



Università degli Studi di Cagliari

DOTTORATO DI RICERCA

**Difesa e Conservazione del Suolo Vulnerabilità Ambientale
e Protezione Idrogeologica**

Ciclo XXV

**Studio delle problematiche delle infiltrazioni e perdite
della diga di Medau Zirimilis (Sardegna SW)**

SSd GEO/04

Coordinatore Dottorato

Prof. Felice Di Gregorio

Presentata da:

Dott. Paolo Frongia

Tutor/Relatore

Prof. Felice Di Gregorio

Esame finale anno accademico 2011 – 2012

1.0 – Introduzione	7
1.1 – Finalità della ricerca	9
1.2 – Metodologie di indagine.....	11
1.3 – Fasi della ricerca, piano delle indagini e raccolta della documentazione.....	13
1.4 - Inquadramento geografico dell'area di studio	15
2.0 – Inquadramento geologico generale dell' area del bacino sotteso dall'invaso.....	17
2.1- Lineamenti geologici generali del basamento sardo	18
2.2 - Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie della Formazione di Monte Orri	22
2.3 - Metasiltiti e arenarie della formazione di San Vito	23
2.4 - Complesso granitico e leucogranitico ercinico	26
2.5 –Arenarie siltiti e conglomerati della Formazione del Cixerri	26
2.6 – Depositi alluvionali antichi e recenti	29
3.0- Lineamenti tettonici.....	30
4.0– Inquadramento geologico-strutturale dell'area d'imposta dello sbarramento	37
4.1 – Caratteristiche geo-litologiche dell'ammasso roccioso	38
4.2- Assetto strutturale.....	52
5.0- Caratteristiche geomorfologiche del bacino idrografico del Rio Casteddu	53
5.1 – Caratteristiche termo-pluviometriche.....	55
5.2 – Applicazione del metodo di Kennessy per la valutazione dei deflussi.	56
5.3 – Stima del bilancio idrogeologico	61
5.4 – Applicazione del metodo di Fournier e del metodo geomorfico di Ciccacci per la valutazione del trasporto solido.....	69

5.5 – Previsione degli eventi pluviometrici estremi attesi nel bacino del Rio Casteddu mediante l’applicazione del modello “Sheeb”.....	75
6.0 – Indagini geognostiche eseguite precedentemente alla costruzione dell’opera e indagini geosismiche eseguite nel 1974.	81
6.1– Caratteristiche idrogeologiche generali	86
6.2 – Analisi effettuate sui materiali impiegati precedentemente alla costruzione del rilevato in terra.....	90
7.0 –Caratteristiche costruttive della diga	91
7.1 – Il rivestimento del paramento interno dello sbarramento	96
7.2 –Impermeabilizzazione della sezione di imposta.....	98
7.3 – Caratteristiche dello sfioratore dello scarico di superficie della diga e dell’alveo di valle del Rio Casteddu.	100
7.4 – Rete strumentale di monitoraggio della diga.....	101
7.5 – Materiali costruttivi e relativa composizione granulometrica.	103
8.0 – Livelli idrici misurati nei vari piezometri.	119
9.0 –Variazione dei livelli piezometrici dei piezometri esterni.....	123
9.1 – Indice di correlazione di Pearson	125
9.2 – Correlazione tra i livelli di invaso e le perdite nei drenaggi del cunicolo e dreni di valle.....	127
9.3 – Correlazione tra i livelli di invaso e le variazioni dei livelli idrici nei piezometri di valle esterni allo sbarramento.	137
9.4 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri centrali del corpo diga	146
9.5 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri del fianco sinistro.....	148
9.6 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri del fianco destro.....	165
9.7 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri di sottopressione interni al cunicolo	170

10.0- I moti di filtrazione – Analisi numerica esempio di modellazione bidimensionale della diga	185
11.0 – Prove di pompaggio e test di emungimento eseguiti per la determinazione delle caratteristiche di trasmissività dell’acquifero.	190
12.0 –Correlazione tra le caratteristiche chimico-fisiche delle acque di invaso e quelle dei piezometri esterni.....	209
13.0 – Indagini termografiche sul rivestimento in conglomerato bituminoso del paramento interno dell’argine.....	221
14.0 – Conclusioni	233
Bibliografia	236

Abstract

The construction earthfill dam Medau Zirimilis, in the territory of Siliqua (SW Sardinia), began in 1989 and ended in 1991. Over the years, a time series of experimental basins, showed several problems of leakage and filtration in dam body. In the present work, through the application of classical methods of hydrogeology and applied, we have studied the problems of infiltration and loss of earth dam of Medau Zirimilis. The research has tried to examine the causes of the existing problems and identify possible solutions. The work of investigation has been developed from the acquisition of a basic knowledge of the geological characteristics of the tax of the dam and its surroundings. The understanding of its technical and constructional features and behavior had the objective to increase the level of reservoir . For this purpose, during the research have been acquired experimental data on levels in various types of water wells and drainage of the dam. Through the elaboration and interpretation with GIS methodologies and software, the attempt of this research was to reconstruct the model of the aquifer and to identify possible preferential of flow paths.

Always with the purpose of identifying pathways of water, we have been carried out a study on the mantle of coating internal hangings of the bank barrage made in bituminous conglomerate, applying innovative methodologies, techniques by such as non-destructive surveys to infrared thermography.

1.0 – Introduzione

La costruzione della diga in terra di Medau Zirimilis in territorio di Siliqua (Sardegna SW) iniziata nel 1989 e terminata nel 1991, nel corso degli anni successivi alla costruzione per testare il feed-back nel manufatto, si è proceduto con una serie temporale di invasi sperimentali. A partire dalla prima fase di invaso, dal 1991 al 1994, la diga ed in particolare l'argine in terra, ha mostrato un insieme di problemi di infiltrazioni nel rilevato in terra, con il conseguente allagamento del cunicolo di ispezione, ed una serie di venute d'acqua laterali, nel fianco destro subito a valle dello sbarramento. Durante il secondo periodo di invaso dal 1994 al 1997, con una quota invaso di 121.00 m s.l.m., permanevano le problematiche sopra descritte, mentre il manto di rivestimento del paramento interno in conglomerato bituminoso iniziava a presentare un insieme di lesioni. In seguito al monitoraggio delle fasi di invaso sperimentali e di vari studi specialistici commissionati dall'ente gestore, si è proceduto nel 1999 con un insieme di interventi di impermeabilizzazione della sezione di imposta, alla base del cunicolo di ispezione con perforazioni e successive iniezioni di miscele di cemento e bentonite. Lavori tesi all'approfondimento dello schermo di impermeabilizzazione da una profondità di 50 m fino ad una profondità di 100 m. Sempre in questa fase è stato realizzato un tunnel di drenaggio al di sotto dello sbarramento, insieme a dei dreni inclinati in sponda destra e ad interventi con miscele bituminose sul manto in conglomerato bituminoso del

paramento interno. Quest'ultimo intervento è stato accompagnato da una serie supplementare di piezometri di monitoraggio intorno all'opera.

A partire dall'anno 2000, si è continuato l'invaso sperimentale fino ad una quota massima autorizzata di 135.50 m slm, pari ad un volume di vaso di circa 9 Mm³, secondo le indicazioni del Servizio Nazionale Dighe, in quanto persistevano i problemi di filtrazione e perdite, e si è notato un incremento delle lesioni del manto di rivestimento interno, per il quale l'ENAS, l'ente gestore dell'opera intende intervenire.

Viste le problematiche che della diga, nel presente progetto di ricerca si è cercato di approfondire le cause dei problemi esistenti e di individuare le possibili soluzioni. Per questo è stato studiato il comportamento dell'opera, nelle varie fasi temporali di vaso sperimentale, al fine di comprendere al meglio i problemi legati alle infiltrazioni e alle perdite nell'argine di sbarramento. Il lavoro d'indagine è stato sviluppato dall'acquisizione di una base conoscitiva delle caratteristiche geologiche dell'area d'imposta dello sbarramento e del suo intorno e dalla conoscenza delle sue caratteristiche tecnico-costruttive e comportamentali al crescere del livello d'invaso.

A tal fine nel corso della ricerca sono stati acquisiti dati sperimentali relativamente ai livelli idrici nelle varie tipologie di piezometri e drenaggi dello sbarramento, dalla cui elaborazione e interpretazione, si è cercato di ricostruire il modello dell'acquifero e di individuare le possibili vie preferenziali di deflusso.

Sempre con l'obiettivo di individuare le vie di penetrazione dell'acqua, è stata inoltre effettuato uno studio sul manto di rivestimento del paramento interno dell'argine di sbarramento realizzato in conglomerato bituminoso, applicando metodologie innovative, quali le tecniche con indagini non distruttive di termografia ad infrarosso.

Ulteriori studi basati su dati termopluviometrici e geotematici hanno consentito di sviluppare un quadro conoscitivo degli afflussi in ingresso nel bacino idrografico sotteso dalla diga, con particolare riferimento al verificarsi di possibili fenomeni pluviometrici estremi e alla valutazione del trasporto solido atteso.

Il lavoro di ricerca condotto allo scopo di individuare le cause di infiltrazione nello sbarramento in terra, di elaborare proposte di soluzioni tecniche per la mitigazione del problema e migliorare la stabilità del manufatto si è avvalso di accurati rilevamenti in campo e in laboratorio, di carte tecniche di base, di foto aeree, e fotointerpretazione, e utilizzo di software GIS.

1.1 – Finalità della ricerca

L'obiettivo della ricerca riguarda lo studio delle problematiche relative alle perdite e o alle infiltrazioni esistenti nella diga in terra di Medau Zirimilis.

Per questo si è proceduto all'individuazione delle relazioni esistenti tra la geometria dell'acquifero presente nell'area dello sbarramento principale e le caratteristiche geologiche dell'area nel quale esso insiste.

A tal scopo attraverso l'elaborazione di dati esistenti ed il rilevamento strumentale effettuato nella vasta rete di piezometri, si è proceduto alla valutazione delle perdite provenienti dall'argine in terra e al loro monitoraggio nell'arco di circa un triennio e alla loro correlazione con il variare del livello invasato.

Primariamente, tuttavia, è stata effettuata una ricerca bibliografica preliminare, integrata con lo studio del progetto esecutivo della diga e dei diversi interventi successivi, per la ricostruzione storica delle fasi di invaso sperimentale della diga e dagli effetti rilevati nello sbarramento e a valle di esso.

Lo studio delle caratteristiche geologiche, geologico-strutturali e litologico-tecniche della zona di imposta dello sbarramento e del bacino sotteso dalla diga effettuato tramite foto-interpretazione e rilievi di dettaglio in campo è stato teso a consentire l'acquisizione di elementi indispensabili per ricostruire le caratteristiche idrogeologiche dell'area e l'influenza, su di esse delle variazioni del livello di invaso.

Sempre a questo scopo è stata effettuata l'interpretazione di dati storici ed attuali delle letture dei livelli idrici nei piezometri e dei valori dell'andamento delle perdite misurate, per poter differenziare da un punto di vista idrogeologico l'andamento dell'acquifero nelle varie parti dello sbarramento (corpo diga, fianco destro, fianco sinistro della sezione di imposta, paramento

interno ed area a valle), al fine di valutare l'entità delle infiltrazioni nel rilevato in terra individuare le direzioni di deflusso principali e qualificarne le perdite.

1.2 – Metodologie di indagine

Lo studio delle dighe in terra e dei moti di filtrazione viene eseguito applicando le tecniche di rilievo e le conoscenze dell' idrogeologia classica e applicata, che si basa principalmente sull' analisi dei valori delle letture piezometriche dei piezometri esterni e delle misure delle perdite nei drenaggi del corpo diga. Per una più completa comprensione dei fenomeni gli studi sono stati integrati con i dati relativi ai rilevamenti termometrici e pluviometrici (dall'anno 2005 al 2011), con le misure del livello idrico invasato, espresso in quota assoluta di invaso sul livello del mare e le misure dei livelli idrici relative ai piezometri di sottopressione ubicati nel cunicolo di ispezione. Sono state inoltre eseguite due prove di emungimento per una stima dei parametri idrodinamici dell'acquifero. Per valutare lo stato di conservazione e l'efficienza nella tenuta del rivestimento interno in conglomerato bituminoso del paramento interno dello sbarramento principale, che attualmente è anche oggetto di studio da parte dell'ENAS (Ente Acque della Sardegna, gestore della diga), sono state anche effettuate diverse serie di riprese termografiche. Queste riprese, in sostanza hanno avuto come obiettivo la valutazione dello stato di fessurazione e degrado del manto.

L'attività di ricerca sul campo è stata orientata alla ricostruzione delle caratteristiche geologiche dell'area dell'invaso, con l'ausilio anche della interpretazione fotogeologica dei principali lineamenti strutturali.

Sono state così identificate le rispettive litologie delle principali formazioni geologiche presenti costituite dalle rocce metamorfiche dell' Unità dell' Arburese, delle Arenarie di San Vito e della Formazione di Monte Orri, (*ISPRA - Nota illustrativa foglio geologico scala 1:50.000 - Sez. 556 Assemini*) e dai graniti e leucograniti ercinici dell'area Nord-Ovest di Monte Arcosu.

Per una migliore comprensione delle caratteristiche geologiche dell' area d'imposta dello sbarramento, è stato poi effettuato un rilevamento geologico teso a delinearne nel dettaglio, le caratteristiche geologico-strutturali. Questo lavoro è stato condotto in alcune sezioni più prossime allo sbarramento, rilevando l'orientazione e la spaziatura dei giunti, ma anche l'inclinazione e direzione dei piani di frattura con la redazione di schede e stereogrammi.

Il rilievo di dettaglio dell'ubicazione delle caratteristiche di tutte le strumentazioni di monitoraggio (piezometri, punti geodetici e capisaldi) e la ricostruzione delle planimetrie dell'opera è stato realizzato con l'impiego di un GPS palmare cartografico modello Magellan Mobil Mapper 6.

Questi dati sono stati utilizzati per la realizzazione di un modello tridimensionale dell'opera e dei rilievi circostanti, tramite l'utilizzo del

software specifico ArcGis 9.3 e dei suoi applicativi, implementata e di sezioni trasversali elaborate in CAD.

1.3 – Fasi della ricerca, piano delle indagini e raccolta della documentazione.

Materiale cartografico utilizzato:

Carta topografica d'Italia I.G.M.I. in scala 1:25.000 Foglio 556 sez.III – Siliqua; Foglio 556 sez.II – Assemini; Foglio 565 sez. IV – Narcao; Foglio 565 sez. I – Capoterra;

- Geodatabase della Regione Sardegna da Sardegna Geoportale e Portale Cartografico Nazionale.
 - Carte Tecniche Regionali scala 1:10.000
 - Foglio 556- sez. 100 – Castello di Acquafredda;
 - Foglio 556- sez. 110 – Cadau;
 - Foglio 556- sez. 140 – Monte Orri;
 - Foglio 556- sez. 150 – Punta su Narboni;
 - Foglio 565- sez. 030 – Monte Is Caravius
 - Foglio 565- sez 040 – Monte Arcosu
- Cartografia geologica ed idrogeologica esistente a diverse scale.
- Foto ed ortofoto corrispondenti alle sezioni della carta tecnica regionale relative agli anni 1954, 1977, 1997, 2000, 2006.

Fasi della ricerca:

1. Acquisizione di materiale bibliografico e cartografico
2. Consultazione delle relazioni e degli elaborati progettuali dell'opera
3. Rilevamento geologico dell'area e delle caratteristiche di fratturazione dell'ammasso roccioso; rilievo geomorfologico in campagna corredato con l'analisi fotointerpretativa delle riprese aeree.
4. Rilevamenti dei livelli piezometrici, dei livelli di invaso e misura delle perdite dei drenaggi e delle caratteristiche idrogeologiche dell'area dell'invaso.
5. Rilevazione dei parametri chimico-fisici delle acque nell'invaso e nel suo intorno con l'ausilio di sonda multi-parametrica.
6. Redazione delle carte tematiche: Carta geologica, Carta dell'uso del suolo, Carta delle pendenze del bacino idrografico sotteso dall'invaso, Carta dei sistemi di monitoraggio e controllo.
7. Rilievo plano-altimetrico dell'area dello sbarramento e sviluppo di modelli tridimensionali del terreno (DTM) per una loro integrazione negli studi di tipo idrologico e di erosione del suolo.
8. Raccolta campioni e analisi granulometriche di materiali impiegati per la costruzione dello sbarramento in terra
9. Prove di pompaggio nei piezometri per determinare le caratteristiche idrodinamiche della circolazione idrica sotterranea e valutazione dei parametri di trasmissività e permeabilità.

10. Campagne di rilevamento termografiche sul rivestimento del paramento interno in conglomerato bituminoso per la valutazione dello stato di alterazione e degrado.

1.4 - Inquadramento geografico dell'area di studio

L'area studiata ricade nella parte sud-occidentale della Sardegna, in un' area compresa tra il Campidano di Cagliari e l'Iglesiente Sulcis. Può essere pertanto inquadrata come al margine meridionale della Valle del Cixerri, delimitata a Sud-Est dai rilievi del Monte Arcosu, a Sud dal Monte Lattias ed is Caravius, ad ovest dal complesso del Monte Orri. La diga di Medau Zirimilis, oggetto dello studio, ed il suo bacino idrografico (Fig.1.1), ricadono interamente all'interno del territorio comunale di Siliqua, centro abitato dal quale il sito in cui sorge lo sbarramento artificiale dista circa 5 Km. L'area oggetto dello studio è all'interno del bacino idrografico del Rio Casteddu, affluente in destra idrografica del Rio Cixerri.

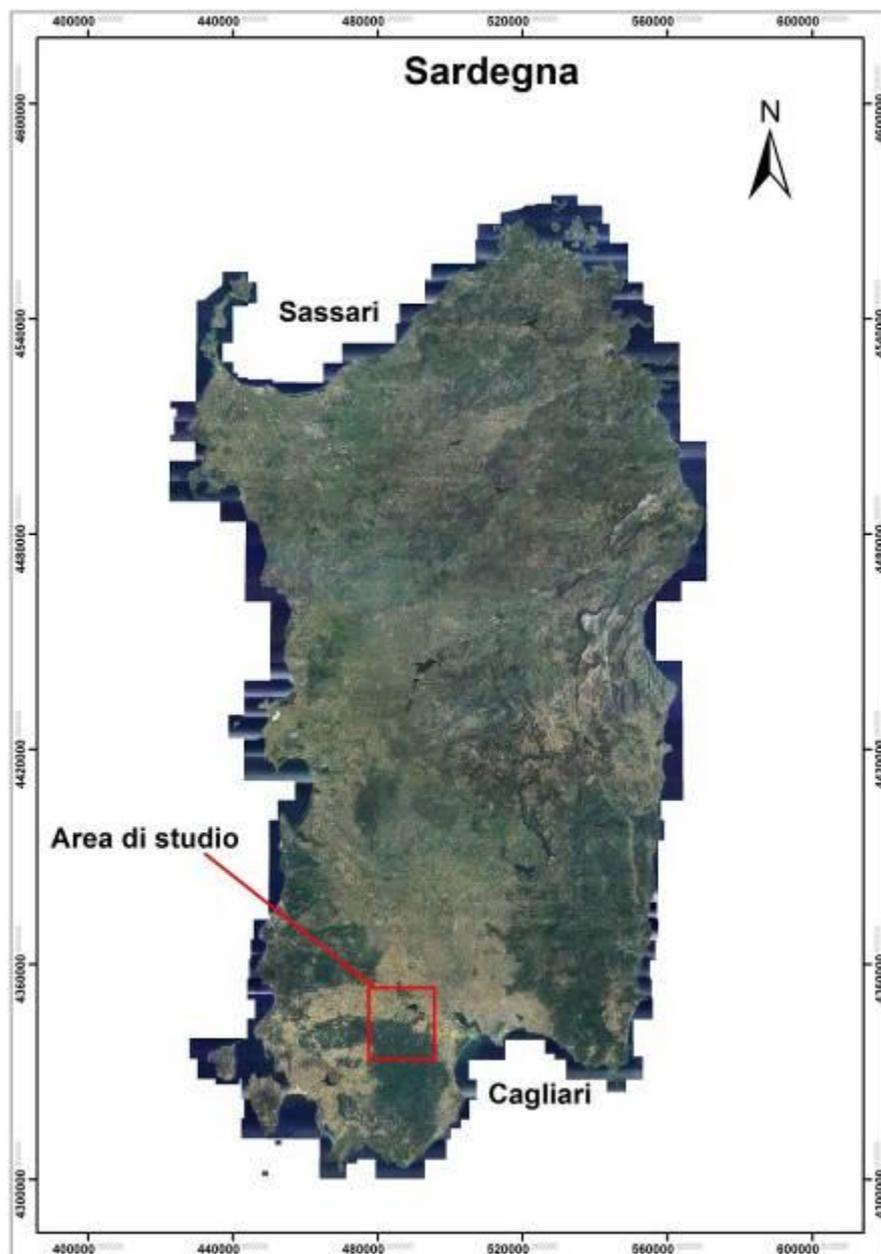


Fig. 1.1 – Inquadramento dell'area di studio.

2.0 – Inquadramento geologico generale dell' area del bacino sotteso dall'invaso

L'area della ricerca, appartenente al complesso geologico di età paleozoica dell'Iglesiente-Sulcis, mostra degli aspetti assai complessi sia dal punto di vista tettonico che litologico, e ricade nel sistema a falde di ricoprimento (*Carmignani et alii. 1987*). In particolare in quest'area la componente predominante, nell'area oggetto della ricerca, costituita da rocce metamorfiche paleozoiche dell'Unità tettonica dell'Arburese, che ricopre con un sovrascorrimento la formazione di Monte Orri, mentre nella parte alta del bacino idrografico sotteso dall'invaso affiorano litotipi granitoidi del batolite ercinico. In minore entità, all'interno di quest'area sono rappresentate le litologie conglomeratico-argillose, terziarie, della formazione del Cixerri, mentre lungo i fondovalle, sono presenti un insieme di alternanze di depositi alluvionali antichi e recenti, ad elementi più o meno grossolani delle rocce granitiche e metamorfiche del bacino. Complessivamente, l'insieme delle litologie riscontrate possono essere così riassunte:

- Graniti e leucograniti
- Metarenarie metasiltiti argilliti della formazione di Monte Orri (Ordoviciano-med- sup.)
- Metarenarie meta siltiti della formazione di San Vito (Cambriano medio- Ordoviciano inf.)

- Argille conglomerati ed arenarie della formazione del Cixerri (Eocene medio-Oligocene)
- Depositi alluvionali antichi e recenti (Olocene)

In definitiva nell'area di studio, sono rappresentate in prevalenza rocce intrusive e metamorfiche che appartengono all'Era paleozoica con limitate coperture sedimentarie eoceniche riconducibili alla formazione del Cixerri, e lembi di depositi alluvionali antichi e recenti ma anche attuali e sub-attuali.

2.1- Lineamenti geologici generali del basamento sardo

Il basamento sardo è un segmento della Catena ercinica sud-europea, allontanatosi dall'Europa solo nel Miocene inferiore (Burdigaliano). Riportando il massiccio sardo-corso nella posizione pre-deriva miocenica, le strutture fondamentali del basamento delle due isole coincidono con la loro prosecuzione in Provenza e Catalogna (Arthaud & Matte, Cerchi & Montadert 1966; Westphall *et alii*, 1976; Arthaud & Matte, 1977; Ricci & Sabatini, 1978; Edel *et alii*, 1981; Cerchi & Trémolières, 1984).

Le ricostruzioni paleogeografiche della geometria del periodo precedente al mesozoico di questa catena (Matte, 1986; Vai & Coccozza, 1986) sono generalmente concordanti nel delineare una cintura orogenica arcuata che dalla Spagna giunge al massiccio centrale francese (Arco iberico-armoricano).

L'area era costituita infatti da una catena bilineare, con al centro una larga fascia di metamorfiti di alto e medio grado riesumate da livelli medio-crosta

prima del Carbonifero superiore; infatti, i depositi di questo periodo lo ricoprono in discordanza.

Tutta una serie di dati paleomagnetici, strutturali e similitudini litologiche e stratigrafiche indicano che il basamento sardo-corso era unito al basamento sud-europeo con l'evoluzione strutturale e sedimentaria almeno fino all'Oligocene, prima di staccarsi dal continente europeo e giungere nella sua posizione attuale, (Edel *et alii*, 1981; Westphal *et alii*, 1986; Vigliotti & Langenheim, 1995).

La fase orogenica ercinica ha interessato tutto il basamento della Sardegna con intense deformazioni, un metamorfismo sin-cinematico e un importante magmatismo post-collisionale.

L'età ercinica della deformazione è ben definita sia su basi stratigrafiche che radiometriche in quanto:

1. nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni dal Cambriano fino al Carbonifero inf. (Olivieri, 1969; Spalletta & Vai, 1982; Maxia, 1983; Barca & Olivieri, 1991) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (Cocozza, 1967b; Del Rio, 1973; Fondi, 1979);
2. nelle zone settentrionali l'età di chiusura isotopica delle bande delle migmatiti della Gallura è di 344 ± 7 Ma e l'età radiometrica dei minerali

metamorfici è compresa tra 350 e 284 Ma (Ferrara *et alii*, 1978; Del Moro *et alii*, 1991);

3. nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni dal Cambriano fino al Carbonifero inf. (Olivieri, 1969; Spalletta & Vai, 1982; Maxia, 1983; Barca & Olivieri, 1991) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti del Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (Cocozza, 1967b; Del Rio, 1973; Fondi, 1979);
4. nelle zone meridionali con metamorfismo di basso e bassissimo grado, i terreni dal Cambriano fino al Carbonifero inf. (Olivieri, 1969; Spalletta & Vai, 1982; Maxia, 1983; Barca & Olivieri, 1991) sono deformati, debolmente metamorfici e ricoperti in discordanza dai sedimenti del Westfaliano D-Stefaniano, non deformati e non affetti da metamorfismo regionale (Cocozza, 1967b; Del Rio, 1973; Fondi, 1979);
5. il complesso intrusivo, diffuso in tutta l'Isola ha età variabile da 307 a 274 Ma (Del Moro *et alii*, 1972; Del Moro *et alii*, 1975; Cocherie, 1978; Ghezzi & Orsini, 1982; Cocherie, 1985).

Nel suo complesso il basamento sardo (Fig.2.1), è caratterizzato da falde erciniche con direzione verso SW ("Zona a falde" di Carmignani *et alii*, 1987b), interposte tra il complesso metamorfico prevalentemente in facies anfibolitica della Sardegna settentrionale e una Zona esterna a *thrust* e pieghe

(“Zona esterna” di Carmignani *et alii*, 1987b) deformata fortemente, ma sostanzialmente autoctona, che affiora nella parte meridionale dell’Isola.

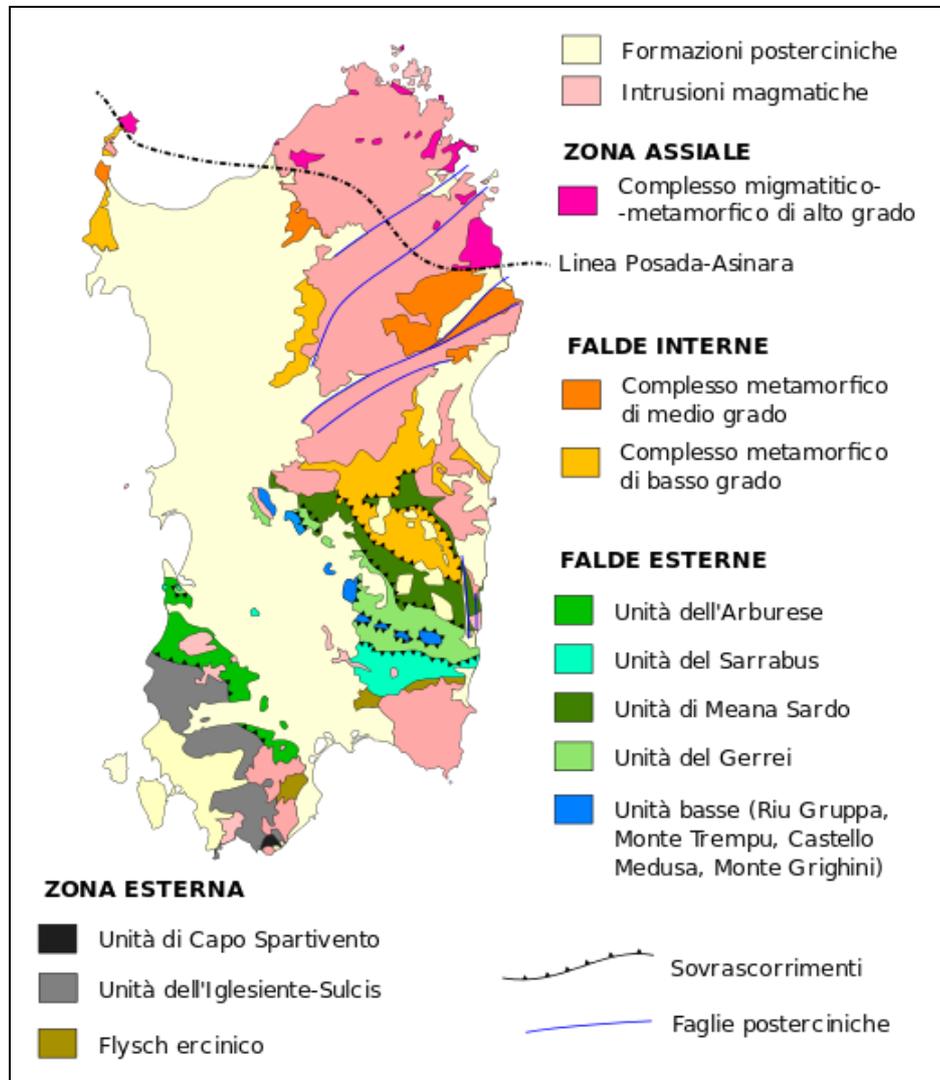


Fig.2.1 - Principali lineamenti strutturali del Basamento Ercinico sardo, tratto da: *Memorie Società Geologica Italiana dalla Carta Geologica della Sardegna scala 1:200.000* (Carmignani L., Barca S., Conti P., Salvatori I., Oggiano G., Eltrudis A., Pasci S., Funedda A.)

2.2 - Metaconglomerati, metasiltiti e metarenarie della Formazione di Monte Orri

La formazione di Monte Orri, affiora nel settore a sud della valle del Cixerri e nell'area a nord di Campanasissa, come parte di una struttura monoclinale costituita dalla successione dell'Ordoviciano Superiore-Siluriano. Il suo contatto basale è costituito dalla formazione di Portixeddu, che talvolta è caratterizzata da più o meno frequenti livelli di resti fossili.

La formazione di Monte Orri (Leone & alii. 1991) è costituita da alternanze di metasiltiti grigio-verdastre, metargilliti, metarenarie siltose da fini a grossolane e metasiltiti grigio scure con rari resti fossili.

Sono spesso distinguibili bioturbazioni e tracce di icnofossili. Queste metarenarie si presentano con caratteristiche strutture sedimentarie, con laminazioni piano-parallele, laminazioni gibbose tipo HCS *hummochy cross stratification*, riconducibili ad episodi di tempesta.

Tali sequenze sono maggiormente rappresentate sul versante nord-est del Monte Orri, localizzato in direzione ovest rispetto all'area di studio. Lo spessore complessivo stimato della formazione è di circa 150 m, con un'ambiente di deposizione di tipo costiero che manifesta rapide variazioni del livello marino. La fauna ed il tipo di sedimentazione testimoniano una trasgressione marina su un'area pianeggiante (Leone et alii, 1991).

2.3 - Metasiltiti e arenarie della formazione di San Vito

Nella Sardegna SW (Iglesiente-Sulcis) è presente l'unità tettonica dell'Arburese, che strutturalmente risulta essere più elevata dell'edificio a falde del basamento ercinico di quest'area. Tale unità presenta un grado metamorfico maggiore rispetto alle successioni sottostanti del Sulcis-Iglesiente, ma è comunque di basso grado anche se non sempre presenta i caratteri litostratigrafici ben conservati. L'Unità dell'Arburese, viene considerata come corrispondente all'Unità del Sarrabus, che affiora nei settori a N-E rispetto alla fossa del Campidano. Pertanto l'Unità dell'Arburese e l'Unità del Sarrabus rappresentano la parte frontale delle falde esterne della Sardegna centrale sovrascorsa sulla catena ercinica. Nell'area studiata, l'Unità dell'Arburese è rappresentata esclusivamente dalla formazione delle arenarie di San Vito di età cambro-ordoviciana. La formazione delle arenarie di San Vito, corrispondente al "Postgotlandiano" di *Taricco (1922) Calvino et alii. (1974), Barca & Di Gregorio (1979)*, affiora ben rappresentata in tutta l'area studiata (Medau Zirimilis) nel settore meridionale della Valle del Cixerri, nell'area compresa tra Campanasissa e Zinnigas. Si tratta di una successione terrigena costituita da alternanze irregolari da decimetri che a metriche di metarenarie, metasiltiti, metaquarzoareniti, con colorazione assai varia dal grigio verdastro al grigio scuro al nocciola, con talvolta metapeliti nerastre e verdi.

Le metaquarzoareniti si presentano ben classate con quarzo feldspato e muscovite e in subordine epidoti ed ossidi con frequenti patine limonitiche.

Nelle aree meno disturbate Si possono distinguere, laminazioni piano-parallele ed ondulate.

Nella parte più alta della formazione, in prossimità del passaggio alla Formazione del Complesso Magmatico Ordoviciano, si trovano bancate, di circa 3-4 m, di arenaria quarzosa (di diametro tra 2-3 mm), con matrice sabbiosa, che si può ricondurre ad ambienti deltizi, con barre o cordoni litorali. Inoltre si riconoscono strutture sedimentarie, con laminazioni piano parallele, oblique e convolute. Tra le frequenti strutture basali sono presenti, *ripples da corrente*, *load-cast*, *flute-cast*, e canali di erosione.

L'ambiente di sedimentazione è stato descritto come un delta sottomarino con subsidenza accentuata ed un importante accumulo di depositi marini terrigeni con pendenza regressiva nella parte alta della formazione (*Barca & Maxia, 1982; Barca & Di Gregorio 1979*); la parte sommitale è da ricondurre ad ambienti di spiaggia.

In rari casi sono state rinvenute impronte di meduse, piste e tracce di reptazione; su questa base inizialmente le Arenarie di San Vito (vedi schema stratigrafico(Fig.2.2), venivano attribuite al Precambriano o al Cambriano inf.. Successivamente, il rinvenimento degli acritarchi ha consentito la datazione al Cambriano medio-Ordoviciano inferiore.

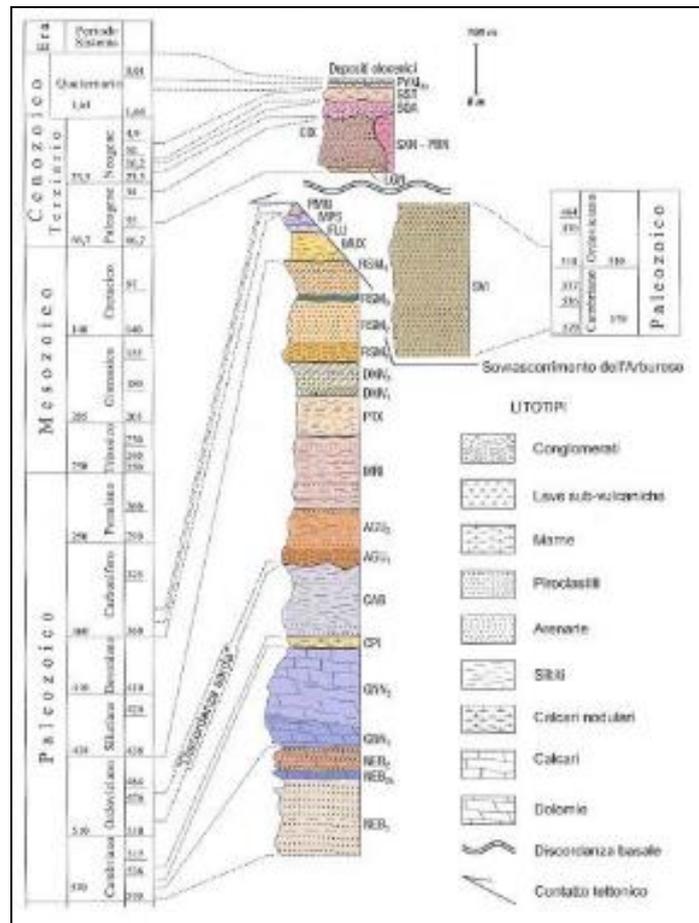


Fig.2.2- Schema stratigrafico con dettaglio della Formazione delle Arenarie di San Vito, (SVI) tratto da “ISPRA foglio geologico scala 1:50.000 - 556 “Assemini”

In particolare, tra le Arenarie di San Vito e il complesso vulcano-sedimentario dell’Ordoviciano superiore-Devoniano, è presente una forte discordanza angolare di natura stratigrafica.

Essa è stata attribuita alla fase tettonica caledoniana che corrisponde alla Fase Sarda dell’Iglesiente. Diversi movimenti tettonici avrebbero causato

l'emersione delle Arenarie di San Vito e un'attività vulcanica di tipo sub-aereo con fenomeni di erosione ad opere degli agenti esogeni.

2.4 - Complesso granitico e leucogranitico ercinico

Il complesso intrusivo di tipo granitode, risalente al tardo-paleozoico (Carbonifero sup-Permiano), affiora nell'area studiata in tutto il settore meridionale del bacino idrografico del Rio Casteddu, ed in particolare rappresenta il basamento di tutto il complesso del Monte Arcosu- Monte Lattias. Vi si possono differenziare litotipi leucomonzogranitici e leucosienitici a biotite (Bralia et alii. 1981), riconducibili in due diverse unità intrusive, l'unità intrusiva di Villacidro, suddivisa nella facies leucomonzogranitica di "Punta de Peis de Pruna, non rappresentata in quest'area, e i leucomonzograniti a biotite della facies di Monte Lattias. Quest'ultima costituisce l'affioramento più importante ed è rappresentato nel massiccio del Monte Arcosu, con un'estensione di molti km², nei territori di Uta e Capoterra. La facies di Monte Lattias (*ISPRA Foglio geologico 556 "Assemini"*), (2009).

2.5 –Arenarie siltiti e conglomerati della Formazione del Cixerri

La formazione del Cixerri, ben descritta da *Pecorini & Pomesano Cherchi*, (1969), affiora quasi esclusivamente nella Sardegna SW. Infatti, oltrechè nell'omonima valle, la si rinviene estesamente nel Bacino di Carbonia-Gonnesa, in quello di Narcao, nell'estremità orientale del Sulcis (Piana costiera

di Pula) e lungo il bordo orientale del Campidano meridionale tra Serrenti e Monastir.

Questa formazione è costituita prevalentemente da arenarie quarzoso-feldspatiche, generalmente ben stratificate, con frequenti intercalazioni di potenti lenti di conglomerati e marne, ed argille siltose spesso contenenti concrezioni ferruginose. I livelli conglomeratici, più frequenti nella parte alta della formazione e solitamente mal classati, sono poligenici, eterometrici e il diametro dei clasti arriva a 30 cm (*Barca & Palmerini, 1973*). Eccezionalmente sono presenti elementi di dimensioni molto maggiori, come accade verso la costa occidentale del Sulcis. I clasti sono solitamente ben arrotondati e derivano da formazioni paleozoiche, mesozoiche e dell'Eocene inferiore, caratteristici del dominio pirenaico e in parte non riconosciute in affioramenti sardi (*Cherchi, 1979*). L'ambiente deposizionale è continentale e di tipo fluvio-lacustre, identificabile in un vasto sistema di piana alluvionale con caratteristiche più prossimali ad W (Capo Altano, Flumentepido, ecc.) e distali verso E (Siliqua, Piana di Pula, Campidano meridionale) (*Barca et alii, 1973*; *Barca & Palmerini, 1973*). Sono secondariamente rappresentate anche facies relative ad un clima temperato-caldo e umido (*Barca & Palmerini, 1973*). Lo spessore in affioramento può raggiungere i 150-180 m, mentre nei sondaggi eseguiti nel Sulcis son stati rilevati spessori fino a 300 m circa. L'età della Formazione del Cixerri è difficile da stabilire causa scarso contenuto paleontologico. La base della formazione è generalmente attribuita all'Eocene

medio per la presenza di livelli calcarei lacustri e pollini (Pittau Demelia, 1979) e carofite (Barbieri & Cherchi, 1980; Cherchi, 1985a) e poggia con discordanza (Barca *et alii*, 1973) su formazioni che arrivano fino al Luteziano. Persiste il dubbio che questi livelli calcarei lacustri possano appartenere ancora alla successione eocenica sottostante (Barbieri & Cherchi, 1980). Secondo alcuni Autori, si può ritenere che la base della Formazione del Cixerri sia post-luteziana. Altri Autori sostengono un'età oligocenica (Maxia, 1959). Complessivamente, l'età di questa formazione risulta compresa tra l'Eocene medio e l'Oligocene superiore, quando cioè la Sardegna era ancora unita al margine continentale sud-europeo.

La formazione del Cixerri, nel bacino idrografico del Rio Casteddu è rappresentata in alcuni piccoli affioramenti di limitata estensione, e spessore variabile di alcuni metri, siti in località "Carru Segau", ove è rappresentata da argille fortemente arrossate e da banchi di arenarie di spessore massimo intorno al metro, databile al Eocene medio-Oligocene superiore (*Pecorini & Pomesano Cherchi, 1969, Murru & Salvadori 1987*), che documenta come la fase di deposizione delle arenarie si sia spinta a quote abbastanza elevate in bacini idrografici attigui alla valle principale del Cixerri, nella quale è maggiormente estesa.

2.6 – Depositi alluvionali antichi e recenti

Nell'area del bacino idrografico del Rio Casteddu sono poi presenti limitati depositi alluvionali e di versante deposti in diverse fasi di evoluzione e modellazione dei rilievi.

Nella parte più a sud del bacino idrografico, che presenta le quote più elevate, sono presenti di depositi di versante alla base dei rilievi granitici del basamento. Nelle incisioni presenti alle quote più elevate intorno al Monte Arcosu, sono anche presenti colate di blocchi, di dimensioni dai 30 ai 80 cm di diametro, che si sono messi in posto a causa dei fenomeni gravitativi, a seguito di distacchi e crolli della roccia dovuti alla sua intensa fatturazione. Invece verso la parte più bassa dei versanti, si osserva una progressiva riduzione delle dimensioni dei blocchi, con la deposizione di una frazione di materiale sabbioso-arenaceo più fine, a seguito dell'alterazione meteorica. Di estensione assai ridotta, e talvolta non cartografabili a grande scala, sono presenti dei depositi di età più antica costituiti da blocchi grossolani con una componente prevalentemente di clasti spigolosi, più minuti immersa in una matrice sabbioso-argillosa più fine. Nel settore sud-occidentale del bacino del Rio Camboni e lungo i versanti più prossimi all'area dell'invaso, lungo i versanti più acclivi si rinvencono limitati depositi detritici, con clasti di dimensioni intorno ai 5-10 cm, nelle aree a più intensa fatturazione dei litotipi scistosometamorfici di età paleozoica. Inoltre in alcune aree di ridotta estensione, sono

presenti depositi di versante ordinati con alternanze di livelli argillosi e clasti spigolosi originatisi da litotipi scistoso arenacei.

Nei fondovalle poi, sono presenti depositi alluvionali antichi formati da blocchi arrotondati di origine granitica con dimensioni da decimetriche a metriche, e ghiaie e ciottoli di rocce metamorfiche scistose di forma allungata ed appiattita, e più raramente sub-arrotondata, il tutto immerso in una matrice sabbiosa argillosa.

L'alterazione dei ciottoli granitici, la matrice arrossata e sub-cementata con la presenza di patine di ossidi, sono dei caratteri distintivi che consentono di affermare che si tratti di depositi antichi presumibilmente risalenti al Pleistocene-Olocene. Lungo gli alvei dei corsi d'acqua sono presenti depositi alluvionali incoerenti, costituiti ghiaie e da sabbie di origine granitica con in subordine ciottoli di origine scistosa, con rara presenza di sedimenti fini limoso-argillosi che vengono dilavati e trasportati come carico solido in sospensione che poi decantano all'interno dell'invaso di Medau Zirimilis.

3.0- Lineamenti tettonici

Le tappe essenziali dell'evoluzione tettonica del basamento della Sardegna, sempre secondo Carmignani *et alii* (1992a), sono quelle tipiche dell'evoluzione di un margine continentale, che viene interessato da subduzione di tipo B, seguita da collisione continentale e impilamento crostale, a cui infine si

sovrimpone l'evoluzione post-collisionale con il collasso gravitativi del cuneo orogenico

Classicamente nella Zona esterna della Sardegna sud-occidentale (Fig.3.1) sono riconosciute quattro fasi deformative, in regime metamorfico basso o molto basso, legate sia alla Fase sarda (Stille, 1939) che alle deformazioni erciniche (Arthaud, 1963; Poll & Zwart, 1964; Poll, 1966; Valera, 1967; Dunnet, 1969; Dunnet & Moore, 1969; Arthaud, 1970):

- a) Fase sarda: piegamenti blandio aperti con direzione assiale E-W, che interessano la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore (successione pre-“Puddinga” *Auct.*);
- b) Prima fase ercinica: pieghe con prevalente direzione assiale E-W che accentuano le precedenti;
- c) Seconda fase ercinica: pieghe con assi circa N-S e con una foliazione penetrativa di piano assiale molto inclinata;
- d) Terza fase ercinica: pieghe con direzioni assiali variabili associate ad una debole deformazione.

Alcuni Autori negano l'esistenza della Fase sarda ed ipotizzano una successione degli eventi deformativi differente (Del Bono, 1965; Brouwer, 1987), per cui la distribuzione degli affioramenti delle formazioni cambiane dell'Iglesiente-Sulcis può essere interpretata come una interferenza tra due sistemi di pieghe con piani assiali molto inclinati e tra loro sub-ortogonali (interferenza tipo 1, Ramsay, 1967).

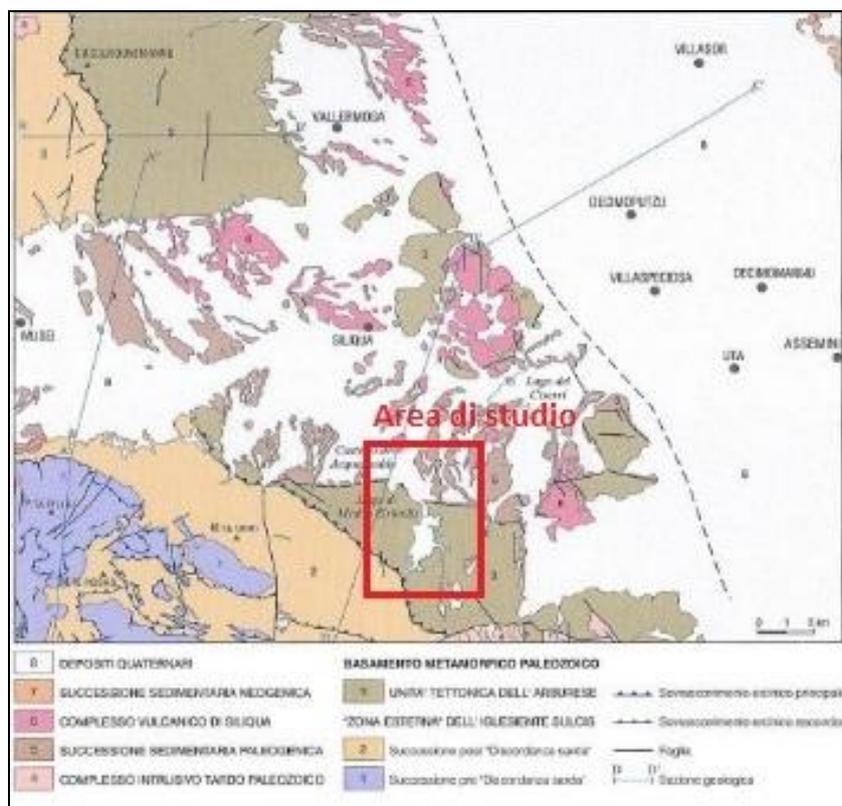


Fig.3.1 - Schema tettonico Foglio geologico scala 1:50.000 - 556- Assemini Servizio Geologico ISPRA.

La deformazione secondo assi E-W.

L'esistenza di deformazioni pre-Ordoviciano superiore (Fase sarda) è dimostrata dalla discordanza tra la successione del Cambriano-Ordoviciano inferiore e i metaconglomerati alla base della Formazione di M.te Argentu o "Puddinga" *Auct.* Questa discordanza è netta anche alla scala dell'affioramento in diverse località (Nebida, Masua, Domusnovas, ecc.) e sembra perciò avere importanza regionale.

E' stato sostenuto, sia nell'Iglesiente (Arthaud, 1963; Dunnet, 1969; Arthaud, 1970) che nel Sulcis (Poll & Zwart, 1964; Poll, 1966), che le grandi strutture con assi e piani assiali orientati E-W che interessano i terreni cambriani sono ricoperte in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.* Nell'area sud-occidentale dell'Iglesiente (Gonnesa) non esistono situazioni dove tale geometria sia osservabile altrettanto chiaramente. Le grandi strutture E-W dell'Iglesiente meridionale (Sinclinale di Iglesias, Anticlinale di Gonnesa, ecc.) si interrompono verso W contro la "Puddinga" ordoviciana, ma il contatto è complicato da una importante superficie tettonica: la Faglia di Gonnesa (Brusca & Dessau, 1968).

Ciononostante l'esistenza nelle formazioni cambriane di un sistema di pieghe diretto E-W, precedente alla strutturazione ercinica N-S, è dimostrabile in diversi modi: a) nelle metargilliti della Formazione di Cabitza al nucleo della Sinclinale di Iglesias, pieghe metriche o decametriche con assi E-W hanno le superfici assiali piegate secondo assi N-S; b) piani assiali N-S tagliano piani assiali E-W mantenendo una giacitura costante (Geologia della Sardegna, *Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000, Roma 2001*);

La principale difficoltà a stabilire l'importanza della Fase sarda deriva dal fatto che anche la "Puddinga" *Auct.* risulta piegata secondo assi E-W, con pieghe metriche e decametriche, in diverse zone a N di Domusnovas (Dunnet, 1969; Arthaud, 1970), a S di Gonnesa, ecc..

Le depressioni e culminazioni assiali delle pieghe N-S dell'Iglesiente occidentale (giaciture fino alla verticale degli assi delle pieghe minori e delle lineazioni di intersezione stratificazione-scistosità N-S, possono essere spiegate ammettendo che: a) gli assi N-S (prima fase ercinica, vedi Fig. 4), siano nati fortemente inclinati modellandosi su precedenti pieghe E-W; b) gli assi N-S siano stati ripresi da una successiva fase deformativi ercinica con assi E-W che avrebbero provocato variazioni di immersione degli assi N-S precedenti (Brusca & Dessau, 1968).

In base ai dati disponibili, si ritiene che sia la Fase sarda, e una delle fasi erciniche abbiano direzioni assiali circa E-W. Questo parallelismo delle direzioni assiali delle due fasi introduce notevoli incertezze nel distinguere gli effetti della Fase sarda da quelli della deformazione ercinica: in pratica, una struttura può essere riferita con certezza alla Fase sarda solo quando è direttamente ricoperta in discordanza dalla "Puddinga" *Auct.* In mancanza del riferimento della discordanza ogni piega con direzione assiale circa E-W nelle formazioni cambriane può essere riferita sia alla Fase sarda sia alla fase ercinica con assi E-W .

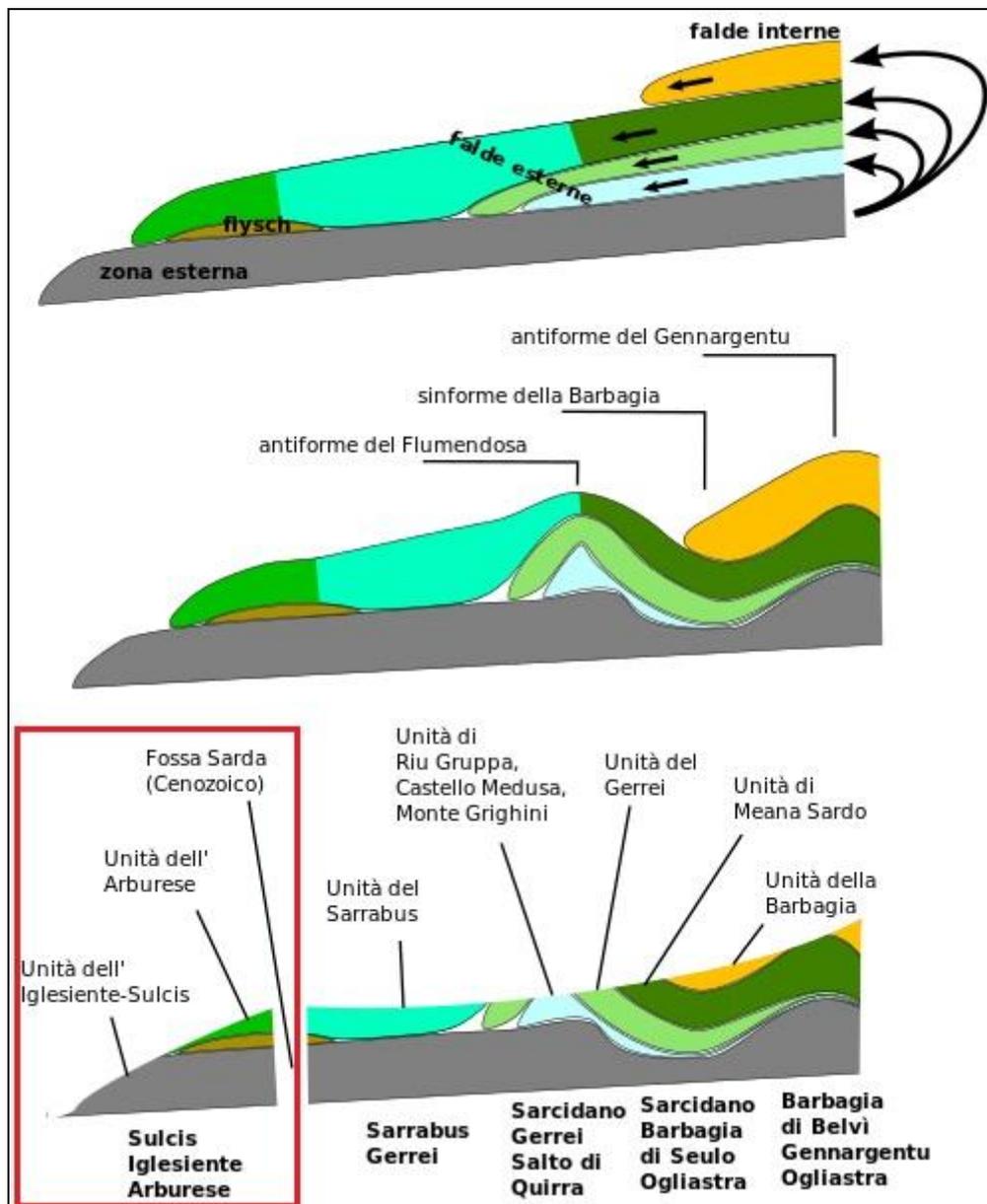


Fig. 3.4 – Schema deformativo dell'orogenesi ercinica, in rosso evidenziata l'Unità tettonica dell'Arburese in cui ricadono le litologie dell'area di studio, tratto da *Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000, Roma 2001, modificato.*

Le deformazioni secondo assi N-S.

Questa fase ha determinato il raccorciamento maggiore ed ha prodotto sovrascorrimenti e pieghe di ogni dimensione, accompagnate da una scistosità ben sviluppata, generalmente molto inclinata e diretta mediamente N-S e una lineazione di estensione in genere diretta secondo la massima pendenza della scistosità.

La geometria delle pieghe minori, la densità del clivaggio e lo sviluppo delle lineazioni di estensione sono molto variabili e dipendono principalmente dalla litologia e dalla posizione nelle grandi strutture. Nelle metargilliti la scistosità ha gradi di evoluzioni differenti: dal clivaggio di frattura allo *slaty cleavage*.

Nelle formazioni carbonatiche del Cambriano inferiore la scistosità è sviluppata solo lungo fasce discrete dirette circa N-S, con deformazione milonitica, connesse con locali sovrascorrimenti sul prolungamento del piano assiale di strette sinclinali. La lunghezza d'onda del sistema di pieghe N-S è variabile, comunque sempre molto minore della lunghezza d'onda del sistema E-W (*Note illustrative della Carta Geologica della Sardegna a scala 1:200.000, Roma 2001*).

Le grandi strutture plicative della fase N-S hanno generalmente piani assiali sub-verticali, debolmente immergenti verso E nell'Iglesiente occidentale e verso W nell'Iglesiente orientale. In quest'ultima zona le pieghe sono associate a sovrascorrimenti locali con senso di trasporto verso E, che possono sovrapporre il Cambriano inferiore sulle formazioni ordoviciane. Il

sovrascorrimento principale interessa il versante orientale del Marganai (N di Domusnovas) e la zona di M.te Orbai (S di Villamassargia). Questi sovrascorrimenti sono interpretati da Carosi *et alii* (1992) come *backthrust* legati alla tettonica di inversione ercinica che avrebbe riattivato faglie sin-sedimentarie dirette che avevano frammentato la piattaforma carbonatica del Cambriano inferiore (Gandin, 1987).

4.0– Inquadramento geologico-strutturale dell'area d'imposta dello sbarramento

L'area intorno all'invaso di Medau Zirimilis, mostra prevalentemente litologie paleozoiche con una limitata presenza di depositi di versante e coperture detritiche interdigitale, a valle verso il piede degli stessi rilievi paleozoici, con depositi quaternari antichi e recenti che ricoprono il fondovalle principale del Rio Casteddu, Rio Pittiu e dei loro affluenti.

