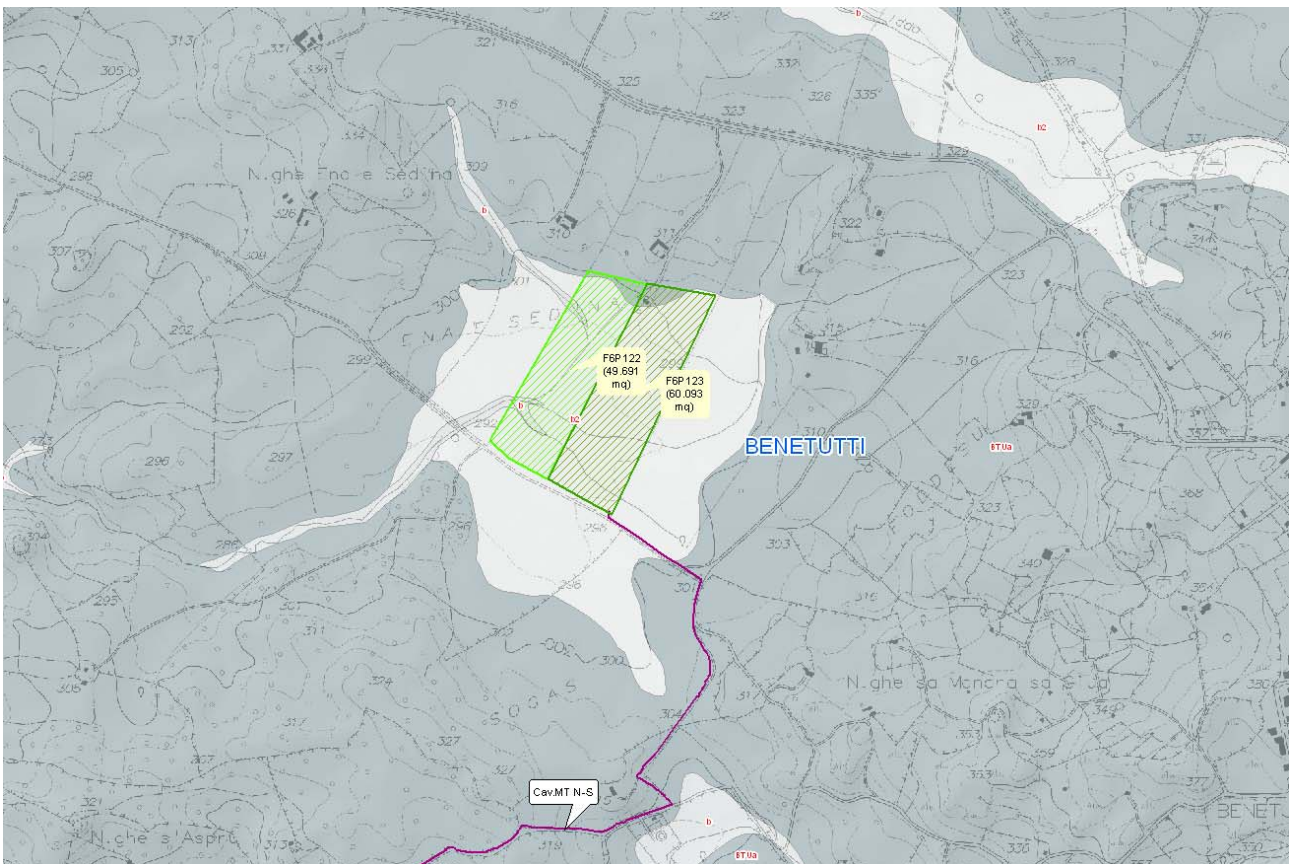
Il settore è fortemente modellato in tutte le sue parti.

Deboli coltri di depositi di versante coprono localmente le aree caratterizzate dalla presenza delle formazioni intrusive.

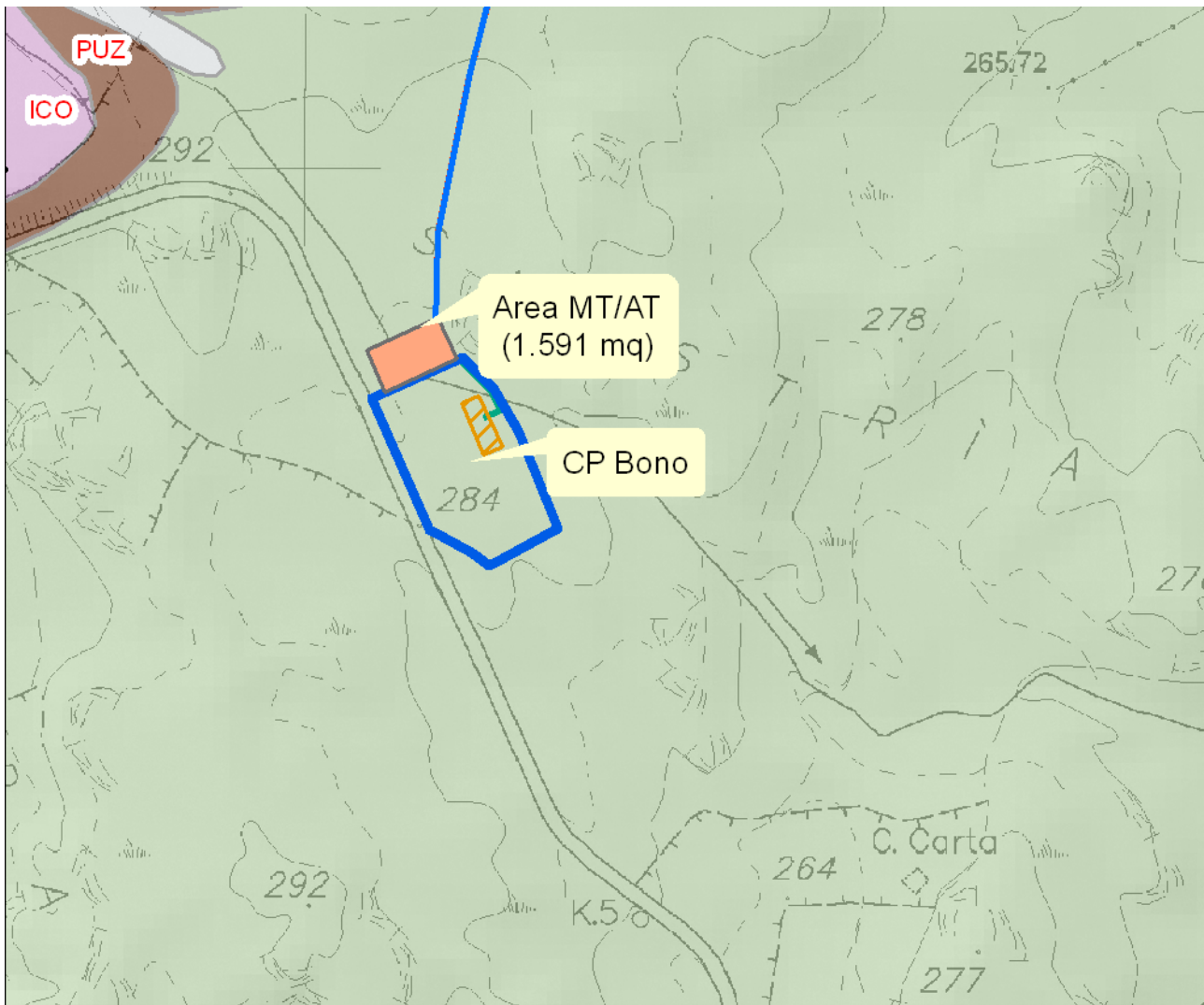
I fondovalle e le aree depresse ospitano a loro volta depositi quaternari alluvionali di limitato spessore.