I versanti settentrionali del Monte Arcosu, in quest' area del Sulcis, costituiscono l'area di alimentazione del bacino del Rio Casteddu.

L' area è costituita da sequenze geologiche di età paleozoica, metarenarie metasiltiti, metargilliti e graniti ricoperti verso il basso anche per effetto della tettonica terziaria da sedimenti paleocenici, vulcaniti andesitico dacitiche del castello di Acquafredda e depositi conglomeratici poligenici plio-quaternari.

Il bacino imbrifero sotteso dalla sezione di sbarramento di Madau Zirimilis e di Carru Segau è costituito principalmente da metasiltiti e metarenarie, pelitico-arenacei, quarzoso sericitici e da arenarie quarzose dell'Unità dell'Arburese.

Si tratta di rocce paleozoiche, metamorfosate, che in quest'area tendono a formare, un parte di un'ampia sinclinale, (monoclinale senza rovesciamento della serie) interpretata di recente come falda di sovrascorrimento, e definita come "Unità Tettonica dell'Arburese", che nella zona a valle, verso la valle del Cixerri, è ricoperta in discordanza da formazioni più recenti arenaceo-siltitico-conglomeratica di età paleogenica (formazione del Cixerri, Auct. 1961), quest'ultima è poi ricoperta da depositi alluvionali antichi e recenti, di qualche metro di spessore.

L'unità dell'Arburese e le formazioni paleogeniche sono tra loro a contatto, lungo il margine meridionale della valle del Cixerri, tramite una importante faglia orientata Est-Ovest; questa è pressochè sub-parallela all'asse dello sbarramento di Madau Zirimilis, ed è ubicata ad alcune centinaia di metri a nord dello stesso. La stessa, è intersecata in più punti da una serie di faglie con direzione Nord-Sud.

4.1 – Caratteristiche geo-litologiche dell'ammasso roccioso

Il rilevamento geologico di dettaglio ha consentito di realizzare una cartografia geologica (Fig.1) con l'indicazione delle litologie, delle principali faglie e fratture e della giacitura degli strati.

Quest'ultime informazioni hanno consentito una differenziare le aree maggiormente fratturate che possono essere interessata da una più intensa circolazione idrica sotterranea.

Nell'area strettamente interessata dall'invaso ed in quelle limitrofe affiorano prevalentemente metarenarie a grana generalmente fina, stratificate e fessurate. Subordinatamente affiorano soprattutto quarziti in grossi banchi, oltre che intercalazioni (da uno a 20 metri di spessore) di metasiltiti quarzoso-micacee e di metargilliti con caratteri di scisti sericitici. Nel fondovalle affiorano depositi alluvionali recenti ed attuali, prevalentemente sabbioso-ghiaiosi.

Le ricerche in campo hanno mostrato che l'assetto strutturale della è caratterizzato da sistemi di faglie nord-sud ed est-ovest nel senso delle strutture principali E-W che conformano la valle del Cixerri. Il rilevamento di dettaglio del sito ha anche messo in luce la presenza di un secondo reticolato di faglie e fratture con direzione nord/ovest-sud/est e nord/est-sud/ovest (Fig.4.1, Carta geologica).

Da quanto è stato possibile osservare, dall'interpretazione dei dati del rilevamento geologico-strutturale sembra di poter dedurre che dal punto di vista tettonico l'area dell'invaso, può essere considerata come una monoclinale arcuata, ricca di faglie e pieghe secondarie, immersa prevalentemente di 30°-40° verso ovest e nord-ovest e nella sua parte settentrionale verso sud-ovest. Anche in corrispondenza della sezione dello sbarramento, i tipi litologici

prevalenti sono rappresentati da areniti e siltiti in banchi omogenei, di vari metri, con reciproche intercalazioni di piccolo spessore.

A tal proposito nel corso della ricerca, si è anche potuto accertare che le informazioni utilizzate per la redazione del progetto esecutivo non fanno riferimento a dislocazioni tettoniche di particolare importanza, mentre alcuni indizi, quali la presenza di livelli siltitici molto fratturati, sul versante sinistro dell'invaso, avrebbero suggerito un migliore approfondimento delle possibili problematiche conseguenti.

Anche per questa ragione, nel corso del rilevamento, si è proceduto ad un'analisi di dettaglio della zona di sbarramento sulla base della interpretazione delle ortofoto dei vari anni, delle evidenze geomorfologiche e dei rilievi geostrutturali appositamente eseguiti, soprattutto in prospettiva delle possibili implicazioni idrogeologiche lateralmente alla sezione di imposta.

Le risultanze di tali analisi hanno evidenziato la presenza di più linee tettoniche, nonché il riconoscimento di diversi sistemi di fratturazione. In particolare per quanto riguarda le principali linee di dislocazione le direzioni principali sono N-S, E-W, NW-SE e NE-SW (Fig. 2, stereogrammi). Si tratta di faglie dirette a modesto rigetto, talora mascherata da coltri detritiche recenti che isolano blocchi di roccia a giacitura omogenea e che si presentano sul terreno come fasce a maggiore fratturazione con lineazioni continue, più o meno diritte, e generalmente a labbri serrati. Queste caratteristiche strutturali sembrano controllare anche l'assetto morfologico dell'area, così come

testimoniano il “pattern” del reticolo idrografico e le variazioni di pendenza dei versanti più pronunciate.

La stratificazione, nell’ammasso roccioso, non risulta sempre evidente a causa dei processi metamorfici e deformativi. Tuttavia essa appare riconoscibile e più fitta nei termini arenitici rispetto a in quelli siltitici, caratterizzati da un aspetto tipicamente fissile. I giunti di stratificazione nelle areniti, comunque, sono in genere abbastanza serrati e talora presentano patine limoniti che derivanti dall’ossidazione della pirite della roccia.

Nell’analisi di dettaglio nell’intorno delle sbarramento, la fatturazione invece investe più o meno omogeneamente la massa rocciosa con una fitta rete di leptoclasti e diaclasi, più sviluppata nei termini arenitici anziché in quelli siltitici (Fig.4.2, Fig.4.3). Nelle zone adiacenti le lineazioni tettoniche principali si ha un sensibile incremento della densità di fatturazione.

Dai rilievi eseguiti sono state riconosciute diverse famiglie di fatturazione, che ricalcano le direzioni tettoniche regionali. Le più rappresentate hanno un’inclinazione che è quasi sempre sui 90° (rappresentazione stereogrammi Fig.4.4, Fig.4.5, Fig.4.6, Fig.4.7).

La loro frequenza è molto elevata con fratture ogni 10-20 cm, e lume ridotto di qualche centimetro, come per i giunti di stratificazione; in loco si presentano mediamente serrate, con frequenti patine limonitiche.



Legenda

- ARENARIE DI SAN VITO. Alternanze irregolari, da decimetriche a metriche, di metarenarie medio-fini, metasiltiti con laminazioni piano-parallele, ondulate ed incrociate, e metasiltiti micacee di colore grigio. Intercalazioni di metamicroconglomerati polig (Ordoviciano med-sup)
 - Arenarie di San Vito Siltiti Fini di colore giallo ocra con alternanze grigio chiaro, altamente fratturate, poco tenaci (Ordoviciano med-sup)
 - Depositi alluvionali terrazzati. Ghiaie con subordinate sabbie. OLOCENE
 - Depositi alluvionali. Ghiaie da grossolane a medie. OLOCENE
 - Depositi di versante. Detriti con clasti angolosi, talora parzialmente cementati. OLOCENE
 - Diga di Medau Zirimilis
 - FORMAZIONE DEL CIXERRI. Argille silteose di colore rossastro, arenarie quarzoso-feldspatiche in bancate con frequenti tracce di bioturbazione, conglomerati eterometrici e poligenici debolmente cementati. EOCENE MEDIO - ?OLIGOCENE
 - FORMAZIONE DI GENNA MUXERRU. Metapeliti e metasiltiti nere carboniose con intercalazioni di liditi e metarenarie nere, con graptoliti. SILURIANO INF. (LLANDOVERY)
 - Filoni idrotermali a prevalente quarzo, spesso mineralizzati a barite e fluorite, talora anche con solfuri metallici (Pb, Zn, Cu, Fe, etc). CARBONIFERO SUP. - PERMIANO
 - Lago di Medau Zirimilis area occupata dalle acque
 - Litofacies nel Subsystema di Portoscuso (SINTEMA DI PORTOVESME). Ghiaie alluvionali terrazzate da medie a grossolane, con subordinate sabbie. PLEISTOCENE SUP.
 - Litofacies nella FORMAZIONE DEL CIXERRI. Breccie di quarzo e liditi ben cementate e noduli ferruginosi alla base. EOCENE MEDIO - ?OLIGOCENE
 - Membro di Girisì (FORMAZIONE DI RIO SAN MARCO). Metapeliti, metasiltiti e subordinatamente metarenarie medio-fini massive, di colore grigio scuro e nero, con rari livelli a laminazioni piano-parallele caratterizzati da granuli di quarzo dispersi nelle me
- Faglie
- Glaciture

Fig. 4.1 – Stralcio della Carta geologica derivata dal rilievo di dettaglio dell'area di imposta dell'argine.

Nel complesso, l'ammasso roccioso è interessato da una rete di leptoclasti molto sviluppata e più o meno costante nei termini arenitici; a questo stato di suddivisione diffuso si associano fasce o settori a maggiore fatturazione con diaclasi più aperte e continue. Per la determinazione del grado di fatturazione è stata effettuata un'analisi delle discontinuità dell'ammasso roccioso nella sezione di imposta dello sbarramento secondo lo schema adottato per il rilievo geo-strutturale dall'AGI (1979) (Tab. 4.1, Tab.4.2, Tab.4.3, Tab.4.4) .



Fig.4.2 –Stazione di rilievo geomeccanico ST1, ben evidente le diverse direzioni dei piani.



Fig.4.3 –Stazione di rilievo geomeccanico ST2, ben evidente le l'intensa fratturazione.

Scheda tecnica per il rilievo geomeccanico (AGI 1979)

PROGETTO: Rilievo Geologico													
strutturale diga di Medau Zirimilis													
STAZIONE: ST-1							DATA DEL RILIEVO:10-12-2010						
POSIZIONE: Versante su Fianco Sinistro esposto ad est													
Comune: Siliqua							Località: Diga Medau Zirimilis						
Riferim. Tavola: Carta geologica													
Coordinata Nord: 4343828							Coordinata Est 1485322						
CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE													
Quota (mslm): 111							Direzione fronte del rilievo circa N-260°						
Altezza max: 4.5 mt							Lunghezza stesa: 5,0 mt						
Litotipo: Scisti - arenarie della Formazione di San Vito													
N	DIR	IMM	INC	TIP	P	S	R	AC	SC1	SC2	AP	AL	LIT
1	260° 172°	SW SE	44° 94°	ST GN	A	42	D	A	B	C	B	B	AR
a	170	SE	95°	GN	A	40	D	A	B	C	B	C	
b	171	SE	93°	GN	A	28	D	A	B	C	B	B	
b	175	SE	94°	GN	A	40	D	A	B	C	B	B	
2	165	SE	91	GN	A	42	D	A	B	C	B	B	AR
a	168	SE	92	GN	A	44	D	A	B	C	B	B	
b	170	SE	95	GN	A	43	D	A	B	C	B	B	
c	169	SE	99	GN	A	41	D	A	B	C	B	B	
3	350	SW	92	GN	A	15	D	A	B	C	B	C	AR
a	345	SW	93	GN	A	18	D	A	B	C	B	C	
b	346	SW	91	GN	A	19	D	A	B	C	B	C	
c	352	SW	95	GN	A	26	D	A	B	C	B	C	
4	350	SW	87	SC	A	12	D	A	B	C	B	D	AR
a	333	SW	89	SC	A	20	D	A	B	C	B	C	
b	335	SW	90	SC	A	26	D	A	B	C	B	C	
c	337	SW	94	SC	A	28	D	A	B	C	B	C	
5	0		12	GN	A	10	D	B	B	C	C	B	AR
a	0		10	GN	A	12	D	B	B	C	C	B	
b	8	W	9	GN	A	14	D	B	B	C	C	B	
c	10	W	12	GN	A	8	D	B	B	C	C	B	
6													

LEGENDA	
Numero progressivo di discontinuità	
DIR ezione	
IMM ersione	
INC linazione	
TIP o discontinuità	SC abrezza 1° ordine
GN giunto generico	A gradini
ST stratificazione	B ondulata
CT contatto	C piana
FA faglia	-----
SC scisto	SC abrezza 2° ordine
SH superficie taglio	A rugosa
VN vena	B liscia
	C levigata
Persistenza	AP ertura
A < 1 m	A assente
B 1 - 3 m	B < 0,1 mm
C 3 - 10 m	C 0,1 - 1 mm
D 10 - 20 m	D 1 - 5 mm
E > 20 m	E > 50 mm
Spaziatura	AL terazione giunti
A > 2 m	A assente
B 2 - 0,6 m	B lievem. alterato
C 60 - 20 cm	C moder. alterato
D 20 - 6 cm	D molto alterato
E < 6 cm	E compl. alterato
Riempimento	LIT otipo
A argilla	CGL conglomerato
B breccia	BRE breccia
C calcite	ARE arenaria
D ossidi	ARQ aren. Quarzit.
E sabbia	SLT siltite
F detriti	AGT argillite
G altro	CLC calcare
Acqua	CLM calc.
A asciutto	Marnos.
B umidità	CLD calc.dolomit.
C stillicidio	DLM dolomia
D venute	QRZ quarzite

Scheda tecnica per il rilievo geomeccanico (AGI 1979)

PROGETTO: Rilievo Geologico															
strutturale diga di Medau Zirimilis															
STAZIONE: ST-2							DATA DEL RILIEVO:								
POSIZIONE: Versante su Fianco Sinistro esposto ad est															
Comune: Siliqua							Località: Diga Medau Zirimilis								
Riferim. Tavola: Carta geologica							Coordinata Nord								
Coordinata Nord							Coordinata Est								
CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE															
Quota (mslm): 111							Direzione fronte del rilievo circa N-260°								
Altezza max: 4.5 mt							Lunghezza stesa: 5,0 mt								
Litotipo: Scisti - arenarie della Formazione di San Vito															
N	DIR	IMM	INC	TIP	P	S	R	AC	SC1	SC2	AP	AL	LIT	LEGENDA	
1	210° 170°	SW SE	41° 93°	ST GN	A	40	D	A	B	C	B	B	AR	Numero progressivo di discontinuità DIR ezione IMM ersione INC linazione	
a	172	SE	94°	GN	A	40	D	A	B	C	B	C			
b	173 170	SE SE	93° 91°	GN GN	A	38 40	D D	A A	B B	C C	B B	B B			
2	166	SE	90	GN	A	40	D	A	B	C	B	B	AR	TIP o discontinuità GN giunto generico ST stratificazione CT contatto FA faglia SC scisto SH superficie taglio VN vena SC abrezza 1° ordine A gradini B ondulata C piana ----- SC abrezza 2° ordine A rugosa B liscia C levigata	
a	167	SE	91	GN	A	42	D	A	B	C	B	B			
b	169	SE	94	GN	A	40	D	A	B	C	B	B			
c	165	SE	98	GN	A	38	D	A	B	C	B	B			
3	351	SW	90	GN	A	18	D	A	B	C	B	C	AR	Persistenza A < 1 m B 1 - 3 m C 3 - 10 m D 10 - 20 m E > 20 m AP ertura A assente B < 0,1 mm C 0,1 - 1 mm D 1 - 5 mm E > 50 mm	
a	344	SW	92	GN	A	17	D	A	B	C	B	C			
b	344	SW	90	GN	A	18	D	A	B	C	B	C			
c	350	SW	91	GN	A	20	D	A	B	C	B	C			
4	330	SW	88	SC	A	12	D	A	B	C	B	D	AR	Spaziatura A > 2 m B 2 - 0,6 m C 60 - 20 cm D 20 - 6 cm E < 6 cm AL terazione giunti A assente B lievem. alterato C moder. alterato D molto alterato E compl. alterato	
a	323	SW	88	SC	A	14	D	A	B	C	B	C			
b	333	SW	91	SC	A	25	D	A	B	C	B	C			
c	330	SW	91	SC	A	23	D	A	B	C	B	C			
5	3		10	GN	A	12	D	B	B	C	C	B	AR	Riempimento A argilla B breccia C calcite D ossidi E sabbia F detriti G altro LIT otipo CGL conglomerato BRE breccia ARE arenaria ARQ aren. Quarzit. SLT siltite AGT argillite CLC calcare Acqua CLM calc. Marnos. CLD calc.dolomit. DLM dolomia QRZ quarzite	
a	0		9	GN	A	12	D	B	B	C	C	B			
b	4	W	10	GN	A	16	D	B	B	C	C	B			
c	9	W	9	GN	A	10	D	B	B	C	C	B			
6															

Scheda tecnica per il rilievo geomeccanico (AGI 1979)

PROGETTO: Rilievo Geologico strutturale diga di Medau Zirimilis STAZIONE: ST-3													DATA DEL RILIEVO:		
POSIZIONE: Versante su Fianco Sinistro esposto ad est															
Comune: Siliqua						Località: Diga Medau Zirimilis									
Riferim. Tavola: Carta geologica						Coordinata Nord						Coordinata Est			
CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE															
Quota (mslm): 120						Direzione fronte del rilievo circa N-230°									
Altezza max: 3.0 mt						Lunghezza stesa: 6,0 mt									
Litotipo: Scisti - arenarie della Formazione di San Vito															
N	DIR	IMM	INC	TIP	P	S	R	AC	SC1	SC2	AP	AL	LIT	LEGENDA	
1	230° 168°	SW SE	40° 88°	ST GN	A	41	D	A	B	C	B	B	AR	Numero progressivo di discontinuità DIR direzione IMM immersione INC inclinazione	
a	165	SE	87°	GN	A	44	D	A	B	C	B	C			
b	163	SE	86°	GN	A	40	D	A	B	C	B	B			
b	166	SE	88°	GN	A	42	D	A	B	C	B	B			
2	150	SE	92	GN	A	30	D	A	B	C	B	B	AR	TIP o discontinuità GN giunto generico ST stratificazione CT contatto FA faglia SC scisto SH superficie taglio VN vena	
a	151	SE	93	GN	A	30	D	A	B	C	B	B		SC abrezza 1° ordine A gradini B ondulata C piana	
b	150	SE	90	GN	A	33	D	A	B	C	B	B		SC abrezza 2° ordine A rugosa B liscia C levigata	
c	155	SE	90	GN	A	32	D	A	B	C	B	B			
3	320	SW	88	GN	A	15	D	A	B	C	B	C	AR	Persistenza A < 1 m B 1 - 3 m C 3 - 10 m D 10 - 20 m E > 20 m	
a	325	SW	89	GN	A	18	D	A	B	C	B	C		AP ertura A assente B < 0,1 mm C 0,1 - 1 mm D 1 - 5 mm E > 50 mm	
b	320	SW	87	GN	A	15	D	A	B	C	B	C			
c	324	SW	86	GN	A	19	D	A	B	C	B	C			
4	328	SW	87	SC	A	15	D	A	B	C	B	D	AR	Spaziatura A > 2 m B 2 - 0,6 m C 60 - 20 cm D 20 - 6 cm E < 6 cm	
a	320	SW	85	SC	A	12	D	A	B	C	B	C		AL terazione giunti A assente B lievem. alterato C moder. alterato D molto alterato E compl. alterato	
b	330	SW	88	SC	A	15	D	A	B	C	B	C			
c	325	SW	89	SC	A	13	D	A	B	C	B	C			
5	0		10	GN	A	10	D	B	B	C	C	B	AR	Riempimento A argilla B breccia C calcite D ossidi E sabbia F detriti G altro	
a	0		10	GN	A	15	D	B	B	C	C	B		LIT otipo CGL conglomerato BRE breccia ARE arenaria ARQ aren. Quarzit. SLT siltite AGT argillite CLC calcare	
b	8	W	10	GN	A	10	D	B	B	C	C	B		CLM calc. Marnos.	
c	0	W	12	GN	A	12	D	B	B	C	C	B		CLD calc.dolomit. DLM dolomia QRZ quarzite	
6														Acqua A asciutto B umidità C stillicidio D venute	

Scheda tecnica per il rilievo geomeccanico (AGI 1979)

PROGETTO: Rilievo Geologico strutturale diga di Medau Zirimilis STAZIONE: ST-4														DATA DEL RILIEVO:	
POSIZIONE: Versante su Fianco Destro esposto ad Ovest															
Comune: Siliqua							Località: Diga Medau Zirimilis								
Riferim. Tavola: Carta geologica															
Coordinata Nord							Coordinata Est								
CARATTERISTICHE DELLA STAZIONE															
Quota (mslm): 108				Direzione fronte del rilievo circa N-30°											
Altezza max: 4,0 mt				Lunghezza stesa: 5,0 mt											
Superficie: 20 mq															
Litotipo: Scisti - arenarie della Formazione di San Vito															
N	DIR	IMM	INC	TIP	P	S	R	AC	SC1	SC2	AP	AL	LIT	LEGENDA	
1	30° 175°	SW SE	43° 98°	GN	A	30	D	A	B	C	B	B	AR	Numero progressivo di discontinuità DIR ezione IMM ersione INC linazione	
a	177	SE	99°	GN	A	33	D	A	B	C	B	C			
	178	SE	90°	GN	A	30	D	A	B	C	B	B			
b	180	SE	98°	GN	A	31	D	A	B	C	B	B			
2	160	SE	80	GN	A	21	D	A	B	C	B	B	AR	TIP o discontinuità GN giunto generico ST stratificazione CT contatto FA faglia SC scisto SH superficie taglio VN vena	
a	161	SE	82	GN	A	20	D	A	B	C	B	B		SC abrezza 1° ordine A gradini B ondulata C piana	
b	160	SE	80	GN	A	23	D	A	B	C	B	B		SC abrezza 2° ordine A rugosa B liscia C levigata	
c	163	SE	78	GN	A	22	D	A	B	C	B	B			
3	310	SW	68	GN	A	12	D	A	B	C	B	C	AR	P ersistenza A < 1 m B 1 - 3 m C 3 - 10 m D 10 - 20 m E > 20 m	
a	312	SW	69	GN	A	11	D	A	B	C	B	C		AP ertura A assente B < 0,1 mm C 0,1 - 1 mm D 1 - 5 mm E > 50 mm	
b	309	SW	66	GN	A	17	D	A	B	C	B	C			
c	304	SW	70	GN	A	15	D	A	B	C	B	C			
4	315	SW	70	SC	A	9	D	A	B	C	B	D	AR	S paziatura A > 2 m B 2 - 0,6 m C 60 - 20 cm D 20 - 6 cm E < 6 cm	
a	312	SW	75	SC	A	8	D	A	B	C	B	C		AL terazione giunti A assente B lievem. alterato C moder. alterato D molto alterato E compl. alterato	
b	311	SW	77	SC	A	8	D	A	B	C	B	C			
c	300	SW	74	SC	A	7	D	A	B	C	B	C			
5	0		15	GN	A	18	D	B	B	C	C	B	AR	R iempimento A argilla B breccia C calcite D ossidi E sabbia F detriti G altro	
a	0		17	GN	A	16	D	B	B	C	C	B		LIT otipo CGL conglomerato BRE breccia ARE arenaria ARQ aren. Quarzit. SLT siltite AGT argillite CLC calcare CLM calc. Marnos.	
b	0		16	GN	A	17	D	B	B	C	C	B		CLD calc.dolomit. DLM dolomia QRZ quarzite	
c	0		18	GN	A	15	D	B	B	C	C	B			
6														Acqua A asciutto B umidità C stillicidio D venute	

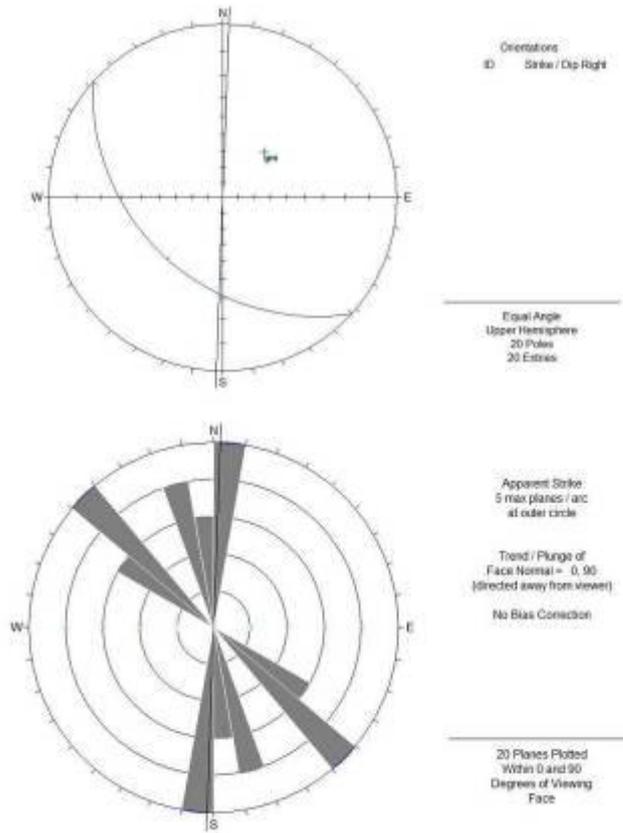


Fig. 4.4 – Rappresentazione stereografica dei piani relativi alla stazione di rilievo n°1

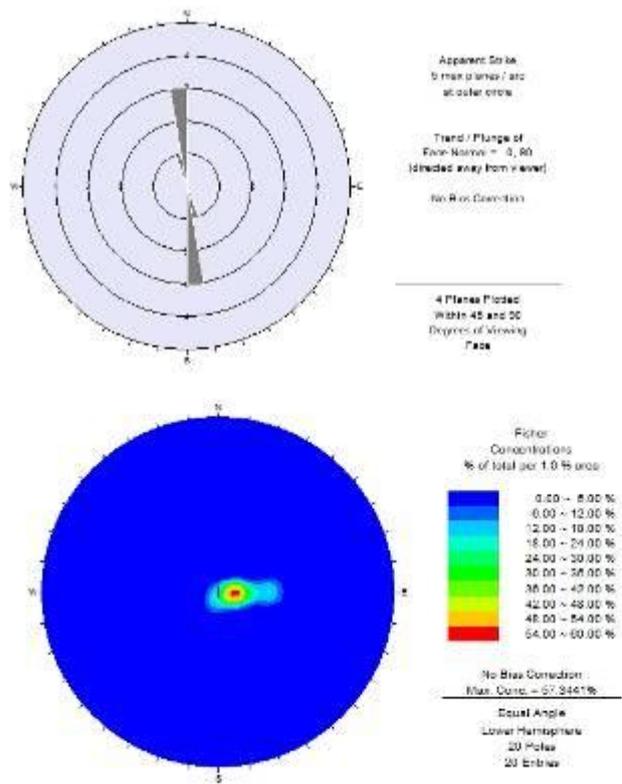


Fig.4.5 – Rappresentazione stereografica dei piani relativi alla stazione di rilievo n°2

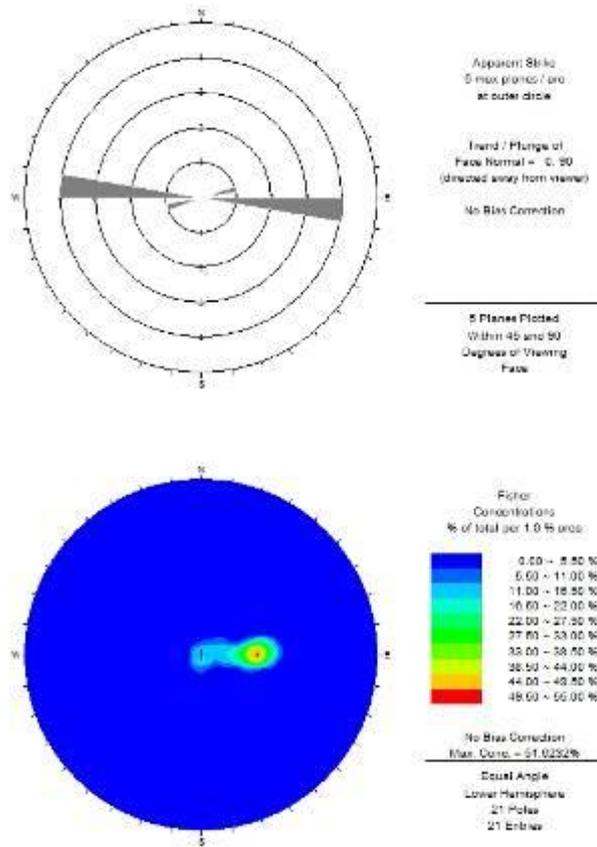


Fig.4.6 – Rappresentazione stereografica dei piani relativi alla stazione di rilievo n°3

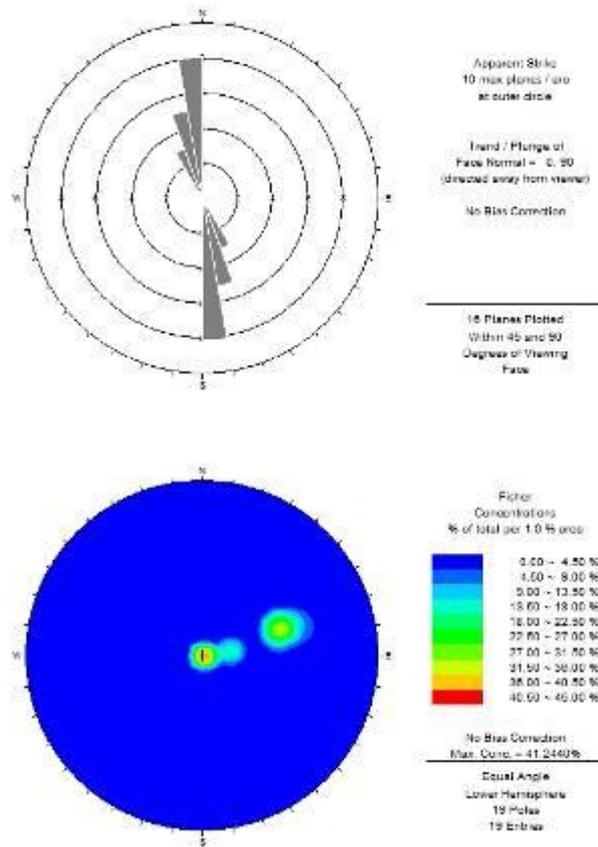


Fig. 4.7 – Rappresentazione stereografica dei piani relativi alla stazione di rilievo n°4

4.2- Assetto strutturale.

L'insieme dell'assetto strutturale dell'area è caratterizzato da un'intricato sistema di faglie principali con direzioni Nord-Sud ed Est-Ovest, e un secondo reticolato avente direzioni Nord/Ovest-Sud/Est e Nord/Est-Sud/Ovest.

Dalle ricerche svolte si è potuto accertare l' esistenza di una faglia principale che attraversa l'area di invaso longitudinalmente, quindi con lo stesso andamento del Rio Casteddu, in direzione circa Nord-Sud, taglia quasi perpendicolarmente lo sbarramento di Medau Zirimilis. La presenza di questa faglia, come si dirà più avanti, è probabilmente all' origine di molti dei problemi che si sono verificati, con la realizzazione dell' invaso.

Si può notare inoltre che la faglia principale che segue l'asse del Rio Casteddu, si interrompe, probabilmente poco più a nord a valle dello sbarramento, dove incontra in senso ortogonale una faglia in direzione Est-Ovest che delinea al bordo della valle del Cixerri, il passaggio tra le formazioni paleozoiche e quelle di età paleogenica.

Nell'area strettamente interessata dall'invaso ed in quelle limitrofe affiorano prevalentemente areniti a grana generalmente fine, scistose, poco stratificate e fessurate; mentre nell' area più a sud della zona di invaso si passa a formazioni metasiltitiche del cambro-ordoviciano con contatto tettonico sovrascorrimento al limite del quale nell'area di Madau Massas sono presenti degli scisti neri sericitico grafitosi teneri.

Nell' area studiata e in particolare nella parte alta del bacino principale di alimentazione dell'invaso si sono intruse le rocce granitoidi definite dagli autori come leucograniti peralluminiferi databili alla tarda orogenesi ercinica, le strutture principali di questi ultimi sono ben evidenziate e ricalcano l'andamento del reticolo idrografico.

5.0- Caratteri geomorfologici del bacino idrografico del Rio Casteddu

L'area circostante alla diga di Medau Zirimilis si presenta per gran parte del bacino idrografico del Rio Casteddu con acclività elevata e diffusi affioramenti rocciosi soprattutto nella parte alta granitica, ai quali si alternano numerosi e non troppo estesi depositi di versante.

Il bacino è costituito prevalentemente da terreni di età paleozoica, si mostra con una conformazione orografica che varia da una bassa montagna a collina, con escursioni altimetriche vanno da quote minime di circa 100 m slm nell'area dello sbarramento e nella parte bassa della valle del Rio Casteddu, fino ad un massimo di 948 m.s.l.m. di Monte Arcosu e di 1116 m slm, di MonteLattias, le cime più elevate di tutto il Sulcis (Fig.5.1).

Le zone morfologicamente più elevate e dai versanti più acclivi sono ubicati nella parte alta, nel settore meridionale del bacino idrografico sotteso dalla diga di Medau Zirimilis, lungo la linea spartiacque, che lo separa dalla valle del Gutturu Mannu.

Le quote degradano da sud-est a nord-ovest con variazioni di pendenza irregolari e con valli più profonde nell'area scistoso-arenacea rispetto all'area in cui affiorano le rocce granitoidi, fino a degradare e addolcirsi nel settore più a nord-est per poi raccordarsi con la piana del Rio Cixerri.

Le profonde incisioni vallive dettate dai caratteri strutturali, seguono orientazioni prevalenti sud-sud-est e nord-nord-ovest, talvolta delineando anche variazioni di compattezza e o alterazioni delle rocce scistose il reticolo idrografico ricalca pertanto l'andamento delle strutture.

In particolare il Rio Pittiu presenta nel suo tratto terminale prima della confluenza con il Rio Casteddu un tratto tortuoso a meandri incastrati, sviluppando rilievi dalle creste pronunciate e valli dai fianchi particolarmente acclivi.

Sulla destra idrografica del Rio Casteddu subito a valle dello sbarramento di Medau Zirimilis i rilievi si presentano invece più dolci e si evidenziano le aree di raccordo degli scisti, nei pressi di Medau su Campu, con un antico glacis reinciso dai corsi d'acqua.

L'invaso artificiale di Madau Zirimilis raccoglie le acque che confluiscano in due bacini idrografici distinti: uno principale del Rio Camboni e Sa Nai più esteso di Km² 29,42, e del Rio Pittiu bacino allacciato tramite una galleria di derivazione di Km² 12,02.



Fig. 5.1 – Veduta da Monte Arcosu dell' invaso di Medau Zirimilis; sullo sfondo la valle del Cixerri.

5.1 – Caratteristiche termo-pluviometriche

Nell'affrontare le tematiche di studio dell'area si è reso necessario osservare il comportamento climatico dell'area.

Il clima è l'insieme di elementi fisici, quali temperatura, piovosità, ventosità, che modificano con i processi che ne conseguono, l'area su cui essi insistono.

Il bacino idrografico sotteso dalla diga di Medau Zirimilis, ricade in un sistema

climatico temperato mediterraneo, è caratterizzata da una stagione calda e secca che parte da maggio fino ad ottobre con precipitazioni pressoché assenti, da una stagione piovosa spesso discontinua novembre-dicembre e febbraio-aprile, con una frequente interruzione invernale nel mese di gennaio definita appunto come “secche di gennaio”. I dati consultati si riferiscono alla stazione pluviometrica di Campanasissa con una serie storica di dati dal 1922 al 2006.

La scelta di questo punto di rilevazione dati è stata dettata dal fatto che si trova in una posizione dal punto di vista orografico abbastanza elevata 220 m slm, rispetto alla stazione meteorologica ubicata presso la casa di guardia di Medau Zirimilis a quota 151.00 m slm. È stata inoltre consultata la serie storica dal 1992 al 2007, di dati relativi alla stazione meteorologica di Siliqua posta presso il centro abitato omonimo a nord rispetto al bacino idrografici considerato, al fine di verificare l’entità e la coincidenza temporale nelle diverse stazioni degli eventi pluviometrici estremi.

5.2 – Applicazione del metodo di Kennessy per la valutazione dei deflussi.

Il metodo di Kennessy (Fig.5.2), permette di determinare il coefficiente di deflusso, estrapolando in seguito all’elaborazione di carte tematiche sviluppate in ambiente GIS i parametri di *incidenza* riferiti a dei *coefficienti tabellati*, necessari per ricavare i *coefficienti calcolati* per le singole classi, la sommatoria di questi permetterà di ottenere il *coefficiente adottato* che entrano

a far parte della formula finale di Kennesy del coefficiente di deflusso(Tab.5.1).

L'insieme dei dati estrapolati dalle carte tematiche (Fig.5.3) , è correlato con l'indice di aridità ottenuto impiegando i dati temopluviometrici riferiti al bacino idrografico studiato:

- Precipitazione media annua **P=876,4 mm.**
- Precipitazione media del mese più arido **p=2,0 mm**
- Temperatura media annua **T=15,00 °C**
- Temperatura mese più arido **t=27,33 °C**

$$Ia = \frac{\frac{P}{T+10} + \frac{12p}{t}}{2}$$

Indice di aridità calcolato $Ia = 18,0$

Coefficiente di deflusso di Kennesy

$$Cd = Ca + Cv + Cp$$

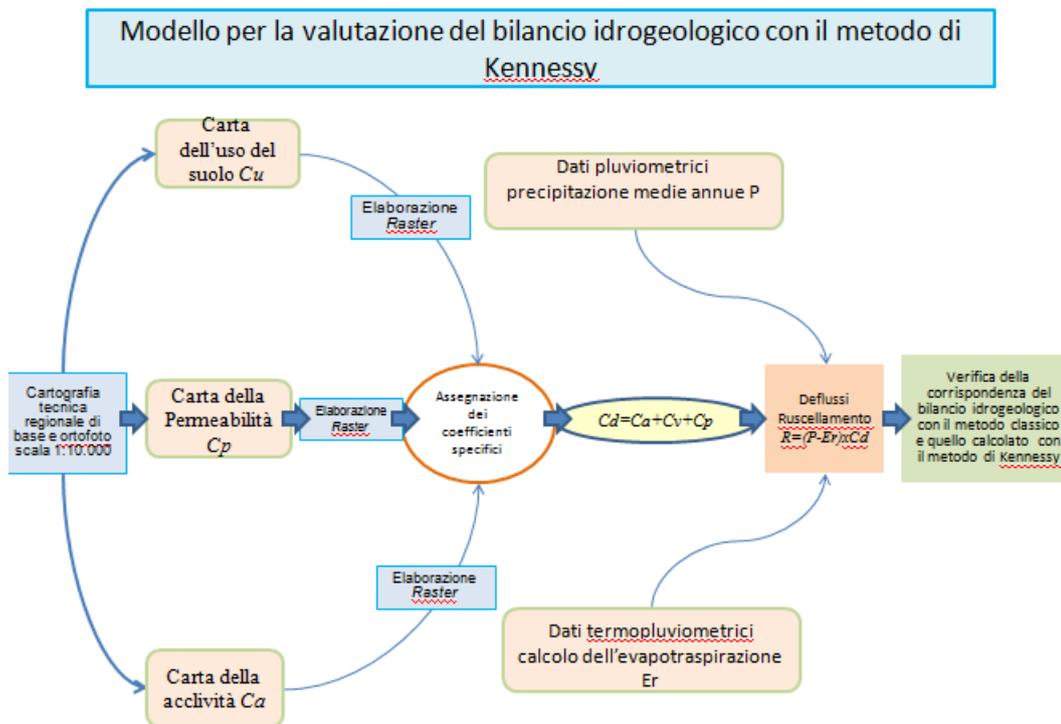


Fig. 5.2 – Metodologia di verifica del bilancio idrogeologico e calcolo del coefficiente di deflusso con il metodo di Kennessy

COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	Coeff. Calcolato	COEFF. ADOTTATO
Ca - acclività Carta delle Pendenze	> 35 %	0,22	33,00%	0,073	0,127
	10 - 35 %	0,12	45,00%	0,054	
	3,5 - 10 %	0,01	5,00%	0,001	
	< 3,5 %	0,00	17,00%	0,000	
			100,00%		

COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	Coeff. Calcolato	COEFF. ADOTTATO
Cp - permeabilità Carta Geologica	molto bassa	0,21	25,00%	0,053	0,111
	mediocre	0,12	30,00%	0,036	
	buona	0,06	30,00%	0,018	
	elevata	0,03	15,00%	0,005	
			100,00%		

COEFFICIENTE	VALORE	COEFF. TABELLA	INCIDENZA	Coeff. Calcolato	COEFF. ADOTTATO
Cv - vegetazione Carta Uso del Suolo	roccia	0,26	10,00%	0,026	0,078
	pascolo	0,17	15,00%	0,026	
	coltivo	0,07	10,00%	0,007	
	bosco	0,03	65,00%	0,020	
			100,00%		

COMPONENTE ACCLIVITA'		Ca	0,127
COMPONENTE COPERTURA VEGETALE		Cv	0,078
COMPONENTE PERMEABILITA'		Cp	0,111
<u>COEFFICIENTE DI DEFLUSSO</u>		Cd	0,316

Coefficiente	Valore	Ia < 25	25 < Ia < 40	Ia > 40
Ca - acclività Carta delle Pendenze	> 35 %	0,22	0,26	0,30
	10 - 35	0,12	0,16	0,20
	3,5 - 10	0,01	0,03	0,05
	< 3,5	0,00	0,01	0,03
Cp - permeabilità Carta Geologica	molto bassa	0,21	0,26	0,30
	mediocre	0,12	0,16	0,20
	buona	0,06	0,08	0,10
	elevata	0,03	0,04	0,05
Cv - vegetazione Carta Uso del Suolo	roccia	0,26	0,28	0,30
	pascolo	0,17	0,21	0,25
	coltivo	0,07	0,11	0,15
	bosco	0,03	0,04	0,05

Tab.5.1 – Coefficienti da inserire nel calcolo del coefficiente di deflusso di Kennessy.

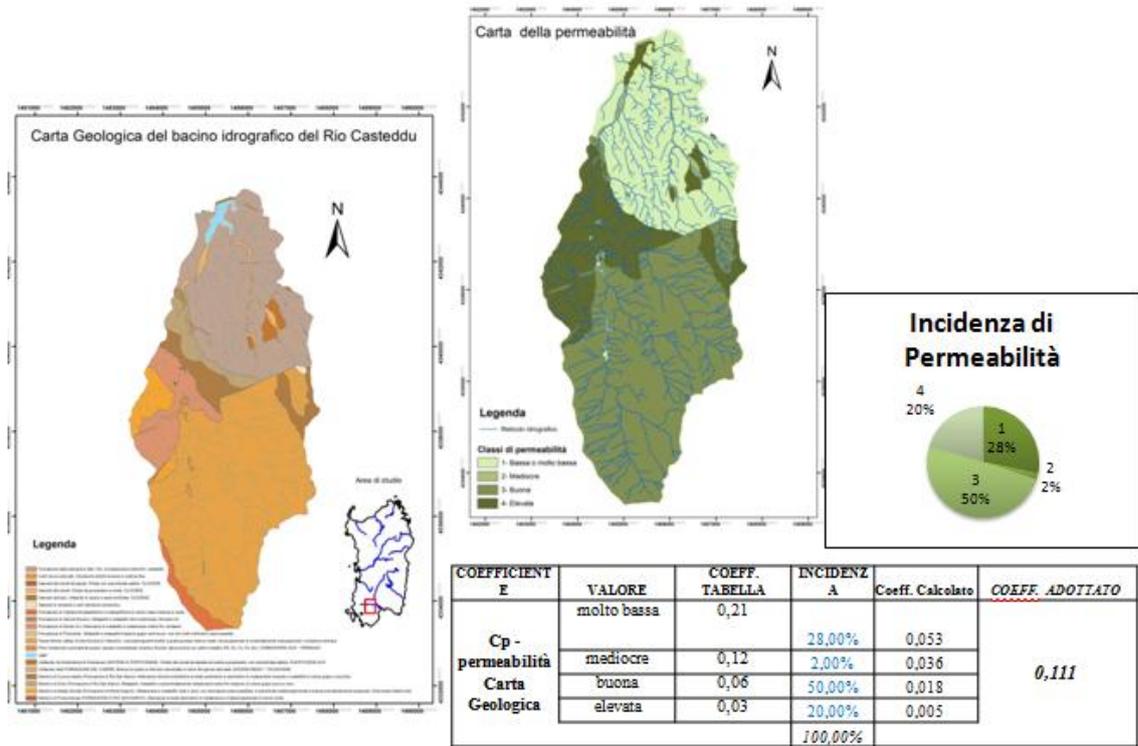


Fig.5.3 – Carta della permeabilità delle rocce da cui si ricavano i coefficienti e i valori di incidenza per l’applicazione del metodo di Kennessy.

I valori di ruscellamento medio annuo sono stati valutati adottando il metodo di Kennessy:

$$D = Cd \times (P - Er)$$

Nel nostro caso si ha $D = 140,256 \text{ mm}$

Pertanto come indicato sopra il coefficiente di Kennessy Cd è stato calcolato, in ambiente GIS, utilizzando tre mappe tematiche: geologica, uso del suolo, carta delle pendenze, e procedendo al calcolo dei deflussi sulla base delle precipitazioni totali annue P e dell’evapotraspirazione totale, si ottiene un risultato sufficientemente corretto e molto simile a quello ottenuto con il

metodo tradizionale per la redazione del bilancio idrogeologico di seguito descritto.

5.3 – Stima del bilancio idrogeologico

Lo schema metodologico adottato per il calcolo del bilancio idrogeologico (Fig.5.4) e della valutazione dei volumi d'acqua potenzialmente disponibili in un bacino idrografico, rappresenta pertanto una delle basi indispensabili per una corretta e razionale utilizzazione delle risorse idriche, siano esse impiegate per usi potabili che per usi irrigui, viene effettuata mediante il calcolo il bilancio idrico del dominio idrogeologico (bacino idografico-bacino idrogeologico) in cui è compresa l'area oggetto dello studio.

Metodologia per la valutazione del bilancio idrogeologico

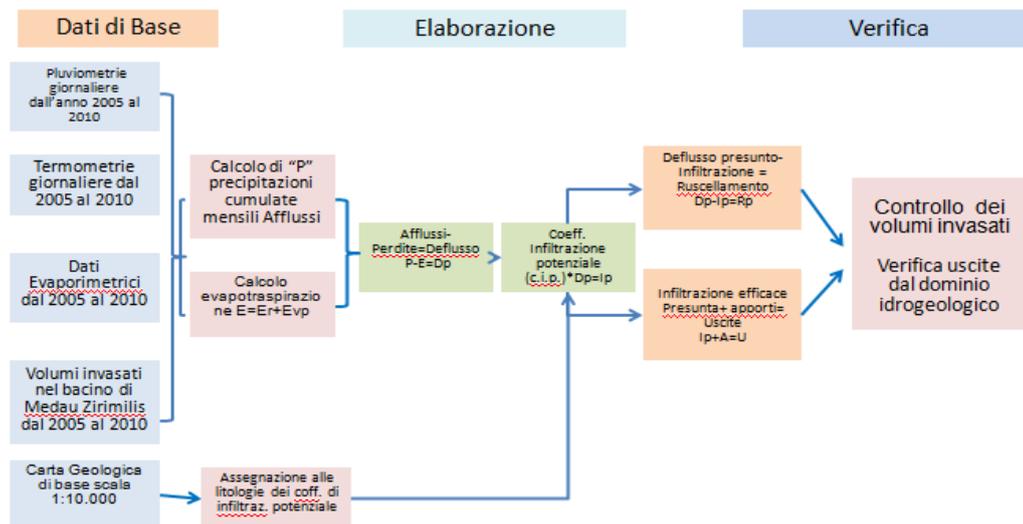


Fig.5.4 - Schema metodologico adottato per la valutazione del bilancio idrogeologico.

Il bilancio idrogeologico di un'area delimitata da un bacino idrogeologico è rappresentata dal calcolo analitico dei parametri definiti nella seguente espressione:

$$P = E_r + R + I$$

dove:

P = quantitativi d'acqua di precipitazione (mm/anno)

E_r = quantitativi d'acqua di evapotraspirazione reale (mm/anno)

R = quantitativi d'acqua di ruscellamento superficiale (in mm/anno)

I = quantitativi d'acqua di infiltrazione efficace (in mm/a)

Apporti pluviometrici

La lama media d'acqua affluita è stata determinata col metodo dei topoieti o di Thiessen, per cui il dominio idrogeologico è stato suddiviso in poligoni di influenza della stazioni pluviometriche di Medau Zirimilis, sono state inoltre raffrontate le altezze di precipitazione nella stazione di Campanasissa e la Stazione di Siliqua, la prima ubicata più a sud rispetto a Medau Zirimilis, e la seconda più a nord. Per quanto riguarda Medau Zirimilis, si dispone di una serie ampia di dati giornalieri, dal 2005 al 2011, nel presente lavoro viene considerato l'anno idrologico 2008-2009 per cui l'altezza d'acqua si riferisce alle precipitazioni registrate nel periodo 1-ottobre 2008 – 30-settembre 2009 e una media della piovosità giornaliera della stazione meteorologica di Campanasissa di cui si dispone di dati dal 1922 al 2007.

Si definisce quindi la lama d'acqua (L_m) complessivamente affluita risultante dalla media ponderata:

$$L_m = \left(P_1 \frac{A_1}{A_t} \right) + \left(P_2 \frac{A_2}{A_t} \right) + \left(P_3 \frac{A_3}{A_t} \right) + \left(P_4 \frac{A_4}{A_t} \right)$$

dove:

P_1, P_2, P_3, P_4 = altezze di precipitazione (in mm/anno) misurate nei singoli pluviometri;

A_1, A_2, A_3, A_4 = aree (espressa in km^2) delle porzioni dei singoli topoieti ricadenti nell'area di studio;

A_t = area totale (espressa in km^2) del dominio idrogeologico in studio.

Evapotraspirazione reale

Per il calcolo dell'evapotraspirazione reale si è adottato il metodo di Turc

$$L = 586 - 10 T + 0,05 T^3$$

$$E_r = \frac{P}{0,9 + \sqrt{\frac{P^2}{L^2}}}$$

dove:

P - precipitazione media annua della stazione meteorologica considerata

T - temperatura media annua

Deflusso idrico globale (superficiale e sotterraneo)

Il deflusso idrico globale è dato dalla somma dei deflussi superficiali (R) e di quelli sotterranei (I):

$$D = R + I$$

Tale parametro (espresso in mm di colonna d'acqua) può essere ricavato dall'espressione:

$$D_p = P - E_r$$

che esprime il *deflusso idrico globale presunto o precipitazione efficace* in quanto calcolato per via indiretta e non sperimentalmente.

Dal deflusso idrico globale presunto si risale al valore delle due componenti che lo costituiscono tramite i *coefficienti di infiltrazione presunta* (c.i.p.):

$$D_p = R_p + I_p$$

dove R_p e I_p sono rispettivamente il *Ruscellamento presunto* e l'*Infiltrazione presunta*.

Il c.i.p. è uguale alla seguente espressione:

$$\text{c.i.p.} = \left(\frac{I_p}{D_p} \right) \cdot 100$$

Pertanto, il coefficiente dipende dalla permeabilità dei litotipi affioranti all'interno dell'area in esame.

A ciascun litotipo affiorante nel dominio idrogeologico considerato sono stati applicati i c.i.p. riportati in Tab.2, i valori sono stati assegnati sulla base dei dati esistenti in bibliografia e dell'osservazione diretta.

Il coefficiente di infiltrazione presunta considerato risulta uguale alla media ponderata dei vari coefficienti riferiti alle porzioni di territorio a differente litologia:

$$\text{C.I.P.} = \left[(\text{c.i.p.})_1 \cdot \frac{A_1}{A_t} + (\text{c.i.p.})_2 \cdot \frac{A_2}{A_t} + \dots + (\text{c.i.p.})_n \cdot \frac{A_n}{A_n} \right]$$

dove:

A_1, A_2, \dots, A_n = superfici di affioramento dei vari litotipi (in km^2);

$(\text{c.i.p.})_1, (\text{c.i.p.})_2, \dots, (\text{c.i.p.})_n$ = coefficienti di infiltrazione presunta (in % D_p) dei vari litotipi;

A_t = area totale del dominio idrogeologico data dalla somma $A_1 + A_2 + \dots + A_n$

Topoieta/litologia Area mq	Deflusso Presunto Dp=P-Er	Coeff infiltraz C.i.p.	Infiltrazione Ip=c.i.p*Dp	Litologia descrizione
25411.13602	498,19 mm			DEPOSITI DI VERSANTE
21559.94022	0.49819			DEPOSITI DI VERSANTE
15090.80275	metri			DEPOSITI DI VERSANTE
101923.34062	50777.189	0.45	22849.735	
8782.298				DEPOSITI ALLUVIONALI ANTICHI E RECENTI
536453.9551	267255.996	0.45	120265.198	
34823.40907				DEPOSITI PLEISTOCENICI DELL'AREA CONTINENTALE
8542.556854				DEPOSITI PLEISTOCENICI DELL'AREA CONTINENTALE
310432.7726	154654.503	0.40	61861.801	
1953.480586				SUCCESSIONE SEDIMENTARIA POST "DISCORDANZA SARDA"
768493.3768				SUCCESSIONE SEDIMENTARIA POST "DISCORDANZA SARDA"
946757.0716	471664.905	0.20	94332.981	
5945.100581				SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PALEOGENICA Eocenica Formazione del Cixerri
19014.69007	9472.928	0.10	947.293	
4909.473724				Graniti e filoni granitici
7178.150106				Graniti e filoni granitici
66055.39496	32908.137	0.15	4936.221	
405765.7687				Graniti e Leucograniti Ercinici
13408520.1				Graniti e Leucograniti Ercinici
6231.120226				Graniti e Leucograniti Ercinici
13820516.99	6885243.358	0.20	1377048.672	
22089.70528				Unità Tettonica dell'Arburese Form. Arenarie di San Vito
878093.1834				Unità Tettonica dell'Arburese Form. Arenarie di San Vito
588867.3284				Unità Tettonica dell'Arburese Form. Arenarie di San Vito
13388698.00	6670115.457	0.20	1334023.091	
		tot infiltraz	3.016.264.99	

Tab.5.2 – Coefficienti di infiltrazione Potenziale c.i.p di ciascun litotipo ricavati dalla carta geologica elaborata in ambiente GIS.

L'infiltrazione presunta I_p è determinata secondo la seguente formula:

$$I_p = C.I.P. \cdot D_p$$

Poiché D_p è ricavato dalla formula della *precipitazione efficace*:

$$D_p = P - E_r$$

si ha che il ruscellamento presunto è dato dalla differenza tra il deflusso idrico globale presunto D_p e l'infiltrazione presunta I_p :

$$R_p = D_p - I_p$$

Nella Tab.53 seguente sono riportati i risultati del bilancio:

Area del dominio (in km ²)	29,42
Precipitazioni (in mm)	876,40
Evapotraspirazione reale (in mm)	377,81
Deflusso superficiale presunto (in mm)	342,19
Infiltrazione presunta (in mm)	156,00
Deflusso globale presunto (in mm)	498,19

Tab.5.3 – Stima del bilancio idrologico

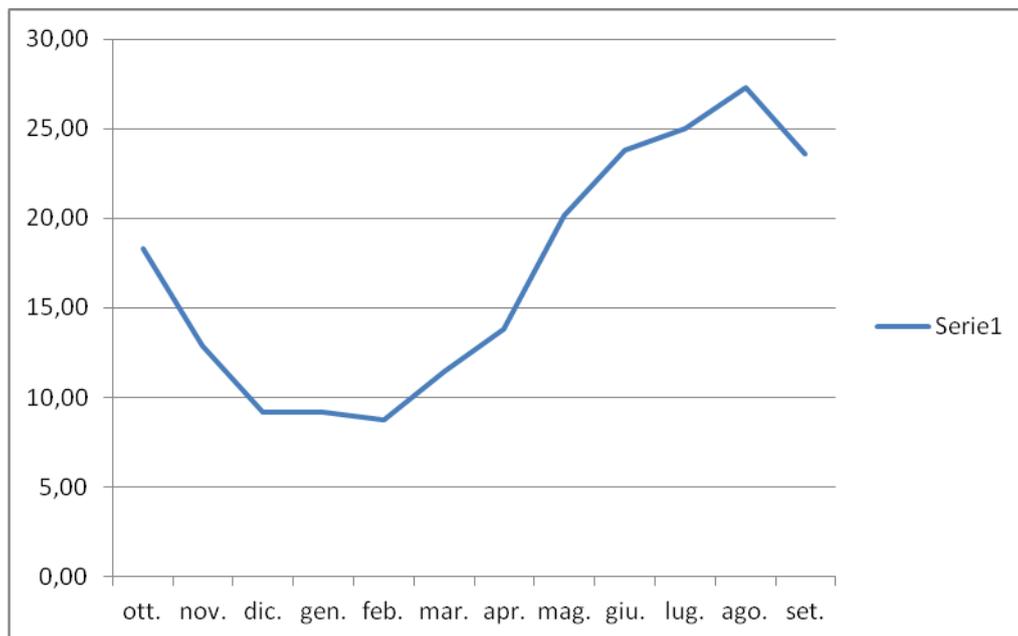


Fig.5.5 – Grafico delle temperature medie mensili (C°) Ottobre 2008-
Settembre 2009 relative alla stazione di Medau Zirimilis.

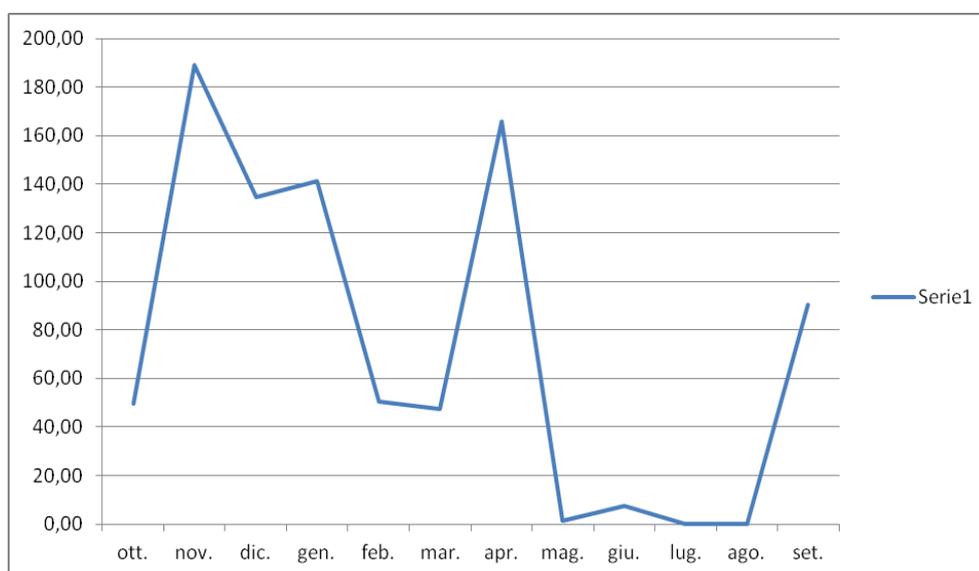


Fig.4 – Grafico pluviometrie medie mensili Ottobre 2008- Settembre 2009 relative alla stazione di Medau Zirimilis

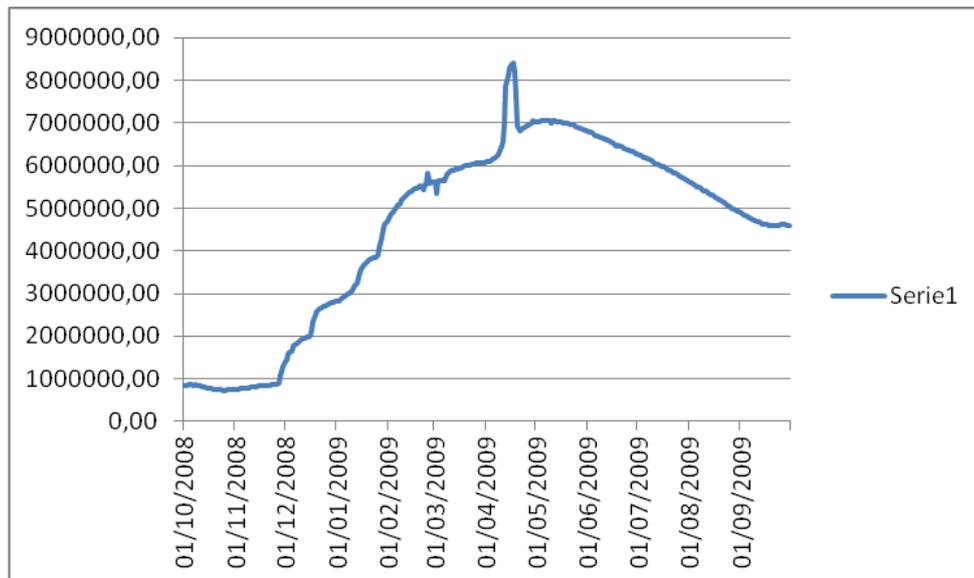


Fig.5.6 – Volumi invasati giornalieri Ottobre 2008- Settembre 2009 relative alla Diga di Medau Zirimilis.

5.4 – Applicazione del metodo di Fournier e del metodo geomorfico di Ciccacci per la valutazione del trasporto solido

Al fine di effettuare una stima del trasporto solido all'interno del bacino idrografico del Rio Casteddu, sono stati utilizzati i dati della stazione Meteorologica ubicata presso il lago artificiale di Medau Zirimilis, grazie ai dati messi a disposizione dell'ENAS Ente Acque della Sardegna, che durante lo studio sono stati riorganizzati ed elaborati, si è cercato di effettuare un primo

approccio per una valutazione tramite il metodo di Fournier 1961 del trasporto solido all'interno del bacino idrografico sotteso dalla diga.

Si è reso necessario per avere dei dati di input corretti applicare prima dei calcoli che consentono di ricavare dei parametri importanti tra i quali il Tc ossia il Tempo di Corrivazione, ed infine ricavare anche se con relativa precisione le portate di piena massime per la sezione considerata. A tal fine è stato necessario ricavare un insieme di parametri fisiografici del bacino idrografico, tramite gli strumenti GIS, (Fig.5.7, Fig.5.8) tra cui, superficie del bacino in Km² altitudine massima del bacino altitudine della sezione considerata, pendenza media del bacino.

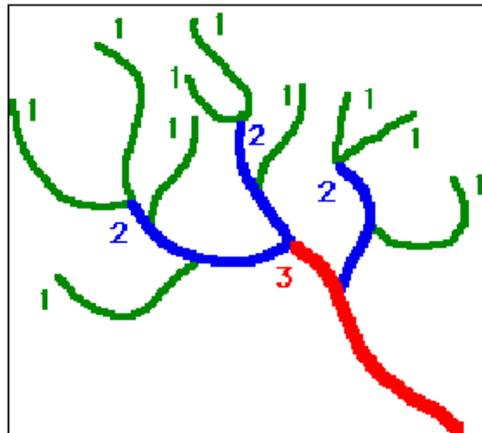


Fig.5.7 – Schema metodologia di gerarchizzazione di un corso d'acqua secondo Strahler.

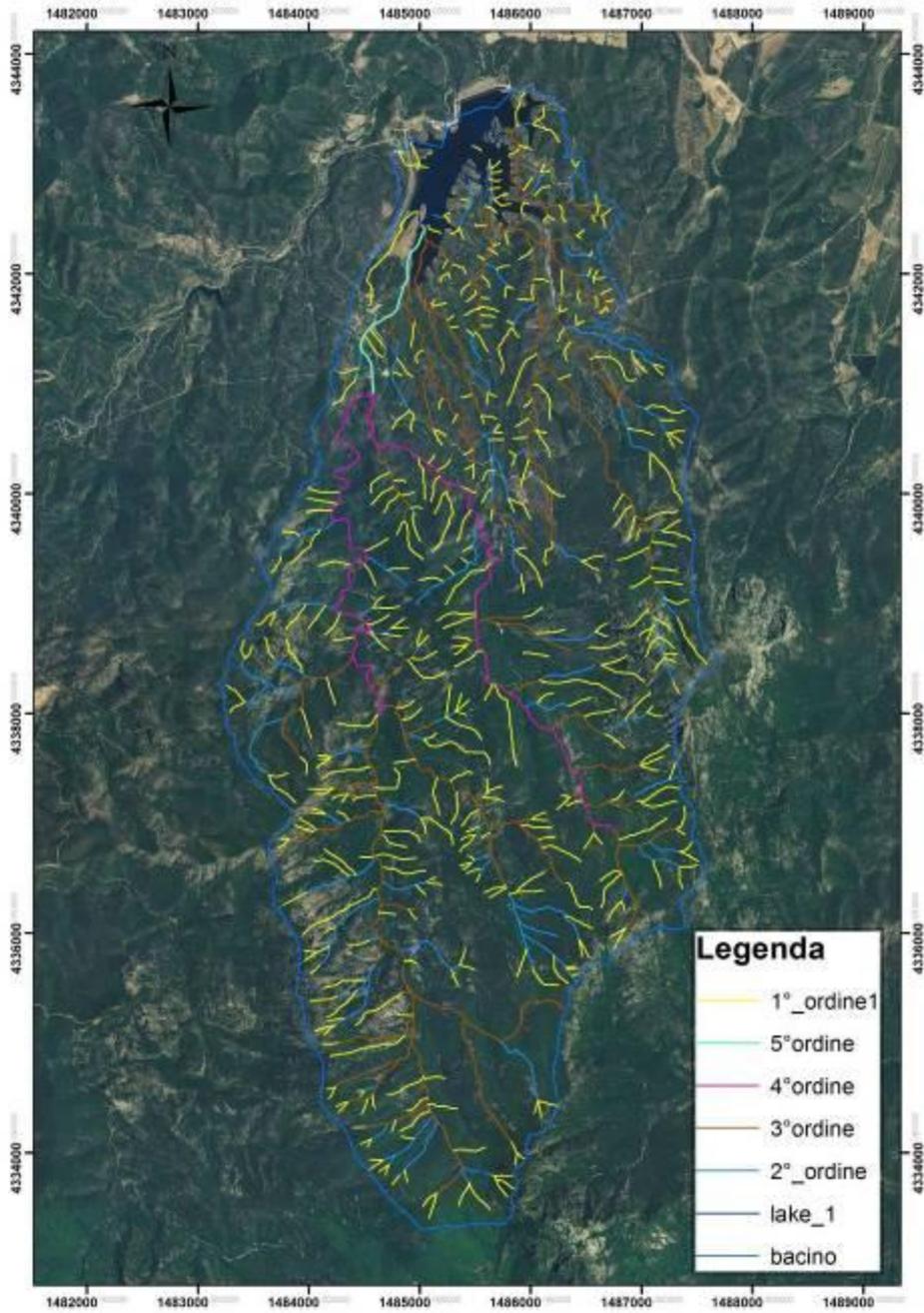


Fig.5.8– Gerarchizzazione dei corsi d’acqua del bacino idrografico del Rio Casteddu secondo Stahaler.

Ordine	numero	Lunghezza aste in (m)	Lunghezza in (Km)
<i>aste 1</i>	521	81957	81.957
<i>aste 2</i>	88	29326	29.326
<i>aste 3</i>	131	44739	44.739
<i>aste 4</i>	2	10138	10.138
<i>aste 5</i>	1	1797	1.797

Tab. 5.4- Riepilogo dati di gerarchizzazione e lunghezza delle aste elaborata su base GIS.

Tali strumenti hanno consentito di ricavare la lunghezza delle aste fluviali per ogni singolo ordine gerarchico, l'area dei sub-bacini, l'area totale del bacino idrografico considerato, la pendenza delle singole aste fluviali, (Tab.5.4).

È stata ricavata la densità di anomalia gerarchica D_t espressa come il rapporto tra il numero di aste del 1° ordine e l'area totale del bacino, la densità di drenaggio è il rapporto tra la lunghezza totale delle aste e l'area del bacino.

- Densità di drenaggio $D=L/A$
- Densità gerarchica $g_a= n^{\circ}\text{aste } 1^{\circ}\text{ordine} / \text{Area bacino}$
- Indice di anomalia gerarchica $D_a= \sum \text{aste } 1^{\circ}+ \text{aste } 2^{\circ}+ \text{aste } 3^{\circ}+ \text{aste } n\dots^{\circ} / \text{Area bacino}$

Partendo dai parametri sopra descritti Ciccacci & Lupia Palmieri 1981, hanno elaborato una formula che consente di calcolare il trasporto solido espresso in tonnellate/anno come indicate nella Tab.5.5.

Log Tu = 0.33479 * D + 0,15733 * ga + 1.3288									
Log Tu = 0.26777 * D + 0.01115 * Da + 1.61437									
ordine u	n° aste u	N°aste anomale	lunghe aste u	Dt dens anom gerarch	A Area Bacino Km ²	D dens. drenaggio	ga densità gerarchica	Da indice anomalia gerarchica	Tu (tonn/anno)
1	522	370	81.95	17.7551	29.4	6.070068	17.76	31.93878	36431.89
2	88	55	29.32						61695.45
3	131	12	44.74						
4	2	4	10.14						
5	1	1	12.31						
totali	744	442.00	178.46	17.76					

Tab.5.5 – Tabella Riepilogativa dei parametri necessari al calcolo dell’erosione con il metodo di Ciccacci.

Una metodologia utilizzata viene qui descritta in sintesi con la formula di Fournier (1961) che comunemente viene spesso impiegata per l’elaborazione e calcolo dell’erosione in bacini di piccole e medie dimensioni.

$$LogE = 2,65 \cdot Log\left(\frac{P^2}{P_m}\right) + 0,46 \cdot LogH^0 \cdot TgI_m - 1,56$$

In cui:

- H⁰ altitudine media del bacino
- I_m pendenza media del bacino
- A area del bacino
- P precipitazione del mese più piovoso
- P_m precipitazione media annua

Nel nostro caso sono stati adottati

Risultati ottenuti

Erosione Sedimento trasportato in sospensione $E=703.2 \text{ tonn/ Km}^{2/\text{anno}}$

Erosione media bacino 20687,4 tonn/anno

Generalmente per il tipo di litologie riscontrate i sedimenti derivato incoerenti si può indicare una stima della densità media di circa 1,7- tonn/m³

Il volume che mediamente potrebbe essere trasportato viene valutato come di circa 12.169,06 m³ annui, considerando che il regime pluviometrico per queste aree del mediterraneo è assai irregolare, il trasporto solido non avviene costantemente o con un valore minimo annuo, ma tuttavia può presentarsi assai elevato in caso di fenomeni alluvionali estremi, e quasi assente in periodi siccitosi.

Considerando che la capacità dell'invaso artificiale sotteso dalla diga di Medau Zirimils è di 19.000.000 milioni di m³, i tempi di interrimento dell'invaso risultano piuttosto lunghi, sia con particolare riferimento al regime termo-pluviometrico dell'area con un conseguente carattere torrentizio dei corsi d'acqua interessati che in funzione delle caratteristiche delle litologie del substrato.

5.5 – Previsione degli eventi pluviometrici estremi attesi nel bacino del Rio Casteddu mediante l'applicazione del modello "Sheeb"

Sono stati inoltre effettuati ulteriori studi per la valutazione del bilancio idrogeologico e del trasporto solido mediante l'uso di modelli di letteratura (metodo geomorfico di Ciccacci 1981 e metodo di Fournier), adattati alla realtà locale, attraverso la caratterizzazione morfologica del bacino idrografico sotteso dalla diga, realizzando un insieme di cartografie tematiche, in ambiente GIS (Carta dell'uso del suolo, Carta geologica, Carta delle acclività (Fig.5.10), Carta dell'esposizione dei versanti). Un'altro studio sul regime pluviometrico e la determinazione delle portate massime di fenomeni estremi è stato effettuato tramite il software SHEEb, presso l'Università di Saragozza (Fig.5.11) impiegando i dati termo-pluviometrici delle stazioni meteorologiche esistenti presso la diga (dati forniti dall' ENAS, Ente gestore della diga) e di quella di Campanasissa (Tab.5.6) (dati forniti dal Servizio Idrografico della Regione Sardegna).

L'elaborazione statistica dei dati è stata effettuata considerando la stazione meteorologica più vicina quella di Campanasissa , dal sito internet della Regione Sardegna è stato possibile scaricare in formato PDF, i dati relativi alle pluviometrie giornaliere a partire al 1922 al 2006, dopo averli ordinati su un

foglio di calcolo Excel, è stata effettuata un'elaborazione statistica che ha consentito di estrapolare le piovosità massime di ciascun anno rispettivamente di 1 giono , 2 giorni, 3 gioni, 4 gioni più piovosi della serie di ciascun anno. Questi dati con l'apposito software hanno permesso di calcolare le portate massime dell'onda di piena con i metodi statistici di Gumbel Normal, Log-Normal, Chow, Pearson III, Log-Pearson II, e WRC, come riportato in Tab.5.7, Fig.5.12.

Idrografico di Cagliari
Stampa di controllo di Pluviometria (dati giornalieri) - Del 07/07/2011

55 - CAMPANASSISSA

1922	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
Giorni	Pioggia											
1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,0	-
2	-	-	-	-	4,0	-	-	-	-	-	-	-
3	-	-	-	-	5,0	-	-	-	5,0	-	-	-
4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,0	5,0
5	15,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,0	-
6	17,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15,0	4,0
8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,0	2,0
10	-	-	-	-	-	-	-	-	4,0	-	-	-
11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12	10,0	9,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
14	-	-	-	-	-	-	-	-	3,0	-	-	-
15	-	-	20,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
16	-	-	-	5,0	-	-	-	-	-	-	-	-
17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
18	-	-	-	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-
19	-	-	6,5	7,0	-	-	-	-	-	7,0	-	5,0
20	-	-	-	8,0	-	-	-	-	-	-	-	25,0
21	17,0	-	-	6,0	-	-	-	-	-	-	-	18,0
22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,0	-	18,0
23	7,0	10,0	6,0	-	-	-	-	-	-	16,0	4,0	-
24	-	16,0	13,5	2,0	-	-	-	-	-	17,0	-	14,0
25	-	-	12,0	5,0	-	-	-	-	-	54,0	-	-
26	9,5	-	23,0	6,0	-	-	-	-	-	7,0	-	-
27	-	-	18,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
28	28,0	-	32,0	-	-	-	-	-	-	-	5,0	-
29	-	-	31,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30	-	-	-	-	-	-	-	5,0	10,0	-	-	5,0
31	20,0	-	-	-	-	-	-	-	13,0	-	-	4,0
totali	130,5	35,0	162,0	46,0	9,0	-	-	5,0	35,0	106,0	57,0	100,0
gg pio	9,0	3,0	9,0	8,0	2,0	-	-	1,0	5,0	6,0	7,0	10,0

Tab.5.6 – Esempio di dati pluviometrici utilizzati, relativamente all'anno 1922, (Servizio Idrografico della Regione Autonoma della Sardegna)

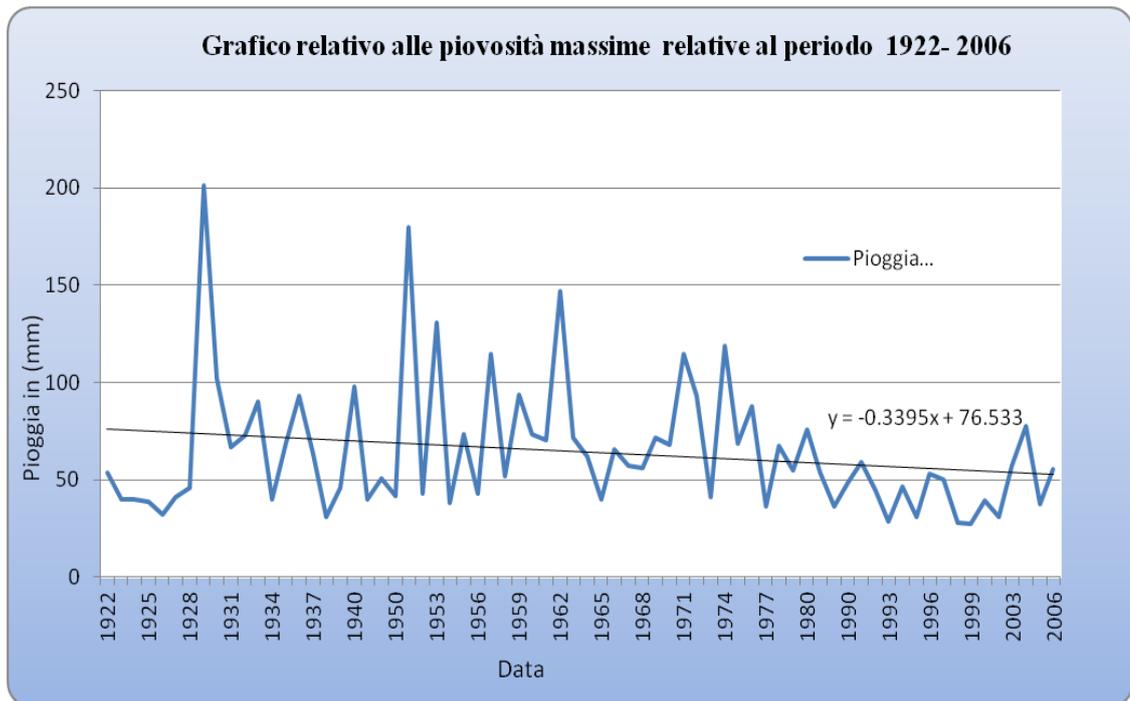


Fig. 5.9– Grafico relativo all’andamento della pioviggia massima registrate dall’anno 1922 al 2006.

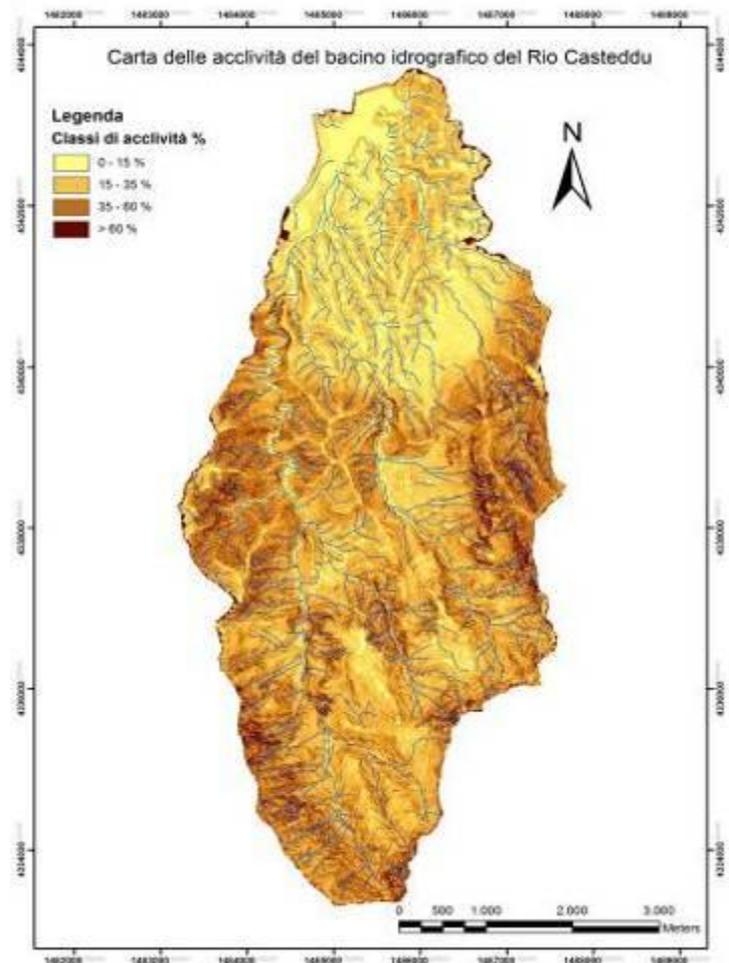


Fig.5.10 – Carta delle pendenze del bacino idrografico del Rio Casteddu sotteso dalla diga di Medau Zirimilis, come esempio della cartografia realizzata nel bacino idrografico sotteso dalla diga.

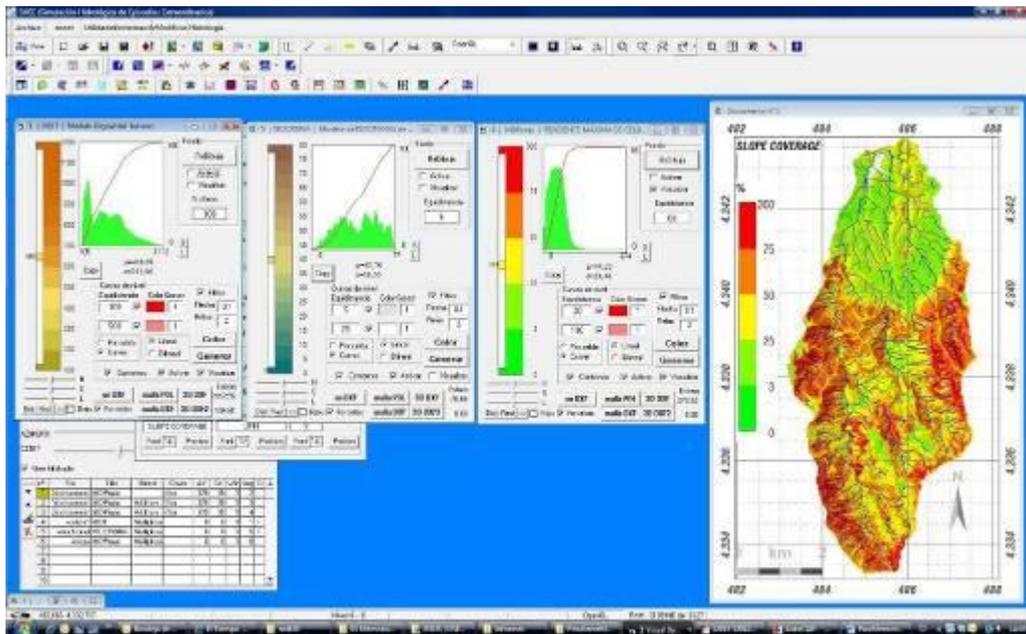


Fig.5.11– Schermata del software SHEEB con le tre differenti elaborazioni del modello digitale del terreno, della mappa delle isocrone di Kirpich e della Carta delle pendenze relative al bacino idrografico del Rio Casteddu sotteso dalla diga di Medau Zirimilis

Bacino idrografico del Rio Casteddu - Diga di Medau Zirimilis -1D						
Tempo anni	5	25	100	500	1000	2500
Gumbel	92	140	180	226	246	272
Normal	93	124	143	162	169	178
Log-Normal	84	127	164	210	231	260
Chow	89	134	171	213	232	256
Pearson III	85	139	185	241	266	298
Log-Pearson III (m ³ /sec)	83	138	199	292	342	418
WRC	83	135	187	263	301	358

Tab. 5.7 – Tabella dei valori delle portate massime espresse in m³/sec, calcolati considerando le piovosità massime giornaliere verificatesi in un giorno,

nell'intervallo temporale 1922 - 2007 relativamente alla stazione meteorologica di Campanasissa.

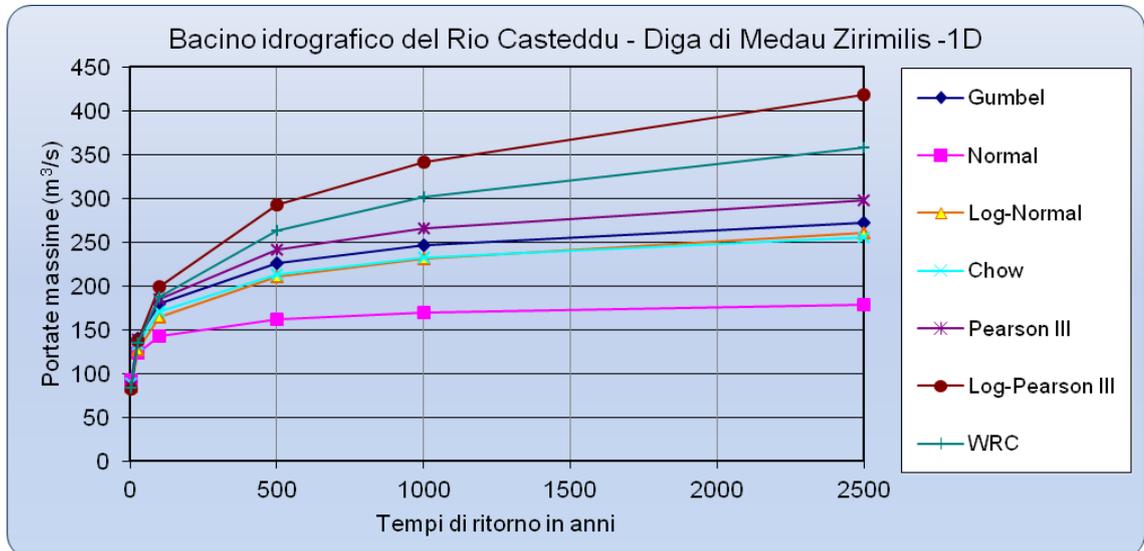


Fig. 5.12 - Idrogramma delle portate massime m^3/s - tempi di ritorno in anni, calcolate statisticamente considerando l'intervallo temporale 1922-2006 relativamente alla stazione meteorologica di Campanasissa.

6.0 – Indagini geognostiche eseguite precedentemente alla costruzione dell’opera e indagini geosismiche eseguite nel 1974.

Le prime indagini effettuate nell’area di Madau Zirimilis sono basate sia su una conoscenza generale dell’ammasso roccioso e geologica del Sulcis che in particolare su prove tecniche di tipo geosismico realizzate nel 1974, hanno fatto registrare buone caratteristiche della sezione di imposta della diga.

Nelle relazioni tecniche consultate e messe a disposizione dal Consorzio di Bonifica del Cixerri, risulta che “ i valori registrati della velocità sismica sono stati ritenuti soddisfacenti per le rocce metamorfiche del paleozoico”, con particolare riferimento al fondovalle, dove è impostata la fondazione dello sbarramento con le sollecitazioni maggiori e l’applicazione dei carichi più elevati.

Non si ha la possibilità di consultare profili sismici né si hanno indicazioni precise circa la metodologia di rilievo utilizzata ma soltanto un’indicazione della velocità misurata di propagazione delle onde sismiche è di circa dell’ordine di 4500 m/s, corrispondenti ad un modulo di elasticità dinamico $E_{din} = 460.000 \text{ Kg/cm}^2$, questi dati sono stati infatti definiti dalle relazioni geognostiche effettuate in fase di progettazione, come i valori idonei alla realizzazione dell’opera sono in generale soddisfacenti migliori riscontrati per la tipologia di formazioni geologiche in esame.

Nonostante i valori sopra citati siano risultati soddisfacenti, i campioni analizzati in laboratorio delle formazioni scistose di Madau Zirimilis hanno

messo in luce una certa anisotropia, dovuta alle faglie, che è evidenziata anche distintamente dalle misure di velocità eseguite in situ.

Nel fondovalle, le registrazioni sismiche effettuate lungo la linea che unisce i fori 3 e 4, allineati secondo la direzione degli strati, hanno infatti fornito dei valori compresi fra 4.200 e 5.450 m/s, mentre nel tratto 6-D del profilo superficiale C-D, subortogonale alla stratificazione, ha fatto registrare una velocità nell'immediato substrato roccioso di 3.800 m/s. (vedi Carta dei sistemi di monitoraggio e controllo).

Sempre nel fondovalle, gli studi effettuati riferiscono che resta escluso ogni eventuale sospetto che alcuni forti assorbimenti d'acqua ottenuti nelle prove di permeabilità, in fori praticati nel subalveo (fori n°1, 4, 5) fossero da mettere in rapporto con una diffusa tettonizzazione del settore.

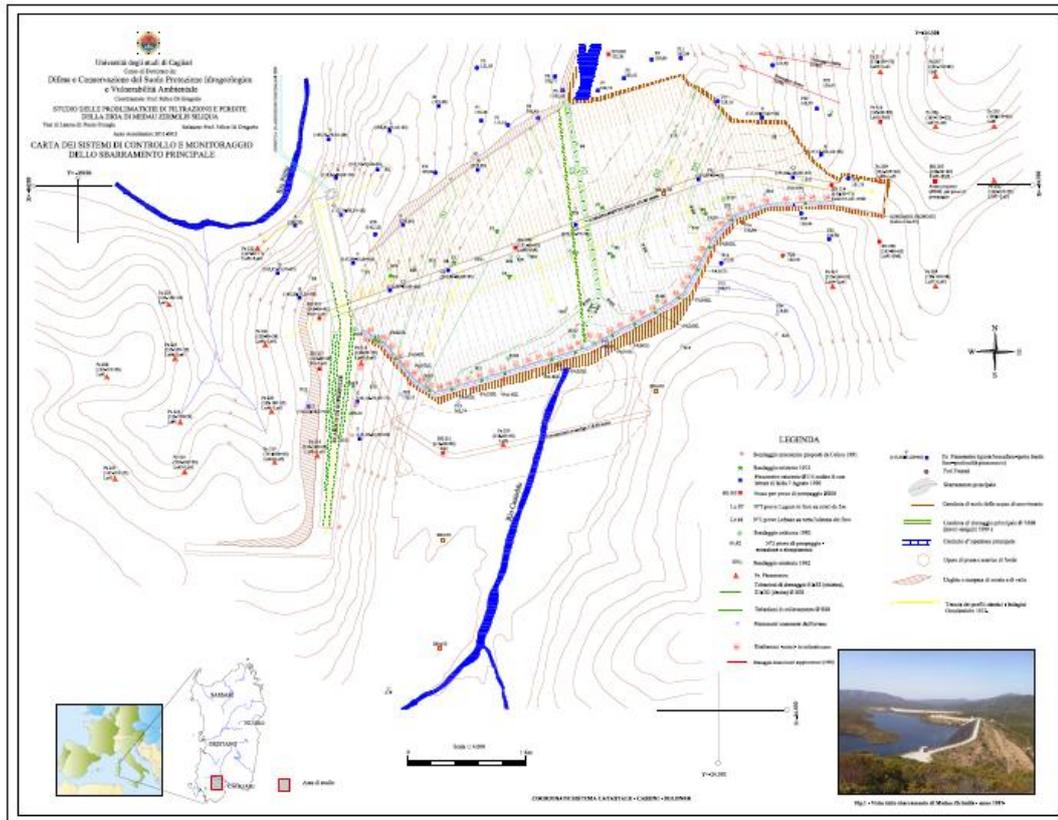


Fig.6.1 –Planimetria della diga con l’ubicazione dei relativi profili sismici realizzati precedentemente alla costruzione.

Tali valori precedentemente alla costruzione dell’ non vengono ritenuti importanti nonostante risultino nettamente inferiori ad altri, e documentati dalle prove di permeabilità.

In queste zone dove sono stati registrati bassi valori di velocità di propagazione delle onde elastiche, sono un segno di una marcata fratturazione dell’ammasso roccioso.

Soltanto dopo la realizzazione dell’operadi sbarramento, in queste particolari zone del fondovalle, sono stati riscontrati i problemi di infiltrazione delle

acque nel rilevato in terra, i quali tuttora, rimangono irrisolti, al contrario di quanto riportato nelle relazioni delle indagini preliminari.

Nel fianco sinistro sulla linea tra i fori 1 e 2, malgrado l'orientazione subortogonale alla stratificazione e la frequenza di intercalazioni di siltiti fogliettate, caratteristiche queste che limitano la velocità di trasmissione delle onde elastiche longitudinali, ha fornito valori decisamente elevati : 2.550 – 2.600 m/s nei primi 10 m; 2.750 – 3.000 m/s da 20 a 50 m.

Tali velocità sono state definite da alcuni tecnici “alquanto scadenti” poiché si può trattare di velocità definibili “apparenti” dipendenti dalla presenza nelle microfratture di argille limonitiche generatesi dall'alterazione degli scisti, e che all'indagine sismica potrebbero far sembrare l'ammasso roccioso più compatto di quanto non sia realmente; inoltre tale definizione può essere intesa in senso relativo, rispetto alle caratteristiche elastiche rilevate in fondovalle.

Sulla destra è stato realizzato un collegamento tra fori subparalleli all'immersione dei banchi rocciosi, qui prevalentemente siltitici, ottenendo velocità mediamente più alte che in sinistra, comprese fra 3.530 e 4500 m/s da considerarsi veramente ottime.

Indagini geognostiche successive realizzate nel 1997 e nel 1999, hanno permesso di ricostruire la stratigrafi ad alcuni sondaggi , che sono stati eseguiti con carotaggio continuo. È necessario premettere che purtroppo non tutti i carotaggi provenienti dai sondaggi realizzazi erano conservati con il loro

corretto ordine, per cui è stato possibile ricostruirne solo alcuni come il sondaggio S-2 di cui lo schema si riporta in Fig. 6.2.

Per questo motivo, dai sondaggi si può ottenere un indice RQD *Rock Quality Designation* della qualità dell'ammasso roccioso. Quando si tratta di sondaggi, si tratta di definire la percentuale % di carota recuperata durante la realizzazione del sondaggio con la \sum la somma di spezzoni di carota di lunghezza maggiore di 10 cm rapportata alla lunghezza totale della carota in genere 1 metro.

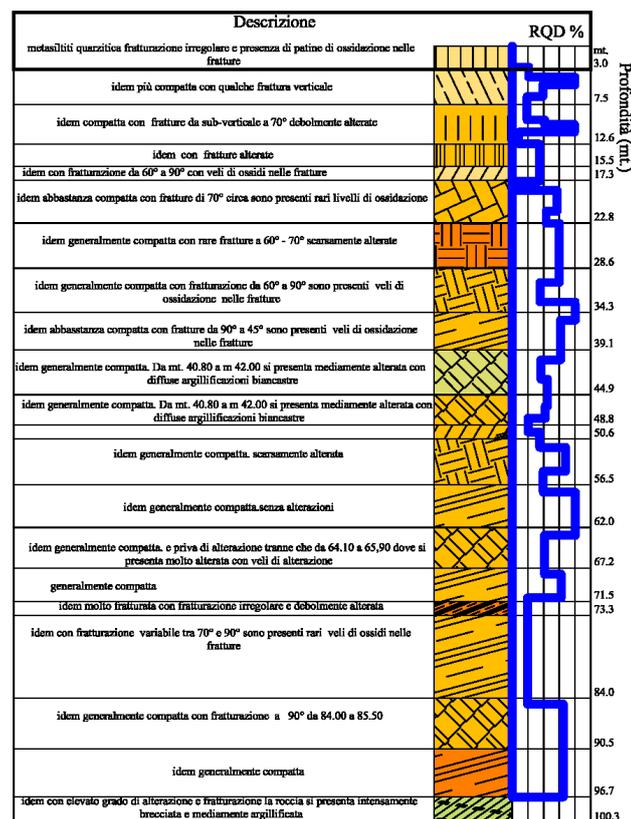


Fig . 6.2 – Ricostruzione schematica del sondaggio S-2 del 1999 con il relativo Rock Quality Designation.

In generale sia i sondaggi precedenti alla costruzione dello sbarramento del 1976 indicati nella carta dei sistemi di monitoraggio e controllo (Fig.6.1), che i sondaggi realizzati nel 1999, dei quali si è riusciti a ricostruire alcune stratigrafie (Fig.2). Questi ultimi, si spingevano fino ad una profondità di circa 100 m, l'indice RQD, assumeva valori più bassi nei primi 5 -8 m di perforazione, per dare valori più alti man mano che si scende in profondità e hanno quindi confermato quanto descritto nelle indagini precedenti alla costruzione della diga.

6.1- Caratteristiche idrogeologiche generali

Le caratteristiche idrogeologiche del territorio studiato, nel quale ricade l'area di invaso dipendono dall'assetto geologico strutturale dell'area.

Il bacino formato da prevalenti litologie scistose paleozoiche presentano generalmente una circolazione idrica sotterranea limitata, un po' più evidente negli strati più superficiali, 20 m circa, che si presentano alterati e fratturati spesso con fratture e giunti aperti.

La morfologia dell' acquifero, in queste formazioni ha la tendenza ad adattarsi all'andamento della topografia che spesso ricalca l'andamento delle principali faglie e fratture.

Dalle ricerche sul campo e dai dati raccolti attraverso la consultazione di materiale bibliografico e documenti consultati si è potuto accertare che il deflusso idrico sotterraneo avviene in zone particolarmente fratturate in

prossimità delle faglie; in queste condizioni la circolazione idrica sotterranea, si approfondisce mantenendo le acque con un maggior tempo di contatto con la roccia serbatoio .

Si genera quindi una bassa termalità che caratterizza alcune sorgenti che sono localizzate in prossimità delle faglie che stanno al bordo della valle del Cixerri, nell'area a nord rispetto alla sezione di imposta dello sbarramento, qui il complesso paleozoico è a contatto con le più recenti formazioni arenacee siltose conglomeratiche di età eocenica, formazione del Cixerri, con caratteri idrogeologici impermeabili. (Boll. Soc. Geol. Ital., Pecorini, Porcu Pala,-1976)

Le caratteristiche degli acquiferi nell'area paleozoica, presentano infatti una scarsa potenzialità idrica, fenomeno confermato dal basso numero di pozzi e dalle portate ridotte delle principali sorgenti che non superano i 1 litri/secondo (Tab.6.1).

N°	DENOMINAZIONE	QUOTA m. s.l.m.	PORTATA L /s
2	Medau Su Campu	125	0,02
3	Gutturu sa Nai	256	0,50
4	Sa Canna	120	0,05
6	Pozzi Comunali 1	97	12
	Su Depositu 2	97	14

Tab. 6.1 – Principali sorgenti e pozzi presenti intorno all' area di studio.

Negli anno 90' il comune di Siliqua ha realizzato in un area a valle dello sbarramento di Madau Zirimilis distanza circa 100 m da quest'ultimo N° 2 pozzi della profondità di 100 m circa, del diametro di 273 mm, che incontrano per i primi 6 m di profondità depositi conglomeratici incoerenti e poi gli scisti metamorfici ordoviciani che costituiscono l'acquifero. Tali pozzi sono quindi impostati lungo la faglia bordiera che con direzione E-W delimita l' apertura del Rio Casteddu con la valle del Cixerri, è importante precisare che le captazioni distano pochi metri dallo stesso Rio Casteddu, e dallo scarico dei drenaggi della diga di Madau Zirimilis, che probabilmente influenzano la falda alla quale gli stessi pozzi attingono.

Attualmente con il passaggio di gestione dei pozzi ad Abbanoa S.p.a, è stato interrotto l'emungimento nel mese di maggio del 2007.

Le captazioni sono quindi ubicate a valle, nella direzione che segue la linea di faglia nella quale è impostato l'acquifero, il quale si estende in profondità e potrebbe probabilmente essere la causa delle acque che circolano nelle opere di fondazione della diga di Madau Zirimilis.

Relativamente all'area d'invaso le caratteristiche idrogeologiche sono state studiate in dettaglio in fase precedente alla realizzazione dell'opera, evidenziando una maggiore permeabilità delle rocce scistose arenaceo-siltitiche, nei primi 15 m di profondità nei versanti e fino a profondità elevate nel fondovalle.

Nell'area di imposta dello sbarramento, erano state valutate con le indagini preliminari alla costruzione della diga, permeabilità di circa $1 \cdot 10^{-7}$ m/s indicanti che nel bacino del Rio Casteddu erano assenti le sorgenti aventi delle grosse portate. Veniva inoltre segnalata la presenza di una captazione mediante trincea drenante alimentata dalla falda subalvea impostata nella coltre detritica di esiguo spessore ricoprente il fondovalle. Quest'ultima captazione che ha alimentato a partire dal 1909, l'acquedotto comunale di Siliqua, si è poi dimostrata nella prima fase di invaso sperimentale, una delle probabili cause dei problemi di infiltrazione nel rilevato in terra dello sbarramento di Medau Zirimilis.

6.2 – Analisi effettuate sui materiali impiegati precedentemente alla costruzione del rilevato in terra.

Relativamente alle relazioni geologiche sui materiali utilizzati per la costruzione dello sbarramento della diga di Medau Zirimilis e Carru Segau, si afferma che le fonti di approvvigionamento degli inerti necessari per la costruzione derivano da un'area con presenza di alluvioni antiche terrazzate posta a valle dello sbarramento principale.

Il materiale da rilevato che si ricava dal giacimento alluvionale che occupa il fondovalle, si presenta come un sabbione ghiaioso con scarsa presenza di frazioni limose, propriamente in grado di conservare dopo la compattazione un angolo di scarpata compreso fra i 37° e 40° . Poiché la prima serie delle prove triassiali eseguite su frazioni eccessivamente fini dei campioni inviati al laboratorio, aveva fornito valori dell'angolo di attrito interno ritenuti non rispondenti alle reali qualità del materiale (28° - 33°), era stata commissionata una nuova serie di prove triassiali, su campioni di uguale provenienza, aventi una più completa rappresentanza granulometrica.

Campione n°	1		2		3		4	
	ϕ	C	ϕ	C	ϕ	C	ϕ	C
P 25 mm	43°30'	0	44°00'	0	40°00'	0,3	44°00'	0
P25-T2mm	40°30'	0,40	38°00'	0,45	40°00'	0,35	40°30'	0,30

Tab. 6.2 – Dati relativi alla resistenza al taglio di alcuni campioni

Sopra la tabella rappresentativa delle prove di taglio triassiali: indicati con P25 i campioni con granulometria passante al vaglio di diametro 25 mm dei quali sono stato ricavati i valori di angolo di attrito interno ϕ e di coesione C, e degli stessi campioni le prove eseguite sulle frazioni comprese tra il passante al vaglio P diametro 25mm e il trattenuto T al vaglio diametro 2 mm.

7.0 –Caratteristiche costruttive della diga

La quota di coronamento dello sbarramento principale denominato Medau Zirimilis e di 151,00 m slm, mentre la quota di base della sezione di imposta è di 98,00 m slm, è presente inoltre un argine laterale di contenimento denominato Carru Segau.

Il bacino idrografico sotteso ha quindi una superficie complessiva di Km² 41,5 suddiviso in due bacini, quello principale del Rio Casteddu ed uno allacciato sul Rio Pittiu.

Il collegamento tra i due bacini idrografici è stato realizzato tramite uno sbarramento sul Rio Pittiu, di piccole dimensioni, di altezza 11 m e sviluppo al

coronamento di 55 m in calcestruzzo, che riversa le acque del secondo bacino nella zona alta dell'invaso attraverso una galleria scavata in roccia e rivestita in calcestruzzo. La lunghezza della galleria di derivazione è di 1.381 m con un diametro di 2,70 m , e una portata massima derivabile di 24 m³/sec. Lo sbarramento secondario denominato Carru Segau è costruito con caratteristiche simili a quello di Medau Zirimilis, presenta infatti sempre il corpo principale costituito da un rilevato in terra rivestimento interno in bitume ed esterno in pietrame senza un cunicolo d'ispezione. Lo sviluppo longitudinale dello sbarramento di carru Segau è di circa 1220 m (Tab.71) e il numero di piezometri presenti è minore rispetto allo sbarramento di Medau Zirimilis, infatti per la sua ubicazione, può essere meglio definito come argine laterale di contenimento. Lateralmente sul fianco sinistro dello sbarramento di Medau Zirimilis è ubicata l'opera di presa realizzata mediante lo scavo in roccia rivestita in calcestruzzo. Essa permette la captazione delle acque invasate e la relativa immissione nella condotta principale di adduzione. Al di sotto è posizionato lo scarico di fondo con la camera di manovra, mentre nella parte superiore è stata costruita la vasca con lo scarico di superficie che consente l'evacuazione dell'acqua nel caso che superi la massima quota d'invaso di 145,50 m slm.

Caratteristiche dell'invaso e degli sbarramenti			
		<i>Medau Zirimilis</i>	<i>Carru Segau</i>
		Rockfill	Rockfill
Data di ultimazione	<i>anno</i>	1987	1987
Capacità di invaso complessivo	<i>mc</i>	19.000.000	
Superficie bacino imbrifero sotteso	<i>Kmq</i>	41,5	
Sviluppo del coronamento	<i>m</i>	480	1.220
Altezza dello sbarramento	<i>m</i>	53	12
Volume della diga	<i>mc</i>	1.435.000	620.000
Quota del coronamento	<i>m.s.m.</i>	151,00	150,00
Livello di massimo invaso	<i>m.s.m.</i>	146,70	146,70
Livello di ritenuta normale	<i>m.s.m.</i>	145,50	145,50
Quota soglia opera di presa	<i>m.s.m.</i>	110,20	110,20
Quota soglia di scarico di superficie	<i>m.s.m.</i>	145,50	
Quota soglia scarico di fondo	<i>m.s.m.</i>	117,00	
Quota asse scarico di esaurimento	<i>m.s.m.</i>	106,75	

Tab. 7.1– Dati tecnici dell'invaso e delle opere di sbarramento della diga di Medau Zirimilis e Carru Segau.

Il paramento di monte ha pendenza variabile: in sommità pari a 2: 1, alla base pari a 5: 1 in corrispondenza del collegamento con il cunicolo longitudinale. Il paramento di valle si presenta invece con tratti di pendenza costante (1.85:1) interrotti da 2 banchine larghe 2.0 m; a quota 105.0 m, il paramento è raccordato ad una scogliera in pietrame (l'unghia di valle).

Nella Fig.6.1 cap. 6.0 è riportata la planimetria della diga, di seguito è rappresentata la sezione trasversale (Fig.7.2).

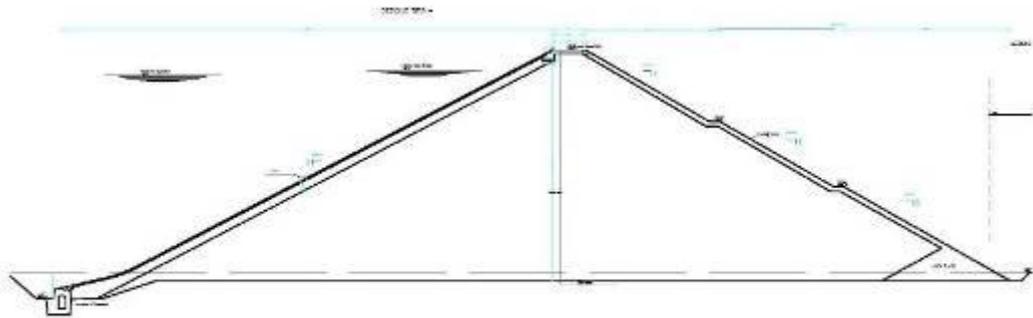


Fig. 7.2 - Sezione schematica dello sbarramento indicante gli elementi principali quali.



Fig. 7.3 – Vista della dell'argine di sbarramento di Medau Zirimilis a fine lavori nell'anno 1991.

Il corpo diga, come accennato sopra, è costituito dalle alluvioni ghiaioso-sabbiose dell'alveo del fiume Rio Casteddu, messe in opera per strati e costipate sino ad ottenere un valore del peso di volume del secco, γ_d , almeno pari al 98% del valore massimo; il materiale è caratterizzato da un comportamento a rottura di tipo puramente attritivo (il valore dell'angolo d'attrito, ϕ , assunto in progetto è pari a 38°) e da una permeabilità relativamente elevata (il coefficiente di permeabilità, k , è pari a $1 \cdot 10^{-5}$ (m/s)).

il dispositivo di tenuta idraulica della fondazione è costituito da uno schermo realizzato mediante l'esecuzione di iniezioni cementizie e cementizio-bentonitiche di intasamento delle discontinuità della roccia sulla quale è fondata l'opera.

7.1 – Il rivestimento del paramento interno dello sbarramento

L'invaso di Madau Zirimils è stato realizzato con un rilevato principale in terra battuta, rivestito internamente sul paramento di monte con un manto impermeabile polistrato in conglomerato bituminoso (Fig. 1) dello spessore di circa 46 cm con intercalato uno strato drenante e un rivestimento esterno nel lato a valle in pietrame.

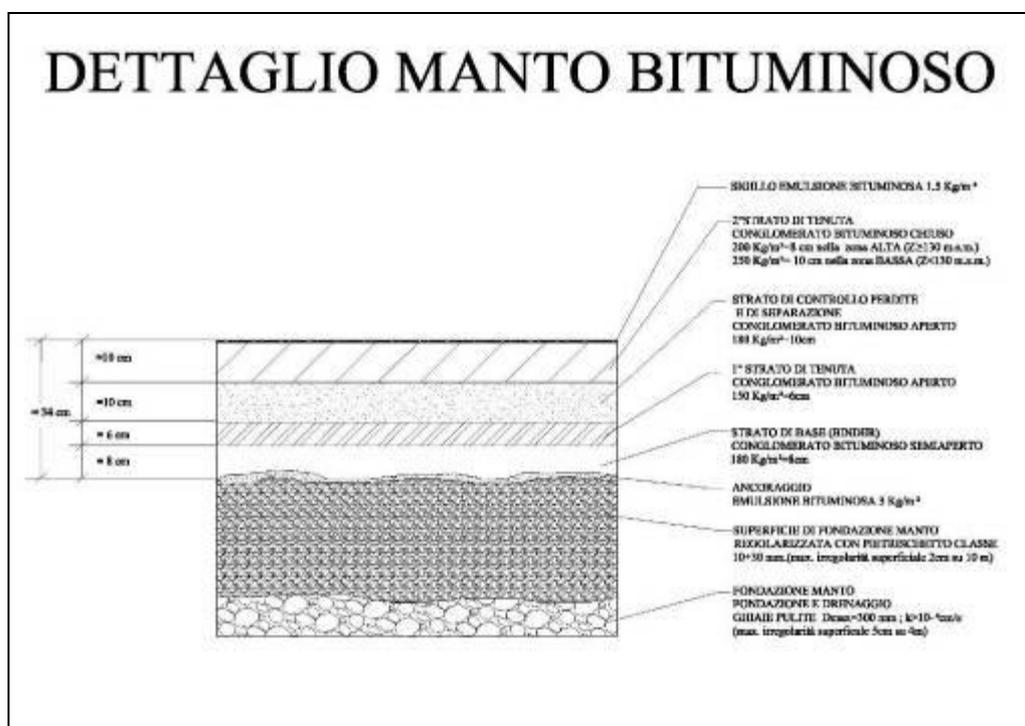


Fig. 7.4 – Sezione schematica di dettaglio del rivestimento interno in conglomerato bituminoso del paramento interno.

La posa è avvenuta con un insieme di fasi successive di stesura per strisciate parallele (Fig.7.5), si è proceduto quindi con una fase di rullaggio per regolarizzare la superficie di appoggio, la posa del primo strato con pietrischetto regolarizzato, la spruzzatura di emulsione bituminosa per

l'ancoraggio, uno strato di base in conglomerato bituminoso semiaperto di spessore 8 cm, 1° strato di tenuta in conglomerato bituminoso aperto 6 cm di spessore, lo strato drenante in conglomerato bituminoso aperto di controllo perdite con spessore 10 cm, 2° strato di tenuta in conglomerato bituminoso chiuso alta densità 250 Kg/m² fino a quota 130 m slm e con media densità 200 Kg/m² avente uno spessore di 10 cm, infine il sigillo di emulsione bituminosa o “primer” 1,5 Kg/m², come descritto nella sezione schematica di Fig. 7.4.

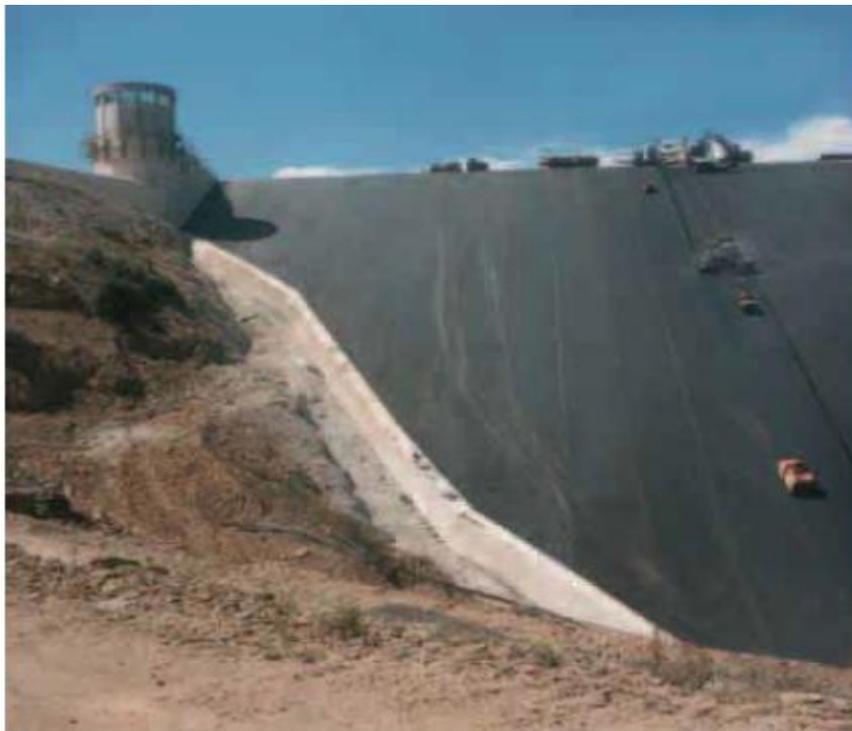


Fig. 7.5 – Fase di realizzazione del manto, con strisciate verticali - anno 1987 (foto Impresa Sarti).

La posa del manto di impermeabilizzazione ha richiesto la costruzione di un sistema di movimentazione delle macchine bitumatrici e dei rulli compressori

in tutto il corpo diga, con l'installazione di elettropompe per l'evacuazione dell'acqua verso l'esterno tramite N°2 tubazioni di sollevamento di 500 mm di diametro. (rappresentata nella Carta dei sistemi di monitoraggio e controllo)

Nel cunicolo d'ispezione sono stati installati dei misuratori per le sottopressioni conservando dove possibile piezometri e fori di sondaggi delle indagini preliminari alla realizzazione dell'opera.

In fase di costruzione dell'opera, è stato realizzato uno schermo di impermeabilizzazione con iniezioni di miscele di cemento e bentonite in fori della profondità di 50 m dal piano di posa dei conci, questi seguono l'andamento della base del paramento interno dell'argine di sbarramento.

In una seconda fase con i lavori supplementari nel 1999, lo schermo è stato approfondito fino a 100 m dal piano di fondazione, ad esclusione del concio 28, nel quale dopo la perforazione le forti venute d'acqua dal basso hanno impedito l'iniezione delle miscele cementizie.

7.3 – Caratteristiche dello sfioratore dello scarico di superficie della diga e dell'alveo di valle del Rio Casteddu.

Al fine di regimare le piene e limitare i danni in caso si verificano fenomeni estremi, quindi particolari eventi alluvionali, l'alveo di valle del rio casteddu è stato sistemato con delle arginature laterali e un insieme di briglie a cascata, per un tratto di lunghezza di circa 5 km, fino alla sua confluenza con il Rio Cixerri, con una sezione avente una portata di 100 m³/s.