Luzzana



S'en'e Sedina



S'istria

5.10 UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

b2 ,Coltri eluvio-colluviali. Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE

bn ,Depositi alluvionali terrazzati. OLOCENE

PVM2a ,Litofacies nel Subsistema di Portoscuso (SINTEMA DI PORTOVESME). Ghiaie alluvionali terrazzate da medie a grossolane, con subordinate sabbie. PLEISTOCENE SUP.

ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE. Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO

BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI). Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

5.11 CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI SEDIMI DEL PARCO FOTOVOLTAICO

L'area studiata con la presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo della Sardegna centro-settentrionale al confine tra Goceano e Bittese, quasi a contatto con la Gallura.

Si tratta di una regione montuoso-collinare costituita da una moltitudine di morfologie tabulari relitte che rappresentano ciò che resta di un originario altopiano unitario di età premesozoica (penepiano) che nel corso dei tempi è stato smembrato in più unità tabulari, ora divise da profondi e ripidi solchi di erosione.

5.11.1 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 1

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a Luzzana sono: **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE**. Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO

BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI). Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Nel settore di Luzzana, la formazione delle arenarie è tendenzialmente sub-affiorante e invece si trova a non oltre 1, 1,5 m nei punti depressi.

La formazione intrusiva, invece è tendenzialmente affiorante e lapidea.



In primo piano frammenti delle arenarie di Riu Bicole

5.11.2 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 2

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'En'e Sedina sono:

b2 ,Coltri eluvio-colluviali. Detriti immersi in matrice fine, talora con intercalazioni di suoli più o meno evoluti, arricchiti in frazione organica. OLOCENE

BTUa ,Facies Nule (**UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI**). Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La roccia non è quasi mai presente se non localmente entro la profondità di 1, 1.5 metri.



5.11.3 MODELLO GEOLOGICO DI SITO 3

Le formazioni direttamente coinvolte dal sedime degli elementi di progetto sono a s'Istria sono:

BTUa ,Facies Nule (**UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI**). Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

La formazione intrusiva è tendenzialmente affiorante e lapidea.



6.RELAZIONE SISMICA

6.1SISMICITA' STORICA

La caratterizzazione della sismicità di un territorio richiede, in primo luogo, una approfondita e dettagliata valutazione della storia sismica, definita attraverso l'analisi di evidenze storiche e dati strumentali riportati nei cataloghi ufficiali. La sismicità storica dell'area interessata dall'opera in progetto è stata analizzata consultando i cataloghi più aggiornati, considerando un intervallo temporale che va dal mondo antico all'epoca attuale.

6.2LE BASI DATI DISPONIBILI – CPTI15 – DBMI15

In particolare, sono stati consultati i seguenti database:

Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani 2015 (CPTI15) con estensione al 31/12/2017 redatto dal Gruppo di lavoro CPTI 2015 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta dati parametrici omogenei, sia macrosismici che strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 o con magnitudo (M_w) ≥ 4.0 d'interesse relativi al territorio italiano.

DataBase Macrosismico Italiano 2015 (DBMI15) con estensione al 31/12/2017 realizzato dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questo catalogo riporta un set omogeneo di dati di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti e relativo ai terremoti con intensità massima (I_{max}) ≥ 5 avvenuti nel territorio nazionale e in alcuni paesi confinanti (Francia, Svizzera, Austria, Slovenia e Croazia).

La finestra cronologica coperta inizialmente dal catalogo CPTI15 e dal database DBMI15 va dall'anno 1000 d.C. circa a tutto il 2014 d.C., oggi 2017 d.C, ed offre per ogni terremoto una stima il più possibile omogenea della localizzazione epicentrale (Latitudine, Longitudine), dei valori di Intensità massima ed epicentrale, della magnitudo momento e della magnitudo calcolata dalle onde superficiali.

Per la compilazione del CPTI15 sono stati ritenuti di interesse solo i terremoti avvenuti in Italia e quelli che, pur essendo stati localizzati in aree limitrofe, potrebbero essere stati risentiti con intensità significativa all'interno dei confini dello stato. Nella figura seguente è rappresentata la distribuzione delle localizzazioni dei terremoti storici presenti nel catalogo CPTI15 relativi alla Sardegna, mentre per la lista degli stessi, si rinvia alla consultazione del catalogo CPTI15 on line:

<https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>

La consultazione del catalogo e altresì, la mappa stessa, evidenziano che la Sardegna ed in particolare, l'area interessata dal Progetto hanno una sismicità storica molto bassa. CPTI15 descrive solo due eventi di magnitudo $\leq 5M_w$ (1924 e 1948). In occasione dell'evento del 1948 sono state osservate intensità pari a 6MCS in alcune località della Sardegna Nord-Occidentale.

I terremoti più recenti (avvenuti negli ultimi n10 anni), tutti di $M_w < 5$ e ed in gran parte localizzati in mare, hanno prodotto in terraferma esiti di intensità molto limitata.

6.2.1 Differenze tra le versioni 1.5 e 2.0 di CPTI15

CPTI15 è stato rilasciato, come versione 1.5, per la prima volta nel luglio del 2016 (ROVIDA et al., 2016) e copriva l'intervallo temporale dal 1000 a tutto il 2014. La presente versione CPTI15 v2.0 consiste:

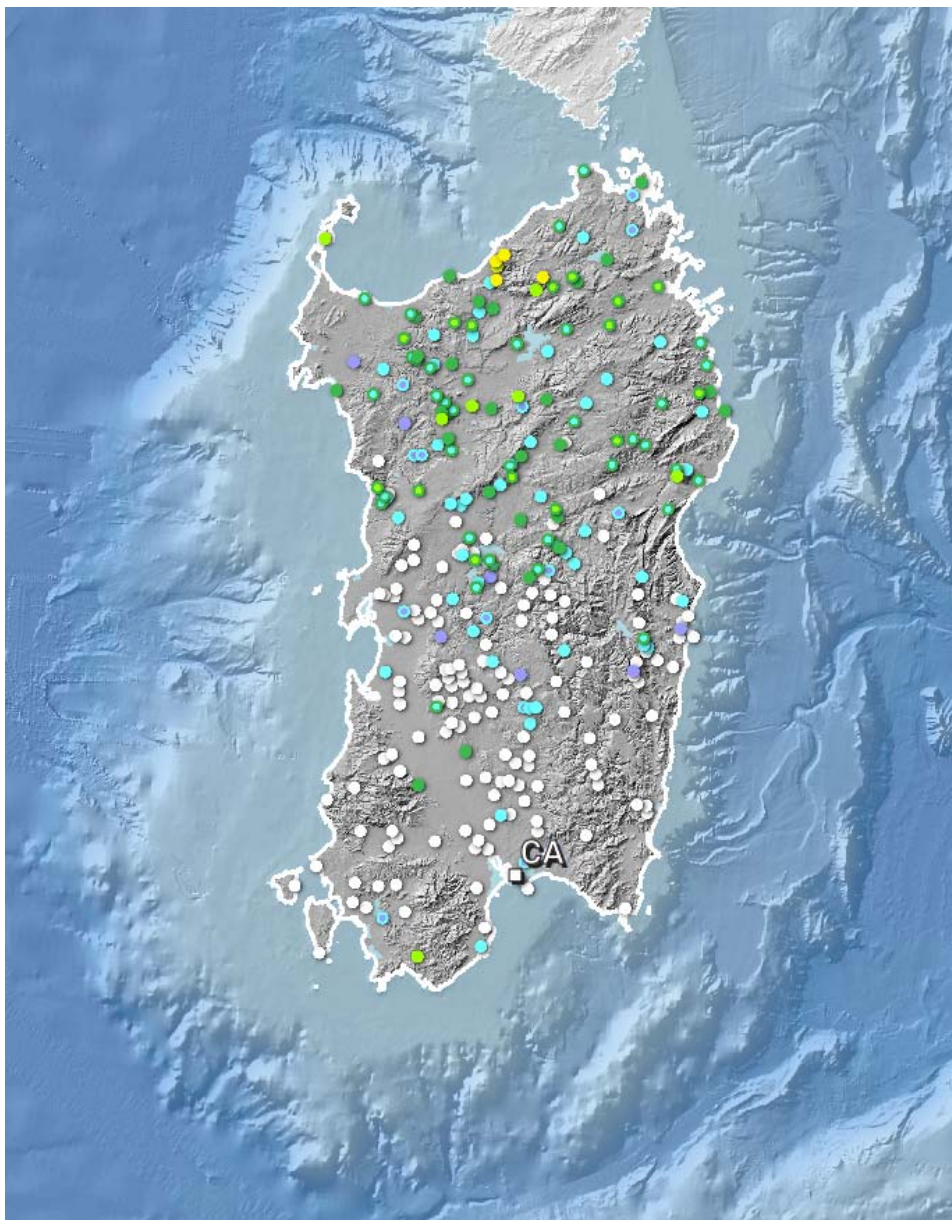
nell'estensione della copertura temporale fino alla fine del 2017,