In fase progettuale è stato inoltre stimato un valore di interrimento e le eventuale funzionalità delle opere di scarico. Da quanto si evince dagli elaborati progettuali, il bacino idrografico viene definito scarsamente erodibile, pertanto l'interrimento annuo è di circa 350t/km²; pertanto la capacità morta per l'interrimento viene così fissata in circa 0,5 * 10⁶ m³.

Dati principali delle opere di scarico.

Portata esitata con livello nel serbatoio alla quota di max invaso 146,70 m slm

✓ scarico di superficie	515,00 m ³ /s
✓ scarico di fondo	135,00 m ³ /s
✓ scarico di esaurimento	6,5 m ³ /s
✓ portata totale	656,50 m ³ /s
✓ contributo specifico di piena smaltibile	22,2 m ³ /s * km ²

Scarico di superficie: è ubicato in sponda sinistra ed è costituito da uno sfioratore laterale a soglia libera, dello sviluppo di 185 m, con ciglio alla quota

145,50 m s.m. Ad esso fa seguito un canalone della lunghezza di 80m, che termina con un "salto di sci" e scarico nel rio Pittiu, affluente di sinistra del rio Casteddu. La portata smaltita dallo scarico di superficie è stata determinata portando in conto l'effetto di laminazione dell'invaso, considerando un'onda piena, ripetuta, con colmo pari a $725 \text{ m}^3/\text{s}$. - Scarico di fondo: è ubicato in sponda sinistra ed è costituito da una galleria dello sviluppo di 280 m, sagoma circolare e diametro interno 4,60 m. L'imbocco della galleria è realizzato con un torrino in muratura, con soglia alla quota 117,00 m s.l.m. L'intercettazione è realizzata mediante due paratoie identiche, disposte in serie, delle dimensioni 2,10 x 3,00 m, alla progressiva 141,75 m e con asse alla quota 107,84 m s.m. La portata scaricata viene immessa nel rio Pittiu. La portata smaltita dallo scarico di fondo risulta di circa $135 \text{ m}^3/\text{s}$ e cioè superiore a quanto risulta nel progetto ($95 \text{ m}^3/\text{s}$) : tale aumento è connesso alla richiesta degli Organi Superiori di aumentare le dimensioni delle paratoie, da 1,80 x 2,40 agli attuali 2,10 x 3,00 m. - Scarico di esaurimento: è ubicato sotto il torrino di imbocco dello scarico di fondo ed è costituito da una tubazione metallica del diametro di 500 mm con asse a quota 106,50 m s.l.m; lo scarico avviene nella galleria dello scarico di fondo.

7.4 – Rete strumentale di monitoraggio della diga

Il corpo diga di Medau Zirimils è inoltre dotato di un insieme di apparati di monitoraggio, quali piezometri disposti in vari punti in modo da poter misurare

il livello della falda e ricostruire l'andamento delle isopiezometriche, sia nella zona del rilevato che nell'ammasso roccioso circostante. Il rilevato è dotato di un'insieme di pilastrini sui quali vengono posizionati gli strumenti topografici e le mire per effettuare le collimazioni e livellazioni, questi hanno lo scopo di rilevare i micromovimenti verso il basso o laterali del corpo diga, e sono funzionali al monitoraggio sistematico dello sbarramento. Di seguito possono essere così riepilogati:

- N°72 piezometri esterni appartenenti e distinti alla serie Pz, BH, e con le lettere dalla A alla Z,
- N° 2 drenaggi del manto bituminoso interni al cunicolo
- N° 2 drenaggi in spalla destra a valle distinto come quota 107 e quota 117 con relativo stramazzo di misura delle portate e torbidimetro
- N° 5 piezometri nel coronamento distinti con la lettera C
- N°2 drenaggi di fondazione interni al cunicolo in spalla destra e sinistra
- N° 48 piezometri di sottoppressione interni al cunicolo
- N°3 drenaggi interni all'argine in destra D1, D2, D3, con vasca di raccolta a valle relativo stramazzo di misura delle portate e torbidimetro

- N°3 drenaggi interni all'argine in sinistra S1, S2, S3, con vasca di raccolta a valle relativo stramazzo di misura delle portate e torbidimetro
- N° 1 stazione meteorologica presso la casa di guardia completa di pluviometro evaporimetro, e sensore di temperatura
- N° 1 misuratore di livello di invaso

Le letture dei valori misurati dagli strumenti sopra elencati sono attualmente effettuate a mano dai tecnici diga, poiché il sistema centralizzato presso la casa di guardia non è attualmente funzionante.

7.5 – Materiali costruttivi e relativa composizione granulometrica.

Nell'ambito del lavoro di ricerca, al fine di ricostruire le caratteristiche dei materiali costruttivi dell'argine di sbarramento, sono stati prelevati ed analizzati N°5 campioni di materiale dell'area di cava, in località Isca Su Casteddu, dalla quale gli stessi sono stati prelevati per un quantitativo di circa 2 milioni di mc. Si tratta di depositi alluvioni antiche terrazzate ad elementi poligenici ben arrotondati immersi in una matrice sabbioso limosa e subordinatamente argillosa, rossastra.

I campioni sono stati dapprima essiccati al forno, almeno 24 ore, poi pesati e successivamente sottoposti a lavaggio, tramite setaccio, per separare la frazione argillosa dal resto del campione. Il campione, poi, nuovamente essiccato, per 24 ore, è stato sottoposto a vibro-setacciatura, con setacci disposti in serie ad

un intervallo prestabilito di $\frac{1}{2}$ phi. Successivamente sono stati pesati i passanti ai vari setacci ed elaborati i rispettivi pesi percentuali. I dati così ottenuti sono stati inseriti nel software di elaborazione specifico “*Gradistat*” che ha permesso di ottenere i valori statistici dei vari parametri granulometrici, i relativi diagrammi triangolari, gli istogrammi e le curve cumulate.

Di particolare importanza, per la caratterizzazione dei materiali analizzati, è il coefficiente di uniformità, definito come il rapporto tra il diametro delle particelle corrispondenti al 60% di passante ed il diametro delle particelle al 10% di passante. In base alle norme AGI, quando il campione di terra è uniforme ha un coefficiente con un valore pari a 1, e valori via via crescenti all’aumentare dell’eterogeneità. Il coefficiente è calcolato con la seguente equazione:

$$U = D_{10} / D_{60}$$

Nella quale:

- ✓ D60: diametro corrispondente al passaggio in peso dell’60% del campione;
- ✓ D10: diametro corrispondente al passaggio in peso dell’10% del campione;

I risultati conseguiti dall’analisi dei campioni prelevati nell’area di cava, e utilizzati per la realizzazione dello sbarramento in terra, sono stati poi impiegati per una valutazione dei parametri di conducibilità idraulica delle terre. Le elaborazioni dei parametri granulometrici sono state effettuate sempre

grazie al software Gradistat ed hanno consentito di classificare i campioni come una ghiaie con matrice sabbioso-argillosa (Fig.1, Fig.2, Fig.3).

Campione F1		Campione F2		Campione F3		Campione F4		Campione F5	
ϕ setaccio (micron)	passante								
2000	68.76	2000	70.0	2000	71.51	2000	71.03	2000	66.50
1000	5.96	1000	4.0	1000	6.18	1000	4.2	1000	6.30
500	7.30	500	6.3	500	7.01	500	6.0	500	6.00
250	6.12	250	7.1	250	5.1	250	5.3	250	7.20
125	3.19	125	4.5	125	2.8	125	4.0	125	4.20
63	1.90	63	2.1	63	1.8	63	5.2	63	2.70
<63	6.76	<63	6.0	<63	5.6	<63	4.3	<63	7.10

Tab. 7.2 – Tabella riepilogativa dei passanti % dei campioni F1, F2, F3, F4 ed F5 analizzati.

Le tabelle sotto riportate (Tab.7.3, Tab.7.4 e Tab.7.5), riepilogative delle analisi granulometriche effettuate, mettono in evidenza che si tratta di campioni di tipo unimodale, costituiti prevalentemente da una frazione ghiaioso-sabbiosa, con ghiaie ad elementi prevalentemente grossolani, aventi una porzione fine siltitico-argillosa, al di sotto dei 63 μm , assai limitata.

	μm	ϕ
MODE 1:	2400.0	-1.243
MODE 2:		
MODE 3:		
D ₁₀ :	145.6	-1.415
MEDIAN or D ₅₀ :	2192.3	-1.132
D ₉₀ :	2666.3	2.780
(D ₉₀ / D ₁₀):	18.31	-1.965
(D ₉₀ - D ₁₀):	2520.7	4.194
(D ₇₅ / D ₂₅):	3.536	-0.392
(D ₇₅ - D ₂₅):	1776.9	1.822

Tab.7.3 – Tabella riepilogativa indicante il diametro modale e la mediana del campione F1 analizzato. L’elaborazione dei dati è stata effettuata con il software *Gradistat*.

SAMPLE TYPE: Unimodal, Poorly Sorted		TEXTURAL GROUP: Muddy Sandy Gravel	
SEDIMENT NAME: Very Coarse Silty Sandy Very Fine Gravel			
GRAVEL:	68.8%	COARSE SAND:	7.3%
SAND:	24.5%	MEDIUM SAND:	6.1%
MUD:	6.8%	FINE SAND:	3.2%
		V FINE SAND:	1.9%
V COARSE GRAVEL:	0.0%	V COARSE SILT:	1.1%
COARSE GRAVEL:	0.0%	COARSE SILT:	1.1%
MEDIUM GRAVEL:	0.0%	MEDIUM SILT:	1.1%
FINE GRAVEL:	0.0%	FINE SILT:	1.1%
V FINE GRAVEL:	68.8%	V FINE SILT:	1.1%
V COARSE SAND:	6.0%	CLAY:	1.1%

Tab.7.4 – Tabella descrittiva dei parametri tessiturali del campione F1 ottenuta dall’elaborazione con il software *Gradistat*

Index	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		Description
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	
	μm	μm	ϕ	μm	ϕ	
(\bar{x}) MEAN	1793.0	1054.3	-0.076	1216.3	-0.283	Very Coarse Sand
SORTING (σ):	930.0	4.784	2.258	3.340	1.740	Poorly Sorted
SKEWNESS (Sk):	-0.982	-2.170	2.170	-0.872	0.872	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K):	2.132	6.807	6.807	1.459	1.459	Leptokurtic

Tab.7.5 – Tabella riepilogativa dei parametri di *diametro medio* e *sorting*, secondo le classificazioni con il metodo di Folk & Ward e quello dei Momenti.

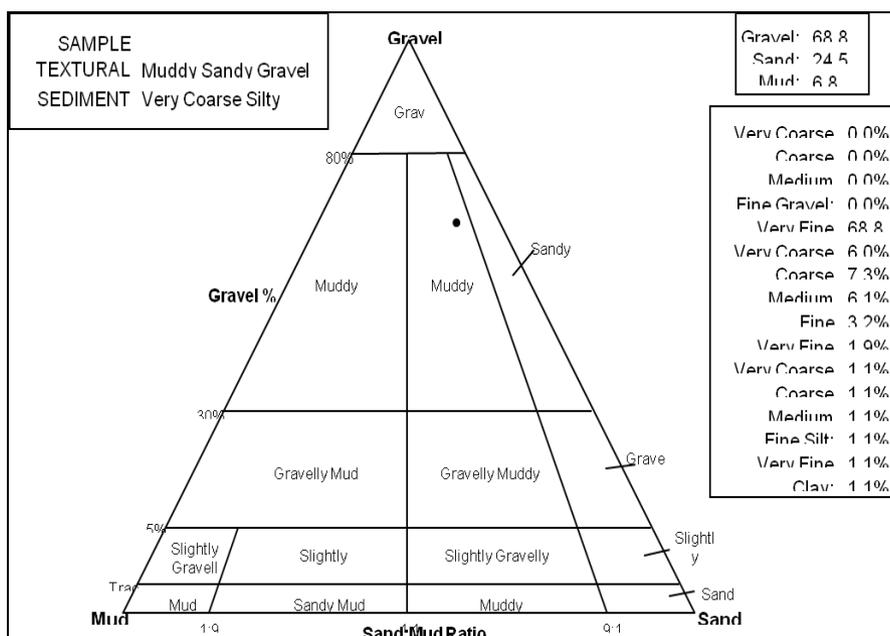


Fig. 7.7 – Diagramma triangolare il campione F1 ricade nell'area che lo definisce come "Muddy Sandy Gravel".

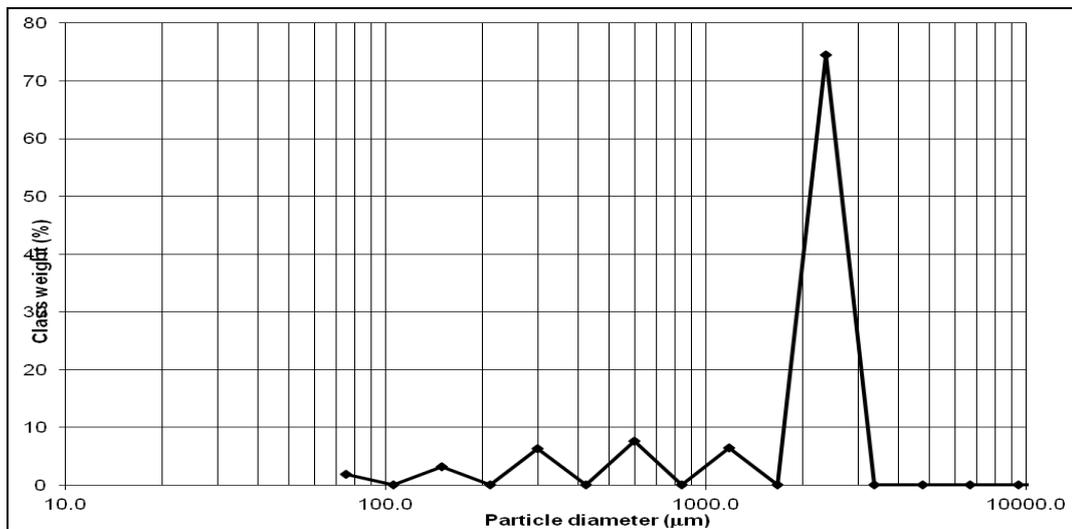


Fig. 7.8 – Curva di distribuzione in (µm) micron del campione F1

Come noto, la curva cumulata dei campioni analizzati definisce la distribuzione granulometrica. In Fig.2, viene riportata, come esempio, la curva di distribuzione granulometrica in micron del campione F1.

La curva dimostra che si tratta di un campione prevalentemente ghiaioso, con il 68% del campione passante al setaccio 2000 micron, matrice sabbiosa e scarsa presenza di argille e silt. Osservando gli istogrammi cumulati delle Fig.7.9, Fig.7.10, Fig.7.11, Fig.7.12, Fig. 7.13, si riconoscono le caratteristiche unimodali dei campioni analizzati. I diagrammi triangolari rièportati in Fig.7.7, Fig.7.14, Fig.7.15, Fig.7.16 e Fig.7.17, consentono di classificare i campioni come *muddy sandy gravel*. Pressochè analoghe si sono dimostrate le curve relative agli altri campioni riportate nelle Fig.7.8, Fig.7.18, Fig.7.19 e Fig.7.20, Fig..7.21.

Dalle analisi effettuate, il coefficiente di uniformità ($U=D_{10}/D_{60}$) ottenuto, ha dei valori compresi tra 12 e 15, ad indicare quindi che si tratta di una curva unimodali.

Dalla bibliografia, poi, è noto che un sedimento con tali caratteristiche viene tecnicamente definito *rockfill*.

Dai dati del progetto, si è rilevato che tale materiale, utilizzato nella costruzione del rilevato della diga, opportunamente compattato, raggiunge un grado di compattazione del 95-97%.

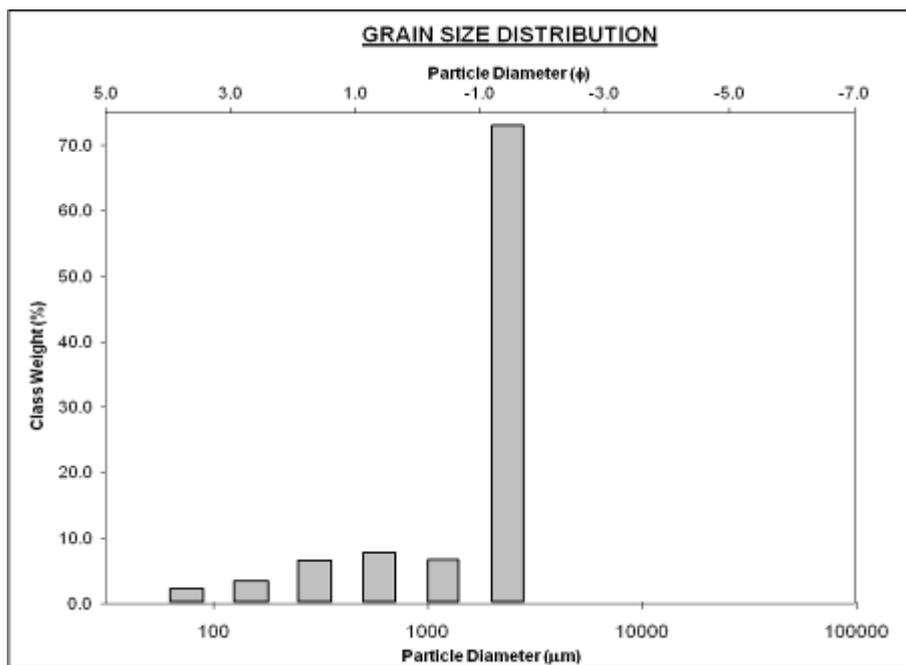


Fig. 7.9 – Istogramma cumulato del campione F1

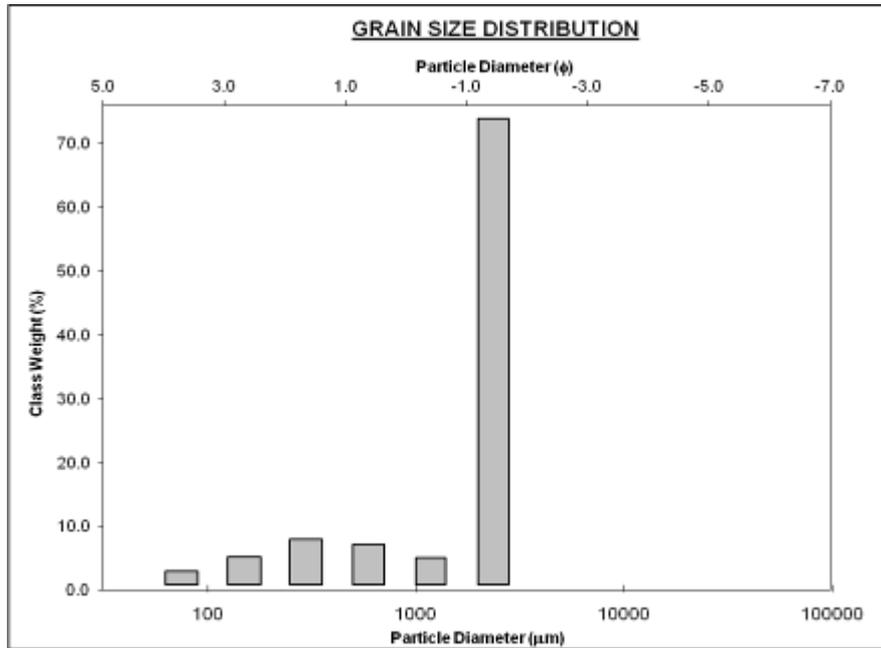


Fig. 7.10 – Istogramma cumulato del campione F2

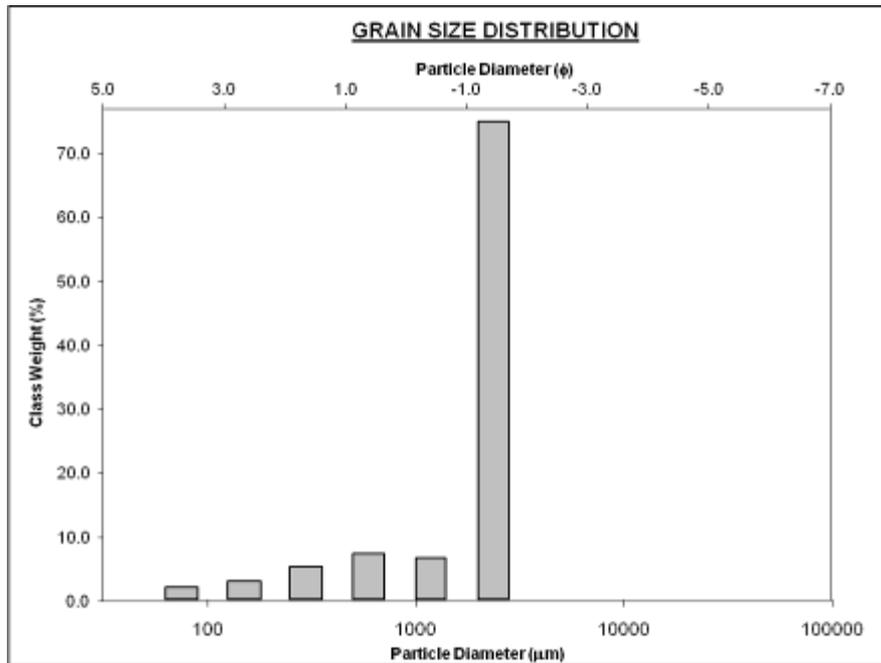


Fig. 7.11 – Istogramma cumulato del campione F3

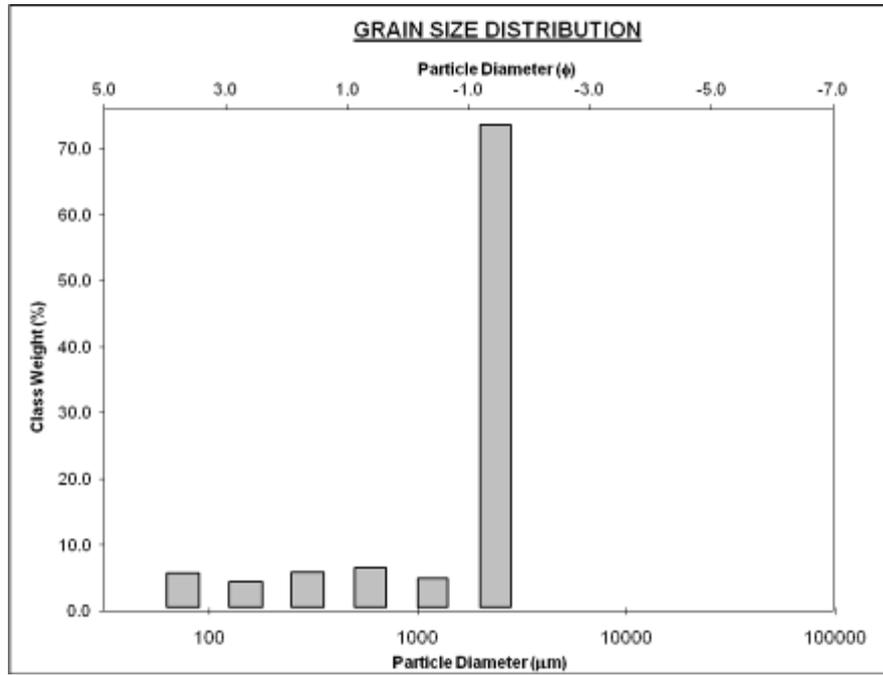


Fig. 7.12 – Istogramma cumulato del campione F4

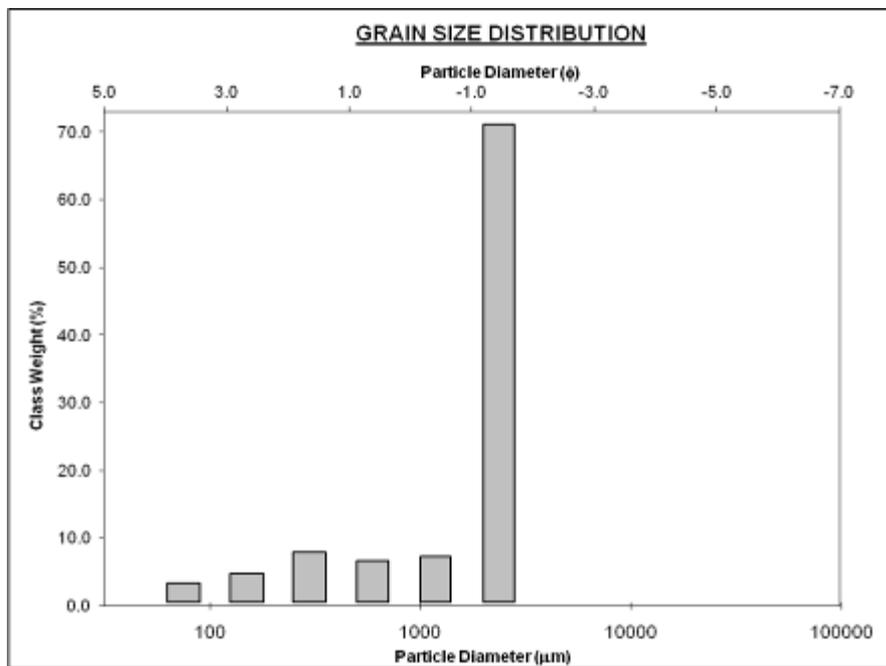


Fig. 7.13 – Istogramma cumulato del campione F5

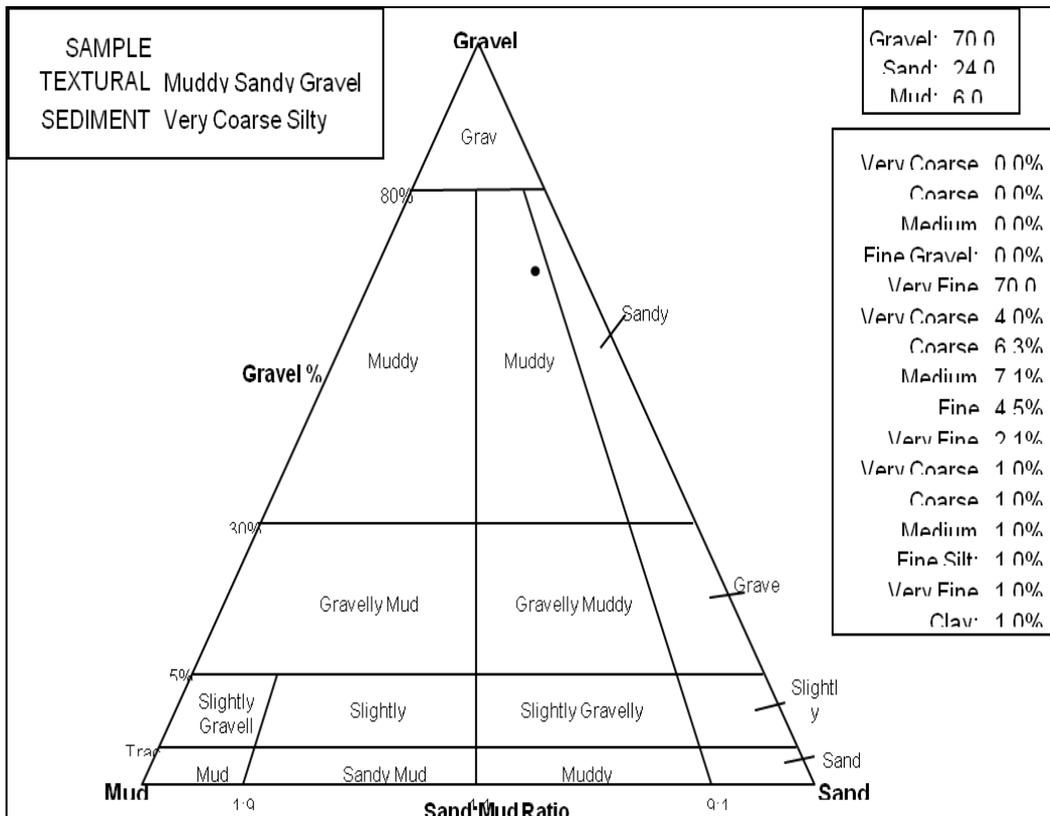


Fig. 7.14 – Diagramma triangolare che mostra come il campione F2 ricade nell'area che lo definisce come *Muddy Sandy Gravel*.

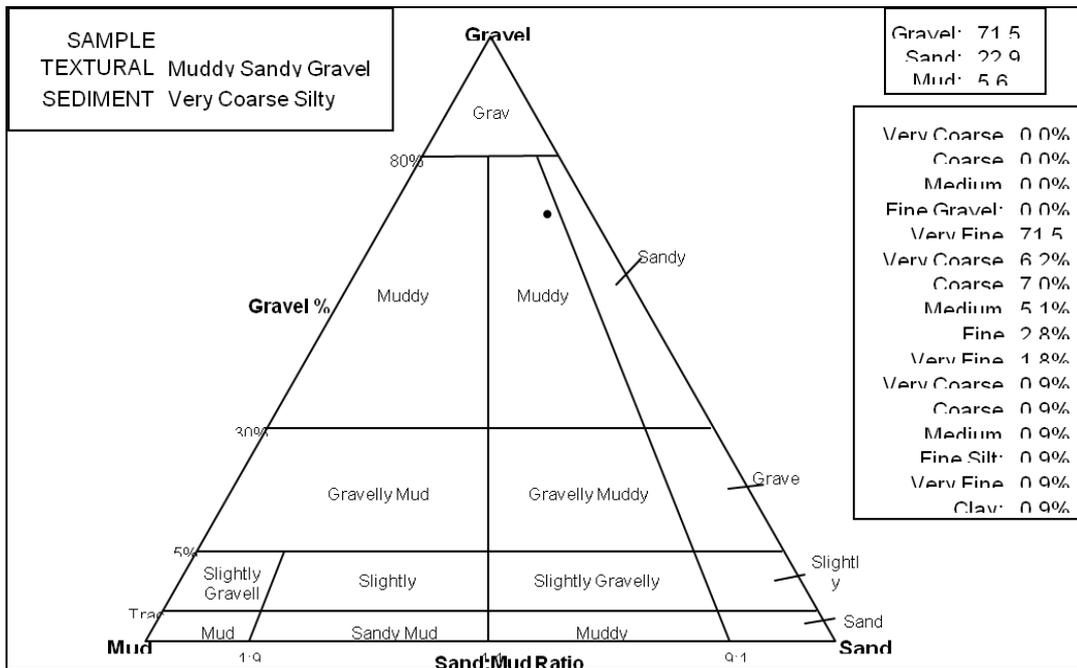


Fig. 7.15 – Diagramma triangolare che mostra come il campione F3 ricade nel'area che lo definisce come *Muddy Sandy Gravel*.

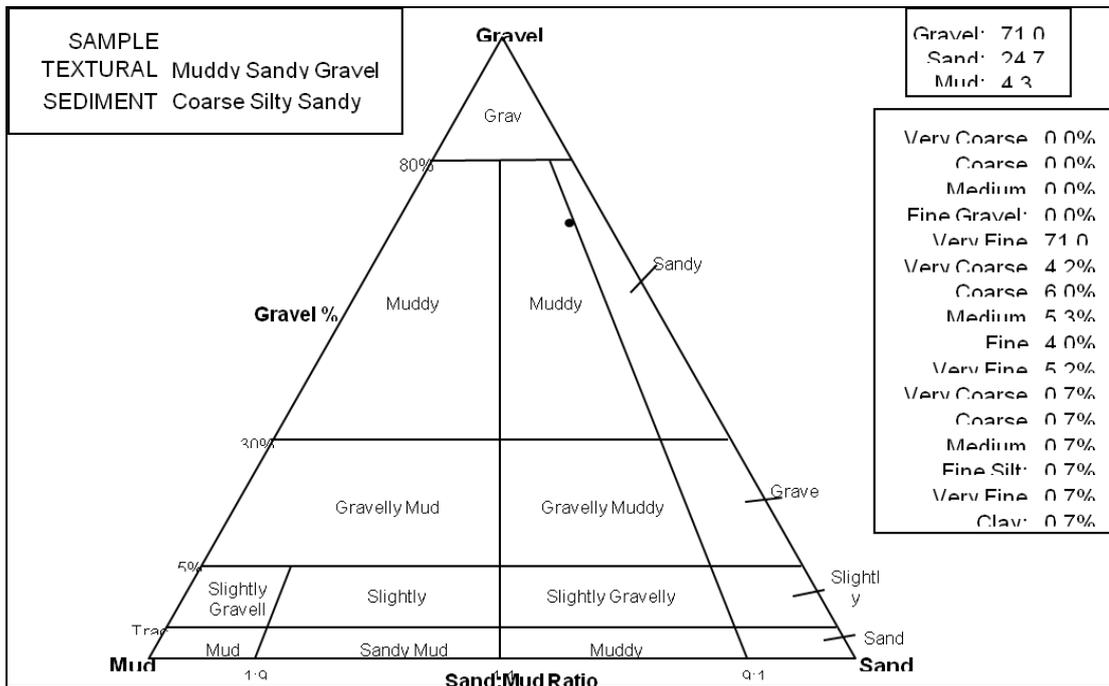


Fig. 7.16 – Diagramma triangolare che mostra come il campione F4 ricade nel'area che lo definisce come *Muddy Sandy Gravel*.

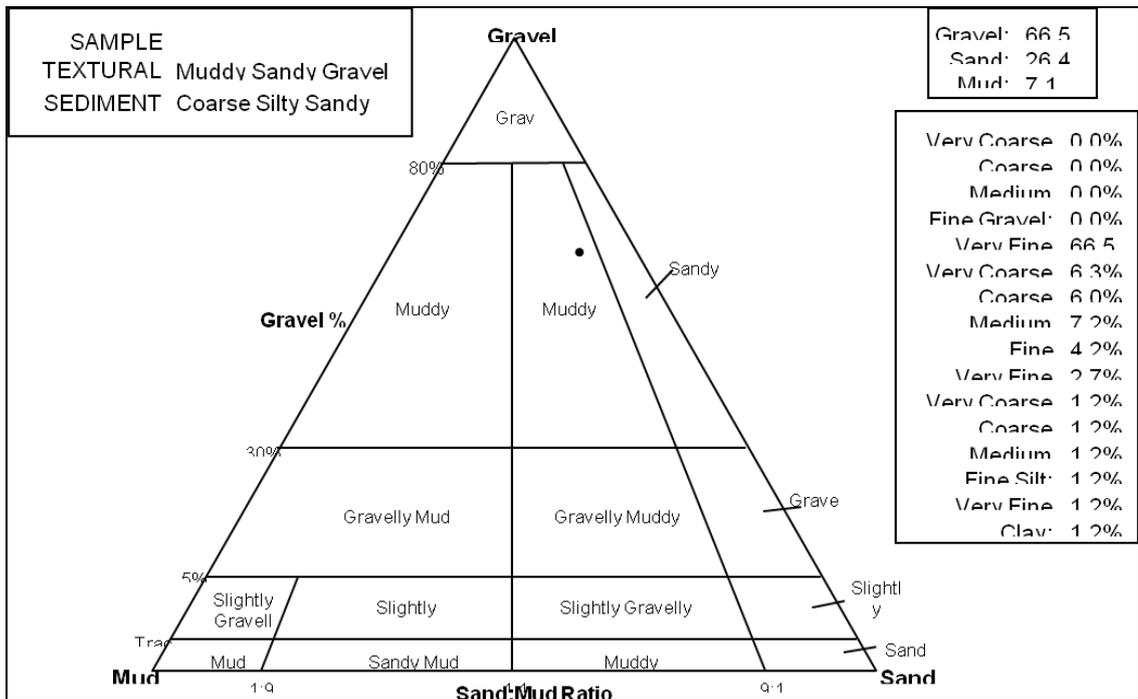


Fig. 7.17 – Diagramma triangolare che mostra come il campione F5 ricade nel'area che lo definisce come *Muddy Sandy Gravel*.

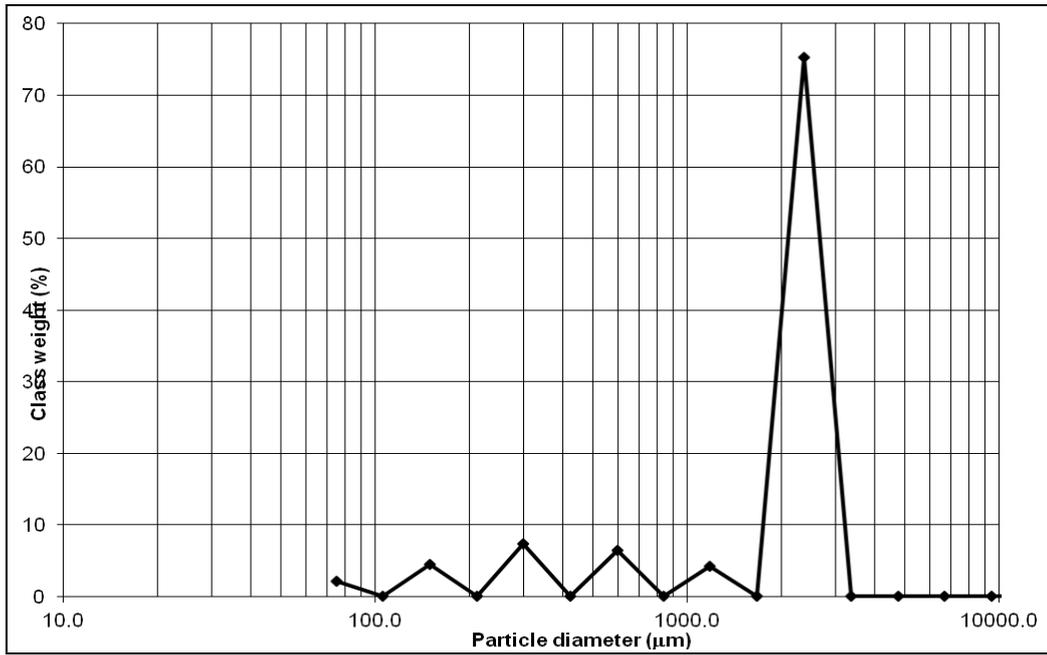


Fig. 7.18 – Curva di distribuzione in (µm) micron del campione F2

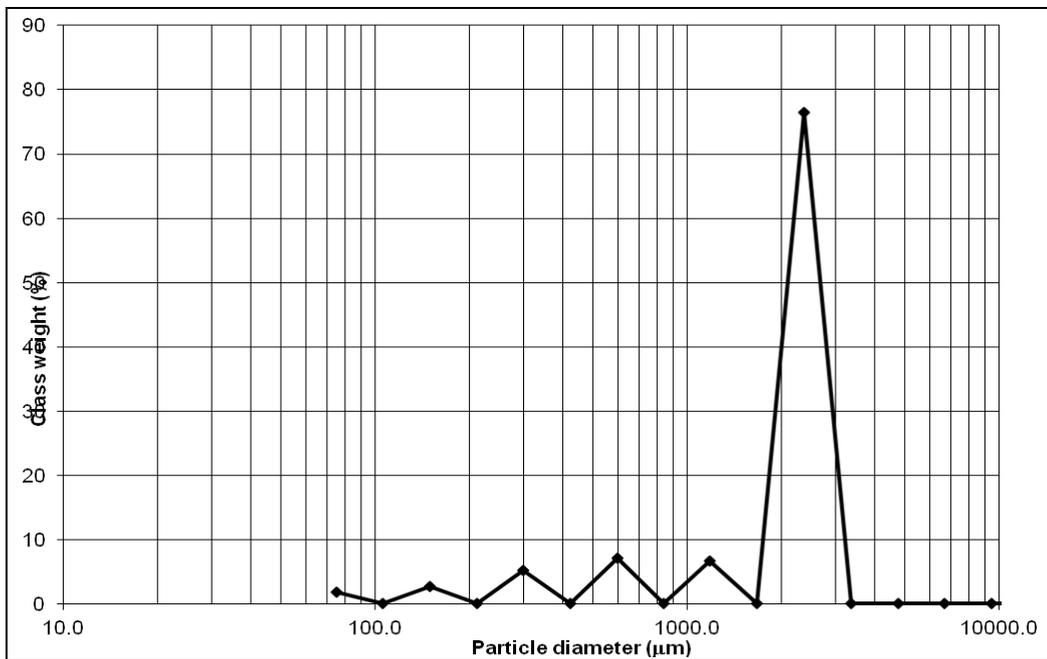


Fig. 7.19 – Curva di distribuzione in (µm) micron del campione F3

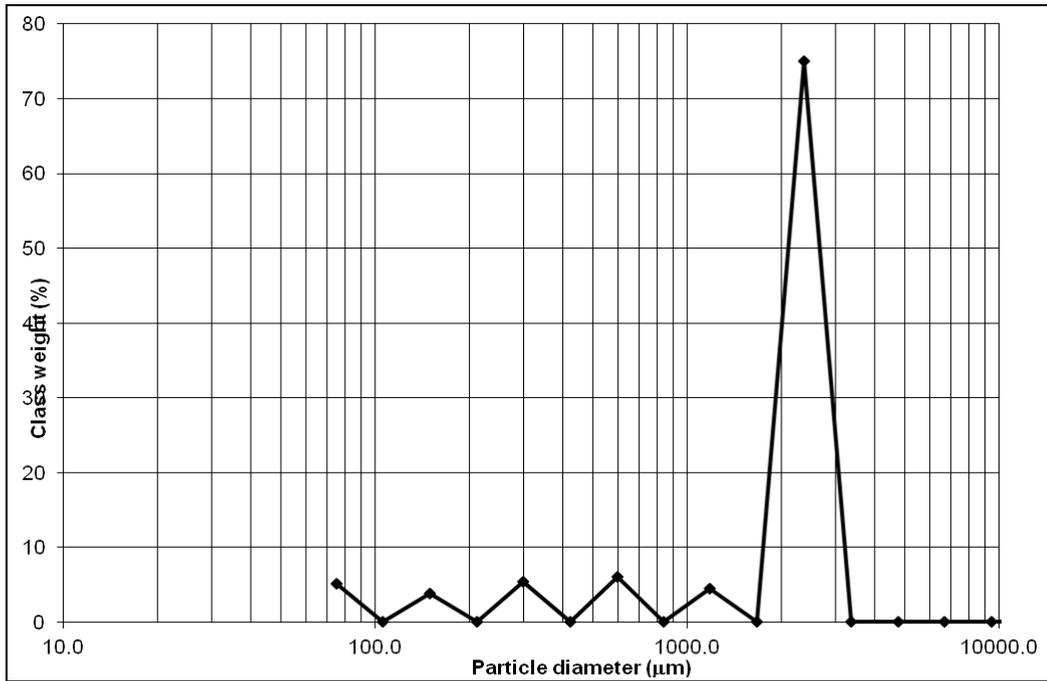


Fig. 7.20 – Curva di distribuzione in (µm) micron del campione F4

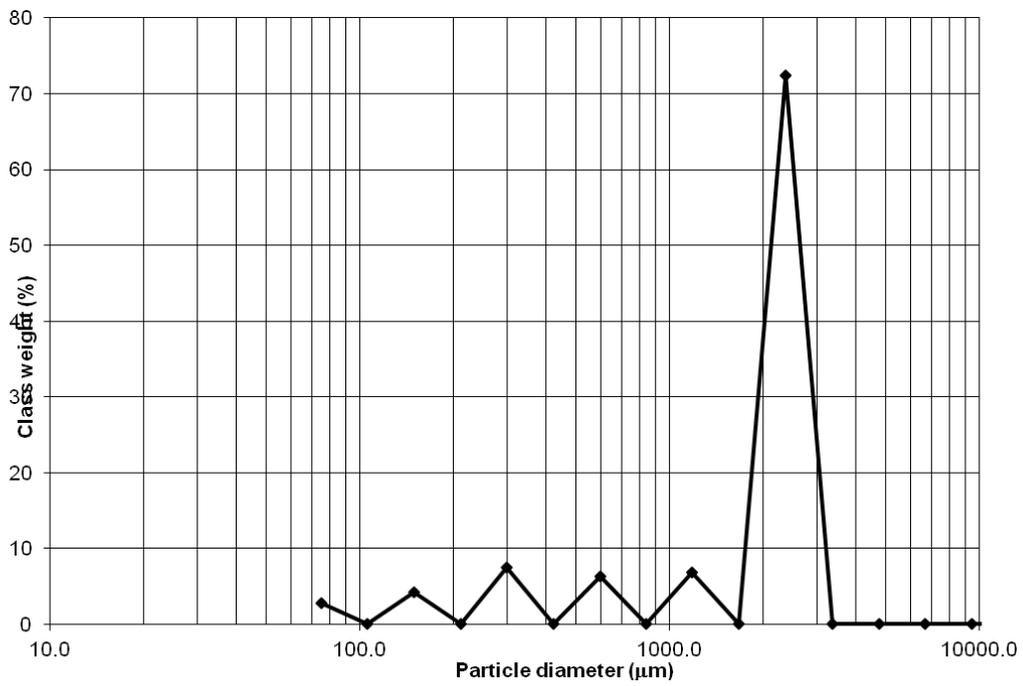


Fig. 7.21 – Curva di distribuzione in (µm) micron del campione F5

In conclusione, dalle analisi effettuate, è possibile rilevare che tutti i campioni analizzati hanno caratteristiche granulometriche assai simili e dunque un comportamento geologico-tecnico omogeneo.



Fig. 7.22 – Vista della diga in terra battuta di Medau Zirimilis, con la presenza sul fronte di invaso dell'argine di avandiga provvisorio, quasi sommerso realizzato nella fase di costruzione di quello principale - 1989.

8.0 – Livelli idrici misurati nei vari piezometri.

Per quanto concerne le misure effettuate, sono stati utilizzati i dati relativi a circa n°72 piezometri (19 dei quali sono stati scartati per il loro cattivo stato funzionale); quelli relativi al periodo 2005-2009, rilevati direttamente dall'ENAS, Ente gestore della struttura, mentre le letture nel periodo dal 2010 ad oggi sono state rilevate direttamente dallo scrivente.

I dati sono stati poi riportati su tabelle Excel e rappresentati in forma grafica per una più immediata interpretazione dell'andamento dell'acquifero (Fig.8.1, Fig.8.2). A tal fine è stato necessario fare un pretrattamento del dato per restituirlo in forma tabellare in formato Excel (Tab.8.1) corretta e leggibile per l'elaborazione grafica in un sistema 3D mediante il software Surfer 9. Questo software, ha consentito di calibrare i dati, per realizzare un insieme di mappe delle isopiezometriche (Fig.8.1) che rappresentano diversi livelli dell'acquifero fratturato al di sotto dello sbarramento in diverse serie temporali.

ID	Coord X	Coord Y	n	Quota boccaforo	Soggiacenza 31_01_05	Soggiacenza 10_01_2005
1	1485341,47	4343579,66	1	116,36	12,50	12,53
2	1485337,33	4343632,66	2	121,05	15,73	15,74
3	1485368,16	4343575,47	3	111,10	8,50	8,47
4	1485398,35	4343582,31	4	106,45	3,77	3,78
5	1485422,53	4343610,11	5	101,45	2,68	2,71
6	1485415,09	4343624,25	6	103,71		
7	1485457,57	4343610	7	102,19	2,76	2,77
8	1485483,68	4343622,26	8	103,41	2,40	2,37
9	1485511,28	4343641,21	9	103,06	1,85	1,81
11	1485540,22	4343642,67	10	102,24	2,96	2,99
12	1485580,53	4343436,69	11	107,04	5,66	5,67
17	1485577,08	4343599,23	17	123,76	16,99	16,99
19	1485631,71	4343635,51	19	124,40	3,21	3,06
20	1485236,04	4343465,62	20	142,12	28,10	30,42
21	1485296,06	4343527,38	21	129,02	15,98	19,24
25	1485660,24	4343486,58	25	139,44	15,58	15,39
27	1485690,92	4343608,82	27	150,47	25,08	24,69
28	1485675,67	4343591,8	28	142,57	20,29	20,09
202	1485852,21	4343518,53	Pz202	157,33	34,02	33,91
204	1485793,92	4343412,84	P.204	158,01	35,18	35,06
216	1485178,16	4343242,47	BH216	147,23	20,01	19,98
219	1485135,67	4343235,85	Pz219	137,29	11,19	11,11
223	1485046,11	4343226,27	Pz223	141,46	13,84	14,1
224	1485041,63	4343276,19	Pz224	124,45	fluente	Fluente
225	1485036,34	4343340	Pz225	150,51	24,92	24,88
226	1485030,34	4343394,31	Pz226	119,46	10,82	10,79

Tab.8.1 - Dati relativi alla georeferenziazione dei piezometri considerati e relativi livelli idrici di soggiacenza.

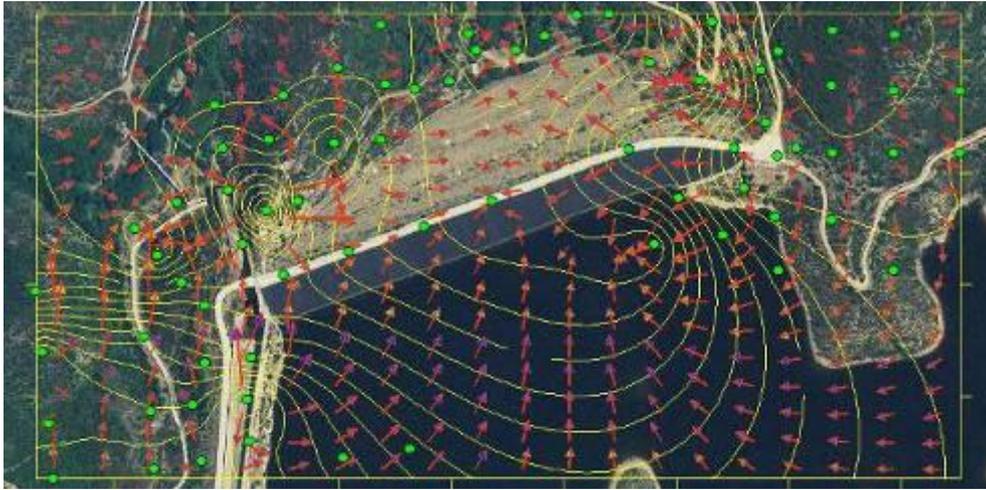


Fig. 8.1 – Prima elaborazione con il software Surfer 9 delle isopiezometriche in corrispondenza dello sbarramento di Medau Zirimilis, sovrapposta all'ortofoto dell'anno 2006.

Queste ultime mappe possono essere visualizzate in ambiente GIS (Fig.8.2) e sovrapposte ai tematismi geologici, e consentono di inquadrare le principali linee di deflusso e di correlare l'andamento della circolazione idrica sotterranea con le fratture dell'ammasso roccioso.



Fig.8.2 – Localizzazione di piezometri esterni allo sbarramento, su ortofoto dell'anno2006.

9.0 –Variazione dei livelli piezometrici dei piezometri esterni

La variazione dei livelli piezometrici rappresentano i parametri studiati che hanno un carattere molto importante per la determinazione delle aree con una marcata circolazione idrica sotterranea, e sono stati rappresentati con una carta di sintesi che vediamo di seguito:



Fig. 9.1– Carta delle escursioni dei livelli idrici nei piezometri relativamente al periodo 2005-2012.

La mappa delle escursioni piezometriche (Fig.9.1) è stata elaborata prendendo in considerazione una serie di livelli idrici nei piezometri, riferiti ad una quota di massimo invaso di 135.50 m slm, del dicembre 2005 e una quota di minimo invaso del mese di Agosto 2008 di 117.00 m slm. Da essa si mette in risalto, come evidenziato dallo studio di correlazione dei piezometri esterni con i

livelli di invaso, un settore centrale con variazioni dei livelli idrici ridotti ed inferiori ad 4 m e che per la maggior parte dei piezometri di quest'area può esser ulteriormente discriminata con piezometri di variazione di livelli idrici minori di 1 m; un settore che ha variazioni comprese tra 4 e 6 metri, che comprende una parte bassa del versante destro e una buona parte del fianco sinistro, la terza zonazione che interessa un area alta del versante destro e il settore del fianco sinistro vicino allo scarico di superficie è caratterizzata da variazioni di livelli idrici con escursioni notevoli dai 6 fino ad un massimo di 8 metri che è notevolmente quindi influenzata dalla variazione del livello di invaso. Nell'insieme si può affermare che rispetto ai dati studiati da Miliziano e Celico 1991, prima della realizzazione dell'approfondimento dello schermo di impermeabilizzazione al piede del cunicolo, l'area sulla quale poggia lo sbarramento e di valle sembra mostrare una ridotta escursione piezometrica che indica con buona approssimazione che gli interventi di consolidamento e impermeabilizzazione con iniezioni di miscele di cemento bentonite hanno almeno in parte chiuso le aree fratturate degli scisti del basamento. Per quanto riguarda i piezometri esterni 224, 217, 225, 221, del fianco sinistro mostrano escursioni di livelli piezometrici elevati che non destano problemi per quanto riguarda l'argine di sbarramento.

9.1 – Indice di correlazione di Pearson

Secondo la teoria degli errori l'indice di correlazione di Pearson, anche detto coefficiente di correlazione di Pearson (*o di Bravais-Pearson*) tra due variabili aleatorie è un coefficiente che esprime la linearità tra la loro covarianza e il prodotto delle rispettive deviazioni standard.

Date due variabili statistiche X e Y, in questo caso il livello di invaso espresso in m slm, del bacino artificiale e i livelli idrici misurati nei piezometri, o delle perdite, si può calcolare l'indice di correlazione di Pearson è definito come la loro covarianza divisa per il prodotto delle deviazioni standard delle due variabili:

$$\rho_{xy} = \sigma_{xy} / \sigma_x * \sigma_y$$

dove:

σ_{xy} è la covarianza tra X e Y

σ_x, σ_y sono le due deviazioni standard

Il coefficiente assume sempre valori compresi tra -1 e 1:

$$-1 < \rho_{xy} < 1$$

Se: $\rho_{xy} > 0$, le variabili X e Y si dicono direttamente correlate, oppure correlate positivamente;

$\rho_{xy} = 0$, le variabili X e Y si dicono incorrelate;

$\rho_{xy} < 0$, le variabili X e Y si dicono inversamente correlate, oppure correlate negativamente.

Considerando il caso in esame X livello di invaso in m slm e Y quota piezometrica

Per la correlazione diretta si distingue inoltre:

$0 < \rho_{xy} < 0.3$: correlazione debole;

$0,3 < \rho_{xy} < 0,7$: correlazione moderata;

$\rho_{xy} > 0,7$: correlazione forte.

L'indice di correlazione vale 0 se le due variabili sono indipendenti. Non vale la conclusione opposta: in altri termini, la scorrelazione è condizione necessaria ma non sufficiente per l'indipendenza. L'ipotesi di assenza di autocorrelazione è più restrittiva ed implica quella di indipendenza fra due variabili.

L'indice di correlazione vale +1 in presenza di correlazione lineare positiva ($y = a + b x$, dove $b > 0$), mentre vale -1 in presenza di correlazione lineare negativa (p.es.: $y = a + b x$, con $b < 0$).

Valori prossimi a +1 (o -1) possono essere misurati anche in presenza di relazioni non lineari. Per esempio, la seguente relazione quadratica: $y = x^2$

X:	1	2	3	4
Y:	1	4	9	16

produce un coefficiente pari a 0,9844.

Per il caso in esame è stato elaborato con le funzioni statistiche in foglio di calcolo Excel.

9.2 – Correlazione tra i livelli di invaso e le perdite nei drenaggi del cunicolo e dreni di valle

Durante tutto il periodo 2010-2011, e parte del 2012, sono stati monitorati gli andamenti delle perdite misurate nei drenaggi, questi si suddividono in due tipologie principali, interni al cunicolo ed esterni, i primi convogliano tutti ad una vasca di raccolta che convoglia le acque verso l'esterno con un tunnel di diametro ϕ 1200 mm realizzato in seguito ai lavori integrativi del 1999.

All'interno del cunicolo si possono suddividere i dreni in:

- Dreni del manto ubicati in testa al cunicolo raccolgono le acque del manto in conglomerato bituminoso in sinistra e in destra
- Dreni di fondazione in sinistra e destra seguono l'andamento di base del cunicolo fino al punto più depresso della vasca di raccolta
- Dreni longitudinali in sinistra e in destra

Mentre per quanto riguarda i dreni esterni alla diga ubicati a valle dello sbarramento:

- Dreni in sinistra S1, S2, S3 che attraversano l'argine di sbarramento trasversalmente nel settore sinistro
- Dreni in destra D1, D2, D3 che attraversano l'argine di sbarramento trasversalmente nel settore destro
- Dreni inclinati di quota 107 e quota 117 (m s.l.m) ubicati in spalla destra e realizzati con perforazione diretta in roccia e convogliano le acque in appositi pozzetti, (realizzati con interventi successivi nel 1999)

Tutti i dreni sopra descritti sono dotati di pozzetti con un sistema di misura delle portate a stramazzo, e torbidimetro (rappresentati nella carta allegata dei sistemi di monitoraggio e controllo).



Fig. 9.2 – Cunicolo di controllo, in basso il dreno longitudinale sinistro in alto il dreno sinistro del manto con il relativo canale di raccolta.

Drenaggio per la misura delle perdite	Coefficiente di correlazione Quota vaso/ Perdite	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
Perdite totali misurate nella vasca del cunicolo	0.571667093	<i>moderata</i>	cunicolo
Dreno Cunicolo longit. Sinistro	0.742964892	<i>forte</i>	cunicolo
Dreno Cunicolo longit. Destro	0.579241543	<i>moderata</i>	cunicolo
Dreno fondazione destro	0.370744304	<i>moderata</i>	cunicolo
Dreno fondazione sinistro	0.527320947	<i>moderata</i>	cunicolo
Manto Destro	0.488956622	<i>moderata</i>	cunicolo
Manto sinistro	0.458387502	<i>moderata</i>	cunicolo
S1	0.665656991	<i>moderata</i>	fianco sinistro (esterno)
S2	0.773922497	<i>forte</i>	fianco sinistro (esterno)
D1	0.633101829	<i>moderata</i>	fianco destro (esterno)
Quota 107	0.825460771	<i>forte</i>	fianco destro (esterno)
Quota 117	0.876159231	<i>forte</i>	fianco destro (esterno)
Sommatoria = vasca + esterni	0.795841769	<i>forte</i>	Valle (esterno)

Tab. 9.1 – Dati relativi ai coefficienti di correlazione tra le perdite dei dreni interni al cunicolo, dreni esterni sinistra, destra e valle, e la variazione del livello di vaso, dati relativi al periodo 2005-2011.

Relativamente al periodo 2005-2011, sono stati realizzati dei grafici che consentissero una immediata comprensione delle perdite in termini di portate in l/s misurate nei drenaggi e del loro grado di correlazione con la variazione dei livelli invasati, espressi in m slm. Considerando le portate complessive misurate

nella vasca di raccolta nella quale convogliano tutti i dreni del cunicolo, si hanno valori di portate comprese tra un massimo di 36.00 l/s con una quota invaso straordinaria di 136.00 m slm, fino a portate esigue di 3.00 l/s per un minimo di quota invaso di 118.00 m slm Fig.9.3, appare evidente che l'insieme delle perdite risenta dell'incremento del livello di invaso fino a raggiungere una certa stabilizzazione nell'arco di circa una settimana successiva agli eventi pluviometrici importati che di conseguenza determinano l'incremento dei volumi invasati. Con il calcolo del coefficiente di correlazione di Pearson, il rapporto perdite totali della vasca del cunicolo/quota invaso, è di 0.57 con un grado moderato di correlazione.

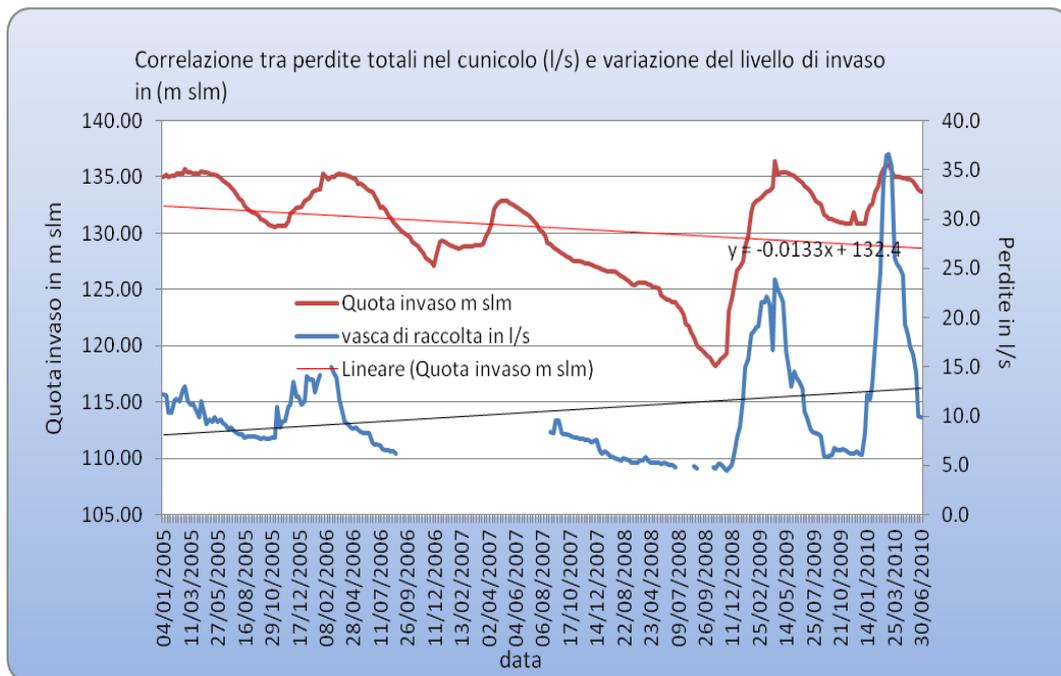


Fig. 9.3 –Grafico di correlazione tra le perdite totali misurate nella vasca del cunicolo e la variazione dei livelli di invaso.

Per quanto riguarda il grafico di Fig.9.4, che rappresenta il dreno longitudinale sinistro del cunicolo, mostra una forte correlazione con la variazione del livello di invaso, questo può essere attribuito a delle lesioni all'impermeabilizzazione esterna del cunicolo in questo settore che ha presentato valori anomali di portate anche nelle precedenti fasi di invaso sperimentale dal 1991 al 1999 (Celico 1991), e le rette di regressione delle due variabili mostrano la stessa tendenza.

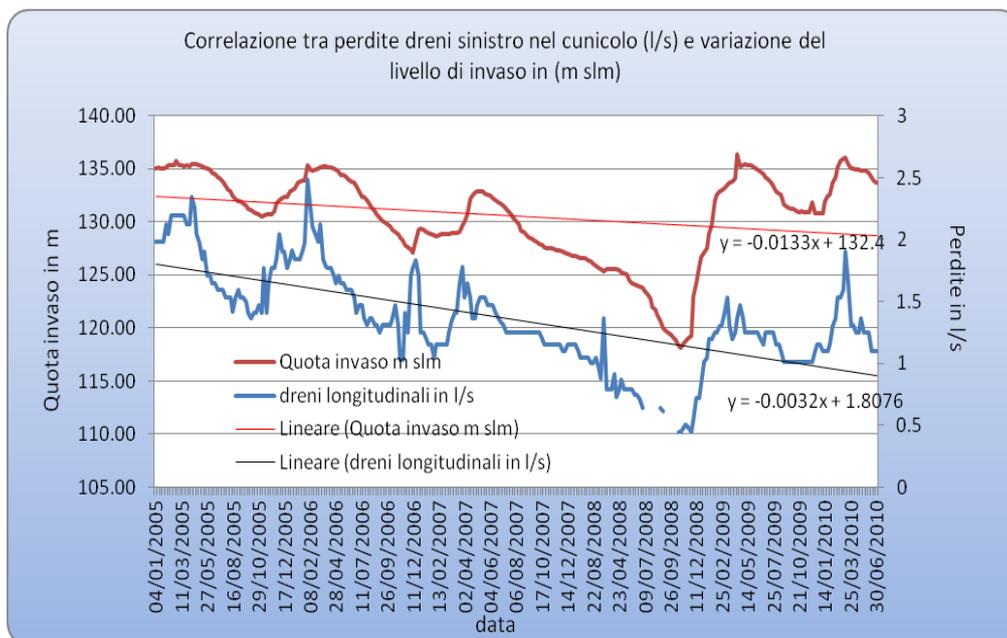


Fig. 9.4 –Grafico di correlazione tra i dreni longitudinali sinistra del cunicolo e la variazione del livello di invaso.

Esaminandi il grafici di Fig.9.5 relativo al dreno longitudinale destro del cunicolo, le portate hanno una correlazione moderata Tab.2, e non si presentano valori particolarmente elevati.

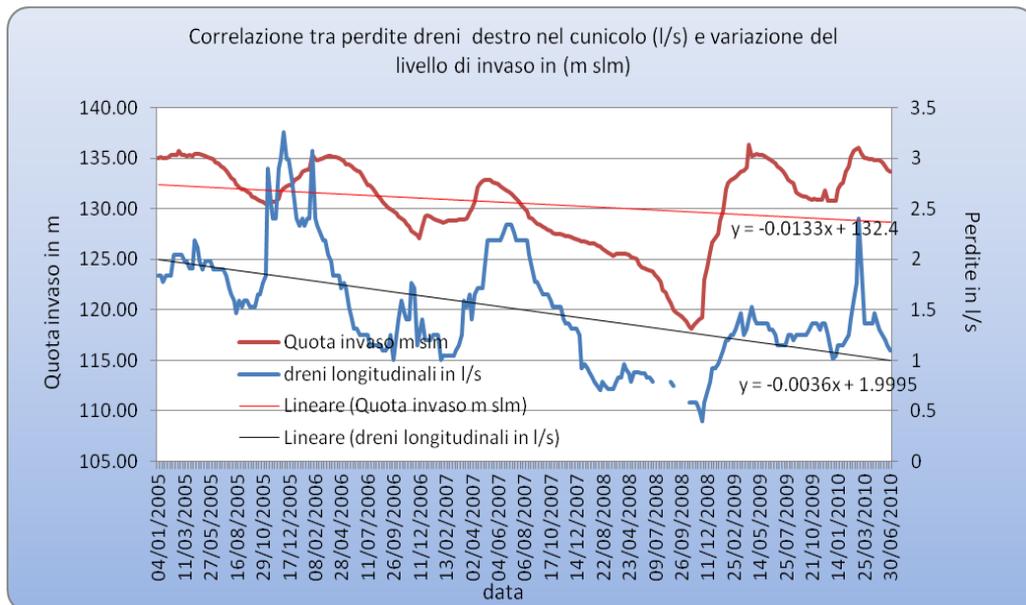


Fig.9.5 - Grafico di correlazione tra i dreni longitudinali destro del cunicolo e la variazione del livello di invaso.

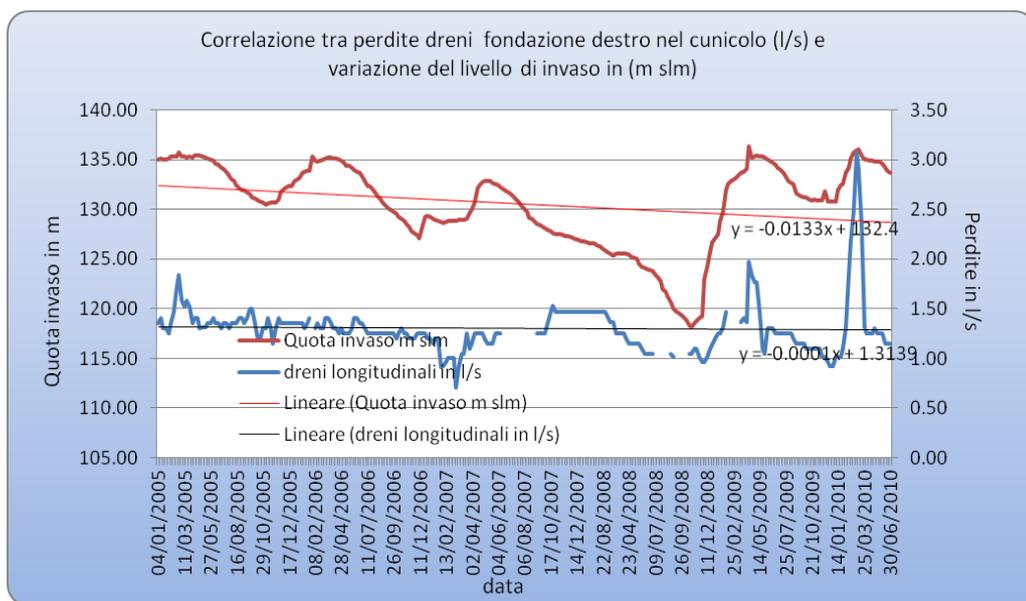


Fig.9.6 – Grafico di correlazione tra i dreni fondazione destro del cunicolo e la variazione del livello di invaso.

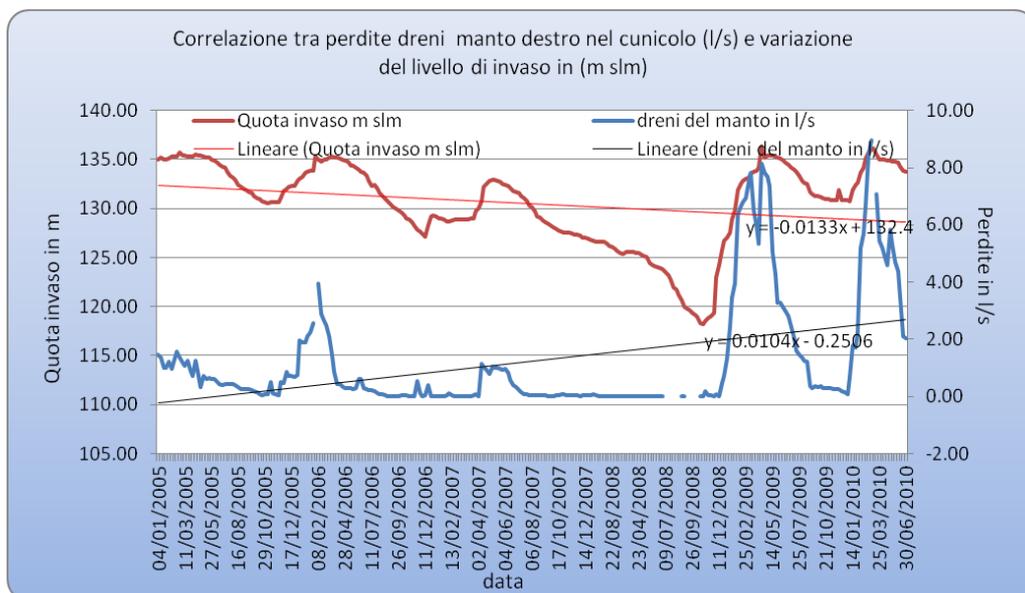


Fig. 9.7 – Grafico di correlazione tra i dreni del manto destro del cunicolo e la variazione del livello di invaso.



Fig. 9.8 – Grafico di correlazione tra i dreni manto sinistro del cunicolo e la variazione del livello di invaso.

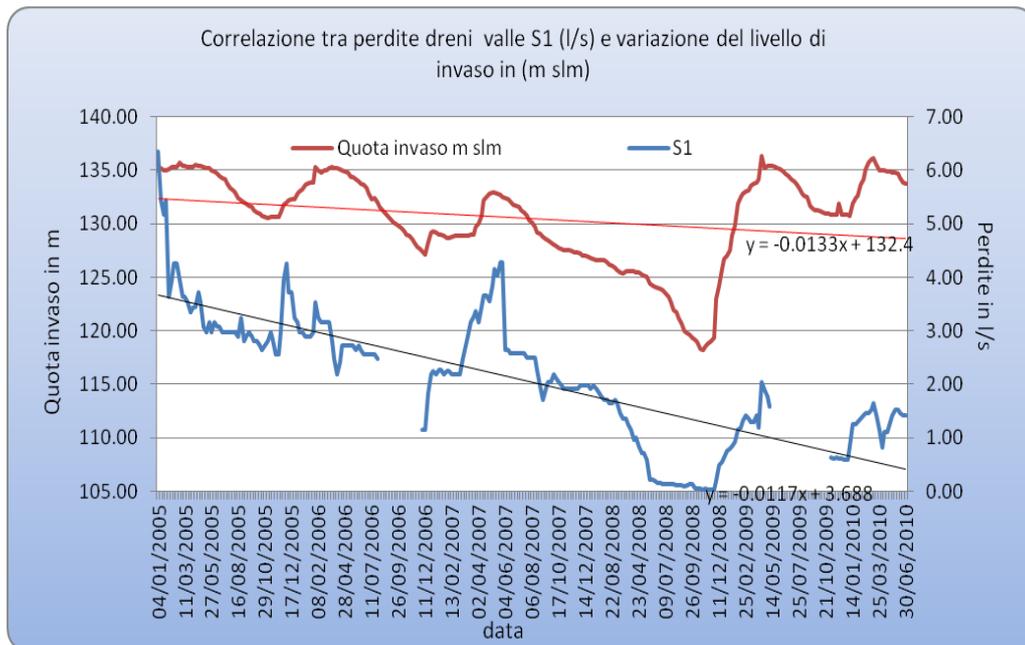


Fig. 9.9 – Grafico di correlazione tra le perdite misurate nel dreno di valle sinistro S1 e la variazione del livello di invaso.

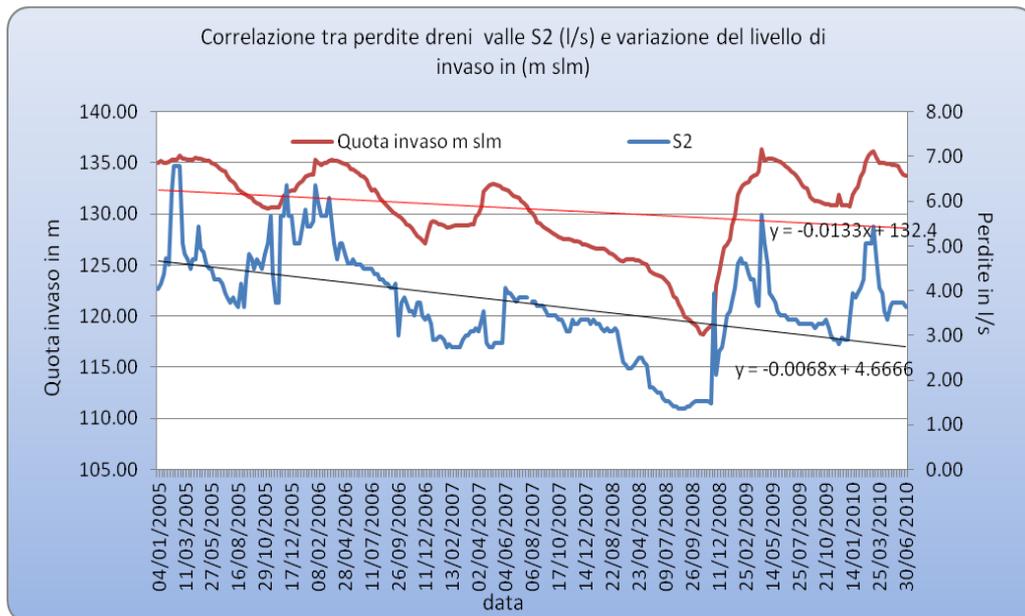


Fig. 9.10– Grafico di correlazione tra le perdite misurate nel dreno di valle sinistro S2 e la variazione del livello di invaso.

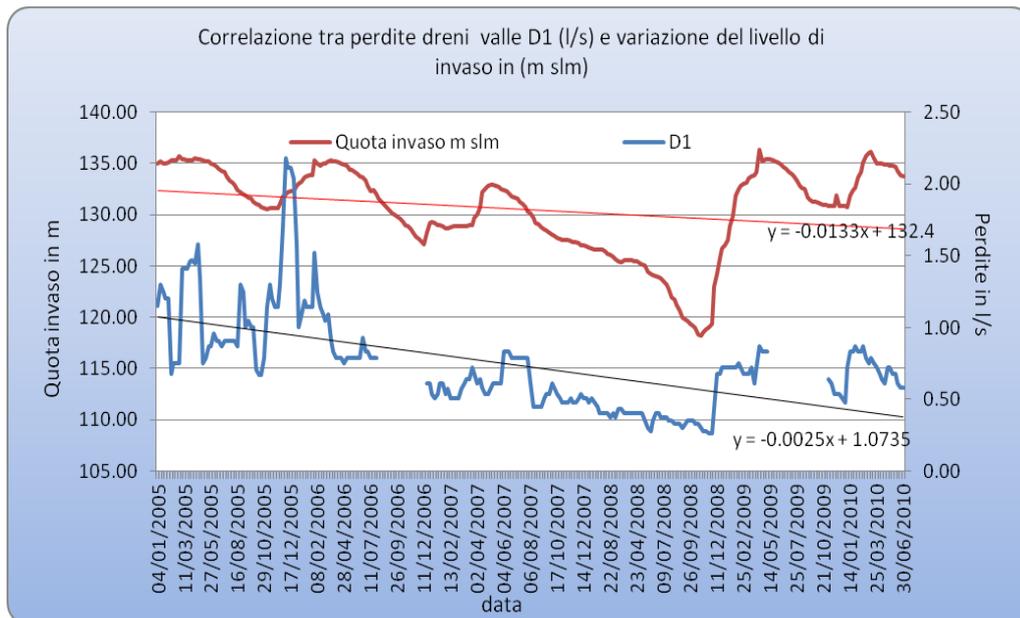


Fig. 9.11 – Grafico di correlazione tra le perdite misurate nel dreno di valle destro D1 e la variazione del livello di invaso.

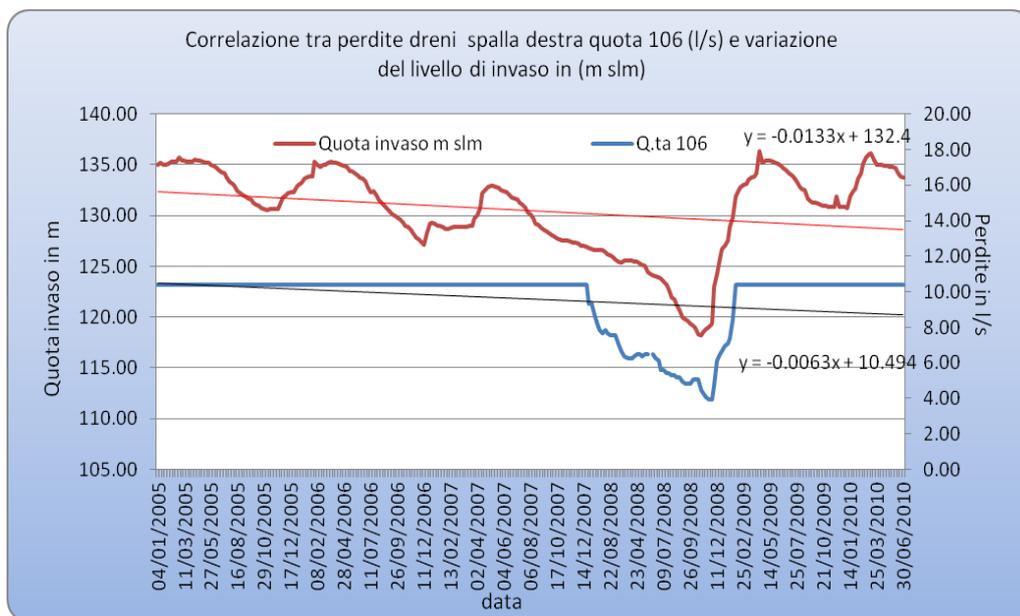


Fig. 9.12 – Grafico di correlazione tra le perdite misurate nel dreno di valle in spalla destra quota 106 e la variazione del livello di invaso.

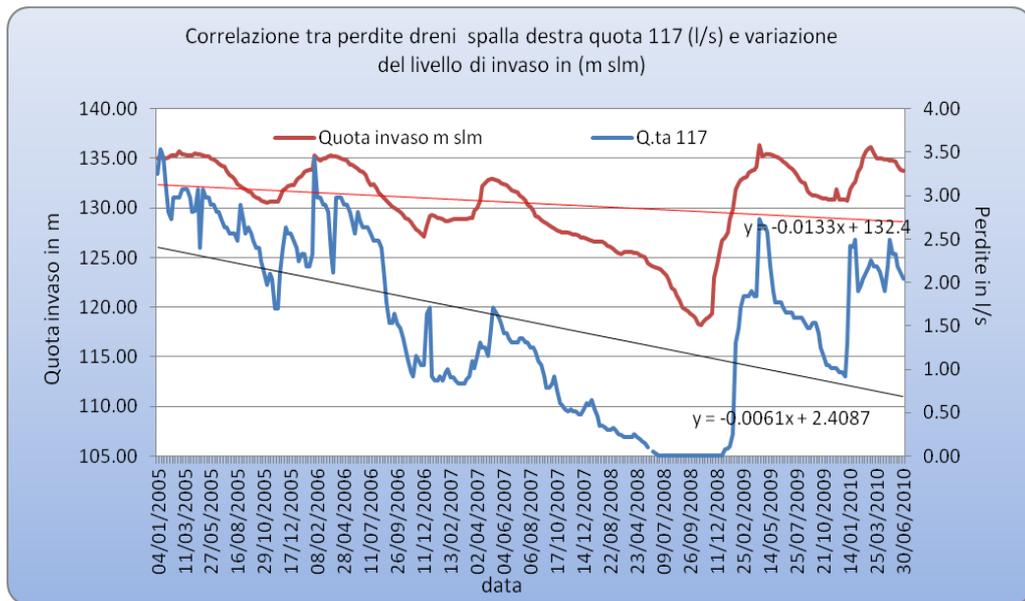


Fig. 9.13 – Grafico di correlazione tra le perdite misurate nel dreno di valle in spalla destra quota 117 e la variazione del livello di invaso.

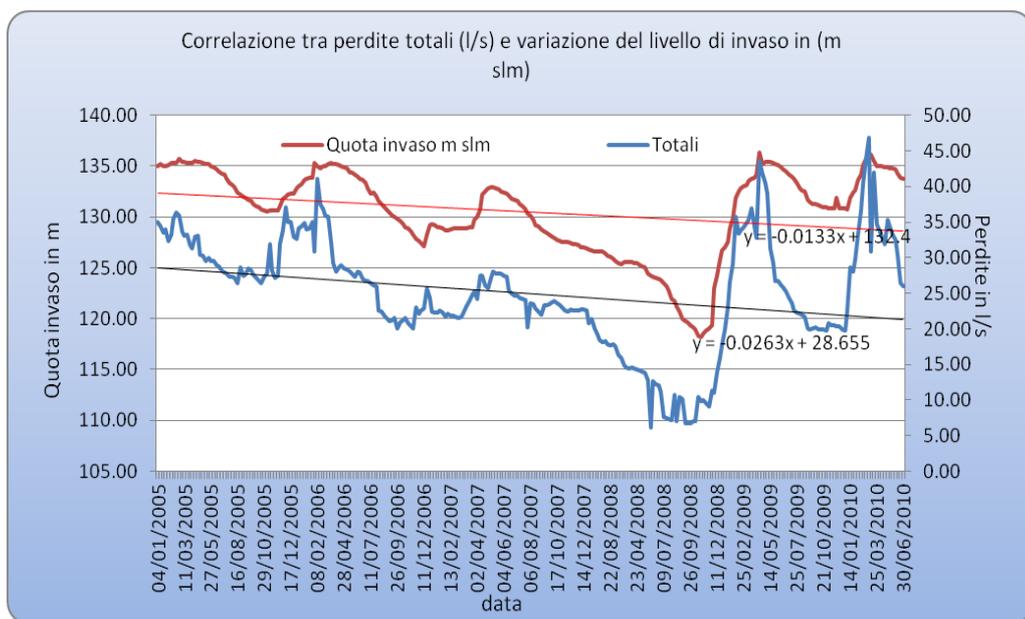


Fig. 9.14 – Grafico di correlazione tra le perdite totali complessive misurate a valle diga e la variazione del livello di invaso.

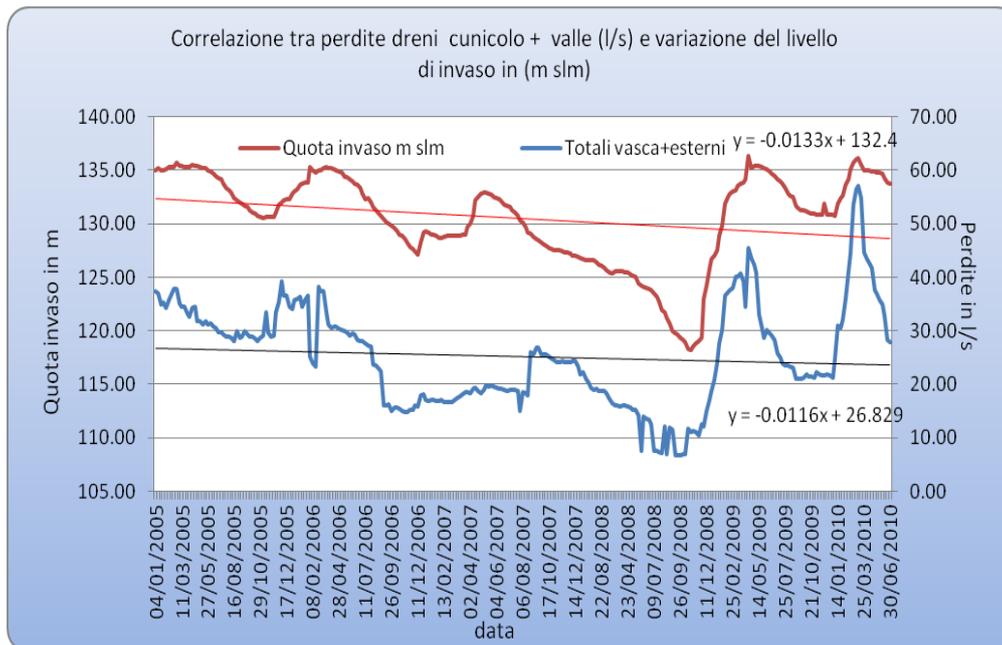


Fig. 9.15 – Grafico di correlazione tra le perdite misurate nei dreni del cunicolo e nei dreni di valle e la variazione del livello di invaso.

9.3 – Correlazione tra i livelli di invaso e le variazioni dei livelli idrici nei piezometri di valle esterni allo sbarramento.

La restituzione in idonea forma tabellare dei dati, ha consentito di diagrammare la variazione delle quote di invaso relazionate ai singoli livelli idrici di ciascun piezometro. L'osservazione nel tempo sia dei livelli piezometrici che delle quote invaso, hanno messo in evidenza una differente correlazione tra le grandezze, ma in particolare per quanto riguarda il settore dei piezometri di valle sembra questi risentano in maniera poco rilevante delle escursioni del livello invasato nel lago. Nei grafici pertanto sono stati calcolati i coefficienti

di correlazione di Pearson, e le linee di tendenza secondo una retta di equazione $y=ax+b$, in cui a è il relativo coefficiente angolare.

Sono stati inoltre verificati i dati di tutti i piezometri che potevano subire l'influenza diretta delle piogge quindi di un'infiltrazione immediata nel terreno non strettamente correlabile alla variazione di livello di invaso. L'analisi ha condotto alla realizzazione di grafico di rapporto diretto quota invaso/quota piezometrica con la costruzione di una linea di tendenza che intercetta la nuvola di punti tra le due variabili di cui si può metter in evidenza l'equazione con il relativo coefficiente angolare, che rappresentano un'accettabile dispersione dei dati. L'insieme dei coefficienti di correlazione riportati in Tab.9.2 consente di considerare in un unico insieme i piezometri di valle P4, P5, P7, P9, P11, Bh1001 aventi un coefficiente angolare compreso tra 0.03 e 0.14 e coefficienti di correlazione tra 0.02 e 0.37, definibili quindi con debole correlazione con i livelli invaso.

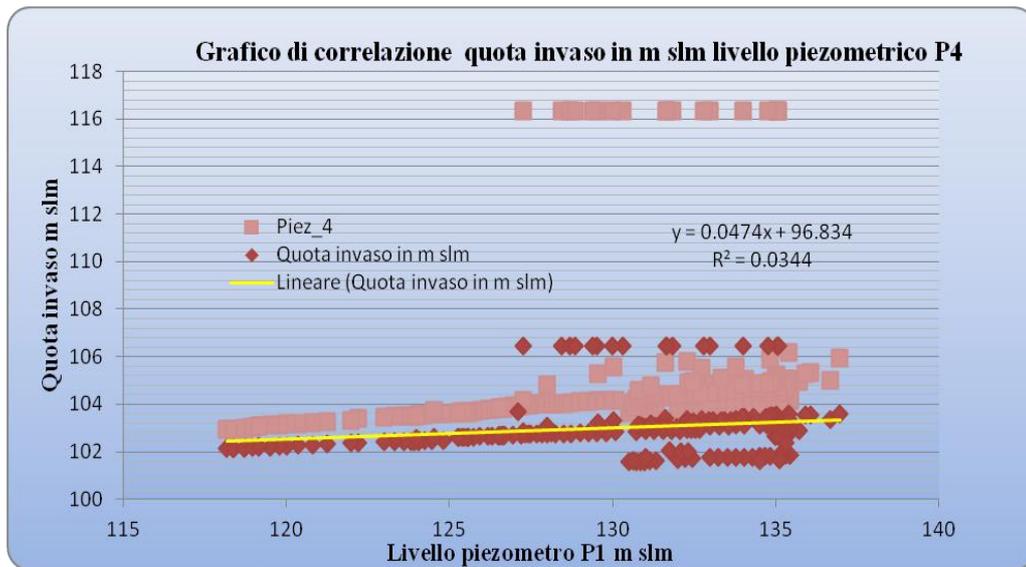


Fig.9.16 – Grafico di correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P4 indice di correlazione 0.185 correlazione debole.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
P4	0.185387643	<i>correlazione debole</i>	valle
P5	0.024551057	<i>correlazione debole</i>	valle
P7	0.173865544	<i>correlazione debole</i>	valle
P8	0.205300941	<i>correlazione debole</i>	valle
P9	0.368771566	<i>correlazione debole</i>	valle
P10	0.230436718	<i>correlazione debole</i>	valle
P11	0.114219931	<i>correlazione debole</i>	valle
BH1001	0.376566891	<i>correlazione debole</i>	valle

Tab.9.2 – Dati relativi ai coefficienti di correlazione dei piezometri di valle

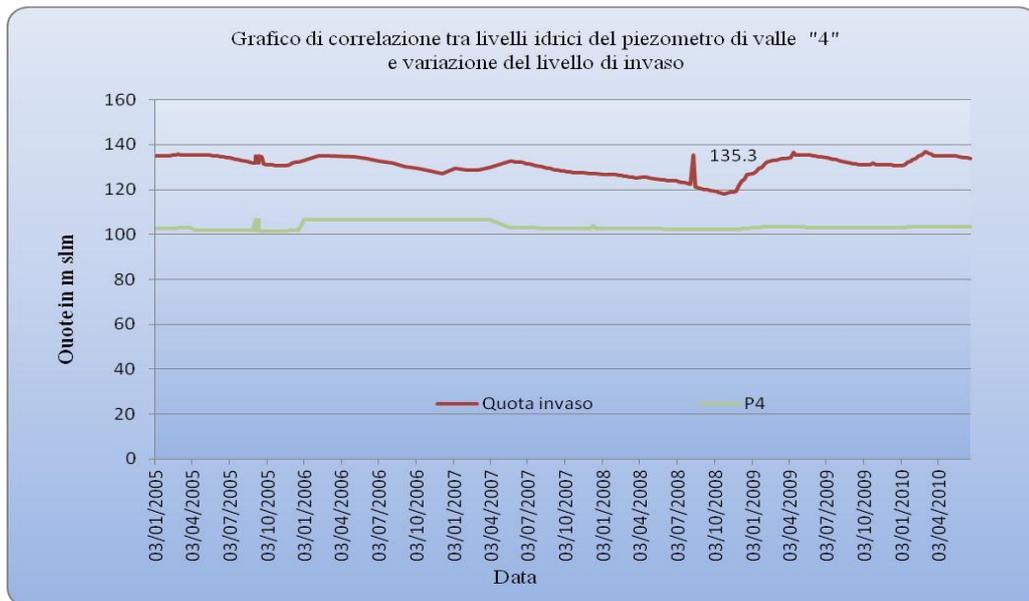


Fig.9.17 – Grafico della variazione del livello di invaso e livelli idrici relativi al piezometro di valle P4, indice di correlazione 0.185 correlazione debole.



Fig.9.18 – Grafico della variazione del livello di invaso e livelli idrici relativo al piezometro di valle P5.

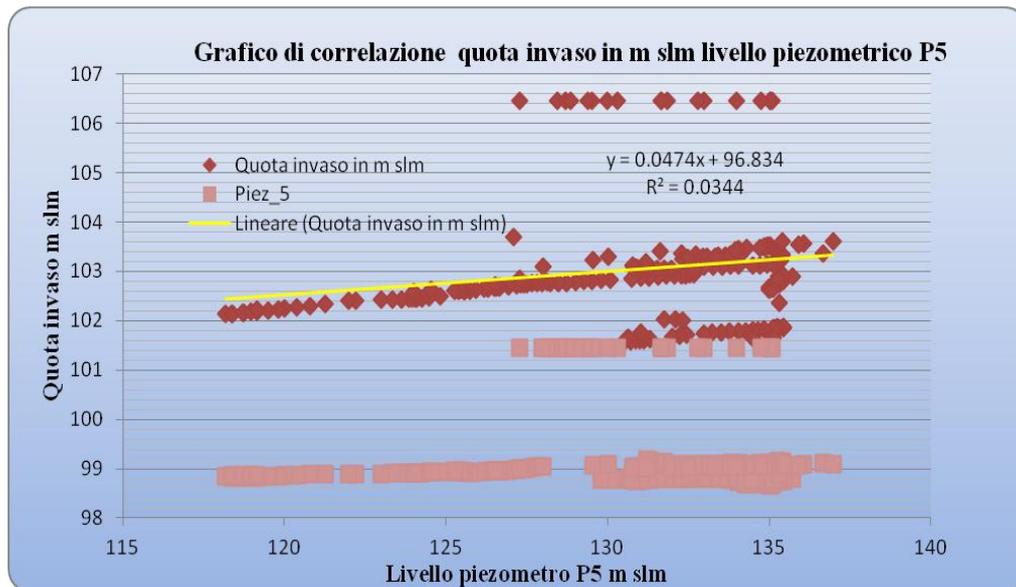


Fig. 9.19– Grafico di correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P5 indice di correlazione 0.024 correlazione debole.



Fig. 9.20 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P7 indice di correlazione 0.173 correlazione debole.

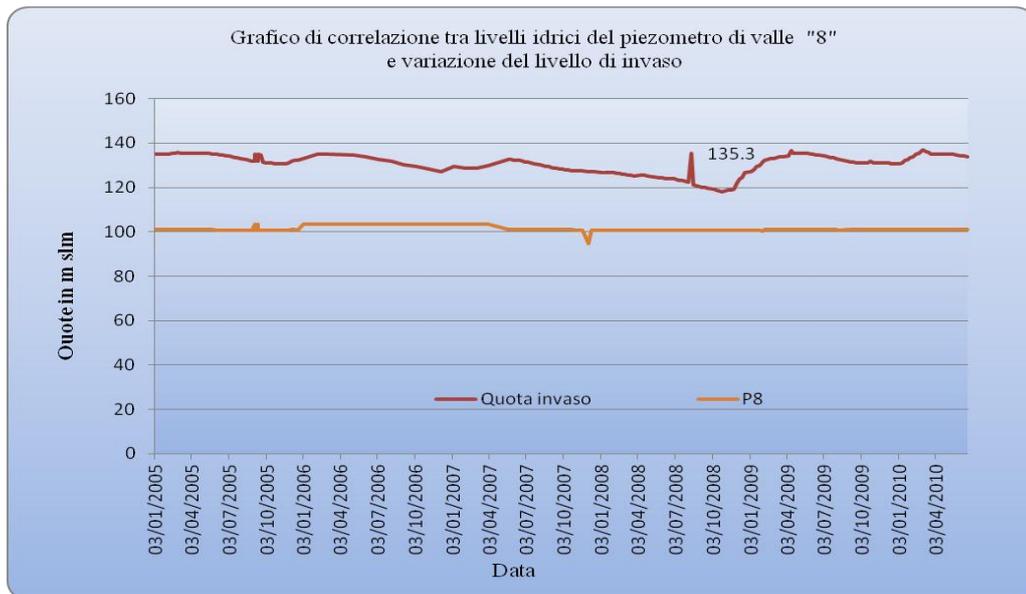


Fig. 9.21– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P8 indice di correlazione 0.205 correlazione debole.

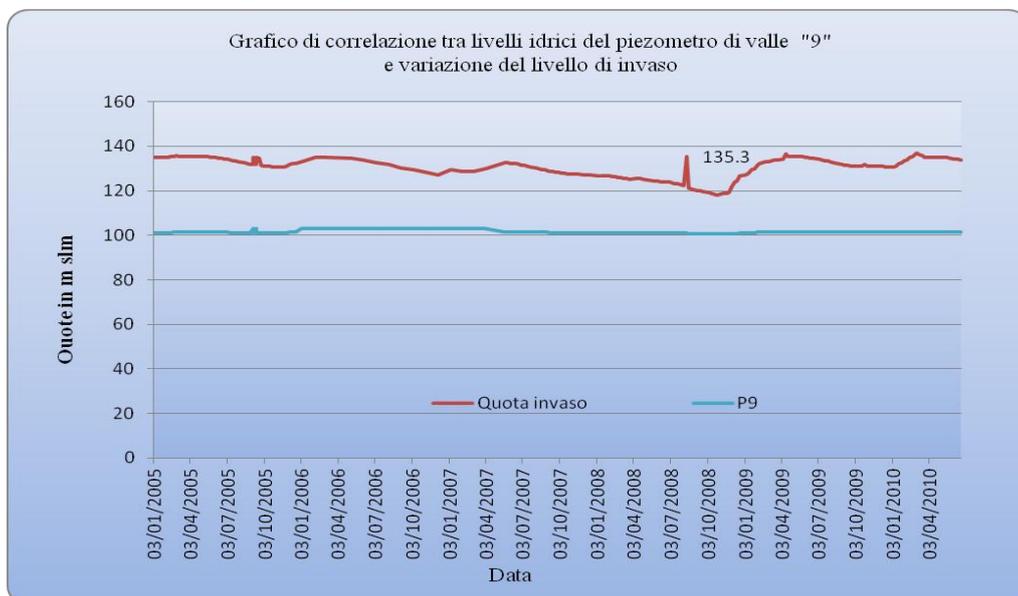


Fig.9.22 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P9 indice di correlazione 0.368 correlazione debole.

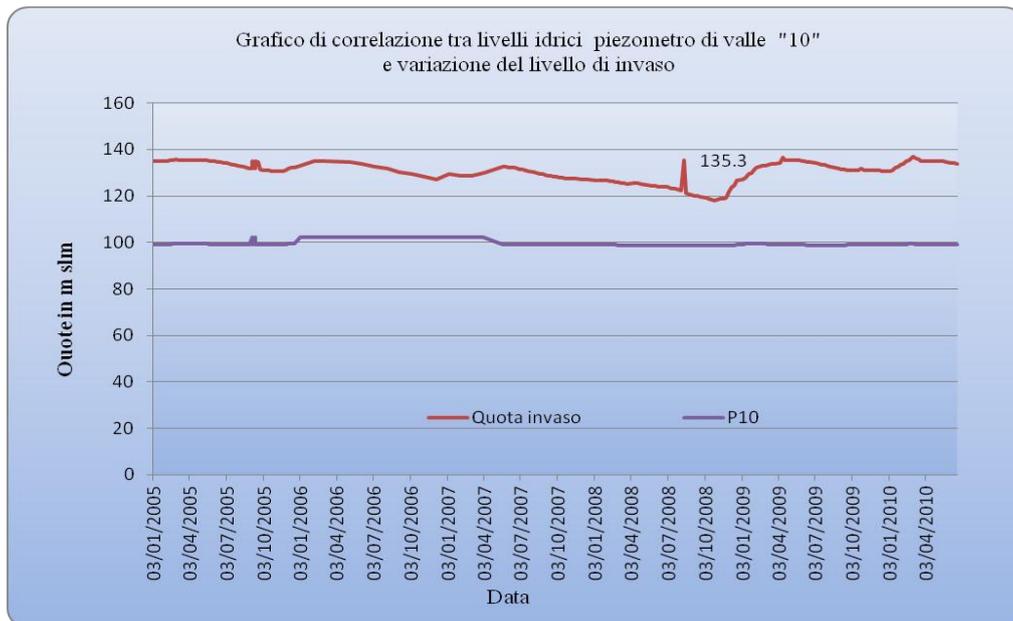


Fig.9.23 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P10 indice di correlazione 0.230 correlazione debole.



Fig.9.24 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle P11 indice di correlazione 0.114 correlazione debole.

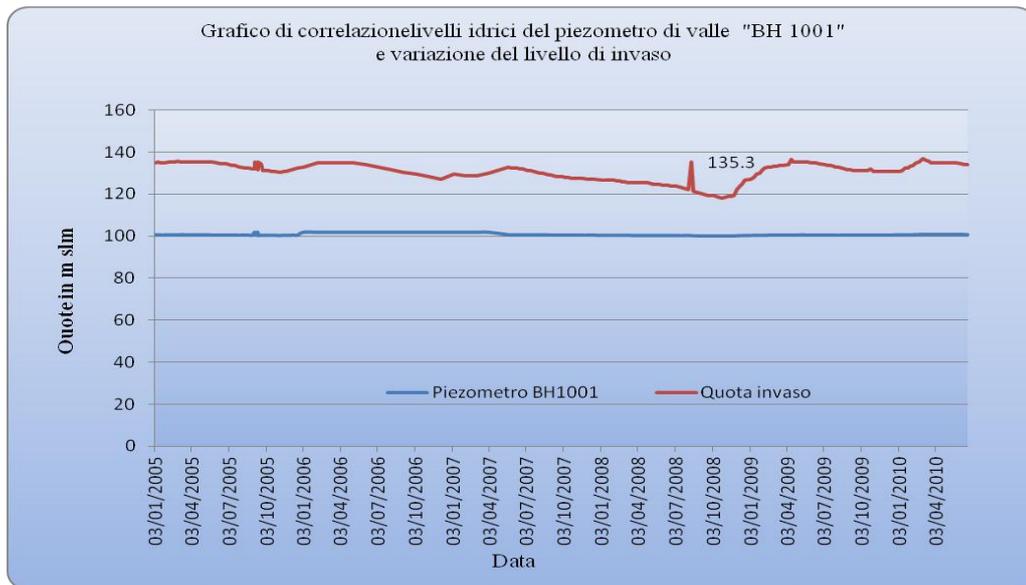


Fig.9.25 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro di valle BH1001 indice di correlazione 0.3765- correlazione debole.

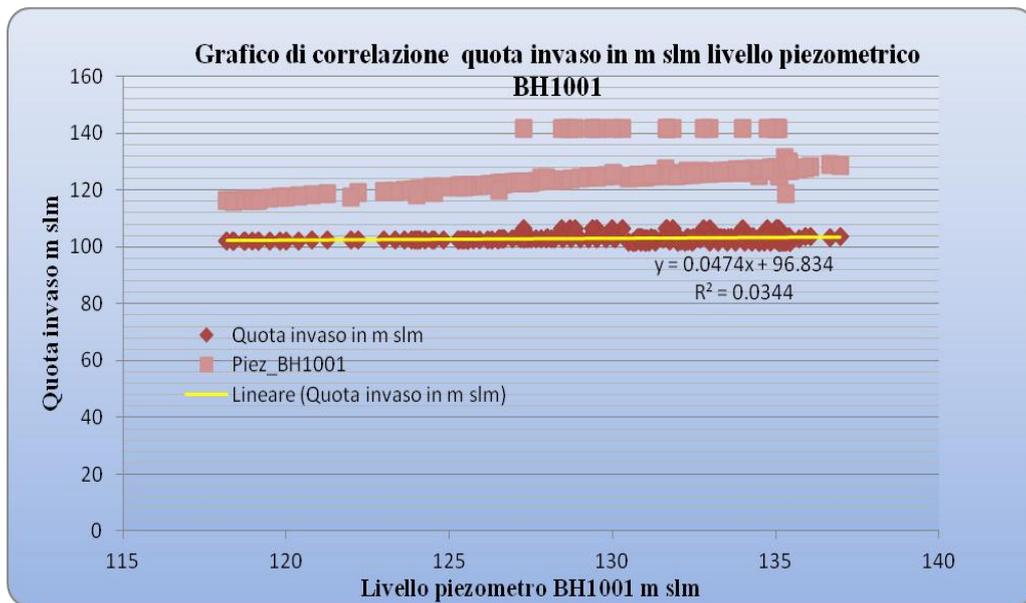


Fig.9.26 – Grafico livello di invaso in relazione ai livelli idrici del piezometro di valle BH1001 indice di correlazione 0.3765- correlazione debole.

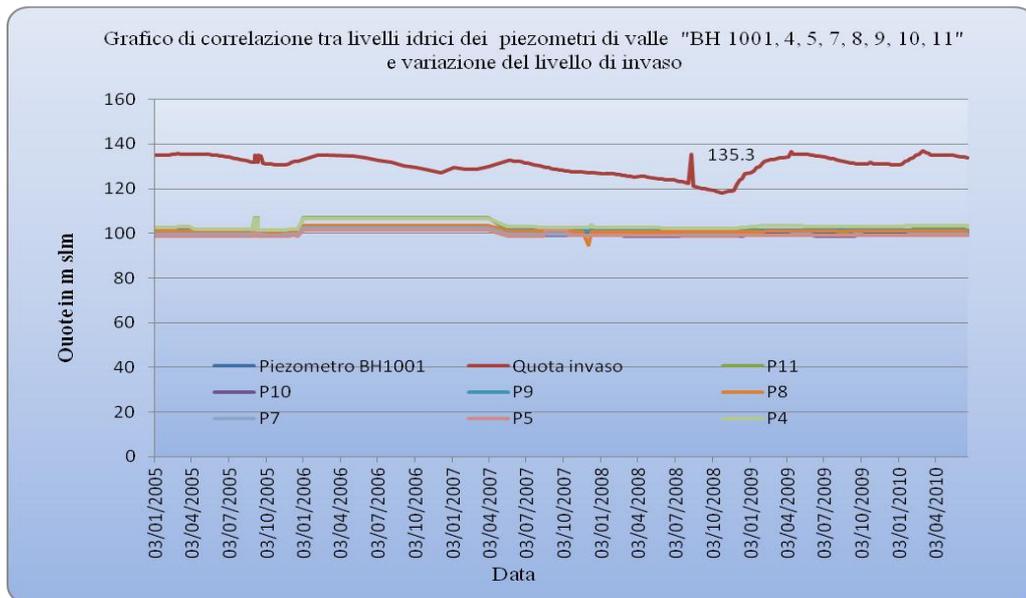


Fig. 9.27– Grafico relativo alla variazione del livello di invaso e dei livelli idrici nei piezometri di valle BH100, P11, P10, P9, P8, P7, P5, P4 relativamente al periodo 2005-2011.

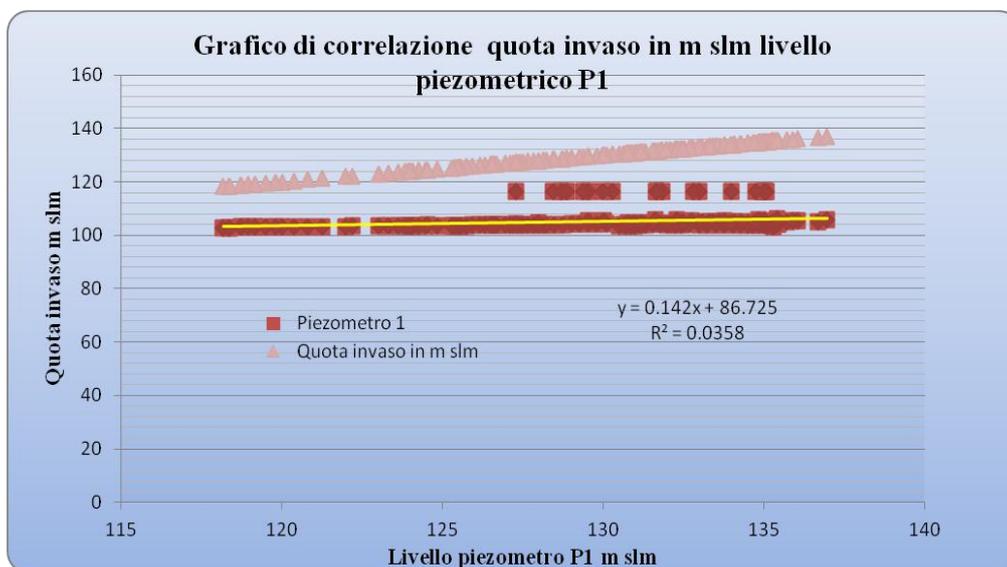


Fig.9.28 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro sinistra P1 indice di correlazione 0.189 - correlazione debole.

Per i piezometri di valle le escursioni dei livelli idrici nel periodo analizzato dal 2005 ad oggi, sono solitamente contenute entro valori di 1 metro circa. Esaminando i grafici, la variazione delle piezometriche nel tempo correlate con la variazione del livello di invaso mostrano una scarsa correlazione, ma un lieve incremento con dei picchi aventi un certo sfasamento dovuto alle acque meteoriche che si infiltrano nella alluvionale che riveste il fondovalle.

9.4 – Correlazione tra i livelli di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri centrali del corpo diga

I piezometri presenti nel coronamento C1, C2, C3, C4, C5, di seguito riportati nei grafici (Fig9.29. Fig.9.30), sono intestati nel rilevato in terra del corpo diga per la maggior parte della loro profondità e solo in parte su roccia. Questi piezometri assumono una certa importanza poiché, hanno in effetti la funzione fornire dati dei livelli idrici all'interno del rilevato stesso, di conseguenza evidenziando la presenza dell'acqua nel corpo diga.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
Piez_C1	0.154190424	<i>correlazione debole</i>	centro
Piez_C2	0.105183977	<i>correlazione debole</i>	centro
Piez_C3	0.076527665	<i>correlazione debole</i>	centro
Piez_C4	0.15487387	<i>correlazione debole</i>	centro
Piez_C5	0.28462996	<i>correlazione debole</i>	centro

Tab. 9.3 –Indici di correlazione tra livello di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri centrali del corpo diga.



Fig. 9.29 – Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro C3 centrale del coprpo diga con indice di correlazione 0.15 - *correlazione debole*.



Fig. 9.30– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro C2 centrale del coprpo diga con indice di correlazione 0.10 - *correlazione debole*.



Fig. 9.31 – Mappa delle isopiezometriche relativamente al settore centrale e a valle dello sbarramento elaborata su base GIS.

9.5 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri del fianco sinistro

I piezometri esterni del fianco sinistro, hanno un comportamento differente rispetto ai piezometri degli altri settori dell'area intorno allo sbarramento, di particolare rilevanza è il comportamento nei piezometri subito all'esterno dello scarico di superficie, essi mostrano coefficienti di correlazione forte con il variare del livello di invaso. Tali piezometri in particolare quelli identificati con i numeri 221, 220,224, (Tab 9.4, Tab.9.5, Fig.9.32, Fig.9.33, Fig.9.34, Fig.9.35, Fig.9.36) presentano escursioni piezometriche notevoli anche di 8 m, aal variare della quota di invaso, dal minimo invaso a quota 117.00 m slm, alla

quota massima autorizzata di 135.50 m slm. Questa immediata risposta è da attribuire alla presenza di direzioni di fratture preferenziali dell'ammasso roccioso in direzione E-W, in senso quindi trasversale rispetto alla vasca dello scarico di superficie (vedi Carta dei sistemi di monitoraggio e controllo allegata). Nel settore subito intorno all'opera di presa i piezometri identificati con le lettere F,G,H,L,M,N,P, (Tab 9.4, Tab.9.5,) presentano una correlazione di tipo debole o moderata con il variare del livello di invaso. Un'importante considerazione, è che il piezometro 224, esso si presenta fluente per la maggior parte del periodo considerato dal 2005 ad oggi, e con un livello statico stabile, solo con quote invaso inferiori 123.00 m slm, quota coincidente con la quota boccaforo del piezometro. Un'altra particolarità è da evidenziare nel piezometro 21 che ubicato in sponda sinistra a valle dello sbarramento, ha dei livelli piezometrici statici, pressoché costanti con moderate o deboli variazioni rispetto al livello di invaso, ma mostra una quota piezometrica elevata rispetto ai piezometri circostanti. Questo fattore induce a presumere che la giacitura degli strati geologici, con direzione circa E-W, con immersione verso Sud ed inclinazione di circa 40°, quindi disposta a reggipoggio rispetto all' invaso, correlata con la presenza in quest'area di una bancata di siltiti più fini della formazione di San Vito, possa probabilmente provocare una risalita della quota piezometrica nel piezometro 21. L'osservazione nel tempo dei livelli piezometrici della sponda sinistra con le osservazioni dei parametri di trasmissività delle prove di emungimento (vedi Cap.11.0), fa osservare che si

ha una direzione drenaggio delle acque dall'invaso verso l'esterno in direzione del Rio Pittiu, e che la circolazione idrica in questo settore non influenzi direttamente l'argine di sbarramento in terra.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
Piez_1	0.189240282	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_2	0.179022314	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_3	0.16758004	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_20	0.248042267	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_21	0.395170466	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_F	0.125783129	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_G	0.47520559	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_H	0.498226504	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_I	0.115549983	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_L	0.12401244	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_M	0.080050394	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_N	0.210010497	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_P	0.35363778	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_Q	0.243022607	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_R	0.13342909	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_S	0.622404402	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_T	0.472091514	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_U	0.144523228	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_V	0.527285479	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_Z	0.395046631	<i>correlazione moderata</i>	sinistra

Tab.9.4 - Coefficienti di correlazione tra variazione del livello di invaso e variazione dei livelli idrici misurati nei piezometri del fianco sinistro.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota vaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
Piez_219	0.59555587	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_220	0.808690473	<i>correlazione forte</i>	sinistra
Piez_221	0.808292755	<i>correlazione forte</i>	sinistra
Piez_222	0.099523267	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_225	0.376573336	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_223	0.567867442	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_215	0.229748751	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_216	0.484669023	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_217	0.213437063	<i>correlazione debole</i>	sinistra
Piez_226	0.430994857	<i>correlazione moderata</i>	sinistra
Piez_224	0.843210189	<i>correlazione forte</i>	sinistra

Tab.9.5 - Coefficienti di correlazione tra variazione del livello di vaso e variazione dei livelli idrici misurati nei piezometri del fianco sinistro.