nell'aggiornamento e modifica di pochi record, compresa la correzione di alcuni errori riscontrati.

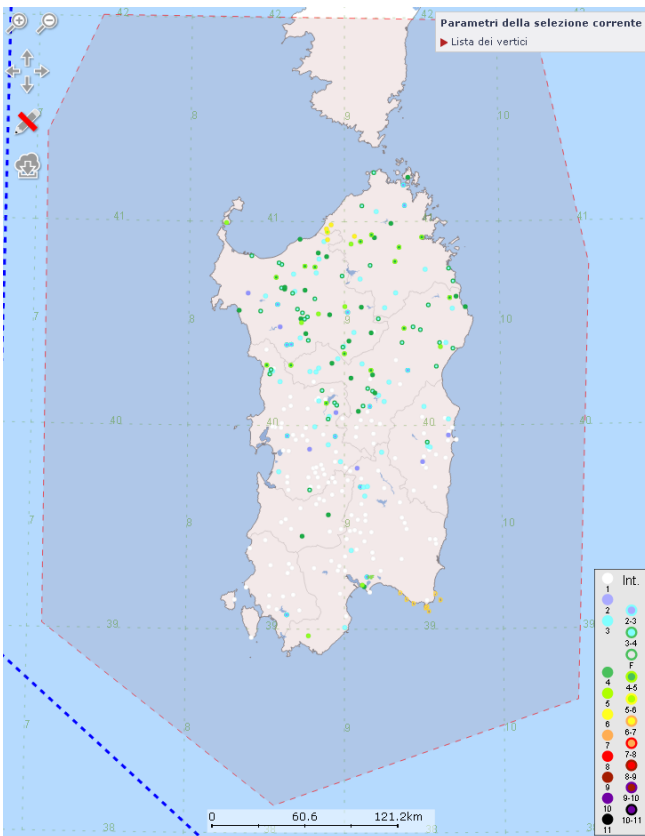
Le differenze tra le due versioni del catalogo, per quanto riguarda entrambi gli aspetti citati, sono descritti nel seguito. Tutte le modifiche apportate sono evidenziate nel file del catalogo.

6.2.2 Estensione della copertura temporale fino al 31.12.2017

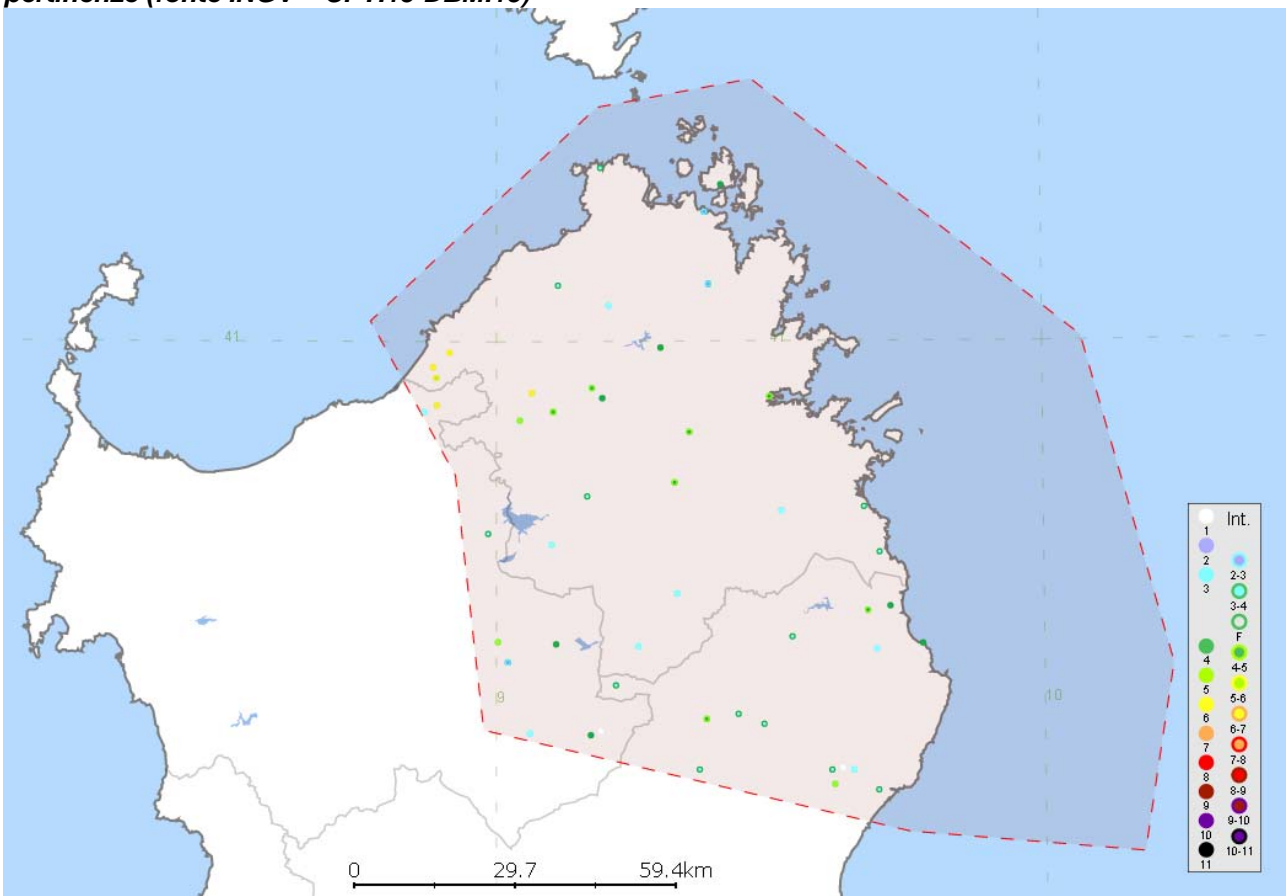
Seguendo gli stessi criteri e partendo dagli stessi datasets, sono stati considerati 176 terremoti entro le soglie stabilite per il catalogo nell'intervallo temporale tra il 31.12.2014 e il 31.12.2017. I record si riferiscono a 155 terremoti nella sezione principale del catalogo, a 11 relativi all'Arco Calabro, 9 all'area dell'Etna e 1 all'area di Ischia-Vesuvio-Campi Flegrei. Con poche eccezioni si tratta di terremoti con dati esclusivamente strumentali. I cataloghi strumentali considerati per le localizzazioni, elencati in Tabella 6, sono principalmente il Bollettino Sismico Italiano (MARGHERITI et al., 2016; 2016a; 2016b; 2017; NARDI et al., 2016; ROSSI et al., 2017; BATTELLI et al., 2018; CANTUCCI et al., 2019; LOMBARDI et al., 2019), il Bollettino dell'ISC (International Seismological Centre), al momento della compilazione del catalogo disponibile per i terremoti fino a giugno del 2016, e il Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2019) per l'area relativa. Sono stati inoltre considerati alcuni cataloghi esteri.



Mappa – Distribuzione dei terremoti storici (catalogo CPTI15 – 1000-2017 d.C.) relativi alla Sardegna ed alle sue adiacenze, compresa la piattaforma continentale



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti alla Sardegna ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)



Mappa - Area consultata per l'estrazione del catalogo dei sismi riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronia e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

| Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani - Database Macrosismico Italiano | | | | | | |
|--|----------------------------|--------|-------|------|------|-----|
| Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) | | | | | | |
| File downloaded from CPTI15-DBMI15 v2.0 | | | | | | |
| Listed entries 49 | | | | | | |
| PlaceID | Place Name | Lat | Lon | Prov | Imax | EQs |
| IT_68111 | Aggius | 40.929 | 9.065 | SS | 6 | 2 |
| IT_68120 | Aglientu | 41.078 | 9.113 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68124 | Alà dei Sardi | 40.651 | 9.330 | SS | 3 | 3 |
| IT_68140 | Arzachena | 41.080 | 9.389 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68145 | Badesi | 40.965 | 8.884 | SS | 6 | 1 |
| IT_68150 | Benetutti | 40.455 | 9.172 | SS | 4 | 2 |
| IT_68151 | Berchidda | 40.786 | 9.166 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68424 | Bitti | 40.477 | 9.383 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68163 | Bortigiadas | 40.891 | 9.043 | SS | 5 | 1 |
| IT_68178 | Buddusò | 40.578 | 9.259 | SS | 3 | 3 |
| IT_68439 | Budoni | 40.708 | 9.700 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68189 | Bultei | 40.457 | 9.061 | SS | 3 | 2 |
| IT_68196 | Calangianus | 40.922 | 9.194 | SS | 4 | 1 |
| IT_68466 | Galtelli | 40.386 | 9.616 | NU | 5 | 3 |
| IT_68473 | Irgoli | 40.409 | 9.631 | NU | NF | 2 |
| IT_68226 | La Maddalena | 41.218 | 9.412 | SS | 4 | 2 |
| IT_68484 | Loculi | 40.406 | 9.611 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68485 | Lodè | 40.591 | 9.540 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68487 | Lula | 40.470 | 9.488 | NU | 3-4 | 2 |
| IT_68232 | Luogosanto | 41.050 | 9.206 | SS | 3 | 1 |
| IT_68233 | Luras | 40.936 | 9.175 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68239 | Monti | 40.805 | 9.326 | SS | 4-5 | 2 |
| IT_68148 | Muntiggioni | 40.950 | 8.890 | SS | 5-6 | 1 |
| IT_68246 | Nughedu di San Nicolò | 40.556 | 9.021 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68247 | Nule | 40.461 | 9.190 | SS | NF | 3 |
| IT_68261 | Olbia | 40.924 | 9.500 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68507 | Onani | 40.484 | 9.441 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68509 | Onifai | 40.406 | 9.651 | NU | 3 | 2 |
| IT_68515 | Orosei | 40.378 | 9.696 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68519 | Orune | 40.407 | 9.370 | NU | 3-4 | 1 |
| IT_68272 | Oschiri | 40.719 | 9.101 | SS | 3 | 2 |
| IT_68520 | Osidda | 40.524 | 9.218 | NU | 3-4 | 3 |
| IT_68283 | Ozieri | 40.584 | 9.003 | SS | 5 | 1 |
| IT_68181 | Padru | 40.766 | 9.521 | SS | 3 | 2 |
| IT_68285 | Palau | 41.180 | 9.382 | SS | 2-3 | 1 |
| IT_68291 | Pattada | 40.581 | 9.109 | SS | 4 | 2 |
| IT_68526 | Posada | 40.633 | 9.719 | NU | 4 | 1 |
| IT_68532 | San Teodoro | 40.771 | 9.672 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68197 | Sant'Antonio | 40.992 | 9.301 | SS | 4 | 1 |
| IT_68558 | Santa Lucia | 40.581 | 9.778 | NU | 4 | 1 |
| IT_68408 | Santa Maria Coghinas | 40.903 | 8.868 | SS | 3 | 1 |
| IT_68320 | Santa Teresa Gallura | 41.241 | 9.191 | SS | 3-4 | 2 |
| IT_68559 | Siniscola | 40.574 | 9.694 | NU | 3 | 1 |
| IT_68369 | Telti | 40.875 | 9.353 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68382 | Tempio Pausania | 40.903 | 9.104 | SS | 4-5 | 1 |
| IT_68575 | Torpè | 40.627 | 9.678 | NU | 4-5 | 3 |
| IT_68398 | Trinità d'Agultu e Vignola | 40.985 | 8.914 | SS | 6 | 1 |
| IT_68402 | Tula | 40.734 | 8.985 | SS | 3-4 | 1 |
| IT_68115 | Viddalba | 40.912 | 8.891 | SS | 6 | 1 |

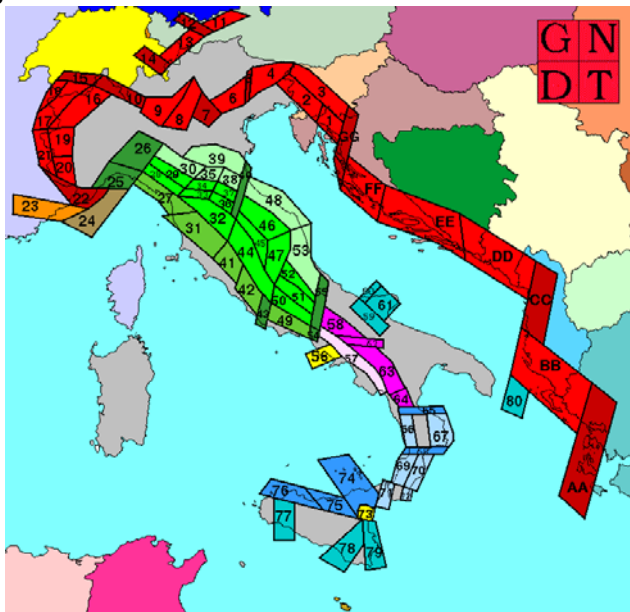
Mappa – Sismi estratti dal catalogo riferiti al dominio di riferimento costituito da Baronie e Gallura ed alle sue pertinenze (fonte INGV – CPTI15-DBMI15)

6.3 CARATTERIZZAZIONE SISMOGENETICA

La caratterizzazione sismogenetica dell'area di progetto è basata sulla Zonazione Sismogenetica, denominata ZS9, prodotta dall'INGV (MELETTI C. e VALENSISE G., 2004), che sostituisce la precedente ZS4.

Questa zonazione è considerata, nella recente letteratura scientifica, il lavoro più completo e aggiornato a livello nazionale.

Come peraltro già stimabile dall'analisi del CPTI15 e del DBM15, la regione interessata dal progetto, inteso in modo esteso, non è interessata dalla presenza di nessuna area sismogenetica di rilievo.



Mappa - Zonazione Sismogenetica, denominata ZS4 a sinistra ed attuale ZS9 a destra

6.4 DEFINIZIONE DELLA CATEGORIA DEL SUOLO DI FONDAZIONE

La categoria del **suolo di fondazione nei siti dei sedimi del Parco fotovoltaico e della Sottostazione**, sono definite secondo le specifiche del punto 3.2.2 del D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni” e dal suo regolamento applicativo.