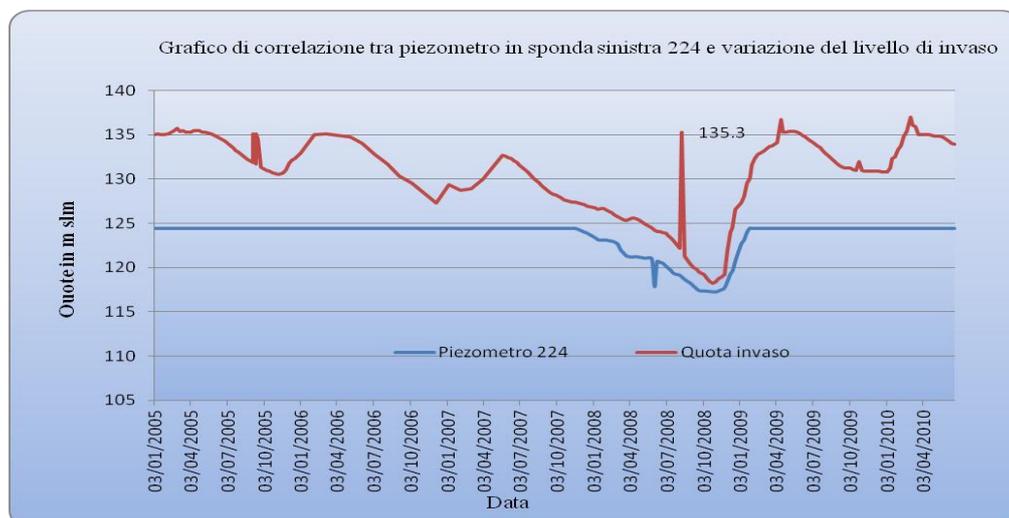


Fig. 9.32– Correlazione tra livello di vaso e livelli idrici del piezometro 224 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

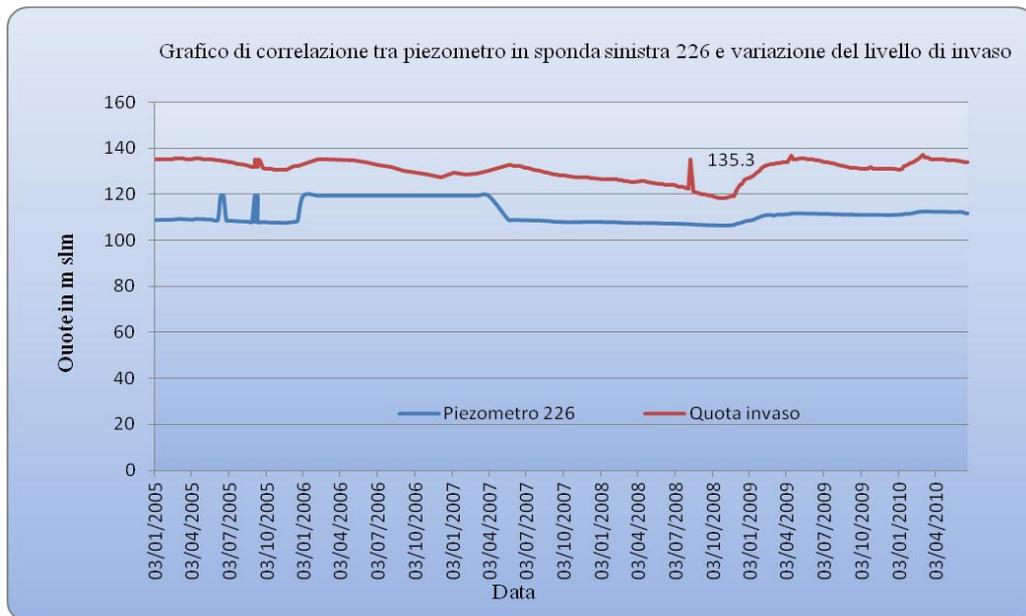


Fig. 9.32– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 226 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.43 - *correlazione moderata*.

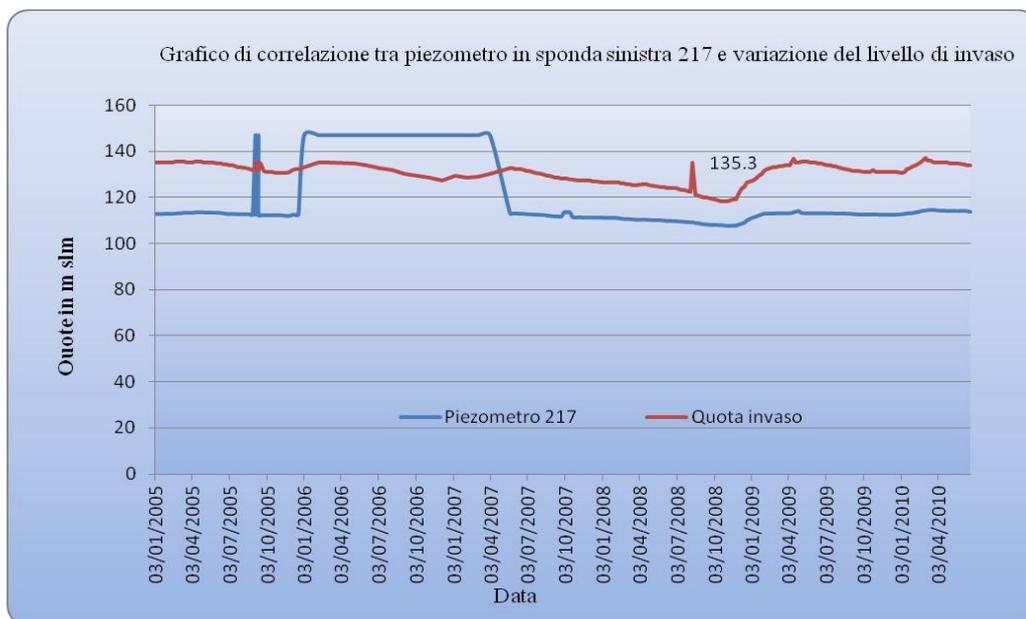


Fig. 9.33– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 217 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.21 - *correlazione debole*.

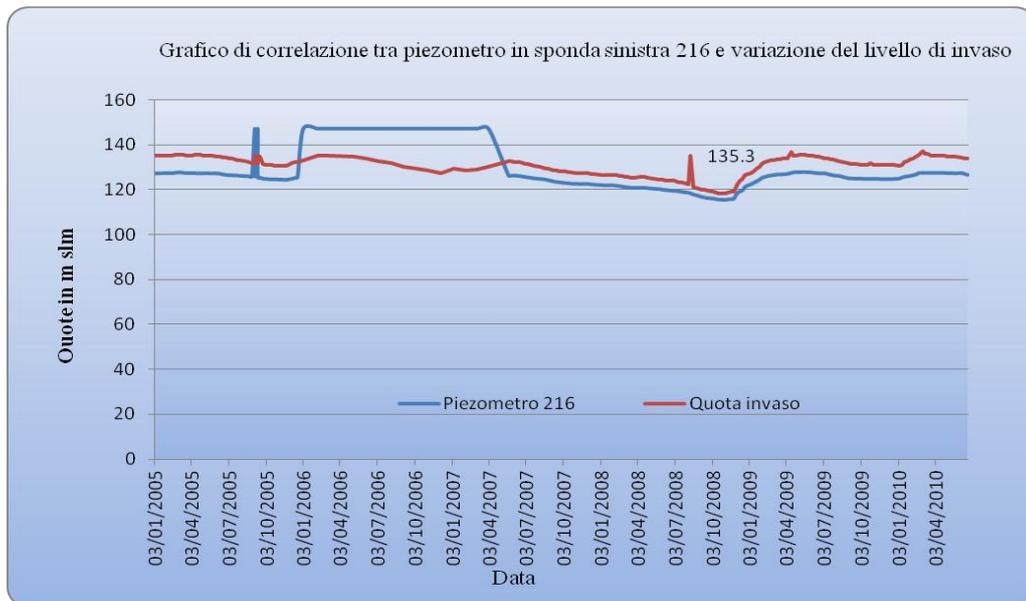


Fig. 9.34– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 216 del fianco sinistro.

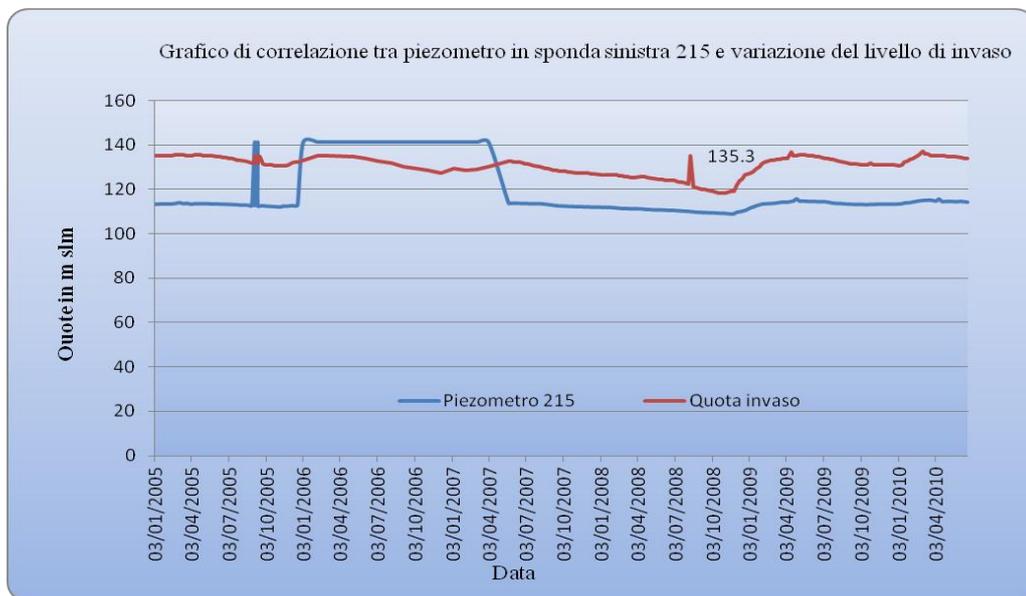


Fig. 9.35– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 215 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

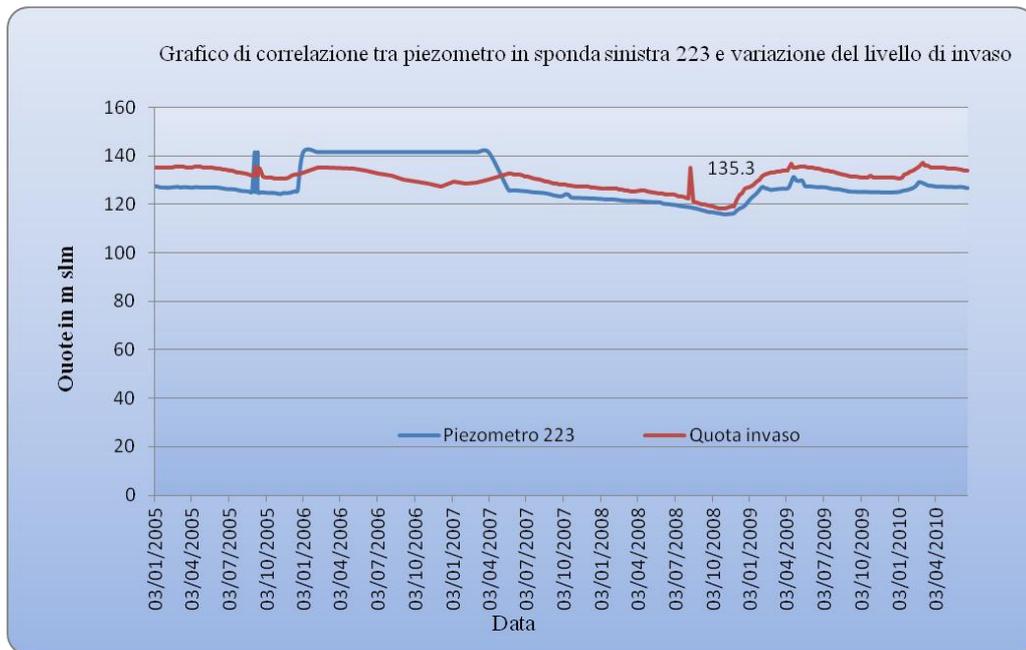


Fig. 9.36– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 223 del fianco sinistro.

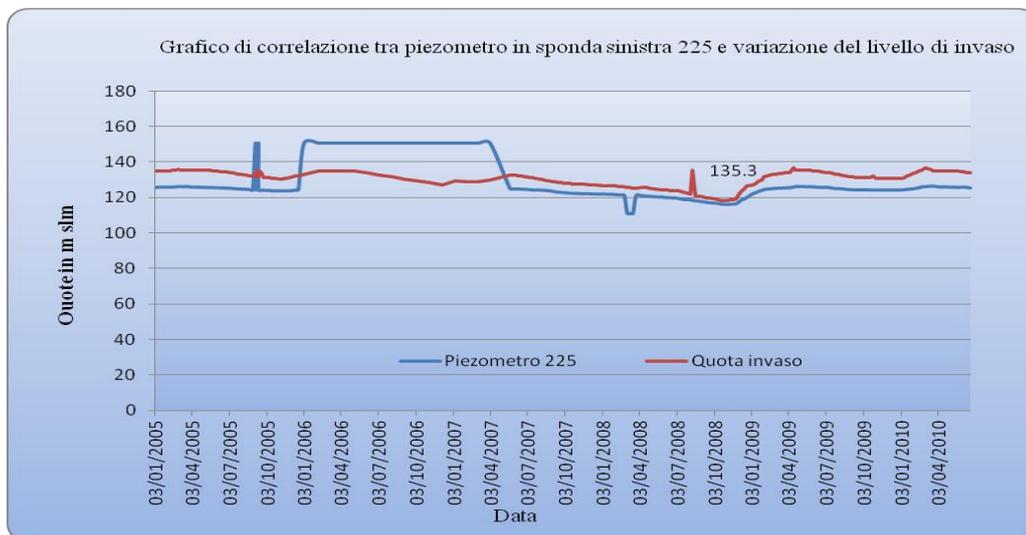


Fig. 9.37– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 225 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

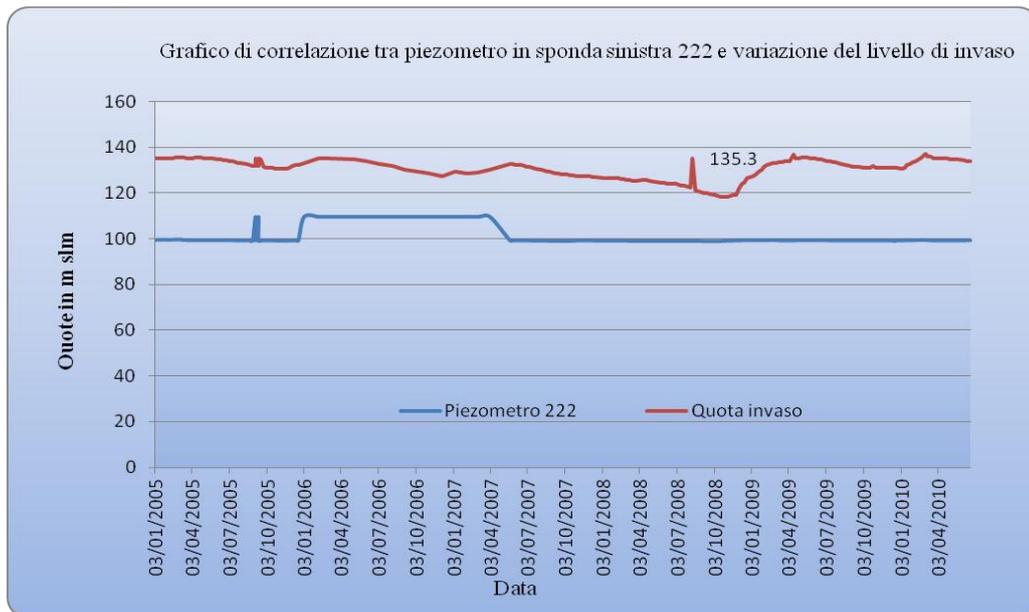


Fig. 9.38– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 222 del fianco sinistro.

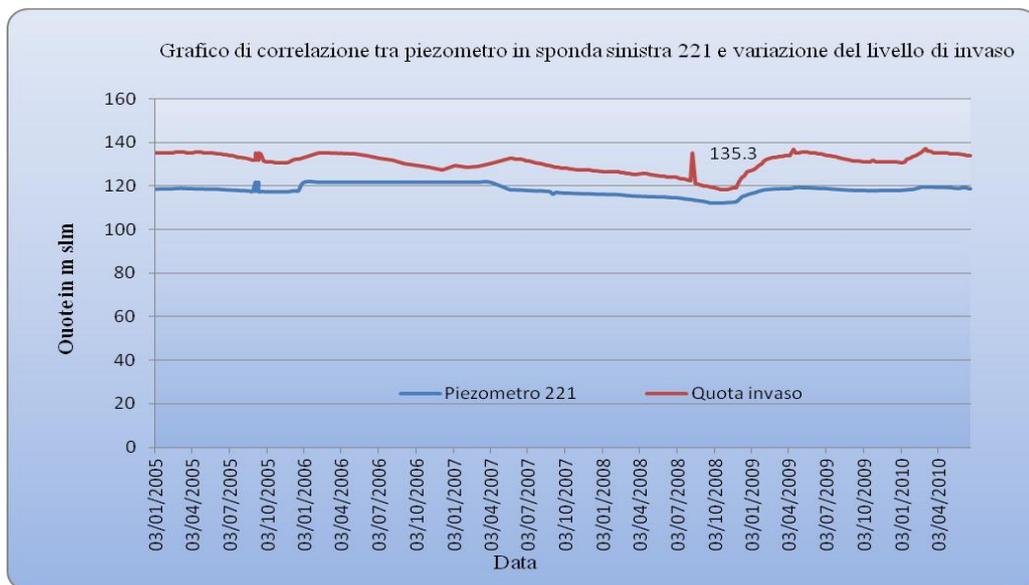


Fig. 9.39– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 221 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

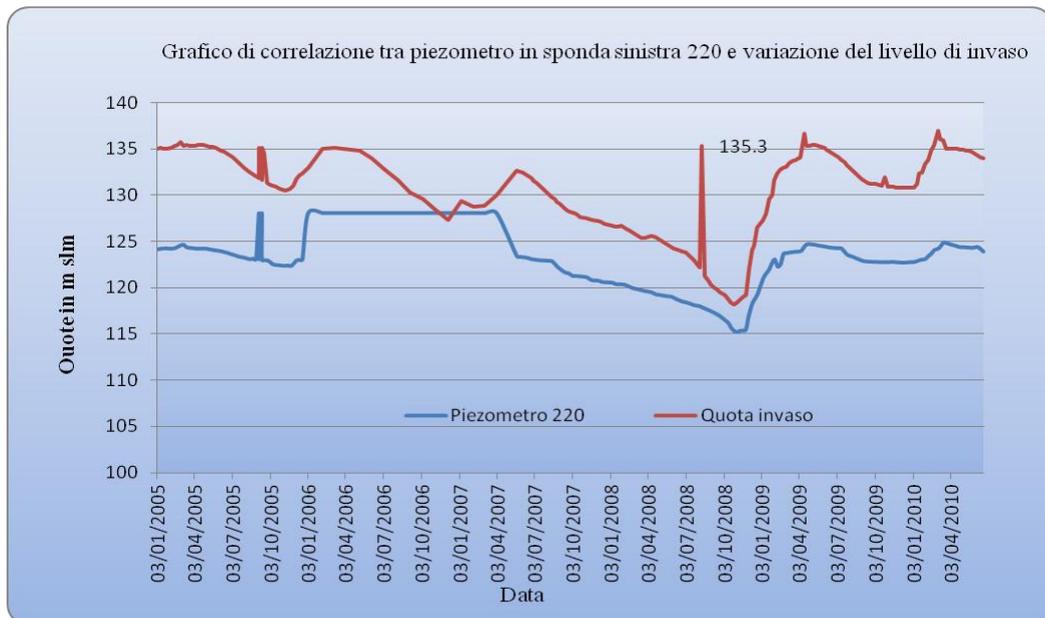


Fig. 9.40– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 220 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

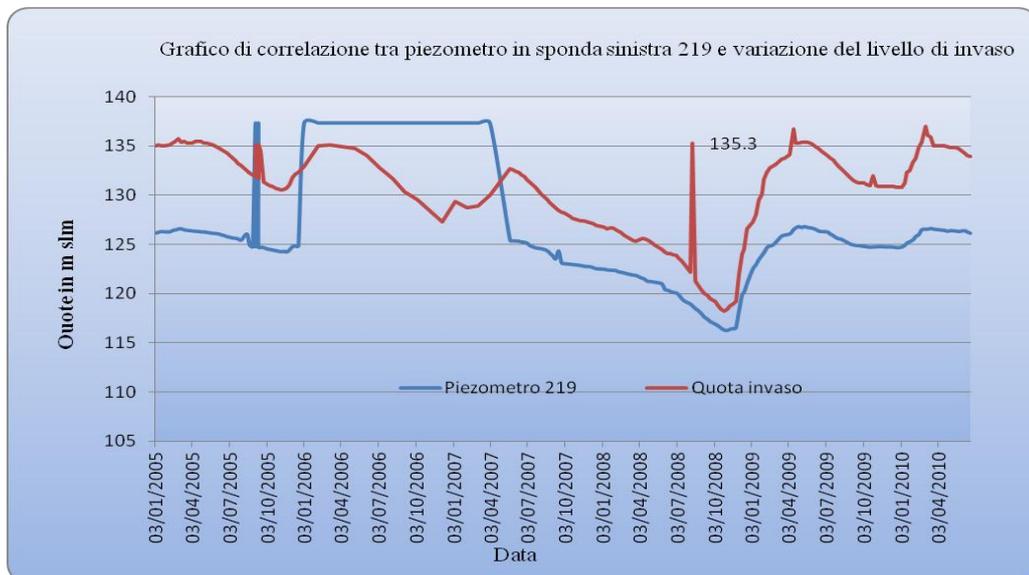


Fig. 9.41– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 219 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

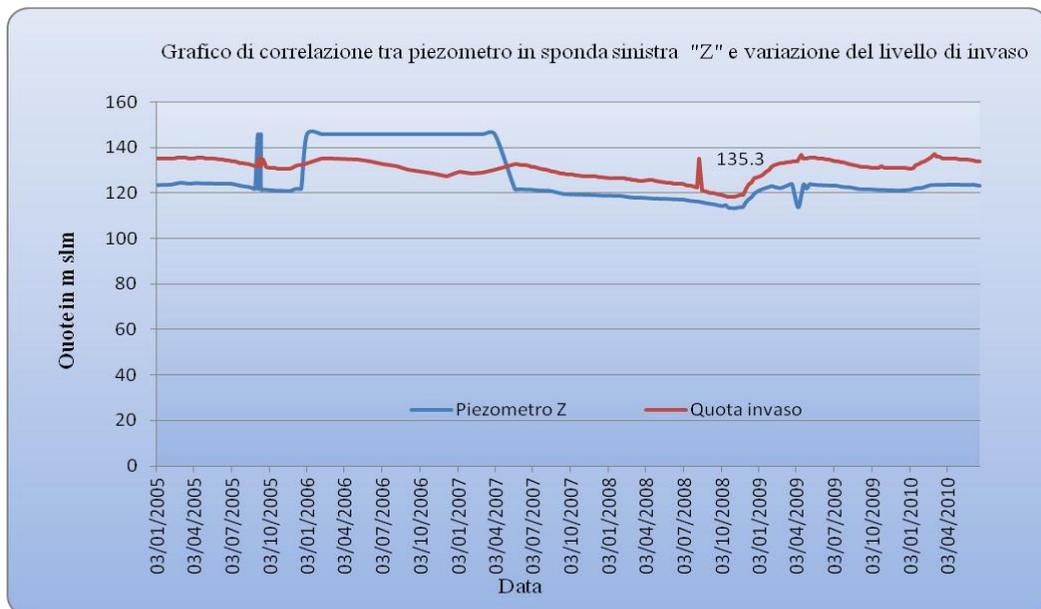


Fig. 9.42– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 224 del fianco sinistro con indice di correlazione 0.84 - *correlazione forte*.

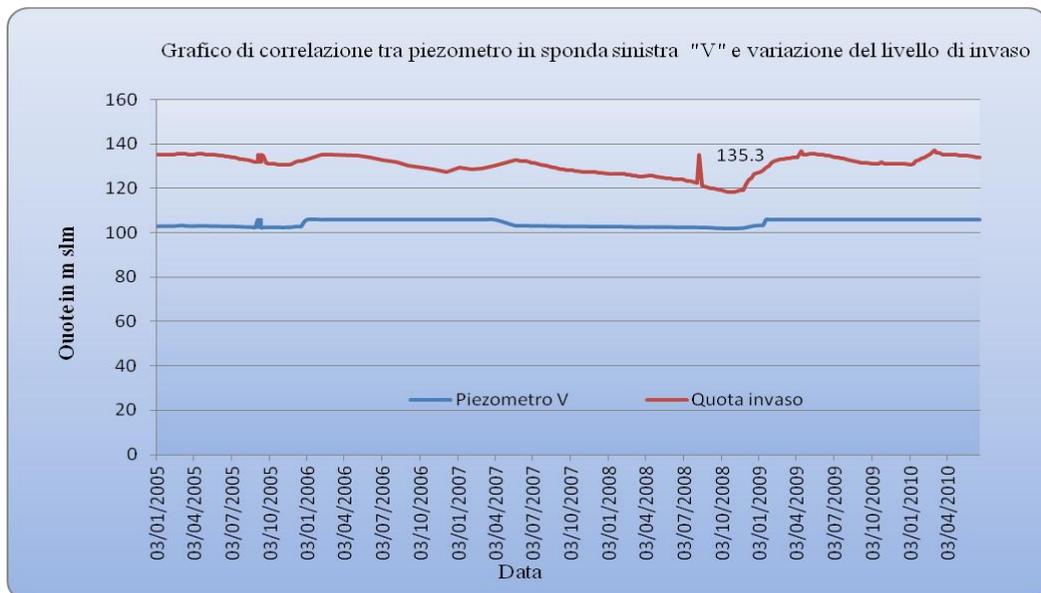


Fig. 9.43– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro V del fianco sinistro.

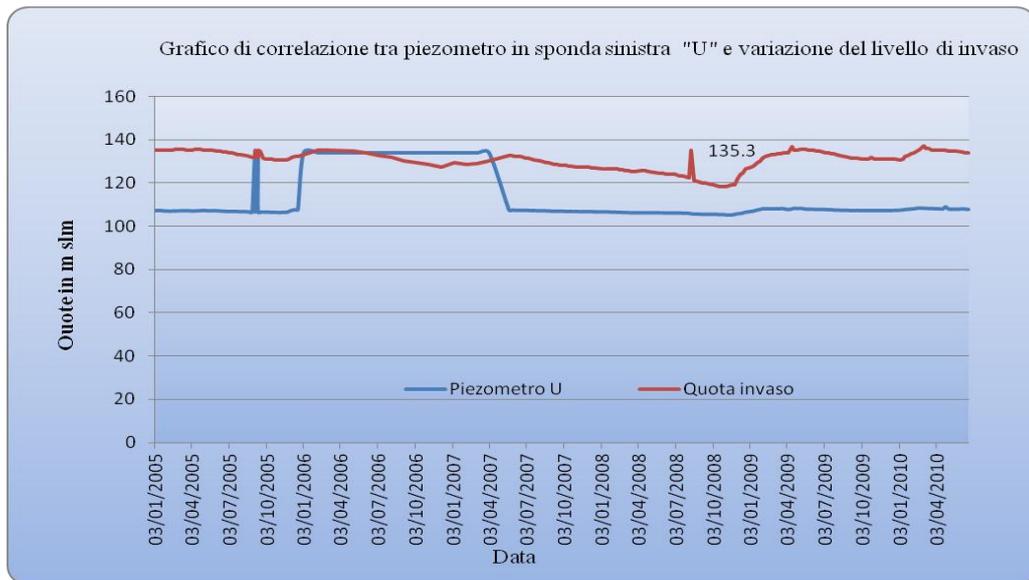


Fig. 9.44– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro U del fianco sinistro.

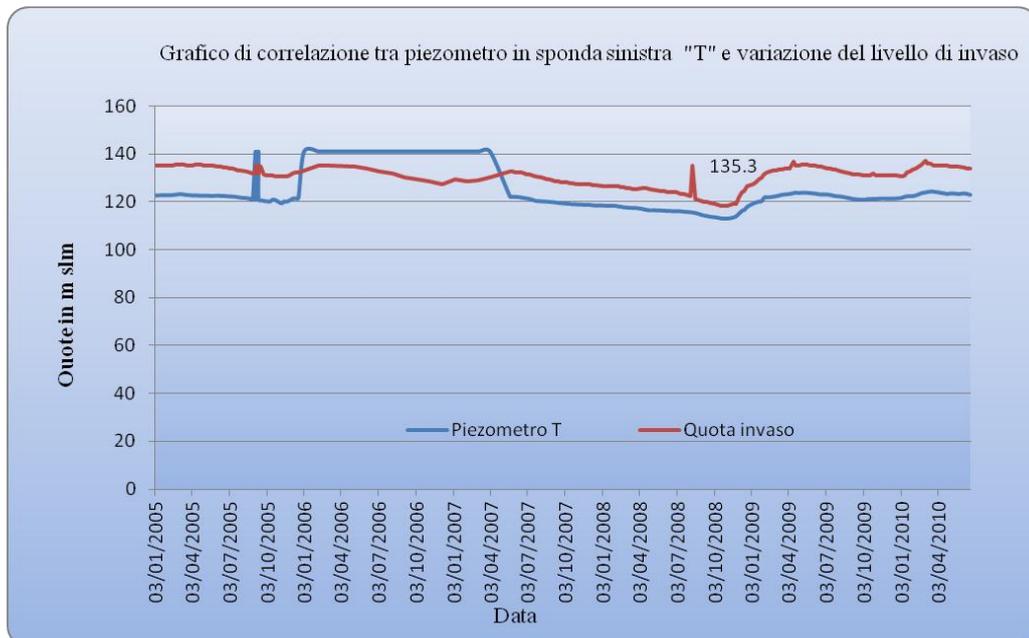


Fig. 9.45– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro T del fianco sinistro.

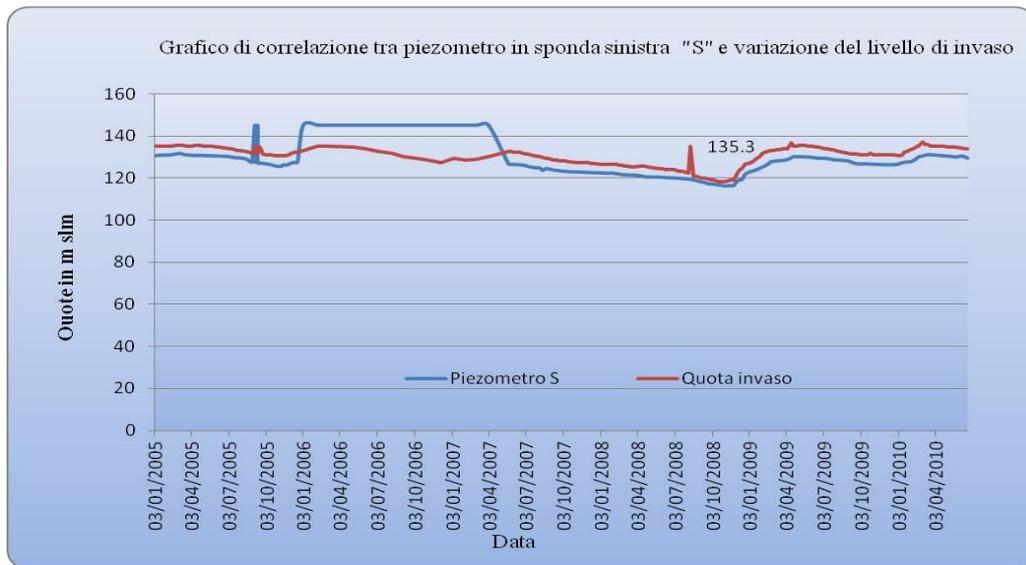


Fig. 9.46– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro S del fianco sinistro con indice di correlazione 0.62 - *correlazione moderatae*.

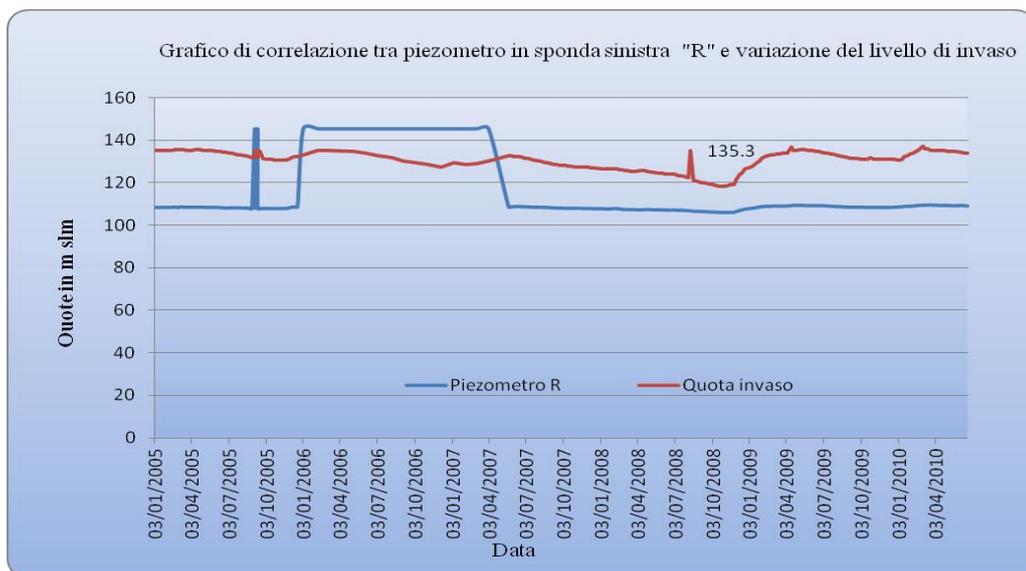


Fig. 9.47– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro R del fianco sinistro con indice di correlazione 0.13 - *correlazione debole*.

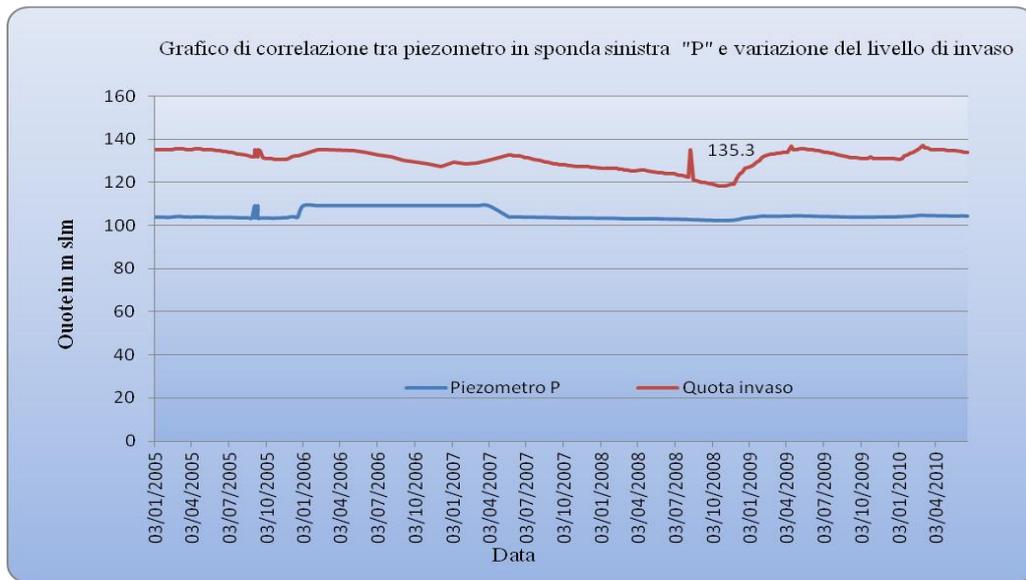


Fig. 9.48– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro P del fianco sinistro.

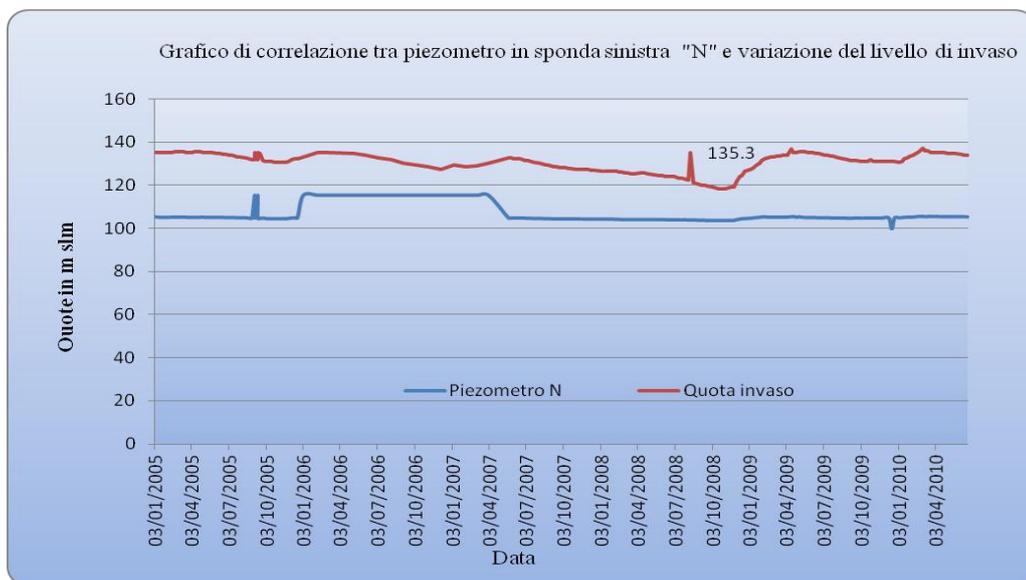


Fig. 9.50– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro N del fianco sinistro.

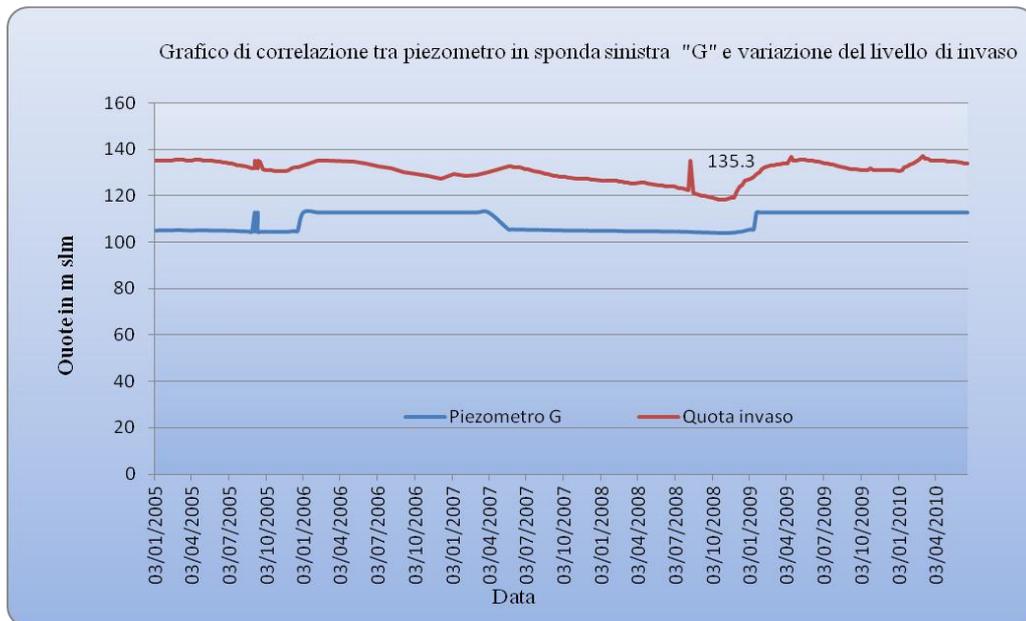


Fig. 9.51– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro G del fianco sinistro.

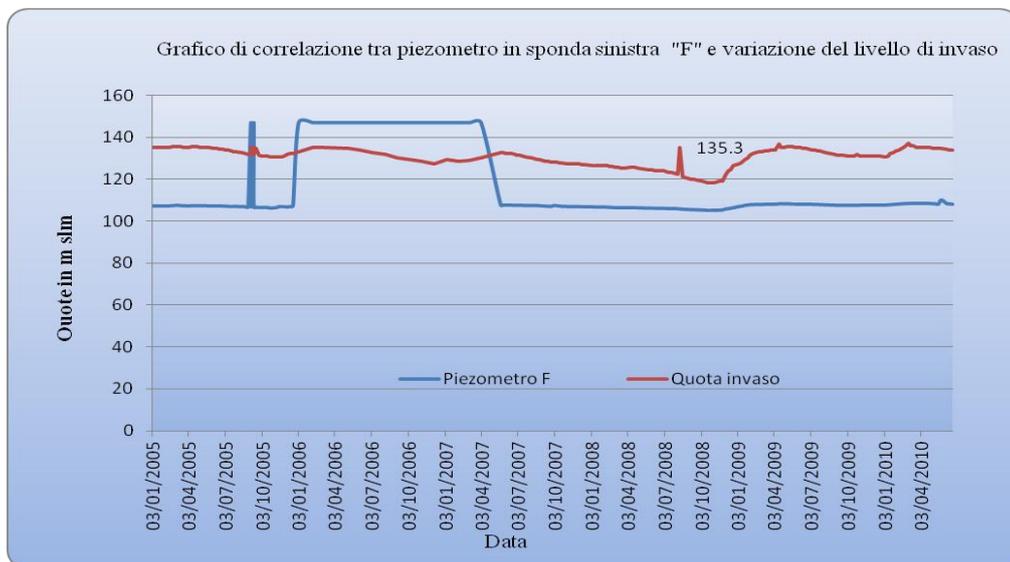


Fig. 9.52– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro F del fianco sinistro.

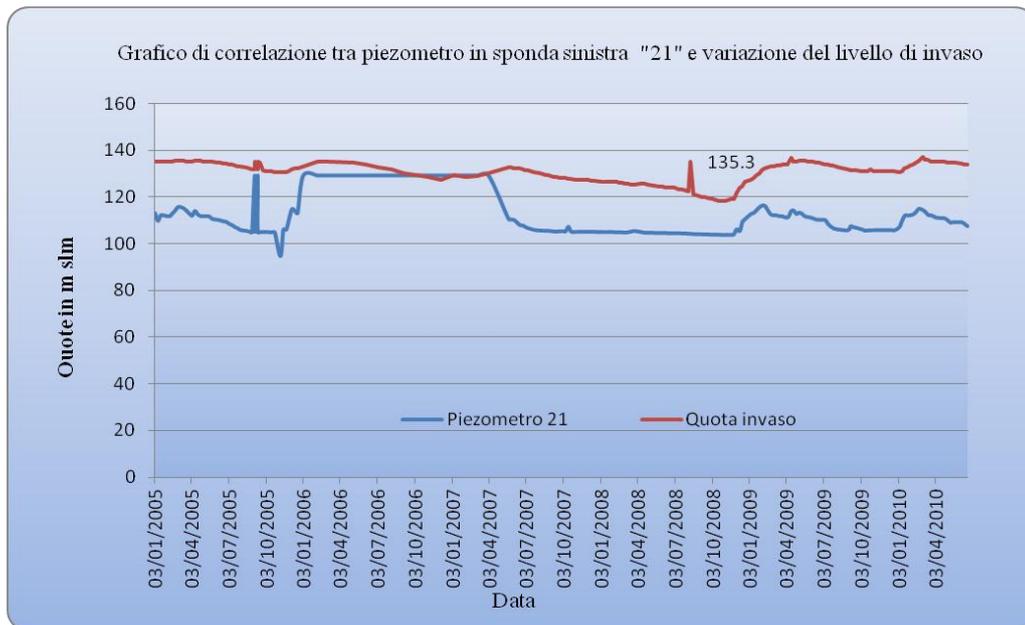


Fig. 9.53– Correlazione tra livello di Invaso e livelli idrici del piezometro 21 del fianco sinistro.

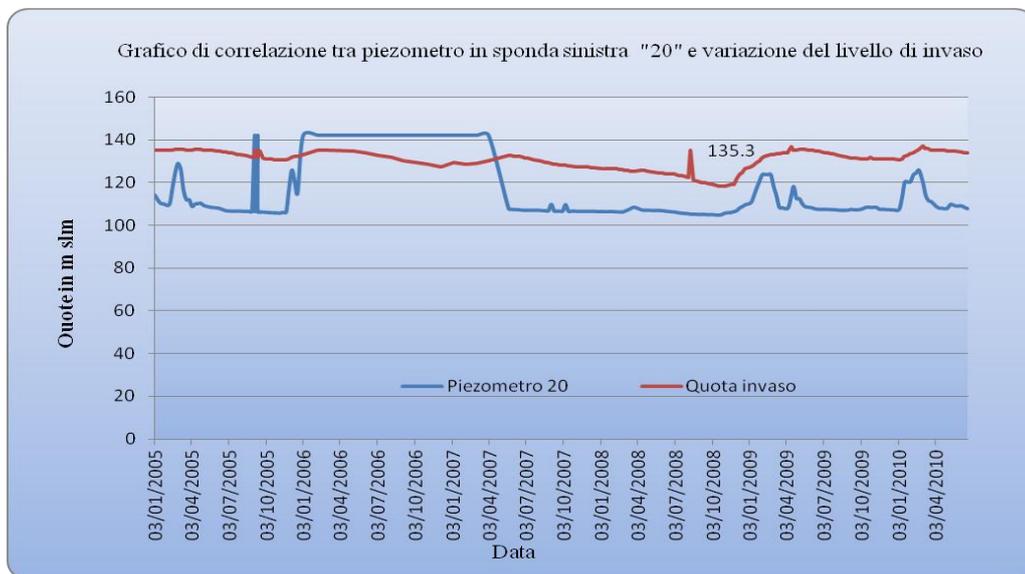


Fig. 9.54– Correlazione tra livello di Invaso e livelli idrici del piezometro 20 del fianco sinistro.

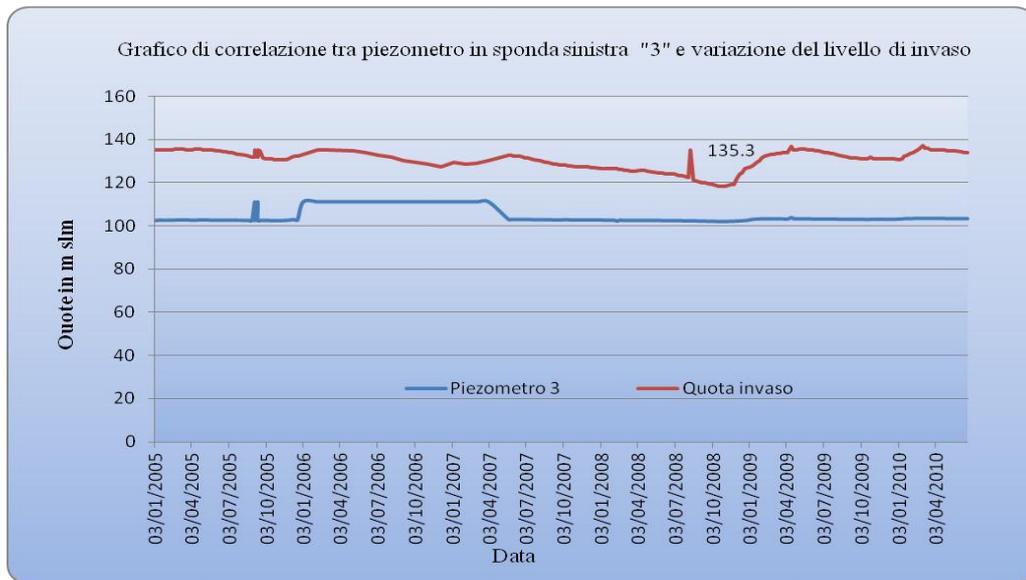


Fig. 9.55– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 3 del fianco sinistro.

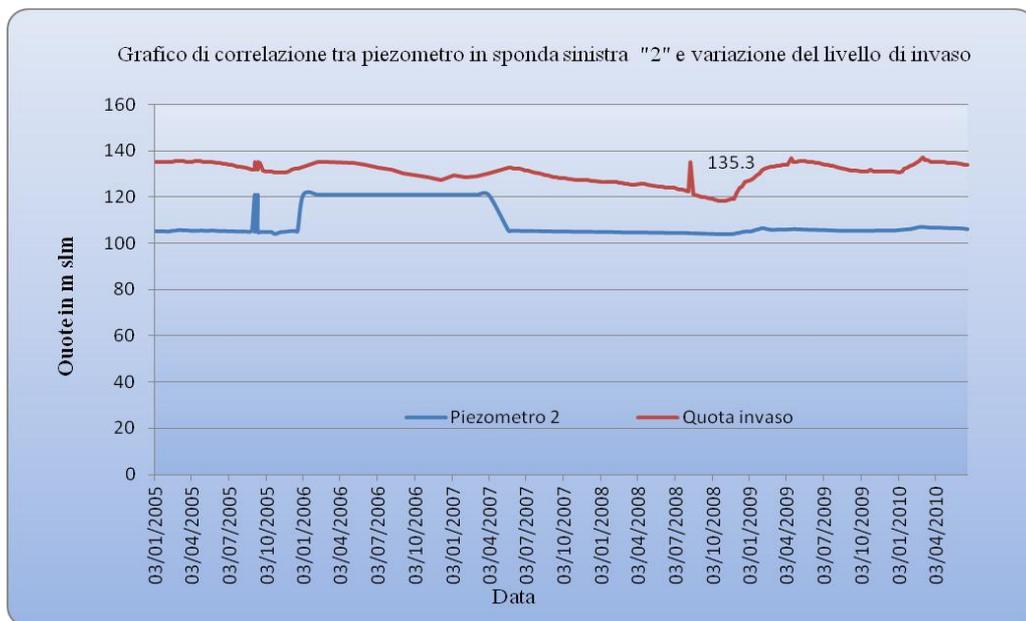


Fig. 9.56– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 2 del fianco sinistro.

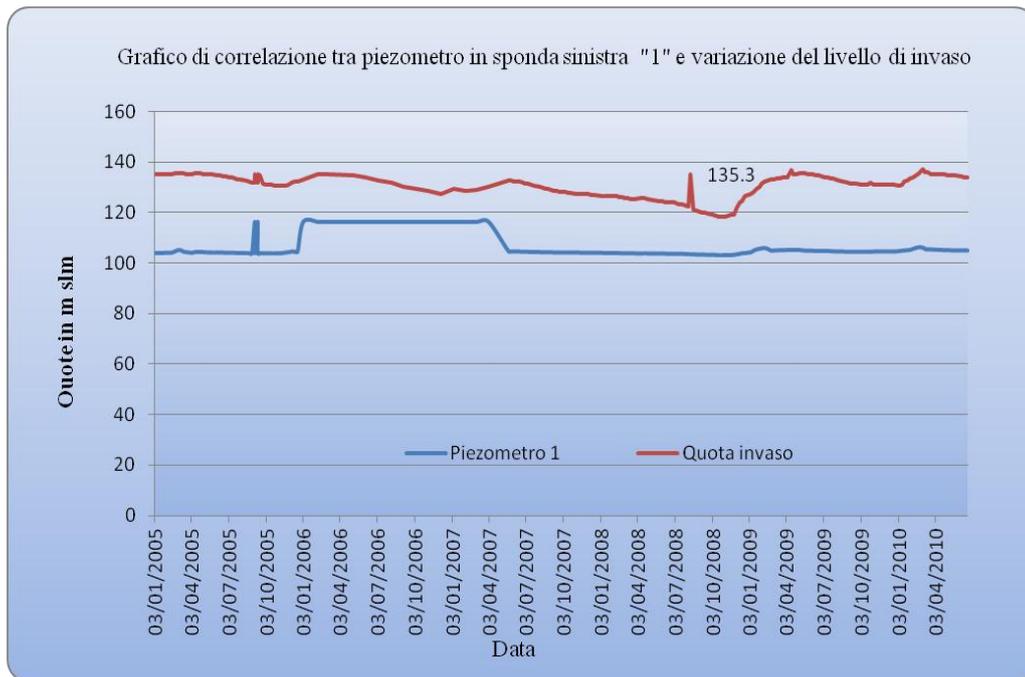


Fig. 9.57– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 1 del fianco sinistro.

9.6 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri del fianco destro

I piezometri in sponda destra, identificati con i numeri e le lettere 17, 18, 25, 27, 28, A, B, 204, 202, 207, (Tab.9.6) presentano dei livelli idrici in alcuni casi abbastanza elevati, tale fatto fa supporre che non siano direttamente influenzati dall'invaso. I piezometri di questa serie mostrano infatti escursioni piezometriche contenute con coefficienti di correlazione moderati e deboli ad eccezione del solo piezometro 19. Quest'ultimo piezometro 19, si differenzia, poichè è ubicato in sponda destra ma subito a valle dello sbarramento, si trova

anc'esso intestato su un particolare punto in cui è presente un livello siltitico molto fine e fratturato della formazione di San Vito, e inoltre è influenzato dalla vicinanza del dreno indicato con il nome quota 107.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson	Posizione
Piez_17	0.592654353	<i>correlazione moderata</i>	destra
Piez_19	0.714571698	<i>correlazione forte</i>	destra
Piez_25	0.408291044	<i>correlazione moderata</i>	destra
Piez_27	- 0.679339232	<i>correlazione debole</i>	destra
Piez_28	0.361112285	<i>correlazione moderata</i>	destra
Piez_A	0.25882559	<i>correlazione debole</i>	destra
Piez_B	0.379337349	<i>correlazione moderata</i>	destra
Piez_204	0.253693159	<i>correlazione debole</i>	destra
Piez_202	0.244480501	<i>correlazione debole</i>	destra
Piez_207	0.377982056	<i>correlazione moderata</i>	destra

Tab.9.6 - Coefficienti di correlazione tra variazione del livello di invaso e variazione dei livelli idrici misurati nei piezometri del fianco destro.

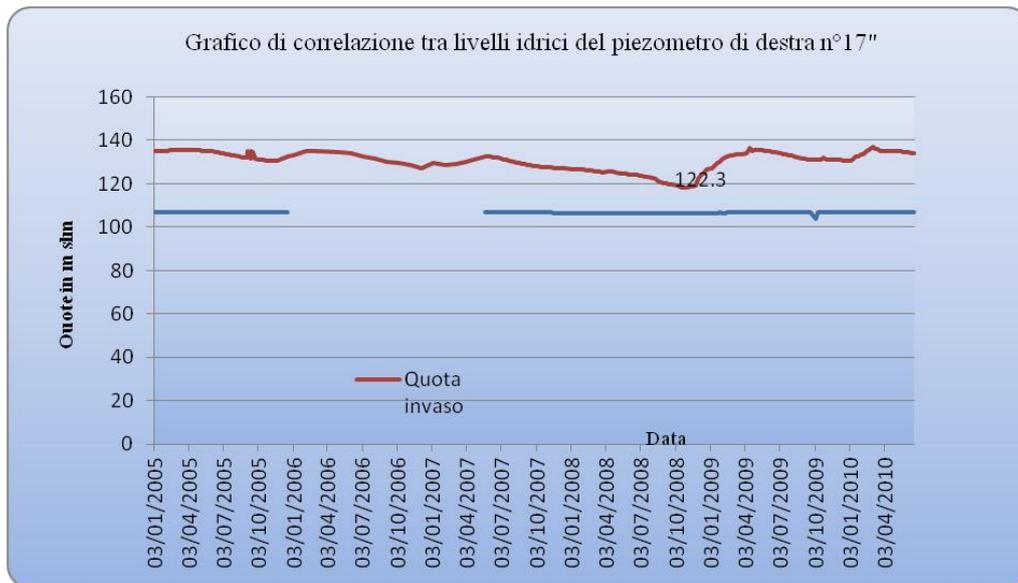


Fig. 9.57– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 17 del fianco destro con indice di correlazione 0.59 - *correlazione moderata*.



Fig. 9.58– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 19 del fianco destro con indice di correlazione 0.71 - *correlazione forte*.



Fig. 9.59– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 25 del fianco destro con indice di correlazione 0.40 - *correlazione moderata*.



Fig. 9.60– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 27 del fianco destro con indice di correlazione 0.06 - *correlazione debole*.

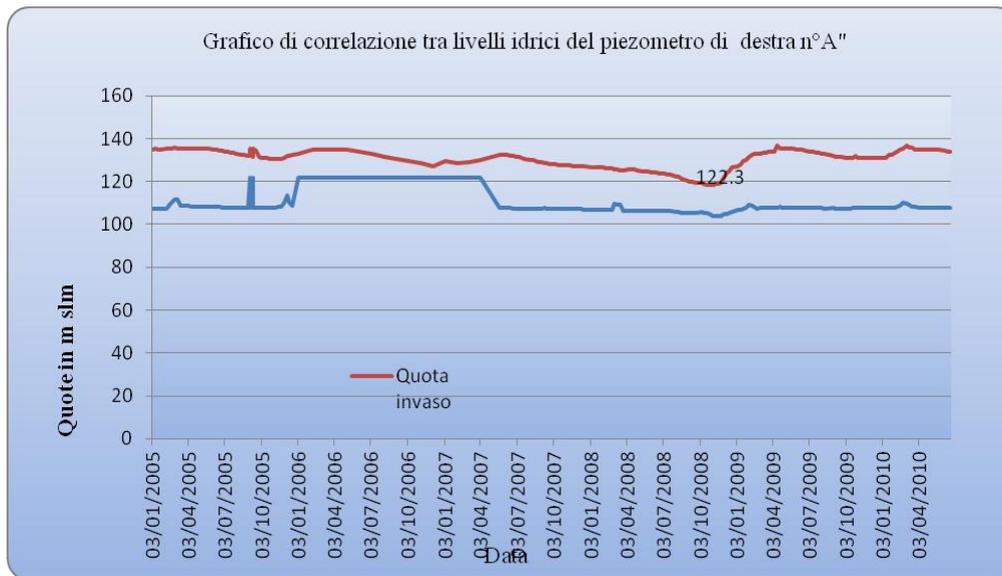


Fig. 9.61– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro A del fianco destro con indice di correlazione 0.25 - *correlazione debole*.