TABELLA 3.2.II – CATEGORIE DI SOTTOSUOLO

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

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

Indipendentemente da prove MASW da eseguirsi in fase successiva, le valutazioni di V_{s30eq} , **stanti i parametri geotecnici desunti dalle investigazioni**, certamente classificheranno i terreni in **classe A**.

Solo il limitato strato superficiale di suolo, generalmente inferiore a 1.5 m avrà valori di V_{s30eq} **inferiore agli 300 m/s**.

Sulla base delle caratteristiche orografiche del territorio attraversato, tutti i manufatti sono riconducibili ad una categoria topografica **T1**.

6.5 CLASSIFICAZIONE SISMICA DELL'AREA

Con l'Ordinanza P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per le costruzioni in zona sismica" viene introdotta la nuova classificazione sismica dell'intero territorio nazionale.

La nuova classificazione sismica del territorio nazionale è articolata in **4 zone** a diverso grado di sismicità espresso dal parametro a_g = accelerazione orizzontale massima convenzionale su suolo di categoria A.

I valori convenzionali di a_g sono espressi come frazione dell'accelerazione di gravità g , da adottare in ciascuna delle zone sismiche del territorio nazionale e sono riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

Per ogni classe sismica si assumono i valori riportati nella tabella sottostante.

TABELLA CLASSIFICAZIONE SISMICA P.C.M. n. 3274 del 23.03.2003

| ZONA | VALORE di a_g |
|------|-----------------|
| 1 | 0.35g |
| 2 | 0.25g |
| 3 | 0.15g |
| 4 | 0.05g |

L'intero territorio della **Sardegna**, che precedentemente, non era classificato sismico, con la nuova classificazione sismica introdotta dall'O.P.C.M. n. 3274/2003, ricade in **zona sismica 4**.

La Regione Sardegna con Delibera G. R. n.15/31 del 30/03/2004 ha recepito, in via transitoria, fino a nuova determinazione, conseguente l'aggiornamento della mappa di rischio sismico nazionale, la classificazione sismica dei Comuni della Sardegna, così come riportato nell'allegato A dell'O.P.C.M. n. 3274/2003.

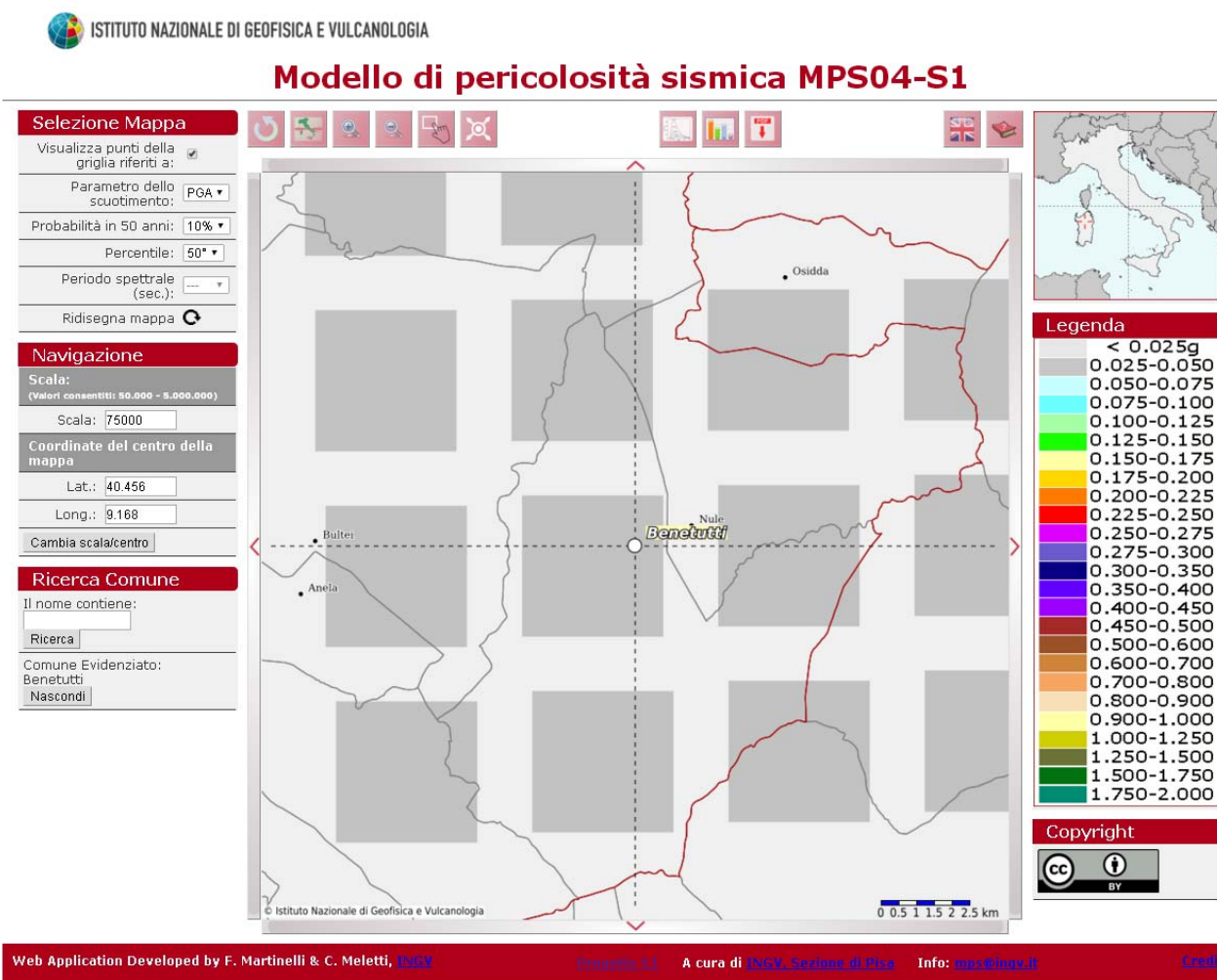
Secondo quanto definito nell'Allegato A del D.M. 14/01/2008, la Sardegna è caratterizzata da una macro-zonazione sismica omogenea, ossia presenta medesimi parametri spettrali sull'intero territorio insulare a parità di tempo di ritorno dell'azione sismica.

6.6 PERICOLOSITÀ SISMICA DEL SITO

Come definito nel testo unico allegato al **D.M. del 2018 “Norme Tecniche per le Costruzioni”** e dal suo regolamento applicativo, “le azioni sismiche di progetto, in base alle quali valutare il rispetto dei diversi stati limite considerati, si definiscono a partire dalla “pericolosità sismica di base” del sito di costruzione.

La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale, riportata nella figura seguente ed elaborata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, approvata con Ordinanza n.3519 del Presidente del Consiglio dei Ministri del 28 Aprile 2006, è diventata la mappa di riferimento prevista dall'Ordinanza n.3274 del 2003, All.1.

In tale cartografia il settore di progetto ricade in una zona con accelerazione massima al suolo ($a(\max)$) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a soli molto rigidi ($V_{S,30} > 800$ m/s; cat .A) compresa tra **0.025 e 0.050 g**.