Fig. 9.62– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 28 del fianco destro con indice di correlazione 0.36 - *correlazione moderata*.



Fig. 9.63– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro B del fianco destro con indice di correlazione 0.37 - *correlazione moderata*.

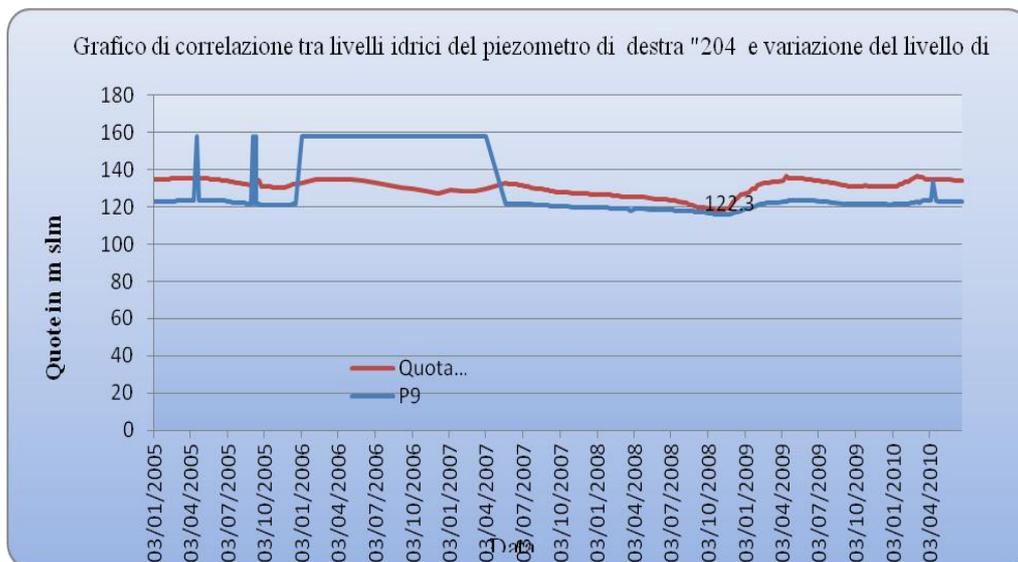


Fig. 9.64– Correlazione tra livello di invaso e livelli idrici del piezometro 204 del fianco destro con indice di correlazione 0.0.25 - *correlazione debole*.

9.7 – Correlazione tra i livelli di invaso di invaso e variazione dei livelli idrici nei piezometri di sottopressione interni al cunicolo

Per quanto riguarda le variazioni delle misure di sottopressione sono state rappresentate in grafici, che permettono di correlare la quota di invaso con l'andamento delle pressioni misurate dei singoli piezometri di sottopressione, considerando la serie di dati relativi al periodo dal 2005 ad oggi. La quasi totalità dei piezometri di sottopressione, mostra una correlazione poco rilevante in riferimento a quote di invaso basse al di sotto dei 118 m s.l.m., mentre si accentua l'influenza nella variazione dell'andamento delle sottopressioni con quote di invaso superiori. Solo in alcuni casi si può mettere in evidenza come nel caso del piezometro di sottopressione B28 e A28 (Ta.9.7, Tab.9.8) che è presente una forte correlazione con un andamento lineare. Inoltre si nota un'influenza diretta delle portate delle perdite misurate nei drenaggi.

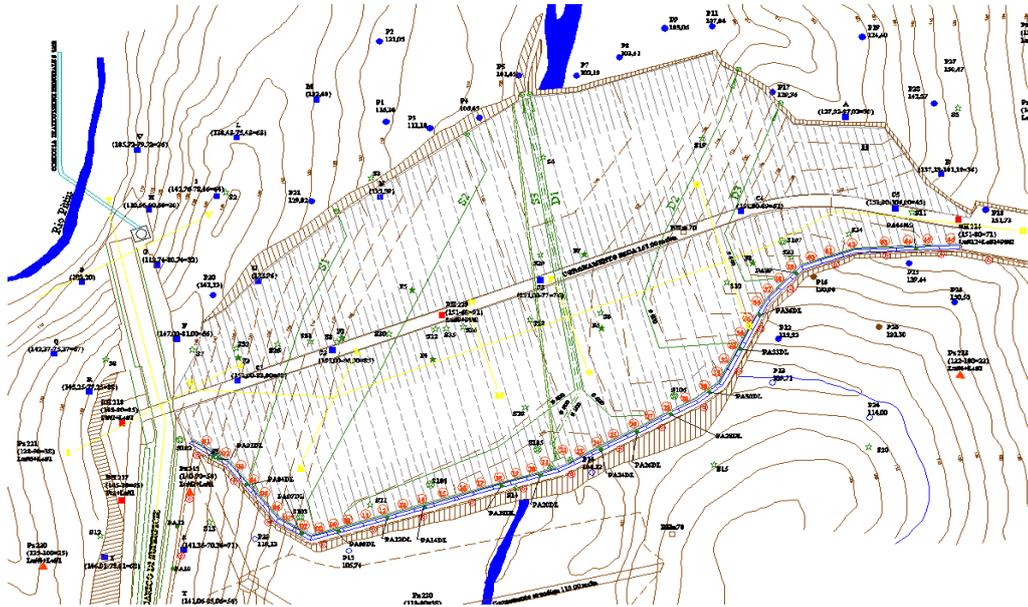


Fig. 9.65 – Carta dei sistemi di monitoraggio e controllo della diga scala con localizzazione di piezometri di sottoppressione interni al cunicolo.

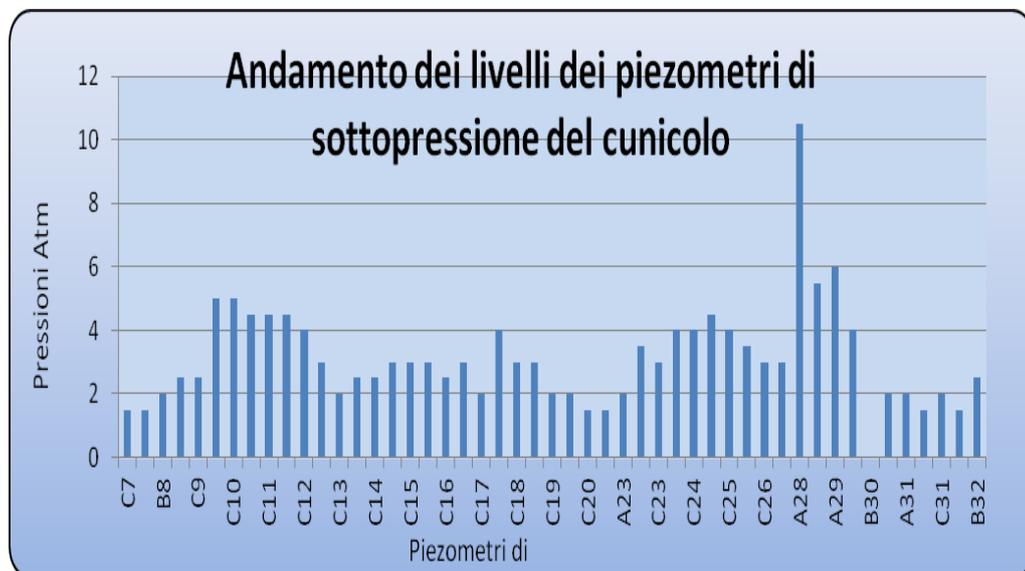


Fig.9.66 – Grafico relativo ai valori di sottoppressione misurati nei piezometri interni al cunicolo, periodo maggio 2006.

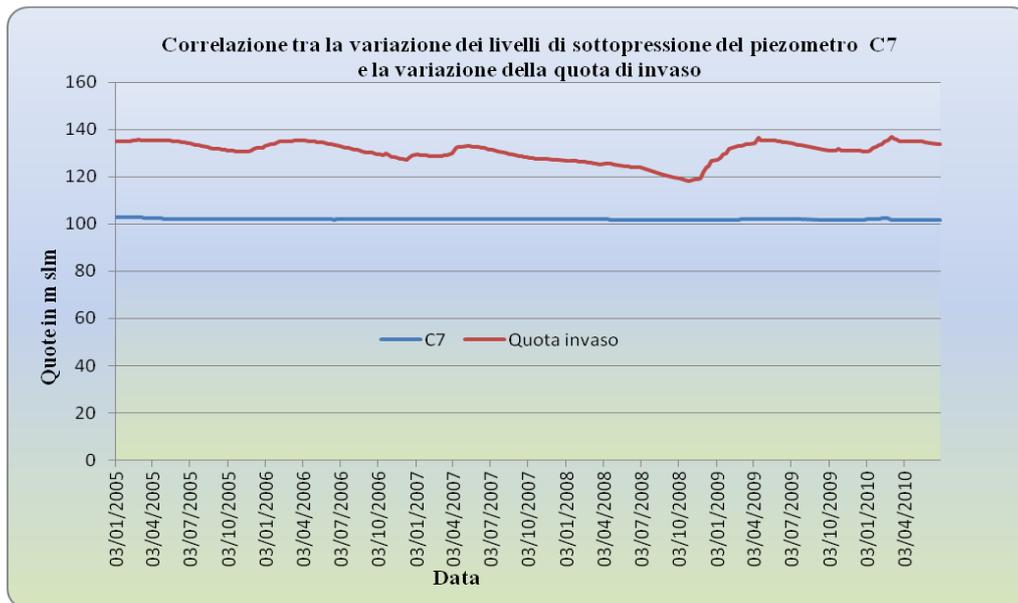


Fig.9.67 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C7 in relazione all'andamento del livello di invaso.

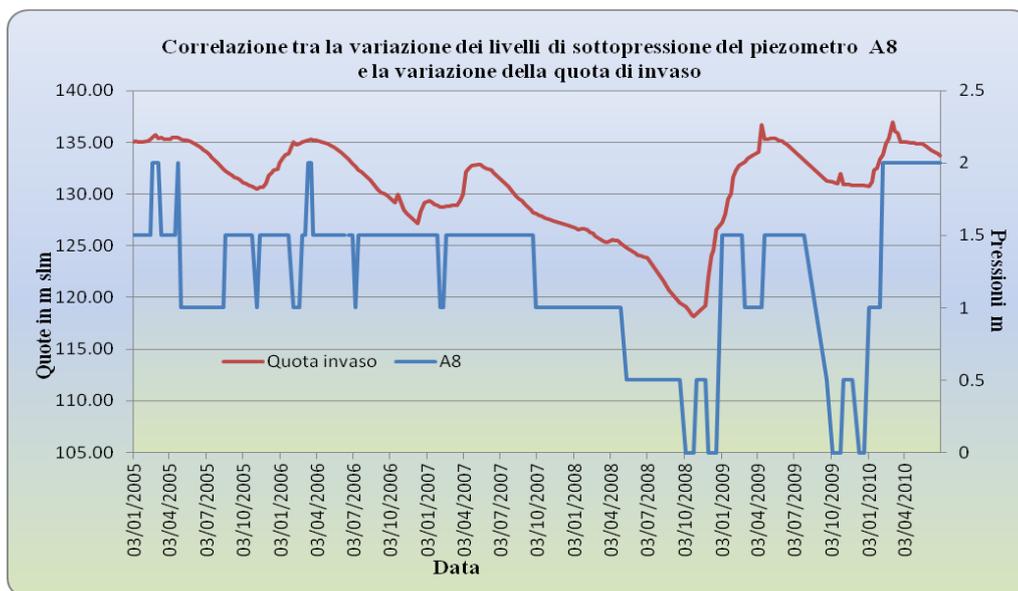


Fig.9.68 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro A8 in relazione all'andamento del livello di invaso.

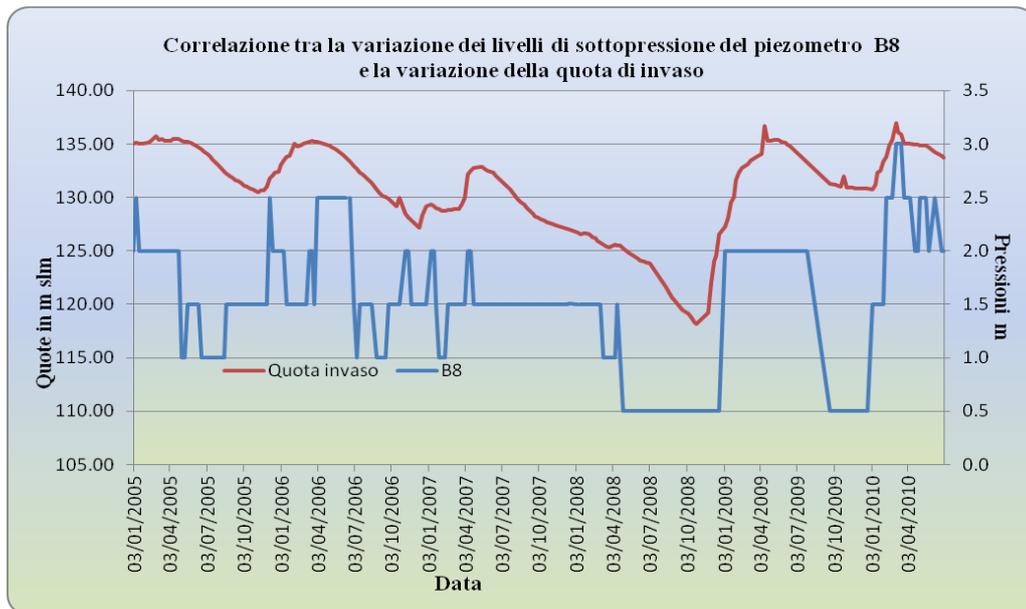


Fig.9.69 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B8 in realazione all’andamento del livello di invaso.

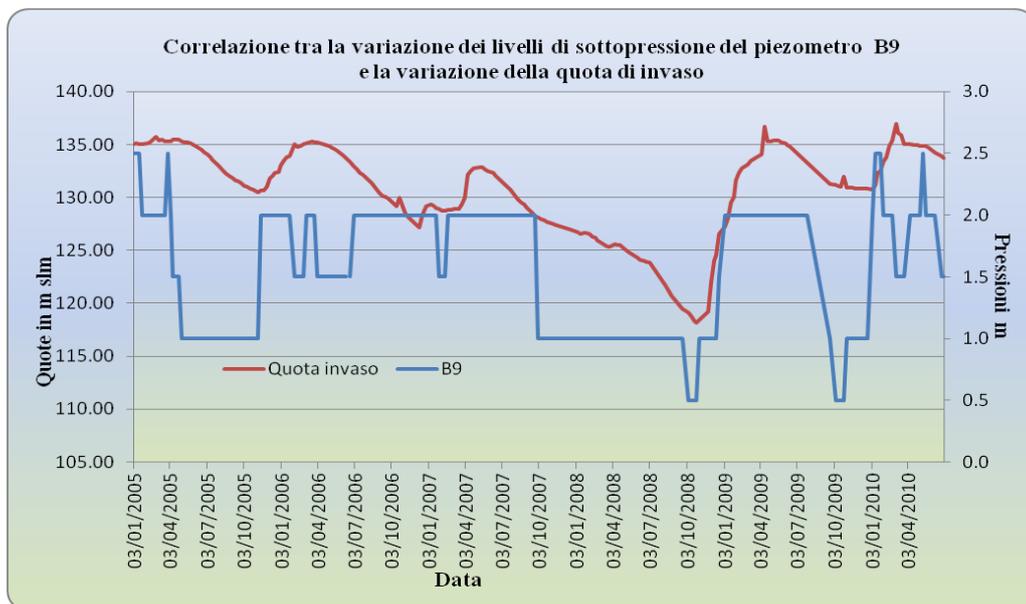


Fig.9.70 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B9 in realazione all’andamento del livello di invaso.

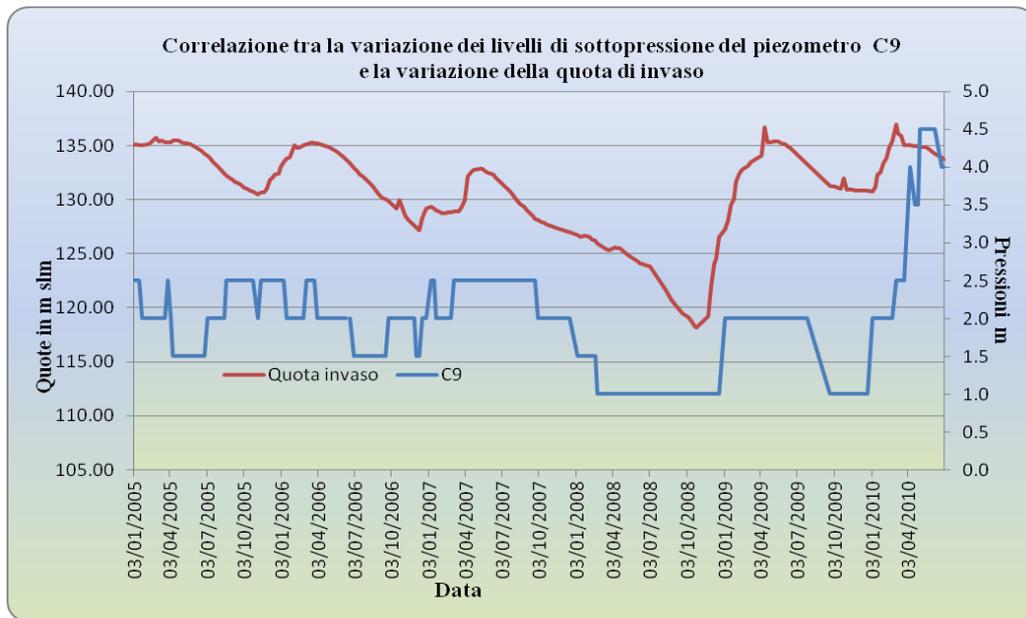


Fig.9.71 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C9 in relazione all’andamento del livello di invaso.

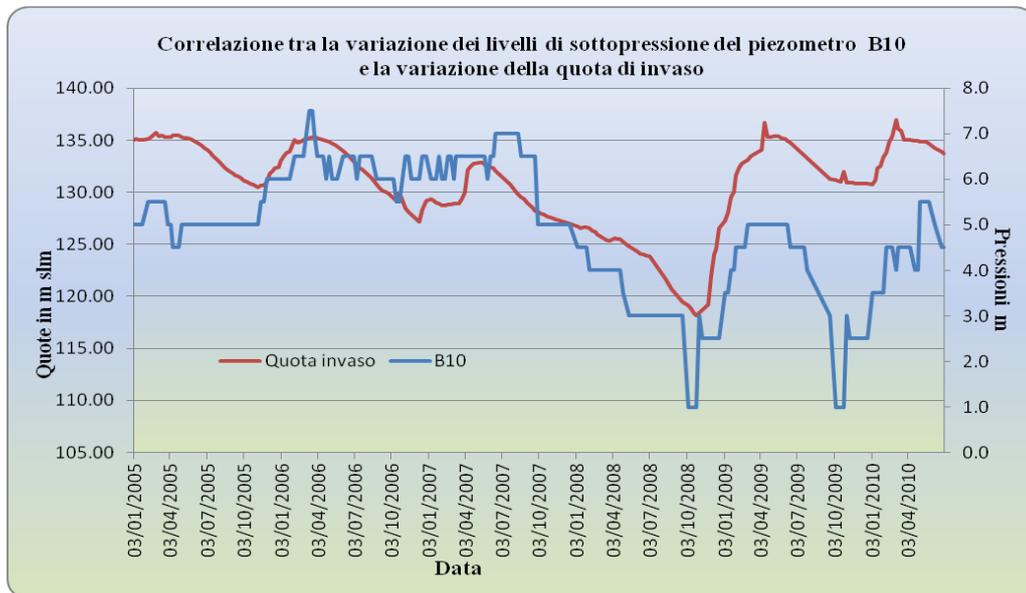


Fig. 9.72– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B10 in relazione all’andamento del livello di invaso.

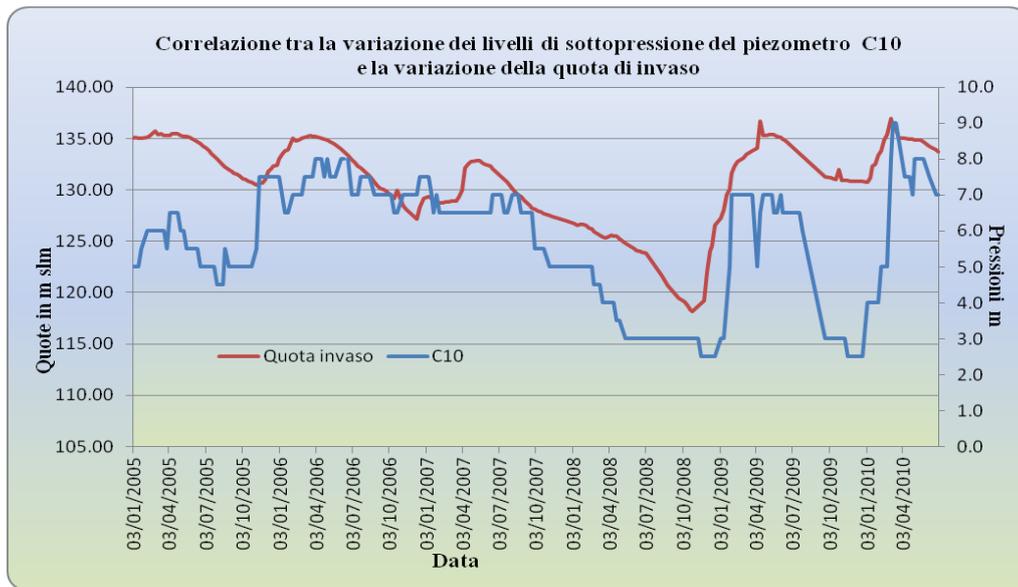


Fig.9.73 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C10 in relazione all’andamento del livello di invaso.

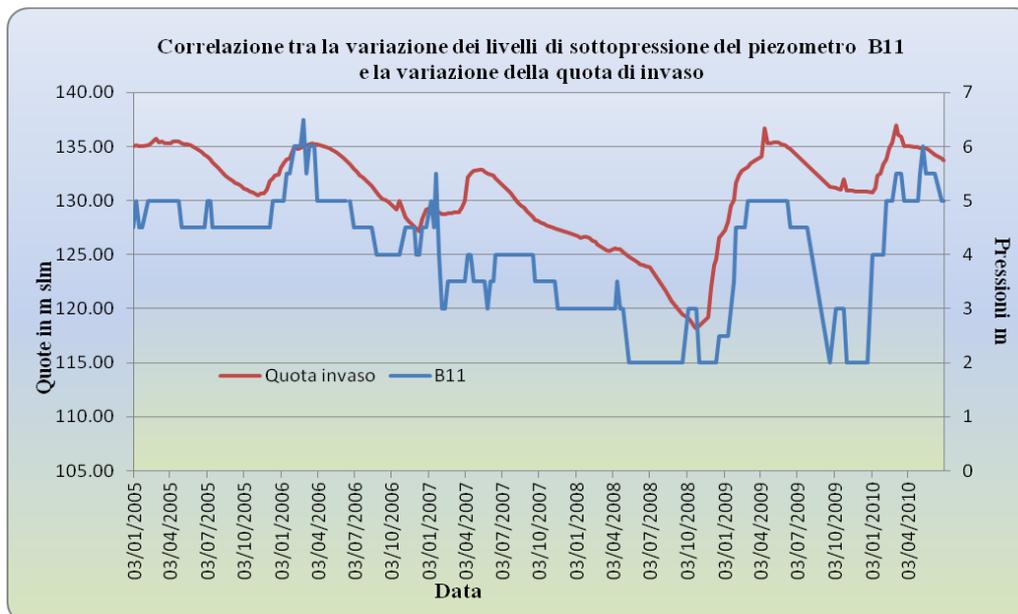


Fig.9.74 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B11 in relazione all’andamento del livello di invaso.

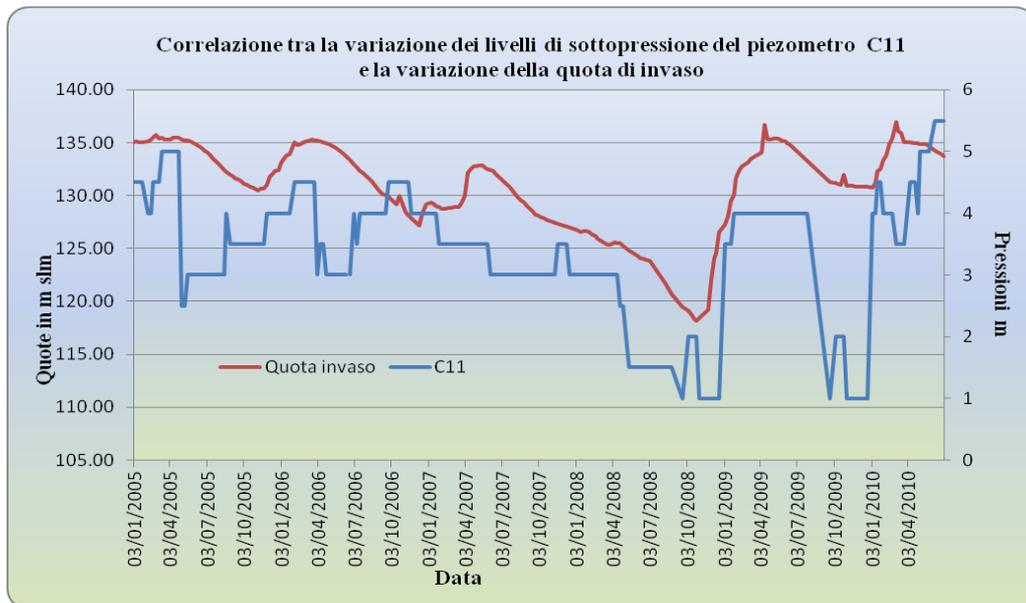


Fig.9.75 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C11 in relazione all’andamento del livello di invaso.

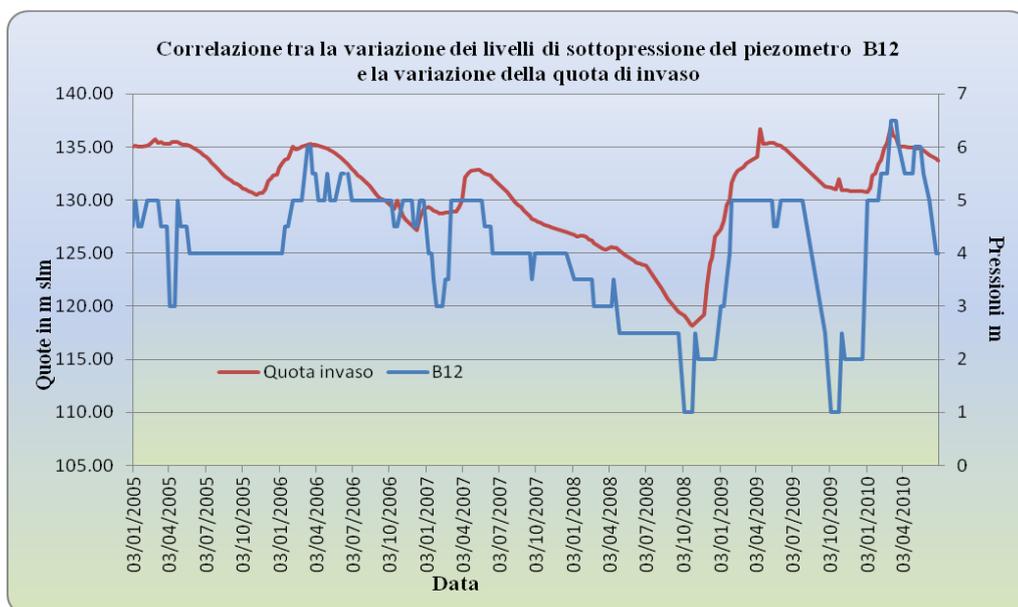


Fig. 9.76– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B12 in relazione all’andamento del livello di invaso.

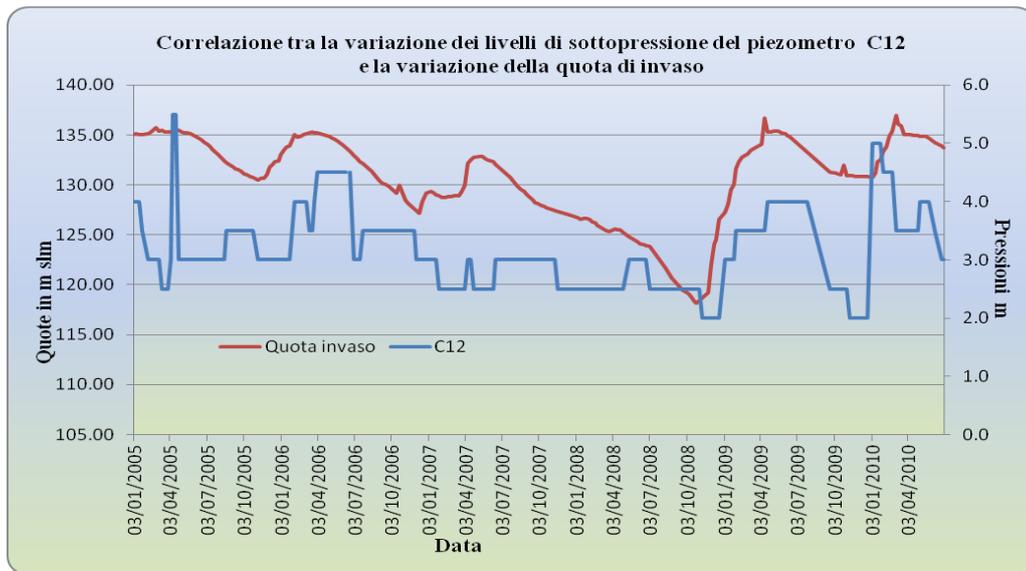


Fig.9.77 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C12 in relazione all’andamento del livello di invaso.

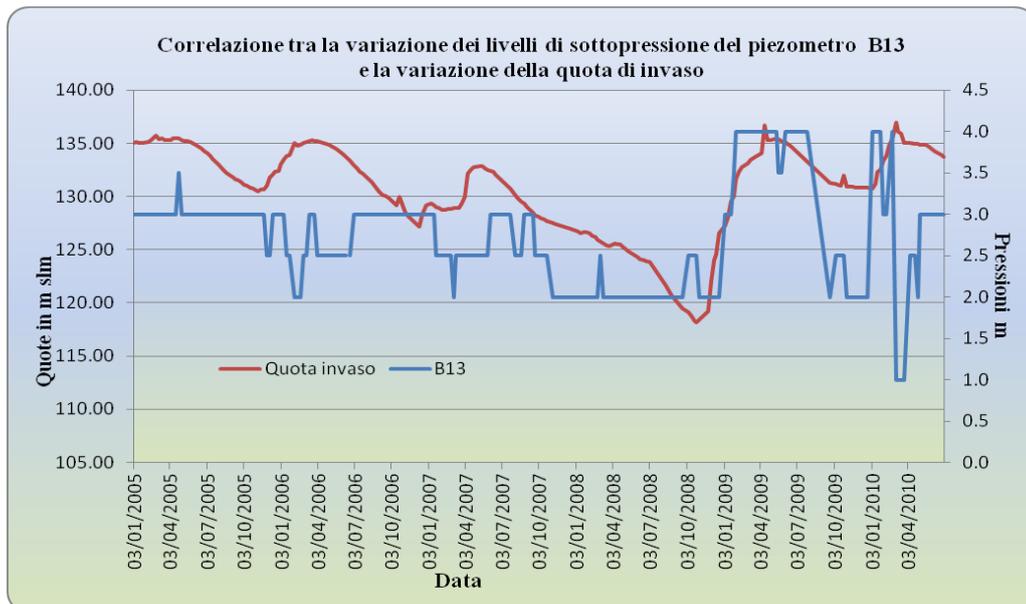


Fig. 9.78– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B13 in relazione all’andamento del livello di invaso.

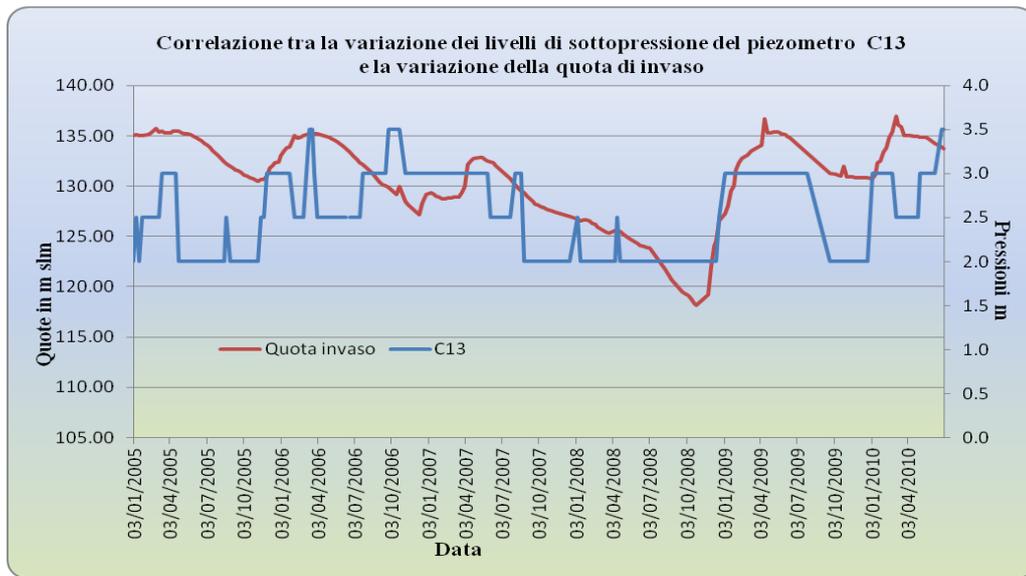


Fig. 9.79– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C13 in relazione all’andamento del livello di invaso.

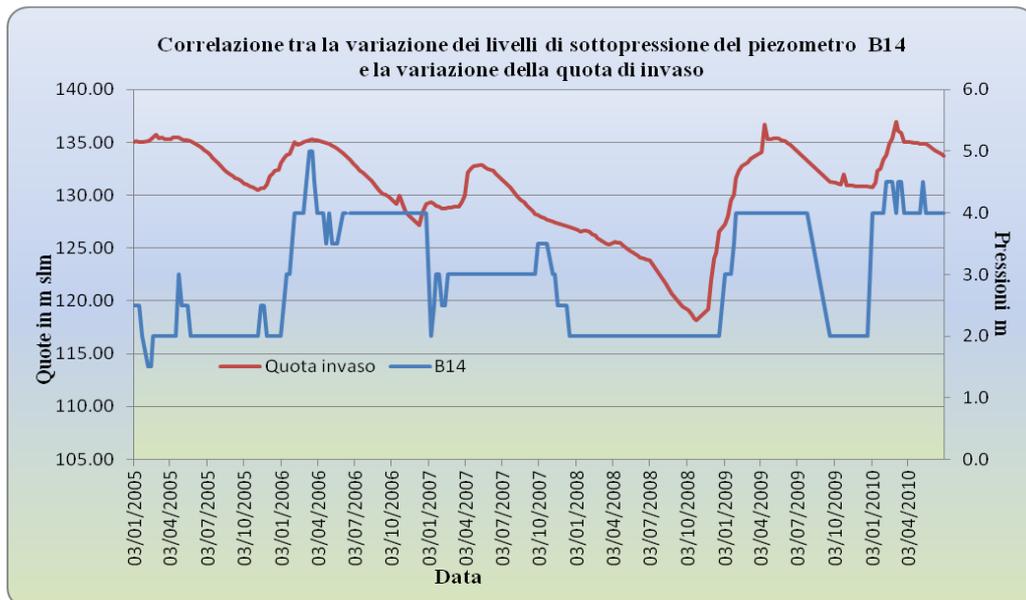


Fig. 9.80– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B14 in relazione all’andamento del livello di invaso.

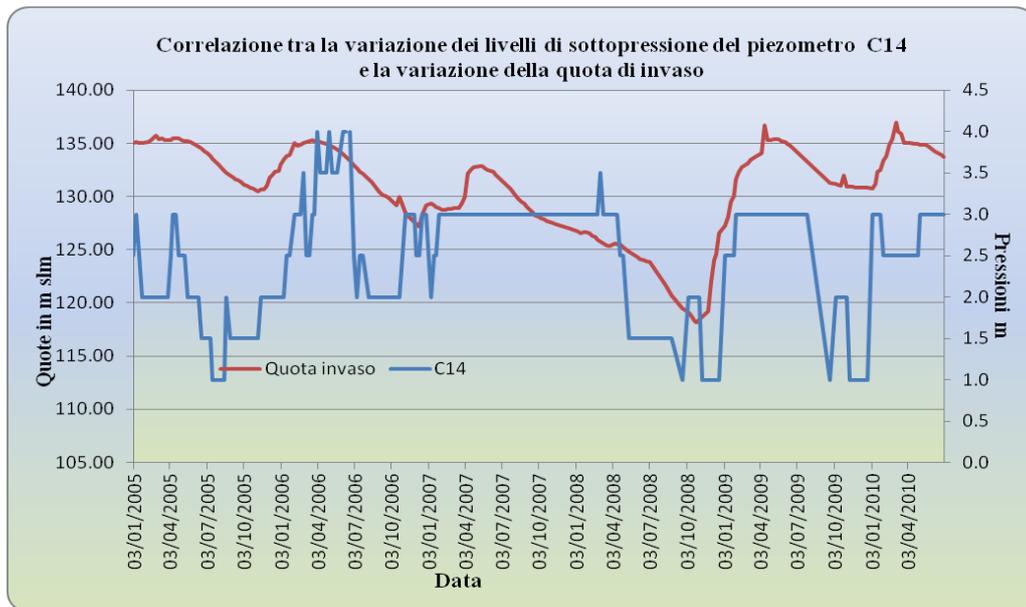


Fig.9.81 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C14 in relazione all’andamento del livello di invaso.

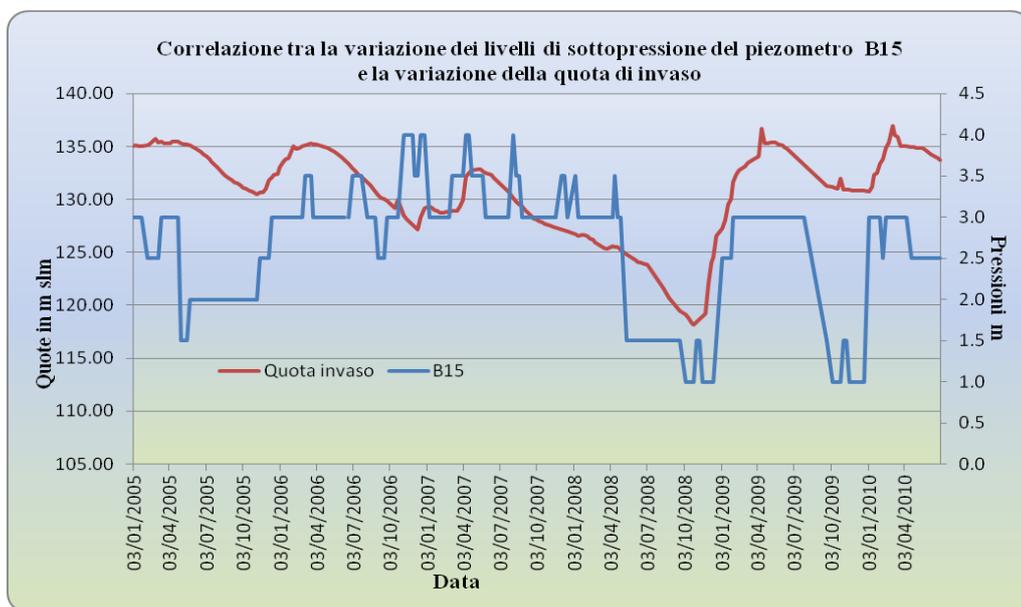


Fig. 9.82– Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B15 in relazione all’andamento del livello di invaso.

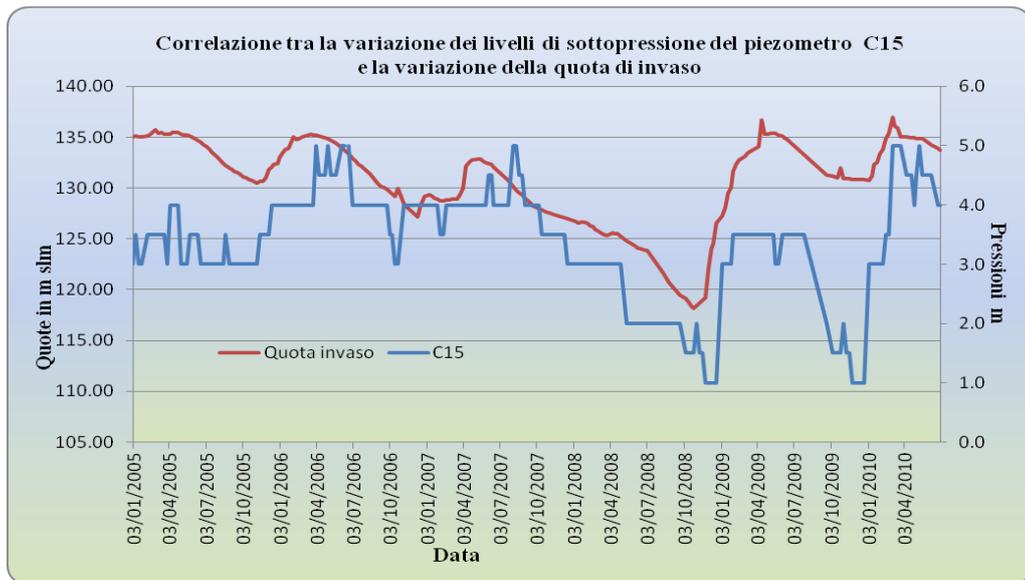


Fig.9.83 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C15 in relazione all’andamento del livello di invaso.

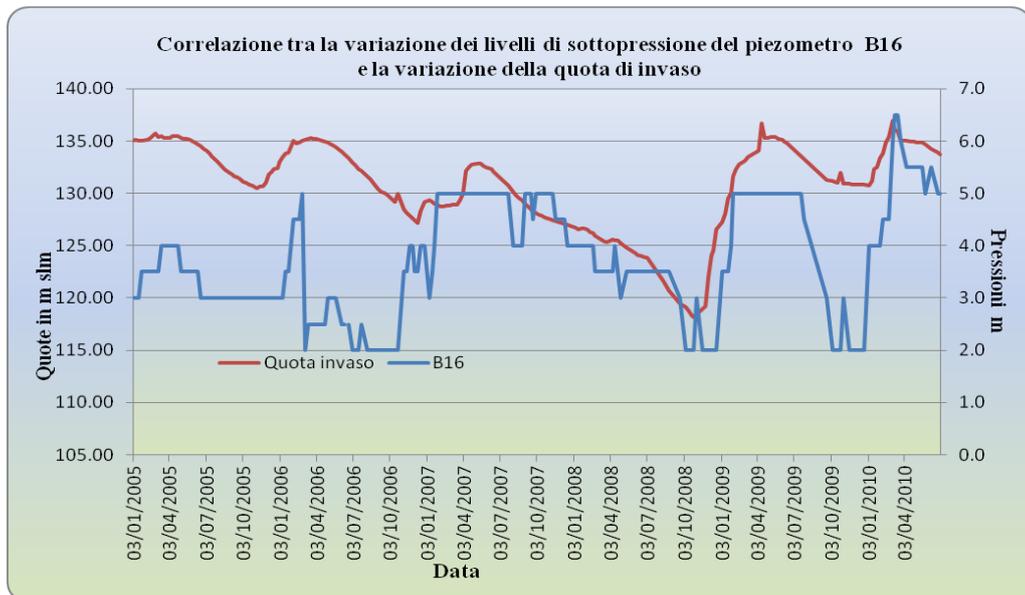


Fig. 9.84 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro B16 in relazione all’andamento del livello di invaso.

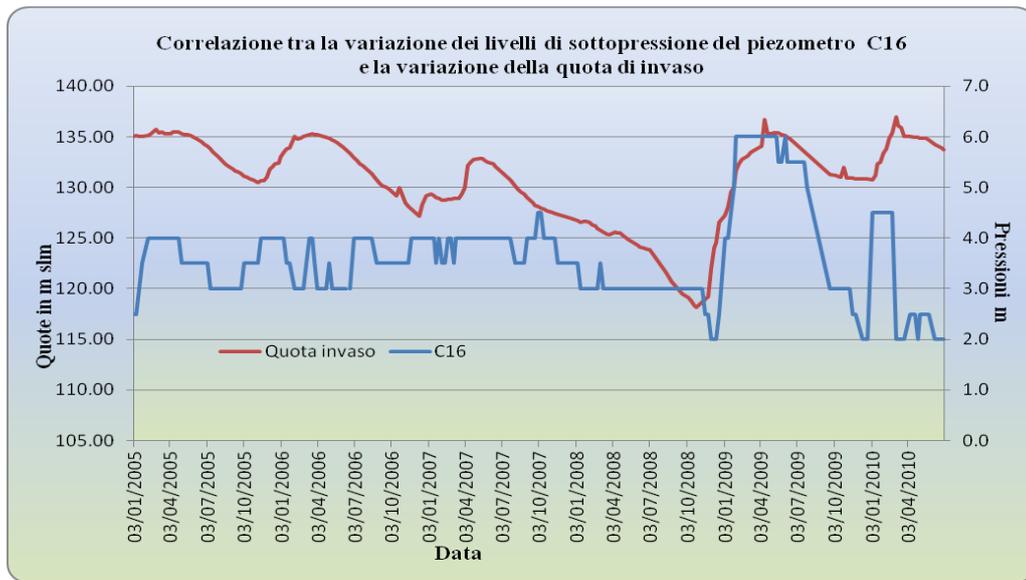


Fig. 9.85 – Grafico relativo alla variazione dei valori di sottopressione piezometro C16 in relazione all’andamento del livello di invaso.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson
C17	0.19554884	correlazione debole
B18	0.602304026	correlazione moderata
C18	0.457471305	correlazione moderata
B19	0.465563187	correlazione moderata
C19	0.559211837	correlazione moderata
B20	0.379816095	correlazione moderata
C20	0.499910185	correlazione moderata
A22	0.035728424	correlazione debole
A23	0.395857024	correlazione moderata
B23	0.379706363	correlazione moderata
C23	0.567026405	correlazione moderata
B24	0.314505174	correlazione moderata
C24	0.191064608	correlazione debole
B25	0.335931424	correlazione moderata
C25	0.551722778	correlazione moderata
B26	0.004051207	correlazione debole
C26	0.30536407	correlazione moderata
B27	0.331898824	correlazione moderata
A28	0.557845118	correlazione moderata
B28	0.279729881	correlazione debole
A29	0.296127281	correlazione debole
B29	0.09615148	correlazione debole
B30	-0.08652971	correlazione debole
C30	0.492490384	correlazione moderata
A31	0.605857683	correlazione moderata
B31	0.48383232	correlazione moderata
C31	0.486338176	correlazione moderata
A32	0.633771587	correlazione moderata
B32	0.278244169	correlazione debole

Tab.9.7 –Tabella relativa all’indice di correlazione di Pearson calcolato tra i livelli dei piezometri di sottopressione del cunicolo e i livelli di invaso.

Piezometro	Coefficiente di Correlazione Quota invaso/quota piezometrica	Grado di correlazione di Pearson
C7	0.429990775	correlazione moderata
A8	0.611326756	correlazione moderata
B8	0.668373741	correlazione moderata
B9	0.488560683	correlazione moderata
C9	0.514019999	correlazione moderata
B10	0.464520829	correlazione moderata
C10	0.610782951	correlazione moderata
B11	0.787504995	correlazione forte
C11	0.623450499	correlazione moderata
B12	0.692808658	correlazione moderata
C12	0.573193632	correlazione moderata
B13	0.453537471	correlazione moderata
C13	0.401833398	correlazione moderata
B14	0.428355613	correlazione moderata
C14	0.283029374	correlazione debole
B15	0.33253835	correlazione moderata
C15	0.55202344	correlazione moderata
B16	0.277768821	correlazione debole
C16	0.275642265	correlazione debole
B17	0.152963379	correlazione debole

Tab. 9.8 –Tabella relativa all’indice di correlazione di Pearson calcolato tra i livelli dei piezometri di sottopressione del cunicolo e i livelli di invaso

Il regime delle sottopressioni, misurate nei piezometri di sottopressione del cunicolo, relativamente al periodo dal 2005 ad oggi, consente un confronto e analisi del dato con i dati di variazione di livello di invaso nell’insieme mostrano variazioni marcate al rapido incremento del livello di invaso, mentre si anno escursioni di livello contenute intorno ai 2.0 m conseguentemente ad una variazione di livello nel bacino più contenuto. Particolare interesse mostra

il piezometro A 28 che ha un livello anomalo rispetto a tutti gli altri, questo è dovuto principalmente al fatto che nel settore del concio 28, è presente una faglia che provoca un flusso localizzato, inoltre durante le operazioni di approfondimento dello schermo di tenuta con iniezioni di miscele di cemento e bentonite, nel concio su indicato non è stata realizzata l'opera di impermeabilizzazione. Nell'arco del periodo studiato dal 2005 ad oggi si sono ripetuti ciclicamente periodi di massimo invaso a quota autorizzata 135.50 m slm e minimo invaso quota 117.00 m slm, che le letture di sottopressione seguono simultaneamente. Si può anche in questo caso differenziare i conci 28 e 32 che hanno marcate variazioni in questo settore del fianco destro che rispecchia le variazioni importanti di livello dei piezometri esterni corrispondenti, mentre il settore centrale ha escursioni ridotte come mostrano anche i piezometri esterni centrali C1, C2, C3, (vedi cap. 9.5), e quelli di valle, di entità limitata anche le escursioni di livello nel fianco sinistro.

10.0- I moti di filtrazione – Analisi numerica esempio di modellazione bidimensionale della diga.

Le condizioni idrostatiche con la presenza di una diga (Fig.10.1), seguono la legge di Darcy, abbiamo quindi un gradiente un carico idrostatico ben definito che è il volume di acqua invasato nella diga, conosciamo la permeabilità del mezzo che l'acqua attraversa, secondo il seguente schema semplificato:

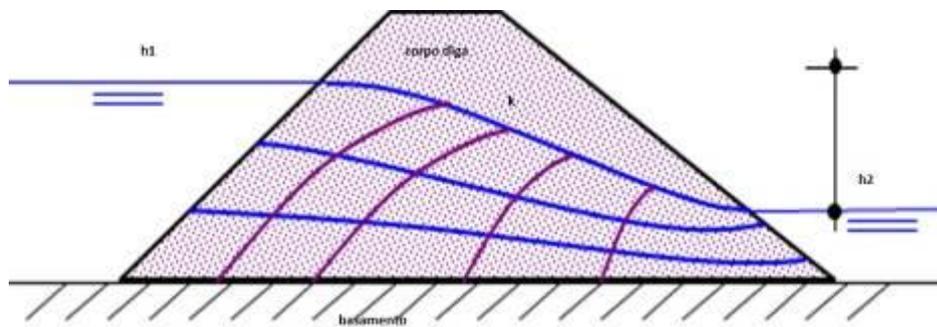


Fig. 10.1– Schema semplificato del moto di filtrazione in una diga.

Abbiamo quindi il serbatoio con un'altezza di invaso h_1 , che si suppone costante e la quota piezometrica di valle h_2 , tra le due c'è il mezzo poroso di permeabilità K .

La legge di Darcy è:

$$Q = k A i$$

$$v = k i$$

in cui:

k coefficiente di permeabilità in (cm/s) o in (m/s)

A sezione di deflusso perpendicolare alla direzione dei vettori di flusso

I cadente idraulica

La velocità darciana considerata, non corrisponde alla velocità reale, in quanto nella formula di Darcy si considera l'area totale, come se il fluido (acqua), attraversassero l'intera sezione. In realtà la velocità effettiva è ottenuta come il rapporto tra la velocità darciana e la porosità efficace, pertanto devono essere presenti le seguenti condizioni di validità della legge di Darcy:

$$v_e = \frac{vd}{ne}$$

Mezzo filtrante omogeneo e isotropo

Regime moto laminare

Substrato impermeabile orizzontale

Filtrazione per porosità in piccolo

Nel caso della diga di Medau Zirimilis, l'ipotesi di un regime laminare, non è verificata poiché il substrato scistoso paleozoico, presenta una circolazione idrica per fessurazione, ma che può comunque avere un riscontro nel corpo diga costituito da materiale omogeneo e poroso costipato.

In seguito alle osservazioni e misure dei livelli piezometrici della diga, sono state effettuate alcune considerazioni riguardo a diversi livelli di invaso.

Una premessa fondamentale è che in questo caso si sta considerando una tipologia di diga costituita da materiali omogenei (Fig.10.2), quindi si presume che si abbia all'interno di essa una velocità di flusso costante e che siano

presenti si strati saturi che insaturi (o non saturi). Si effettua pertanto un'analisi in condizioni stazionarie, dove non sia necessario avere una funzione che studi la variazione di carico idraulico. La conducibilità è stabilita in funzione dei materiali che vengono descritti di seguito.

Il modello agli elementi finiti di filtrazione elaborato, è stato calibrato per un valore di permeabilità del corpo diga di $K=1 \cdot 10^{-5}$ (m/s), sulla base anche degli studi precedentemente effettuati, Celico et alii 1991, l'area che si presume si soggetta a moti di filtrazione è stata suddivisa in differenti zone omogenee, Fig.10.2 , di seguito elencate e valori di permeabilità descritti in Tab. :

- I. Basamento rocciosi costituito da scisti paleozoici
- II. Corpo diga in rockfill
- III. Schermo di impermeabilizzazione fino a 100 m profondità dal piano di fondazione

K (m/s)		Sezione considerata
Permeabilità		
2.00E-07	0.0000002	Schermo
2.00E-08	0.0000003	Diaframma
2.00E-06	0.0000002	Roccia
1.10E-05	0.000011	Sbarramento

Il valore della permeabilità attribuito allo schermo di impermeabilizzazione

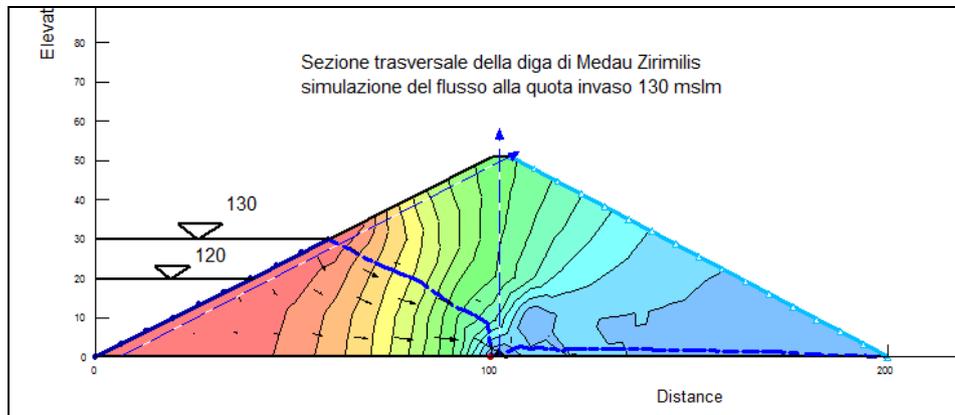


Fig. 10.2 – Elaborazione del modello di filtrazione, relativa alla quota invaso **130 m slm** nella sezione trasversale della diga di Medau Zirimilis.

In un primo tempo il modello è stato considerato come se fosse costituito dall'argine della diga, senza quindi tener conto del basamento roccioso su cui l'argine stesso è appoggiato, quindi non tenendo conto della circolazione idrica sotterranea nel sistema. È stato quindi assegnato un valore di permeabilità del corpo diga $K=1.10E-05$ (m/s), costruito con materiali ghiaiosi-sabbiosi, e il manto in conglomerato bituminoso di rivestimento interno del paramento con bassissima permeabilità $K=2.00E-07$ (m/s). L'elaborazione ottenuta in Fig. 1, indica che buona parte del corpo diga può essere potenzialmente interessata dalla presenza dell'acqua (parte al di sotto della linea blu), con possibili venute d'acqua subito a valle.

Successivamente sono state disegnate sul modello 4 differenti zone, assegnando ad esse il rispettivo parametro di permeabilità, identificate come: il basamento roccioso, il corpo diga, il manto di impermeabilizzazione interno, il

diaframma o schermo di impermeabilizzazione, realizzato fino ad una profondità di 100 m con le perforazioni e iniezioni di miscele di cemento e bentonite. Con questa ipotesi (Fig.10.3), a quota invaso 135.50 m slm, si ha un decremento notevole del flusso sul corpo diga e nel basamento, anche in funzione della presenza del diaframma, la linea piezometrica in viola, mostra come a valle diga essa rispecchi le condizioni attuali, in cui i livelli idrici dei piezometri di valle ubicati sulla linea della sezione centrale trasversale considerata dello sbarramento hanno soggiacenza di circa 2 m rispetto al piano di campagna. Le condizioni rappresentate dal modello anche se da considerare con molta cautela possono far ipotizzare che la circolazione delle acque nel corpo diga sia di limitata entità rispetto a quelle che interessano il basamento roccioso, che quindi il rischio di fenomeni di sifonamento dell'argine della diga possa essere assai limitato.