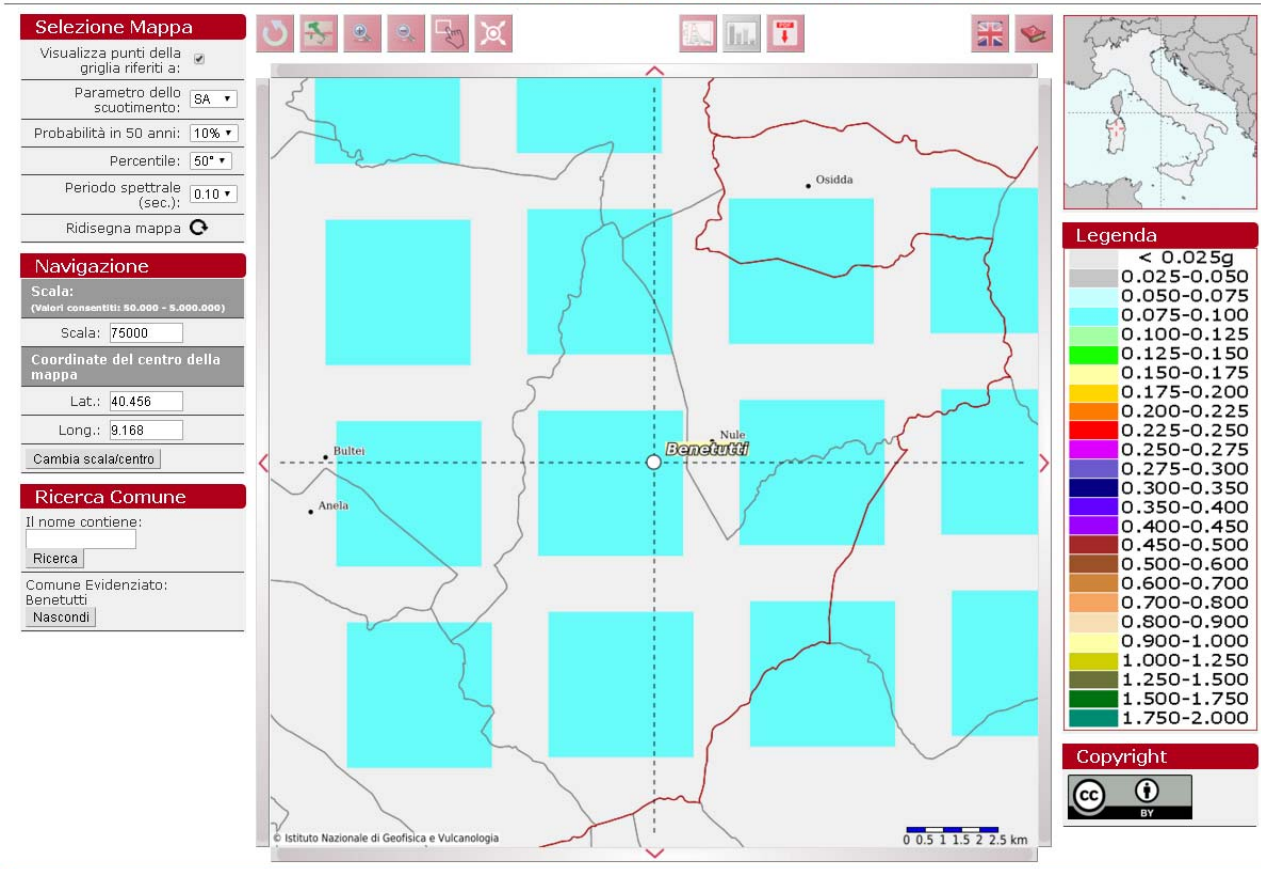


Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per PGA

Per la definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare anche l'effetto della risposta sismica locale che, in assenza di specifiche analisi, può essere ricavata mediante un approccio semplificato, che si basa sull'individuazione di categorie di sottosuolo di riferimento. L'identificazione di questa categoria va di norma eseguita in base ai valori della $V_{s,eq}$, cioè la velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio entro i primi 30 m di profondità, tuttavia, come specificato nella suddetta normativa, nei terreni non coesivi (coperture) può essere effettuata anche in base ai valori del numero equivalente di colpi della prova penetrometrica dinamica (Standard Penetration Test) N_{SPT30} .



Modello di pericolosità sismica MPS04-S1



Mappa – La pericolosità sismica sul settore di progetto dal sito dell'INGV per SA

Nel caso in esame, i valori della V_s per i singoli strati sono stati ricavati utilizzando le formule di calcolo di Ohta e Goto (1978):

$$V_s = 54.33 * (N_{SPT})^{0.173} * \alpha * \beta * (Z / 0.303)^{0.193}$$

e di Yoshida e Motonori (1988):

$$V_s = \beta * (N_{SPT})^{0.25} * \sigma'_{v0}{}^{0.14}$$

Per il calcolo della $V_{s,eq}$, è stata quindi applicata la formula indicata dalle **N.T.C 2018**:

$$V_{S,eq} = H / (\sum_{i=1,N} (h_i / V_{S,i}))$$

Dove:

h_i = Spessore in metri dello strato i-esimo

V_i = Velocità dell'onda di taglio i-esima

N = Numero di strati

Sulla base delle **NTC 2018** quando lo spessore del substrato è superiore a 30 metri, come nel nostro caso:

$$V_{s,eq} = V_{s,30}$$

Considerando che i dati di riferimento indicano coperture detritiche superficiali per spessori inferiori a 10.0 m, i valori ricavabili con i due metodi attribuiscono ai terreni di fondazione alla categoria "A".

6.7 PARAMETRI DI SISMICITÀ LOCALE

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

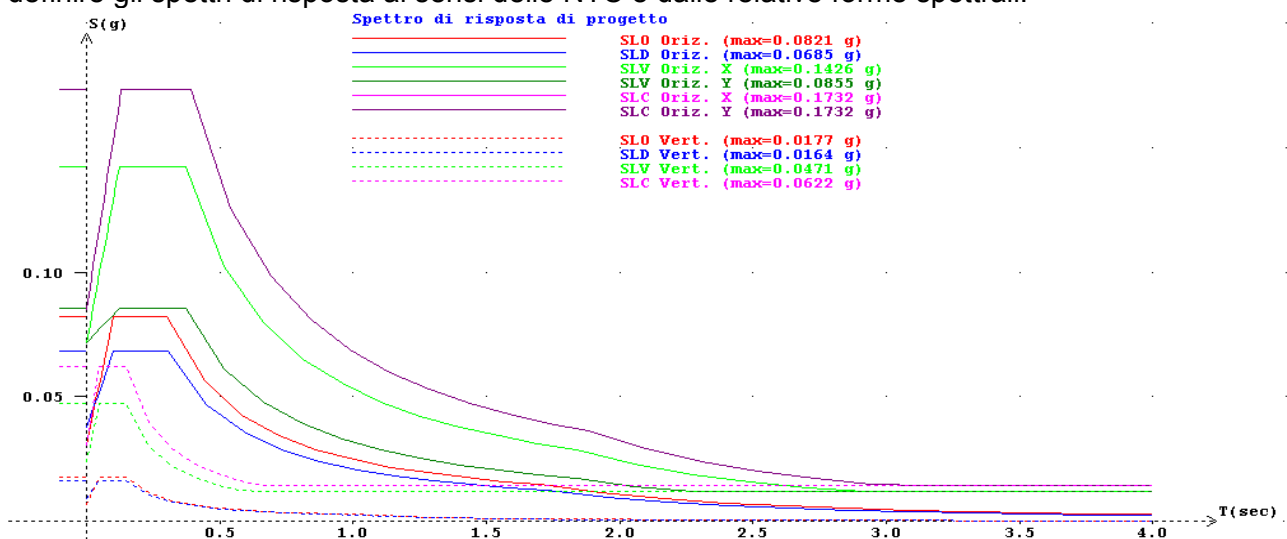
fattore amplificazione per a 1.2

categoria topografica T1

categoria sottosuolo A

sito di riferimento Long = 9.4062 Lat = 40.5687

Le azioni di progetto si ricavano dalle accelerazioni $a_{(g)}$ e dai parametri che permettono di definire gli spettri di risposta ai sensi delle NTC e dalle relative forme spettrali.



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

- $a_{(g)}$: accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 : valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_{c^*} : periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Tipo costruzione (Art. 2.4.1) Classe d'uso (Art. 2.4.2)

Vita Nominale di progetto Vn (anni):

Periodo di riferimento per l'azione sismica: $VR = Vn \cdot Cu = 50.00 \cdot 2.00 = 100.00$ anni

| Pvr % (Art. 3.2.1) | |
|--------------------|-------|
| SLD | 81.00 |
| SLD | 63.00 |
| SLV | 10.00 |
| SLC | 5.00 |

| Periodo di ritorno Tr (anni) | |
|------------------------------|---------|
| SLD | 60.21 |
| SLD | 100.58 |
| SLV | 949.12 |
| SLC | 1949.57 |

| Parametri di pericolosità sismica | | | |
|-----------------------------------|------------|------------|------------|
| | ag (g/10) | F0 (adim) | Tc*(sec) |
| SLD | 0.25412544 | 2.69384478 | 0.30155682 |
| SLD | 0.31347364 | 2.72962862 | 0.30695043 |
| SLV | 0.59878943 | 2.97619724 | 0.37075034 |
| SLC | 0.70712553 | 3.06144099 | 0.39336260 |

N.B. Dal valore tabellato, per ottenere ag in (q), dividerlo per 10; per ottenerlo in m/sec², moltiplicarlo per 0.9806

Questi tre parametri sono definiti in corrispondenza dei punti di un reticolo di riferimento, i cui nodi non distano fra loro più di 10 km, per diverse probabilità di superamento in 50 anni e per diversi periodi di ritorno (variabili tra 30 e 975 anni). Di seguito sono riportati i valori di ag, Fo, Tc* relativi alla pericolosità sismica dell'area oggetto

d'intervento edificatorio per vari tempi di ritorno.

7.RELAZIONE GEOTECNICA

7.1CARATTERISTICHE GEOTECNICHE DEL SEDIME

Sulla base delle analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti, nonché delle prove penetrometriche effettuate in aree adiacenti, sono sotto riorganizzate le informazioni disponibili al fine di valutarne l'attendibilità con riferimento a profondità e posizione topografica.

L'indagine è basata sul rilevamento geolitologico e strutturale diretto dell'area e del suo intorno geologico.

Trattandosi di terreni rocciosi, in un contesto sufficientemente conosciuto sotto l'aspetto geologico e vastamente esposto in affioramento, nonché investigato pur nei singoli siti, ma in punti molto prossimi e rappresentativi, non è stato ritenuto necessario procedere a indagini geognostiche in profondità.

7.1.1CONTESTO GEOLITOLOGICO E CARATTERISTICHE DEI TERRENI DEI SEDIMI DELLA SOTTOSTAZIONE DI CONNESSIONE

L'area oggetto della presente indagine rientra, geologicamente parlando, nell'ambito dei terreni paleozoici che costituiscono il basamento antico di questo lembo di Sardegna, Si tratta di un settore del basamento cristallino.

Le formazioni presenti, appartengono al complesso intrusivo dell'unità di Benetutti e delle arenarie di Riu Bicole, mentre le rocce del sedime della sottostazione sono esclusivamente granitoidi dell'unità intrusiva di Benetutti.

Per quanto sopra detto, poiché le caratteristiche del terreno possono passare dalla consistenza sublapidea a quella terrosa, si possono indicare cautelativamente i parametri minimi, relativi a un materiale alterato posto entro i 3 m dal p.c..

Valori ancora superiori si ottengono da prove di carico eseguite in sito in aree geologicamente comparabili. Tali prove hanno inoltre evidenziato che per pressioni di contatto fino a 5 Kg/cm² e oltre, i pur minimi cedimenti registrati sono temporanei, denunciando quindi un comportamento elastico del terreno.

7.2MODELLO GEOTECNICO DEL SITO

Il modello geologico individuato, attraverso l'attribuzione dei parametri geomeccanici e di comportamento reciproco delle unità stratigrafiche, porta alla definizione del modello di comportamento meccanico del sito o modello geotecnico.

Di seguito i parametri di riferimento per la progettazione geotecnica per i singoli litotipi.

7.2.1MODELLO GEOTECNICO DI SITO 1

0,15m – 0,50m di spessore LITOTIPO A – suolo più o meno evoluto, con frammenti vegetali, di colore bruno

0,30m – 1.30m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia sottostante intrusiva, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da clasti a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.

da profondità variabile da 0,30m a 1,30m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate o formazione arenacea cenozoica.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

Oppure da:

- **ICO ,ARENARIE DI RIU BICOLE.** Arenarie e conglomerati eterometrici, poligenici, a matrice argillosa e sabbiosa con ricca componente vulcanoclastica. Ambiente continentale, facies fluviale e fluvio-deltizia. CHATTIANO-AQUITANIANO

7.2.2 MODELLO GEOTECNICO DI SITO 2 (sottostazione)

0,30m di spessore – suolo più o meno evoluto, sabbioso con frammenti vegetali, colore bruno/beige

0,30m – 1,00m di spessore LITOTIPO B – alterazione della roccia madre sottostante, in genere sciolta, asciutta, di colore beige costituita da ciottoli a spigoli vivi in matrice limoso sabbiosa.

da profondità variabile da 0,45m a 1,70m da p.c. – LITOTIPO C – roccia intrusiva in posto, localmente fratturata con fratture da aperte libere e riempite di materiale argilloso-limoso, a serrate.

I **litotipo C** è costituito localmente, da:

- **BTUa ,Facies Nule (UNITÀ INTRUSIVA DI BENETUTTI).** Granodioriti tonalitiche, biotitiche, a grana medio-grossa, inequigranulari per fenocristalli di Kfs biancastri di taglia fino a 12 cm; tessitura orientata. CARBONIFERO SUP. – PERMIANO

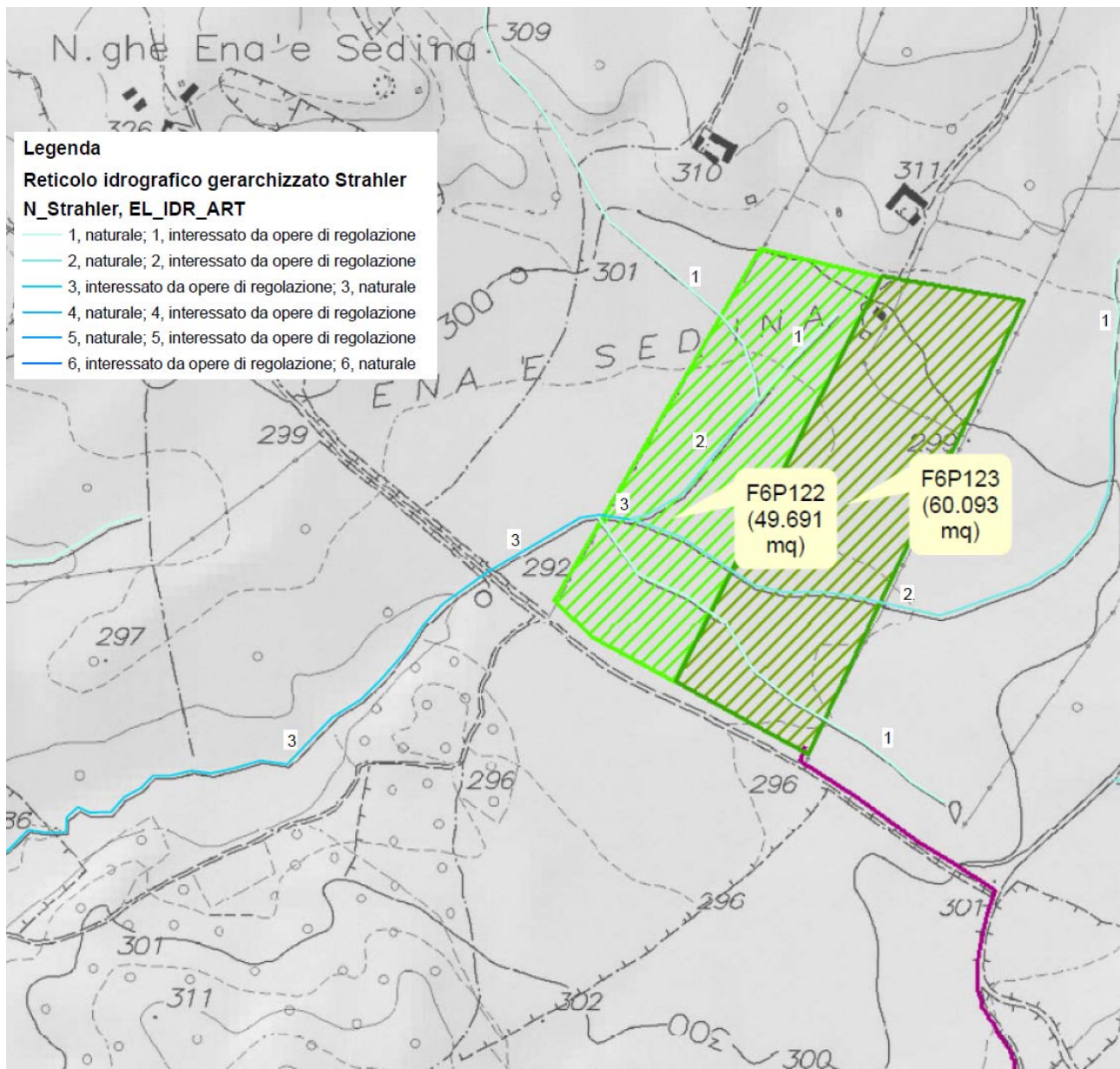
Sulla base di analisi di laboratorio e delle caratteristiche dei versanti naturali presenti sulle diverse formazioni, nonché delle prove penetrometriche effettuate, si è ipotizzato che le unità abbiano i seguenti parametri tipici minimi:

| parametro | simb | Unità | b2 | ICO | BTUa |
|-----------|------|-------|----|-----|------|
| | | | | | |

RELAZIONE GEOLOGICA, GEOTECNICA E SISMICA

| | | | | | |
|-----------------------|----------|--------------------|-----------|-----------|-----------|
| Pressione ammissibile | σ | Kg/cm ² | 0.50-1.90 | 2.60-4.20 | 2.60-4.20 |
| Coesione non drenata | cu | Kg/cm ² | 1.00 | 4-5 | 4-5 |
| Modulo di Young | Eel | Kg/cm ² | 100 | >300 | >600 |
| Angolo d'attrito | α | Gradi | 22-24 | 26-30 | 32-34 |
| Peso di volume | γ | g/cm ³ | 1.7 | 1.7/1.9 | 1.9-2.1 |

8.COMPATIBILITÀ IDRAULICA E GEOLOGICA PRELIMINARE



Il settore Nord dell'impianto è caratterizzato dalla presenza di alcuni elementi idrici del reticolo Strahler regionale di cui non è mappata con i metodi PAI la pericolosità idraulica.

L'effetto conseguente è che l'art. 30ter NTA PAI che definisce le Fasce di salvaguardia e le loro compatibilità, prevede per gli elementi presenti delle fasce la cui operatività è quella delle Hi4 descritta negli art. 27 e 27 bis del PAI.

In particolare, l'Art. 30 ter recita:

1. Per i singoli tratti dei corsi d'acqua appartenenti al reticolo idrografico dell'intero territorio regionale di cui all'articolo 30 quater, per i quali non siano state ancora determinate le aree di pericolosità idraulica, con esclusione dei tratti le cui aree di esondazione sono state determinate con il solo criterio geomorfologico di cui all'articolo 30 bis, quale misura di prima salvaguardia finalizzata alla tutela della pubblica incolumità, è istituita una fascia su entrambi i lati a partire dall'asse, di profondità L variabile in funzione dell'ordine gerarchico del singolo tratto:

| ordine gerarchico (numero di Horton- Strahler) | profondità L (metri) |
|--|-------------------------|
| 1 | 10 |
| 2 | 25 |
| 3 | 50 |
| 4 | 75 |
| 5 | 100 |
| 6 | 150 |
| 7 | 250 |
| 8 | 400 |

2. Per le opere e per gli interventi da realizzare all'interno della fascia di cui al comma 1, i Comuni, anche su istanza dei proponenti, sono tenuti ad effettuare apposito studio idrologico-idraulico volto a determinare le effettive aree di pericolosità idraulica molto elevata (Hi4), elevata (Hi3), media (Hi2) e moderata (Hi1); tale studio, obbligatorio per i tratti di ordine maggiore di due, dovrà contemplare i corsi d'acqua interessati nella loro interezza o almeno i tronchi degli stessi idraulicamente significativi in relazione alle opere e agli interventi da realizzare.

3. Anche in assenza degli studi di cui al comma 2, nelle aree interne alla fascia di cui al comma 1, sono consentiti gli interventi previsti **dall'articolo 27 e 27 bis delle NA**.

Conseguentemente la distribuzione dell'impianto sarà quella compatibile con la pericolosità vigente al momento della richiesta dell'autorizzazione, sia che vengano le fasce di salvaguardia 30ter, sia che viga una mappatura idraulica calcolata.

9.CONCLUSIONI

Le aree direttamente interessate dallo sviluppo del Parco fotovoltaico sono delle superfici tendenzialmente pianeggianti e subpianeggianti, in cui affiorano le formazioni intrusive granitiche e a Luzzana, le formazioni arenacee terziarie.

L'areale su cui andrà posizionata la sottostazione in progetto è caratterizzato esclusivamente da rocce paleozoiche di natura granitica, affioranti in prevalenza fin dal piano campagna; dove si ha la presenza di poco suolo, esso si sviluppa essenzialmente lungo il substrato di alterazione della roccia madre, che non supera 1,5 m di profondità.

Lo studio ha altresì permesso di definire tre modelli geotecnici differenti rappresentativi rispettivamente dei siti di imposta del Parco fotovoltaico e della sottostazione.

Per entrambi i litotipi rappresentativi sono stati definiti i parametri geotecnici di riferimento.

Il quadro geologico-morfologico e sismico appare privo di criticità ostative dell'area oggetto di studio relativamente l'intervento previsto.

La presente relazione ha preso in esame uno stato di fatto ed ha inteso evidenziare le problematiche tecniche che si potranno incontrare da un punto di vista geologico – idrogeologico. Tuttavia in fase di progettazione esecutiva e successivamente in corso d'opera si potranno apportare gli adeguamenti progettuali (metodo osservazionale) ritenuti più idonei alla realtà geologico-morfologica che si andrà a rilevare nel dettaglio (fase di progettazione esecutivo/realizzativa).

In fase d'esecuzione degli scavi e realizzazione dei corpi fondazionali è buona e consolidata prassi verificare, mediante supervisione geologica, le considerazioni di natura geologico-geotecnica assunte in questo elaborato.

In conclusione, da quanto emerge dal presente elaborato in ordine alle caratteristiche geomorfologiche, idrogeologiche e sismiche del sito, fatte salve le prescrizioni impartite, l'area oggetto di studio di fattibilità è suscettibile di intervento edificatorio.

Geologo Fausto Alessandro Pani

Geologo Roberta Maria Sanna