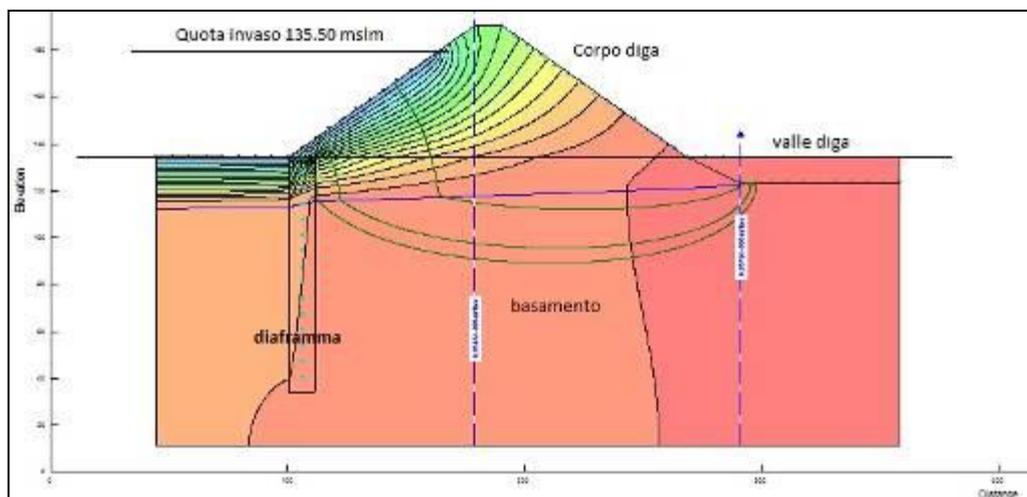


Fig.10.3 –Sezione trasversale centrale della diga di Medau Zirimilis, elaborato con il software SEEP-W, la quota invaso considerata è di 135.50 m slm.

È di fondamentale importanza sottolineare che la calibrazione di un modello per determinare con maggiore precisione la filtrazione attraverso una diga in terra, necessita di ulteriori dati di permeabilità dell'ammasso roccioso, ricavabili con prove d'acqua di tipo Lugeon, o prove di pompaggio eseguite in diversi tempi con diversi livelli di invaso, per testare la trasmissività dell'acquifero in diverse sezioni trasversali dello sbarramento. Dai dati finora studiati dei torbidimetri presenti nei diversi pozzetti di misura e raccolta delle acque di drenaggio, non hanno mai segnalato la presenza di materiali fini che provengano dal materiale costruttivo della diga, che potenzialmente è un segno premonitore di fenomeni di dilavamento e o sifonamento nel corpo diga. Dagli studi sulle dighe in terra di diversi autori, è stato spesso evidenziato che molti sbarramenti di questa tipologia mostrano perdite talvolta anche consistenti, ma che non interessano il corpo diga stesso o non ne compromettono la stabilità.

11.0 – Prove di pompaggio e test di emungimento eseguiti per la determinazione delle caratteristiche di trasmissività dell'acquifero.

Una osservazione importante per lo studio, relativamente alle prove di emungimento, è che le particolari condizioni al contorno, come ad esempio il potenziale imposto del livello all'interno del bacino di invaso, che influenza le condizioni idrodinamiche. Inoltre, c'è da tenere presente che non si tratta di un acquifero freatico, ma si lavora in un regime di non equilibrio. Le prove di pompaggio sono state precedute, nei giorni precedenti, al test di emungimento

da una fase di spurgo preventivo dei pozzi con 3 diversi pompaggi di circa 1 ora, intervallati da fasi di risalita di circa 20 minuti; ciò si è reso necessario sia per una pulizia del pozzo stesso (che di consueto non viene utilizzato come tale, ma solo come piezometro per la misura dei livelli statici), che per “pulire” la roccia metarenarie e metasiltiti, dalle possibili patine di argille limonitiche che occludono le spaziature. Sono stati quindi effettuate varie fasi di emungimento con gradini di portata con una durata variabile (1h - 1h30') in relazione alla stabilizzazione del livello dinamico. Per la prova di emungimento è stato scelto un piezometro impiegato come pozzo ubicato in spalla sinistra rispetto allo sbarramento, più precisamente nel versante alla sinistra dello scarico di superficie la sua quota boccaforo è di 121.72 metri slm (Fig.11.1), mentre la sua profondità è di circa 40 metri ed è rivestito con tubi in ferro del diametro di 220 mm.

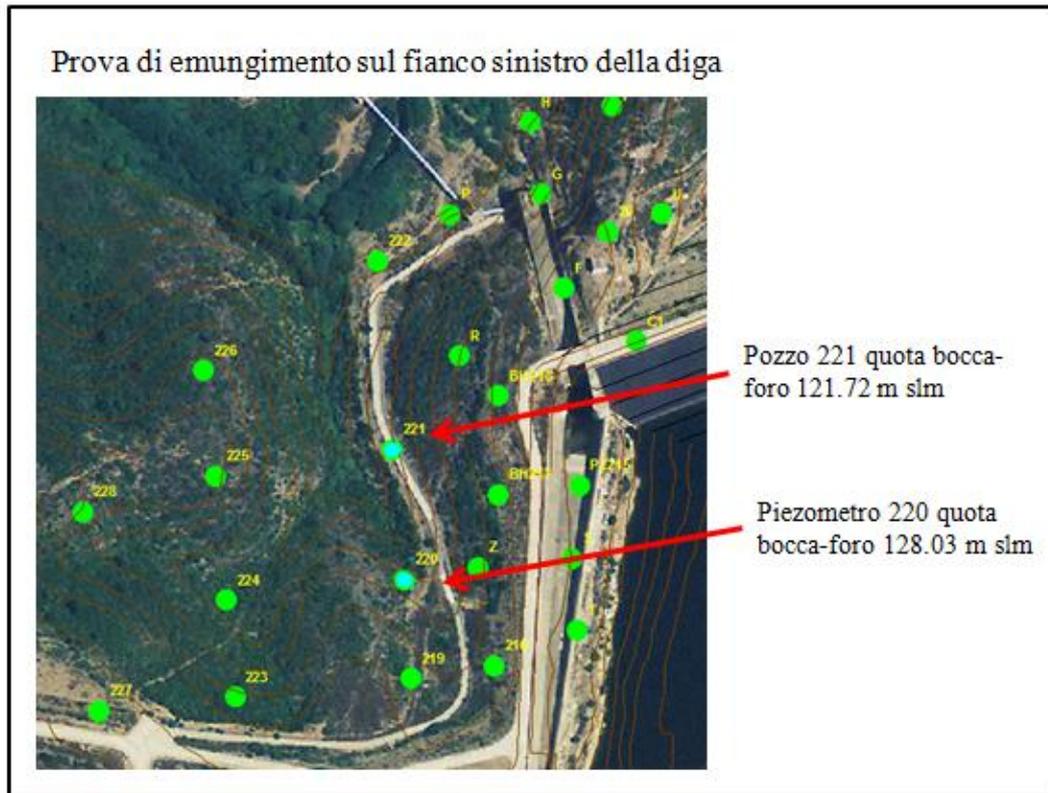


Fig.11.1 – Ubicazione del pozzo n°221 e del piezometro n°220.

L'intero pozzo è dotato di camicia finestrata per tutto il tratto di foro. La pompa utilizzata è stata posizionata in superficie con aspirazione da profondità di m 12. Il pozzo, dal punto di vista stratigrafico, è interamente realizzato sugli scisti.



Fig. 11.2 –Esecuzione della prova di emungimento sul pozzo n°221, ubicato nel fianco sinistro.

La prova di emungimento è stata eseguita il 27/12/2012, con un livello piezometrico statico, nel pozzo n°221, di -4.40 m dal boccaforo.

Come piezometro di monitoraggio si è utilizzato il n°220, distante 66 metri dal pozzo di prova e con una quota boccaforo di 128.03 metri slm; alla data sopra indicata il suo livello statico era di -5.45 da boccaforo.

I dati misurati della prova sono riassunti nella tabella seguente:

Q	Δ	Q/Δ	Δ/Q	Pozzo n°221
(m³/s)	(m)	(m³/s · m)	(s/m²)	
0.0000	0.00			
0.0003	3.50	0.0000857	11666.7	
0.0005	3.88	0.0001289	7760.0	
0.0006	3.95	0.0001519	6583.33	
Q	Δ	Q/Δ	Δ/Q	Piezometro n°220
(m³/s)	(m)	(m³/s · m)	(s/m²)	
0.0000	0.00			
0.0003	0.14	0.00214	466.67	
0.0005	0.75	0.00067	1500.0	
0.0006	1.25	0.00048	2083.33	

Tab.11.1 –Tabella riepilogativa dei dati del test di emungimento.

Il grafico a gradini (Fig.11.1) mette in evidenza una sostanziale stabilizzazione dei livelli dinamici al termine di ciascun gradino di portata.

La curva caratteristica del pozzo (Fig.11.3) mostra una proporzionalità diretta tra portate e abbassamenti, questa caratteristica potrebbe essere assimilata a quella di una *falda in pressione* ma è evidente che in questo caso è importante il potenziale imposto dal livello dell'invaso che ricarica continuamente le vie di deflusso attraverso le fratture delle litologie scistose.

In queste condizioni non è possibile valutare la portata critica, ma si può assumere la portata massima raggiunta pari a $2.16 \text{ m}^3/\text{h}$.

Osservando il grafico con la curva Portate specifiche – Abbassamenti (Fig.11.4), dovrebbe risultare una retta parallela all'asse delle ordinate. Presenta invece i primi due punti anomali. La probabile causa è dovuta alla morfologia della falda che all'interno dello stesso pozzo potrebbe avere diversi livelli in conseguenza della variazione delle fratture nell'ammasso roccioso o differenze nella finestratura del tubo di rivestimento. Alle portate più basse si è osservato un regime di proporzionalità abbastanza regolare tra portate/abbassamenti. La bassa potenzialità delle "falda" non hanno consentito di prolungare la prova oltre il terzo gradino.

Ovviamente, anche nel grafico Portate–Abbassamenti specifici (Fig.4) i primi due punti non sono in linea rispetto all'andamento orizzontale che dovrebbero avere.

Nel grafico Log distanze – Abbassamenti (Fig.5) ciascuna retta è l'espressione lineare della curva del cono di depressione corrispondente alla portata di pompaggio. Da tali considerazioni si può indicare come raggio teorico d'azione del pozzo di circa 70 m. Durante la prova è stato monitorato anche il piezometro n° 222, ubicato più a valle rispetto al pozzo 221 che non ha minimamente riscontrato influenze dall'emungimento con nessun abbassamento del livello statico che si attestava a 10.00 m dal piano di campagna.

L'insieme dei dati misurati durante le prove, ci permette di determinare la Trasmissività T secondo l'ipotesi di Jacob:

$$T = \frac{0.183 * Q}{c}$$

dove “c” corrisponde all'abbassamento relativo ad un ciclo logaritmico del grafico Log distanze – Abbassamenti.

Per ciascun gradino di portata sono stati ottenuti i seguenti valori di Trasmissività

$$\text{1° gradino :} \quad T = \frac{0.183 \cdot 0.0003}{0.8} = 3.05 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\text{2° gradino :} \quad T = \frac{0.183 \cdot 0.0005}{1.8} = 5.08 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\text{3° gradino :} \quad T = \frac{0.183 \cdot 0.0006}{2.1} = 5.23 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

L'acquifero è pertanto caratterizzato da una Trasmissività media di $5.73 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ entro una distanza di circa 70 metri dal pozzo.

La curva caratteristica del piezometro (linea rossa Fig. 2) è stata costruita con i tre gradini di portata. Nella tabella 11.2 si può osservare che il livello piezometrico nel piezometro 220 ha degli abbassamenti anche se non molto elevati, già dopo 15 minuti dall'inizio del pompaggio, nonostante la distanza di 66 m dal pozzo 221. Questo fatto, che sta ad indicare una bassa permeabilità del mezzo acquifero, che è impostato su scisti paleozoici fratturati.

Tempi	Δ pozzo 221	Δ piez. n° 220	Q	Tempi	Δ pozzo risalita
(min.)	(m)	(m)	(m ³ /s)	(min.)	(m)
1° gradino			0.0003	Risalita	
0	0	0		150	3.95
5	2.07	0.03		155	3.92
15	2.1	0.05		160	3.6
30	3.3	0.08		165	2.85
45	3.35	0.11		170	2.1
60	3.5	0.14		175	0.8
2° gradino			0.0005	180	0.4
65	3.55	0.16		185	0
75	3.8	0.17			
90	3.8	0.19			
105	3.85	0.23			
120	3.88	0.75			
3° gradino			0.0006		
125	3.9	1.05			
135	3.92	1.15			
150	3.95	1.25			
165					
180					

Tab.11.2 – Prova a gradini del pozzo n°220.

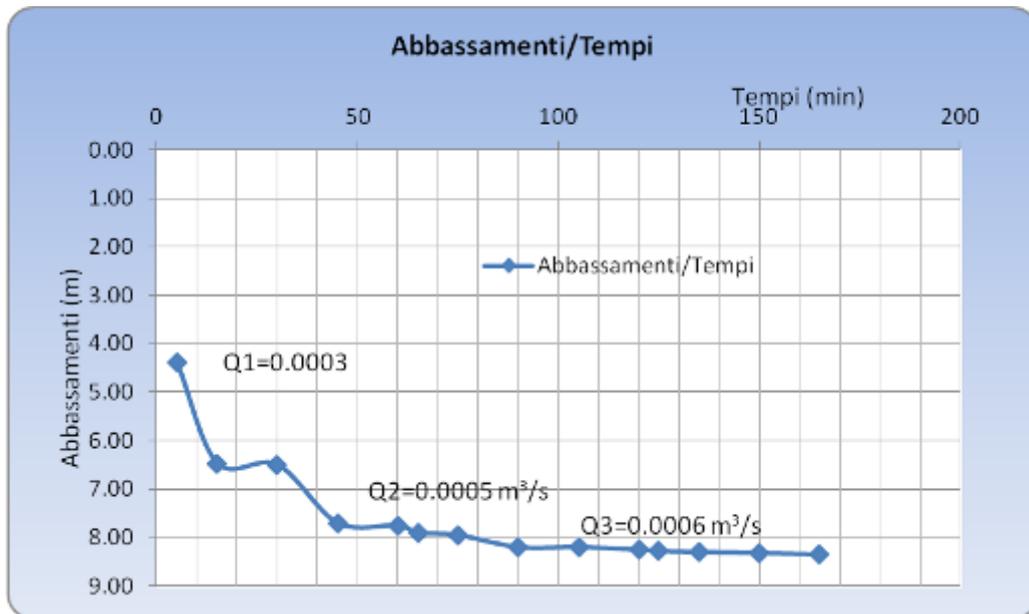


Fig.11.3 - Curva a gradini di portata del pozzo n°220

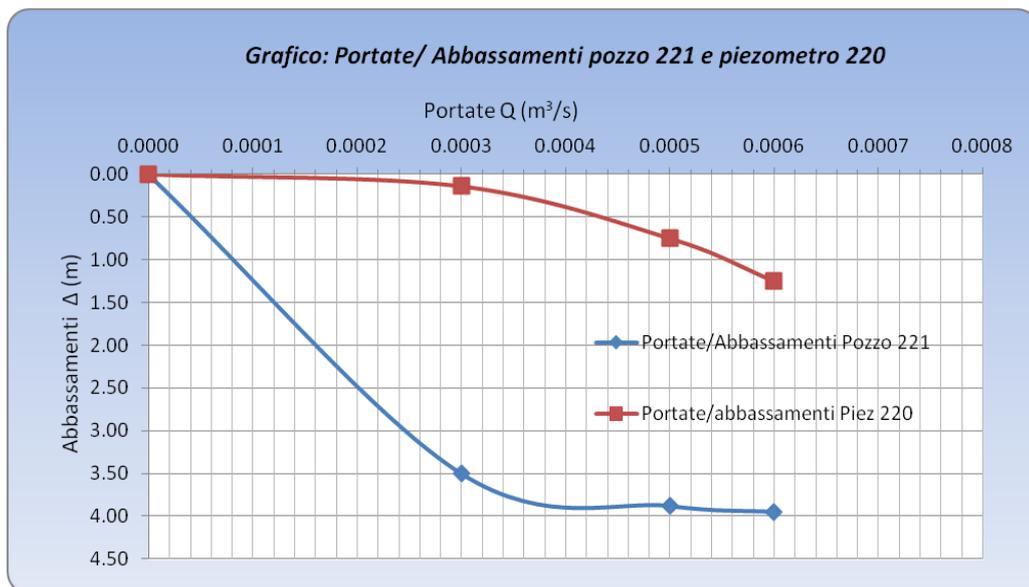


Fig.11.4- Curva caratteristica del pozzo 220 (in blu) e del piezometro 221(in rosso).

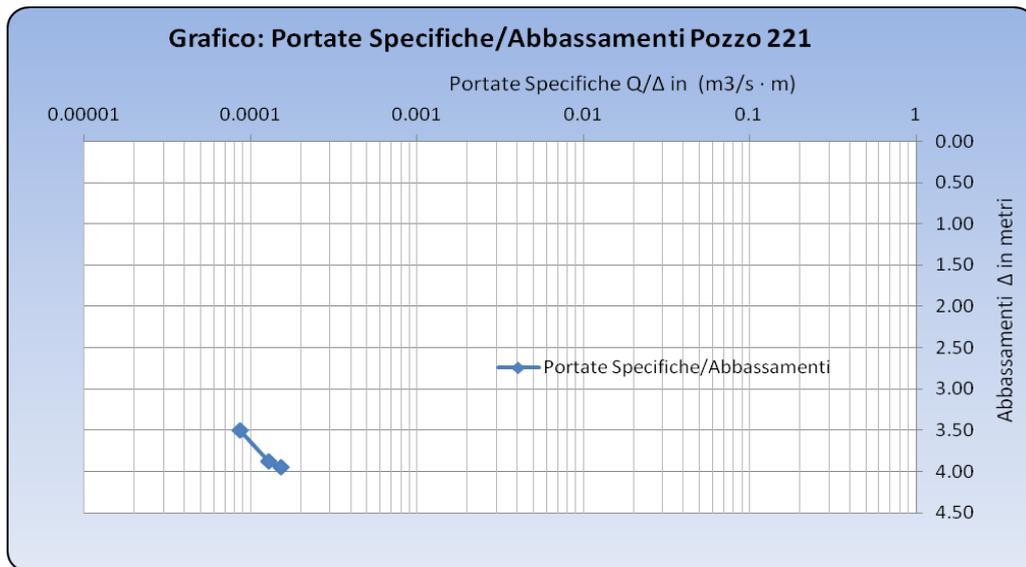


Fig.11.5 – Curva Portate specifiche–abbassamenti relativa al pozzo 220.

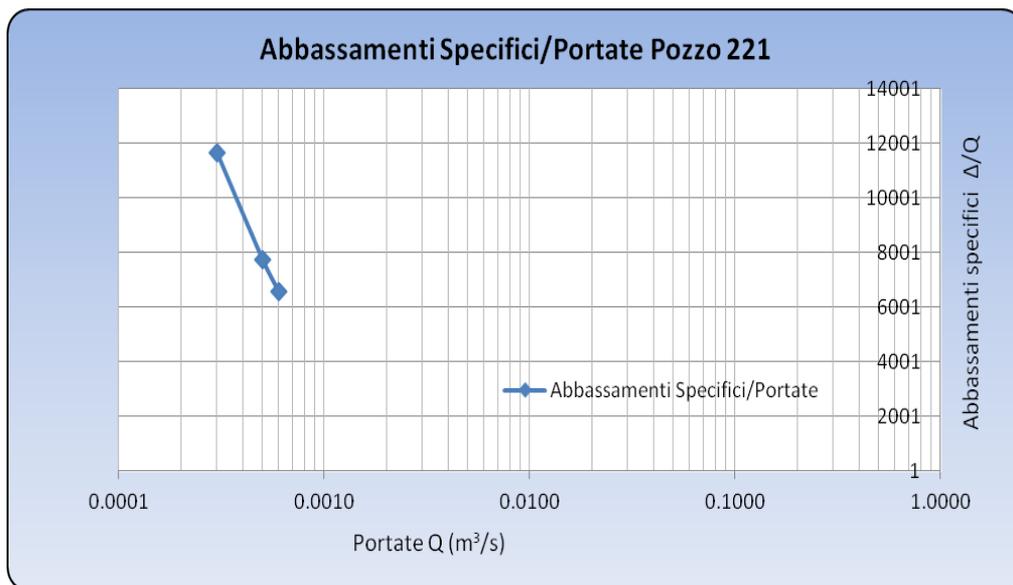


Fig.11.6 – Curva abbassamenti specifici – portate relativa al pozzo 220.

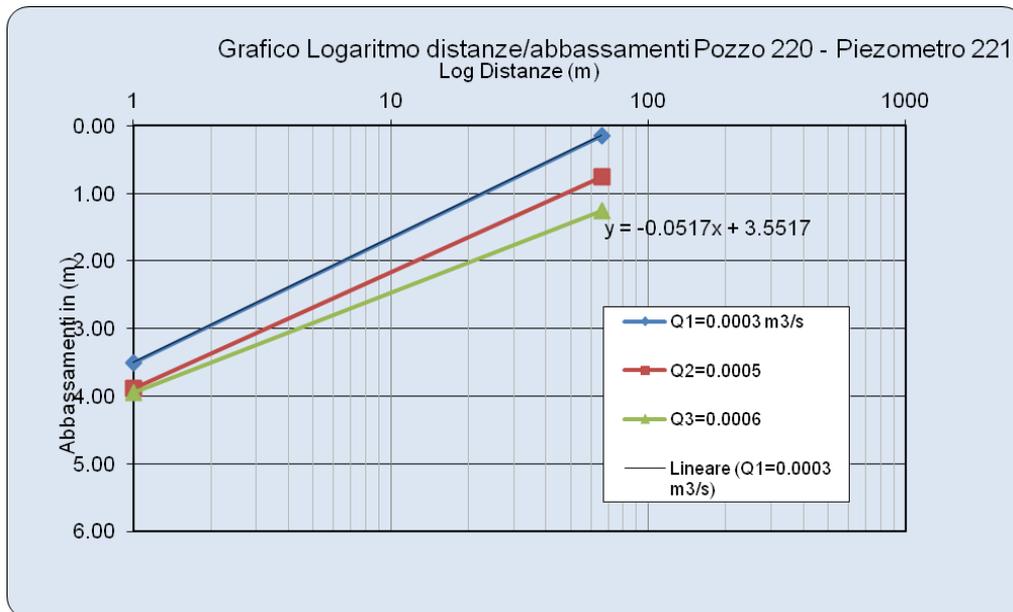


Fig.11.7 –Curva Log distanze – abbassamenti relativamente al pozzo 221 e al piezometro 220.

Prove di pompaggio e test di emungimento pozzo BH1001

Anche in questo caso la prova di pompaggio è stata preceduta, nei giorni precedenti, al test di emungimento da una fase di spurgo preventivo del pozzo con 3 diversi pompaggi di circa 1 ora, intervallati da fasi di risalita di circa 20 minuti; ciò si è reso necessario sia per una pulizia del pozzo stesso (che di consueto non viene utilizzato come tale, ma solo come piezometro per la misura dei livelli statici), che per “pulire” il primo strato alluvionale dalle parti fini e la roccia metarenarie e metasiltiti, dalle possibili patine di argille limonitiche che occludono le spaziature. Le fasi di emungimento sono state

quindi effettuate con gradini di portata di durata variabile (1h - 1h30') in relazione alla stabilizzazione del livello dinamico.



Fig. 11.8 – Ubicazione del pozzo n°BH1001 e del piezometro n°7.

La seconda prova di emungimento eseguita è stato scelto un piezometro impiegato come pozzo ubicato a valle diga rispetto allo sbarramento, e la sua quota boccaforo è di 102.00 metri slm (Fig. 11.8), mentre la sua profondità è di circa 5 metri ed è rivestito con tubi in ferro del diametro di 120 mm. L'intero pozzo è dotato di camicia finestrata per tutto il tratto di foro. La pompa utilizzata è stata posizionata in superficie con aspirazione da profondità di circa m 5. Il pozzo, dal punto di vista stratigrafico, è stato realizzato per circa 3 m dal piano di campagna sulle alluvioni e da m 3 a m 5 sugli scisti.

La curva caratteristica del pozzo BH1001 (Fig.11.11) mostra una proporzionalità diretta tra portate e abbassamenti, questa caratteristica in questo caso è difficile stabilire se si tratta di una falda in pressione o di una falda superficiale, sia in funzione del pozzo di bassa profondità, che della presenza di probabili influenze sul pozzo di ricariche dovute alle acque provenienti dai drenaggi della diga che si presentano mal canalizzati.

In questo caso è difficile stabilire se le acque emunte possano provenire da un livello superficiale nelle alluvioni a circa 2 m dal piano di campagna o siano acque più profonde provenienti dall'acquifero fratturato degli scisti. Nonostante si sia operato a basse portate si è osservato un regime di proporzionalità abbastanza regolare tra portate/abbassamenti. La bassa potenzialità delle "falda" non hanno consentito di prolungare la prova oltre il terzo gradino.

Nel grafico Log distanze – Abbassamenti (Fig.11.12) ciascuna retta è l'espressione lineare della curva del cono di depressione corrispondente alla portata di pompaggio. Da tali considerazioni si può indicare come raggio teorico d'azione del pozzo di circa 20 m. Durante la prova è stato monitorato anche il piezometro n° 7, ubicato distante circa 25 dal pozzo BH1001 che non ha minimamente riscontrato influenze dall'emungimento con nessun abbassamento del livello statico.

L'insieme dei dati misurati durante le prove, ci permette di determinare la Trasmissività T secondo l'ipotesi di Jacob:

$$T = \frac{0.183 * Q}{c}$$

dove “c” corrisponde all’abbassamento relativo ad un ciclo logaritmico del grafico Log distanze – Abbassamenti.

$$T = \frac{0.183 \cdot 0.0005}{0.8} = 1.1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

L’acquifero è pertanto caratterizzato da una Trasmissività media di $1.1 \cdot 10^{-4}$ m²/s entro una distanza di circa 20 metri dal pozzo.

La curva caratteristica del piezometro n°8 (linea rossa Fig. 11.11) è stata costruita con i tre gradini di portata. Nella tabella 3 si può osservare che il livello piezometrico nel piezometro n°8 ha degli abbassamenti anche se non molto elevati, già dopo 30 minuti dall’inizio del pompaggio, vista la breve distanza di 17 m dal pozzoBH1001.



Fig. 11.9 – Esecuzione della prova di emungimento sul piezometro BH1001.

Q	Δ	Q/Δ	Δ/Q	Pozzo BH1001
(m³/s)	(m)	(m³/s · m)	(s/m²)	
0.0000	0.00			
0.0005	0.72	0.00069	1440	
0.00057	1.54	0.00037	2701.75	
0.00058	2.20	0.00026	3793.1	
0.00060	2.40	0.00025	4000.00	
Q	Δ	Q/Δ	Δ/Q	Piez. n°8
(m³/s)	(m)	(m³/s · m)	(s/m²)	
0.0000	0.00			
0.0005	0.50	0.001	1000	
0.00057	0.70	0.00081	1228.07	
0.00058	0.82	0.00071	1413.79	
0.00060	0.99	0.00061	1650.00	

Tab. 3 - Tabella riepilogativa dei dati del test di emungimento.

Tempi	Δ pozzo	Soggiac pozzo BH 1001	Δ piez. n° 8	Q	soggioacenza (m) piez.n°8	Tempi	Δ pozzo
		boccaforo 102.00			boccaforo 103.30		□
(min.)	(m)	(m)	(m)	(m ³ /s)	(m)	(min.)	(m)
1° gradino	1.9	1.9	2.5	0.0005	2.50	Risalita	
0	0.00	1.90	0		2.50	270	4.3
5	0.10	2.00	0		2.50	272	4.2
15	0.40	2.30	0.20		2.70	300	4.18
30	0.50	2.40	0.25		2.75	305	4
45	0.70	2.60	0.40		2.90	310	3.95
60	0.72	2.62	0.50		3.00	315	3.9
2° gradino				0.0005		320	3.8
65	1.10	3.00	0.55		3.05	325	2.6
75	1.40	3.30	0.60		3.10	330	2.38
90	1.45	3.35	0.65		3.15	335	2.2
105	1.50	3.40	0.70		3.20	340	2.15
120	1.54	3.44	0.70		3.20	345	2.1
3° gradino				0.00057		350	2.02
125	1.65	3.55	0.75		3.25	355	1.97
135	1.70	3.60	0.80		3.30	400	1.94
150	1.90	3.80	0.80		3.30	405	1.9
165	2.20	4.10	0.82		3.32	410	1.9
180	2.20	4.10	0.82		3.32		

Tab.4 – Prova a gradini del pozzo BH1001.

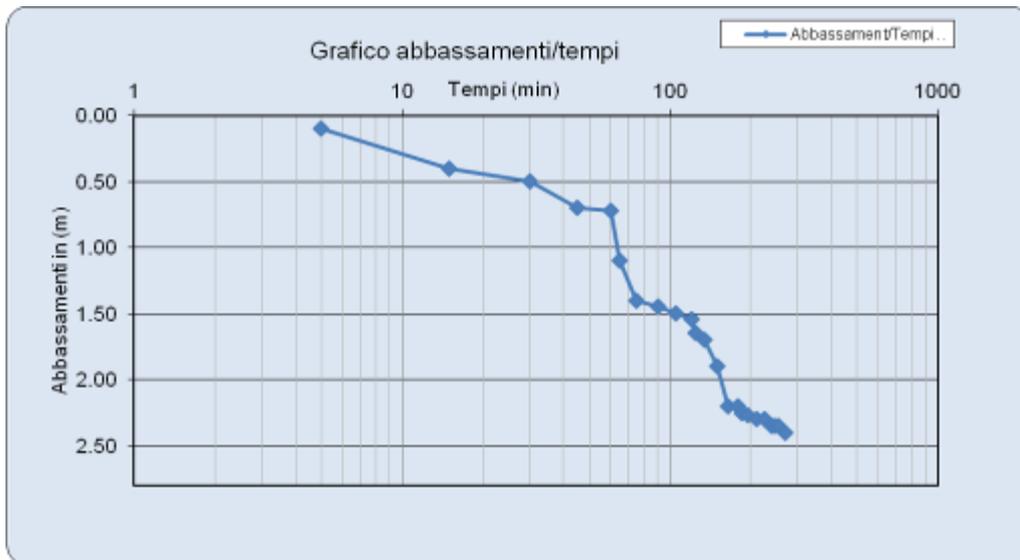


Fig.11.10 - Curva a gradini di portata del pozzo BH1001.

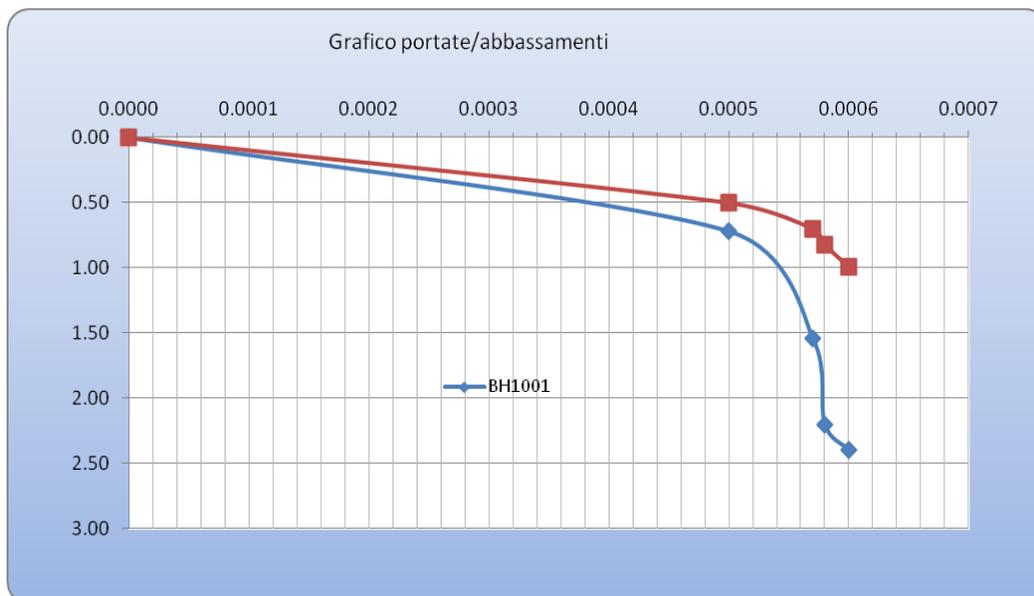


Fig.11.11- Curva caratteristica del pozzo BH1001 (in blu) e del piezometro n°8 (in rosso).

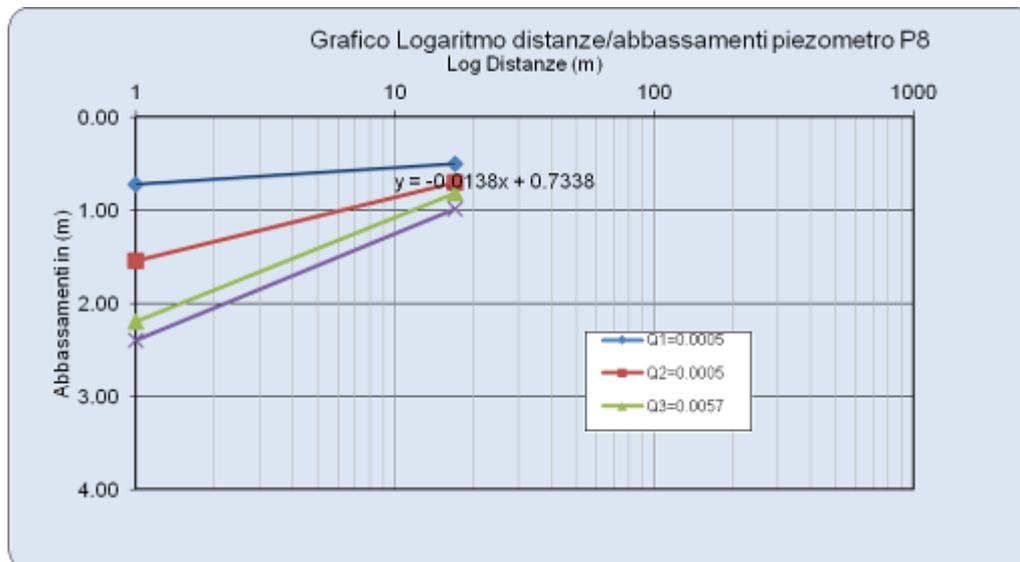


Fig.11.12. –Curva Log distanze – abbassamenti relativamente al pozzo BH1001 e al piezometro n°8.

In conclusione le prove di emungimento effettuate, mettono in risalto il fatto che sugli stessi pozzi, nel periodo 1997- 1999 sono state effettuate prove di emungimento che avevano dato valori di trasmissività nettamente più elevati degli attuali, sul BH1001 dell'ordine di $T=8.0 \cdot 10^{-3}$ mentre attualmente si ha $T=1.1 \cdot 10^{-4}$ e nel pozzo in sinistra 221 si aveva $T=2.4.0 \cdot 10^{-3}$ rispetto agli attuali $T=5.73 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Questo fattore di trasmissività più basso conferma che le iniezioni di miscele cementizie fino alla profondità di 100 m sul paramento interno realizzate nel 1999, hanno ridotto in maniera consistente la circolazione al di sotto dello sbarramento sia per l'area a valle diga che sul fianco sinistro, e che presumibilmente le acque che interessano l'argine

provengono direttamente dal manto interno al paramento, in conglomerato bituminoso che presenta lesioni e fratture di diverso tipo.



Fig.11.13 – Misura della soggiacenza nel piezometro n°8.

12.0 –Correlazione tra le caratteristiche chimico-fisiche delle acque di invaso e quelle dei piezometri esterni

Durante il 2012 sono state effettuate un insieme di rilievi di dati sulle caratteristiche fisico chimiche delle acque Tab.12.1 con l'impiego di una sonda multiparametrica Seba Idrometrie modello SEBA-KLLQ-2 Fig.12.1 con sensore MDS-8 qualilog.

Lo strumento è stato tarato in laboratorio con il collegandolo ad un computer portatile sul quale è stato installato uno specifico software di configurazione "SEBA Config". Ciò ha consentito di calibrare la sonda per i seguenti parametri:

	<i>Parametro</i>	<i>Unità di misura</i>
1	Temperatura	(C°)
2	Conducibilità	(μ S)
3	livello acqua	(m)
4	Salinità	(ppt)
5	TDS	(mg/l)
6	densità acqua	(g/l)
7	PH	PH
8	O2 concentrazione	(ppm)
9	O2 Saturazione in ossigeno	(%)
10	ORP Redox potenziale di ossido riduzione	(mV)

Tab.12.1 –Tabella dei parametri misurati dalla Sonda Multi-parametrica KLL-
Q2- MDS-8



Fig.12.1- Sonda multi parametrica Seba Kll-Q2 con Sensore MDS-8

Conoscendo le caratteristiche dell'invaso artificiale sono stati scelti un insieme di punti di campionamento specifici, ubicati in particolare a valle della diga di Medau Zirimilis, poiché nel presente studio si cercherà di trovare una correlazione tra i parametri fisico- chimici misurati e la circolazione idrica sotterranea. Di rilevante importanza misurare a valle dello sbarramento principale i parametri, sia nei piezometri, che nei dreni di destra e sinistra in virtù del fatto che le problematiche di infiltrazioni nello sbarramento in terra si verificano in particolare in quest'area, e sembrano essere rilevanti sul fianco sinistro.

Un insieme di misure inoltre è stata effettuata all'interno del lago artificiale sia vicino allo sbarramento, che al centro del lago, che in prossimità dell'immissario, inoltre negli stessi punti con diverse profondità di campionamento, rispettivamente sul fondo, circa a metà della colonna d'acqua e in superficie Fig.12.2.



Fig.12.2- Campionamento sulla superficie del lago

Un altro punto particolare prescelto per il campionamento è stata la sorgente denominata Medau Su Campu presso l'azienda agricola Picciau, scelta in particolare poiché si disponeva in bibliografia di dati di antecedenti rilievi risalenti agli anni 70'. Per ciascun punto di campionamento sono state rilevate le coordinate gauss-boaga del punto per una corretta ubicazione su carta e

impostazione su un database GIS, che consenta successive elaborazioni dei dati. Lo scopo dei rilievi è quindi la ricerca di una correlazione tra i parametri delle acque del lago e quelle dei drenaggi o dei piezometri di valle, e verificare se si ha un a diretta circolazione oppure si ha il mescolamento di acque provenienti da una falda profonda, mentre si può presupporre che in alcuni punti si ha un proporzionale mescolamento delle acque di superficie con le acque del fondo lago. Inoltre un campionamento è stato effettuato nella vasca di raccolta del cunicolo, quindi all'interno dello sbarramento nel punto più depresso, in tale punto si raccolgono le acque dei dreni del manto di impermeabilizzazione in conglomerato bituminoso e le acque dei piezometri di sottopressione.

ID	localizzaz	temperatura	conducibilità	livello acqua	salinità	TDS totale solidi disciolti	densità acqua	PH	Ossigeno concentrazione	O2Saturazione Ossigeno	Potenziale ossido riduzione ORP Redox
1	Lago Carru Segau	28.21	0.32	0.095	0.159	0.215	926.3	8.227	1.462	18.84	92.78
2	Drenaggio sinistra	15.73	0.406	0.043	0.197	0.272	999.1	6.510	1.975	19.93	134.1
3	Piezom BH 1001 valle	23.45	0.441	2.6	0.217	0.269	997.6	8.297	0.218	2.534	-202.7
4	Drenaggio destra	16.98	0.393	0.032	0.192	0.264	0.998	7.371	2.501	25.94	-91.35
5	Medau Su Campu	29.7	1.525	-1.82	0.768	1.024	0.996	8.252	3.48	45.41	116.5
6	drenaggi valle Dx	16.0	0.499	0.454	0.243	0.335	999.1	7.034	1.016	10.36	180.6
7	drenaggi valle Sx I°	14.09	0.357	0.442	0.173	0.239	999.4	6.729	0.642	6.276	211.3
8	drenaggi valle Sx II°	13.97	0.399	0.415	0.193	0.267	999.4	6.628	0.936	9.106	172.8
9	Dreno valle 1999	14.85	0.614	0.778	0.299	0.412	999.3	8.185	0.711	6.267	-323.7
10	Cunicolo vasca	12.26	0.341	0.379	0.164	0.228	999.6	7.560	1.417	13.3	-34.74
11	Piez 226	18.32	0.391	0.087	0.191	0.262	998.7	7.68	3.424	35.36	-59.23
12	centro lago -21 mt.	10.58	0.284	18.22	0.136	0.19	998.8	6.983	0.046	0.414	-107.1
13	centro lago superf.	29.0	0.321	0.269	0.159	0.215	996.0	8.195	1.127	14.82	48.48
14	Lago immissario	28.9	0.332	5.916	0.159	0.216	996.3	7.47	0.85	10.99	2.246

Tab.12.2 – Tabella riepilogativa dei dati campionati Agosto 2012.

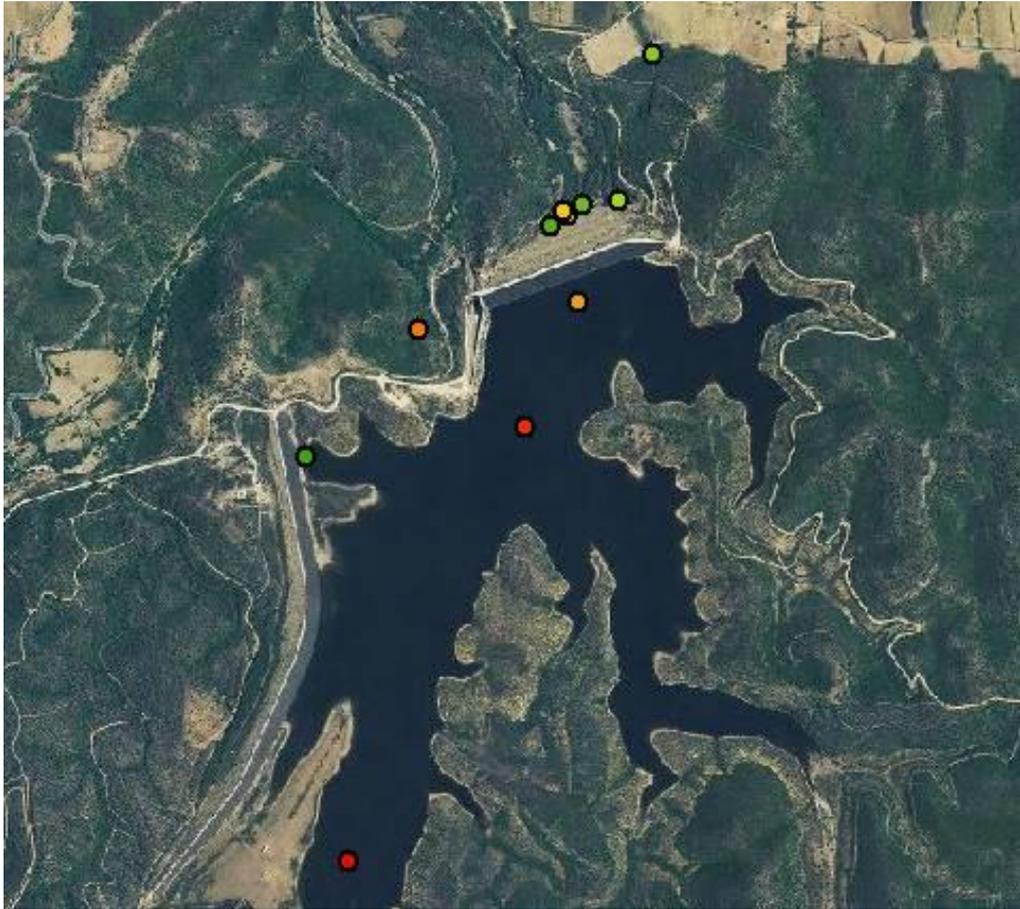


Fig.12.3 – Ubicazione dei punti di campionamento su orto-foto dell'anno 2006

L'osservazione dei dati misurati nel mese di Agosto, i valori relativi alla temperatura variano tra un massimo di 29°C nella superficie del lago e raggiungono un minimo di 10°C sul fondo dell'invaso. È stato messo in risalto il parametro temperatura misurata nel punto più profondo del lago-21 m sono nettamente più basse che in superficie.

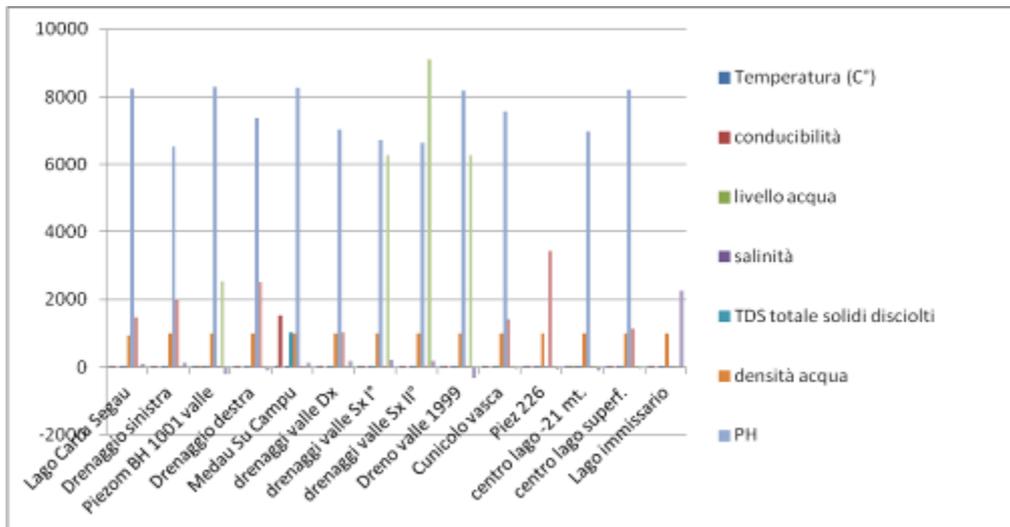


Fig. 12.4 - Istogramma relativo all'andamento dei parametri chimico – fisici misurati periodo Luglio 2012.

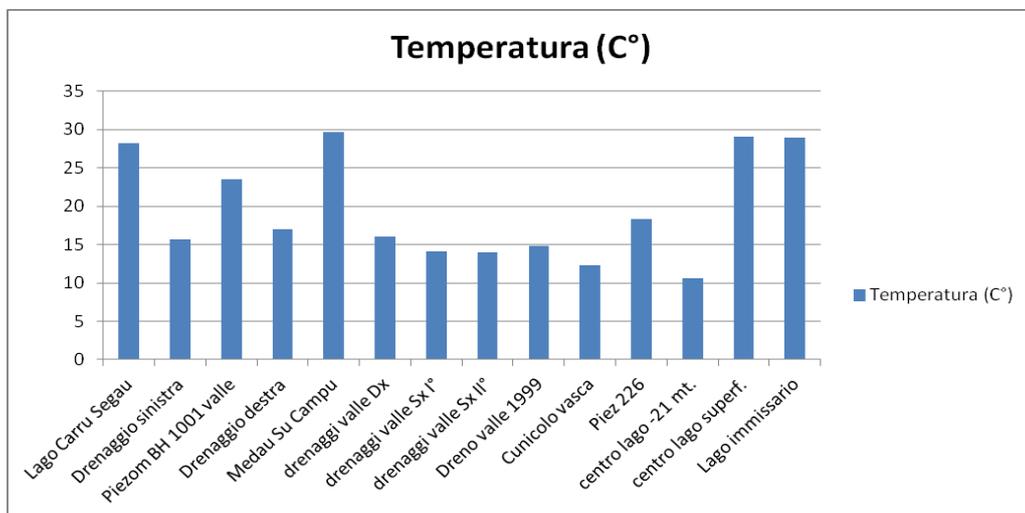


Fig.12.6 - Grafico relativo all'andamento della temperatura campagna di misure Agosto 2012.

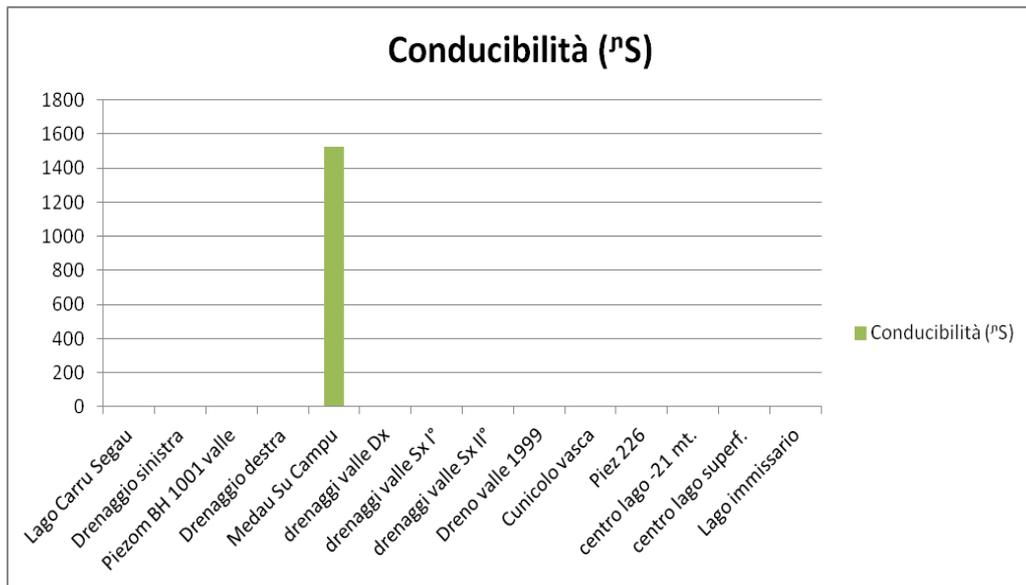


Fig. 12.5- Grafico relativo all'andamento della conducibilità campagna di misure Agosto 2012.

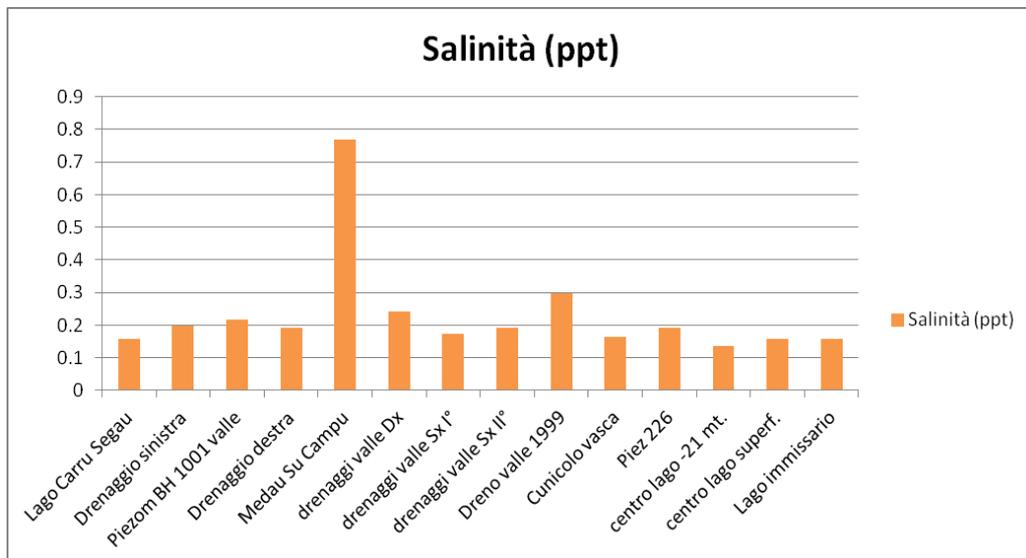


Fig. 12.7-Grafico relativo all'andamento della salinità campagna di misure Agosto 2012.

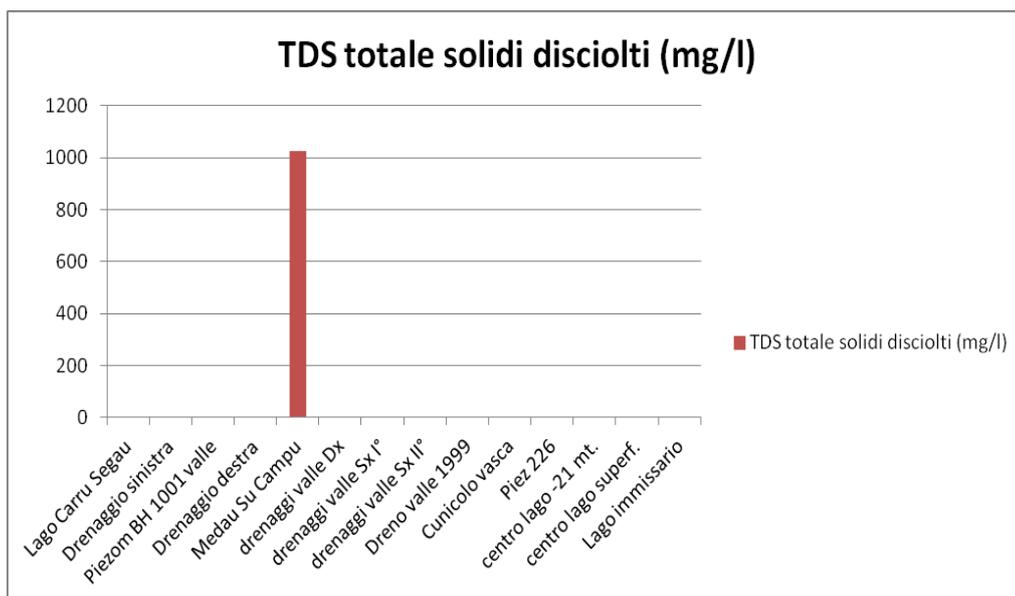


Fig. 12.8 - Grafico relativo all'andamento TDS campagna di misure Agosto 2012.

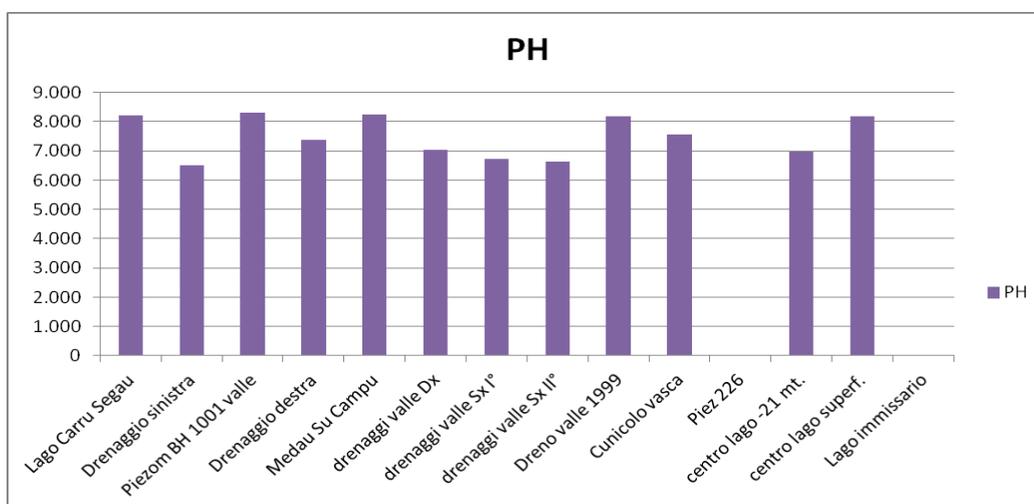


Fig.12.9 - Grafico relativo all'andamento del PH, campagna di misure Agosto 2012.

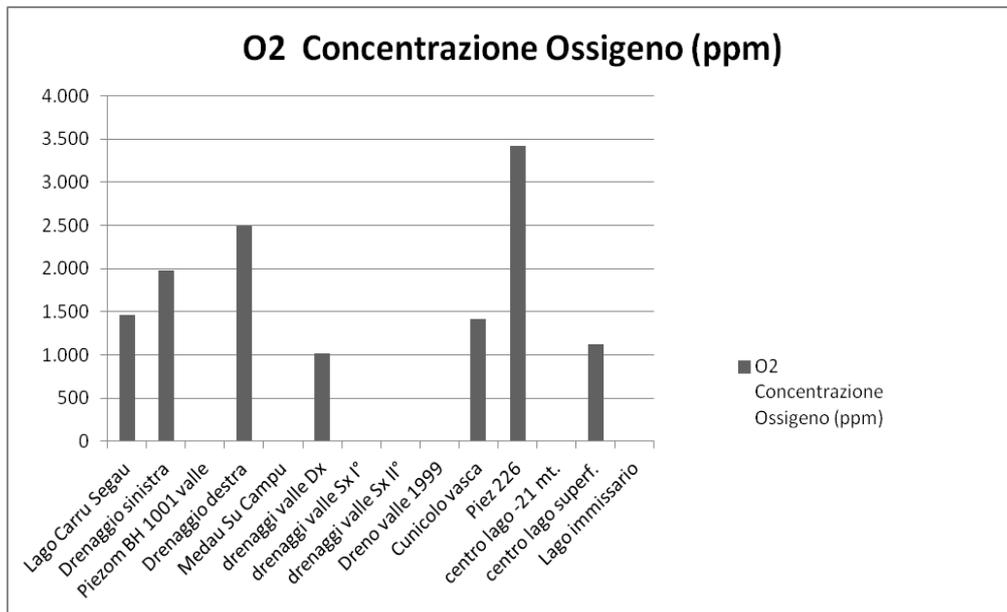


Fig. 12.10 - Grafico relativo all'andamento della concentrazione in ossigeno, campagna di misure Agosto 2012.



Fig. 12.11 – Misure effettuate nei drenaggi interni al cunicolo.

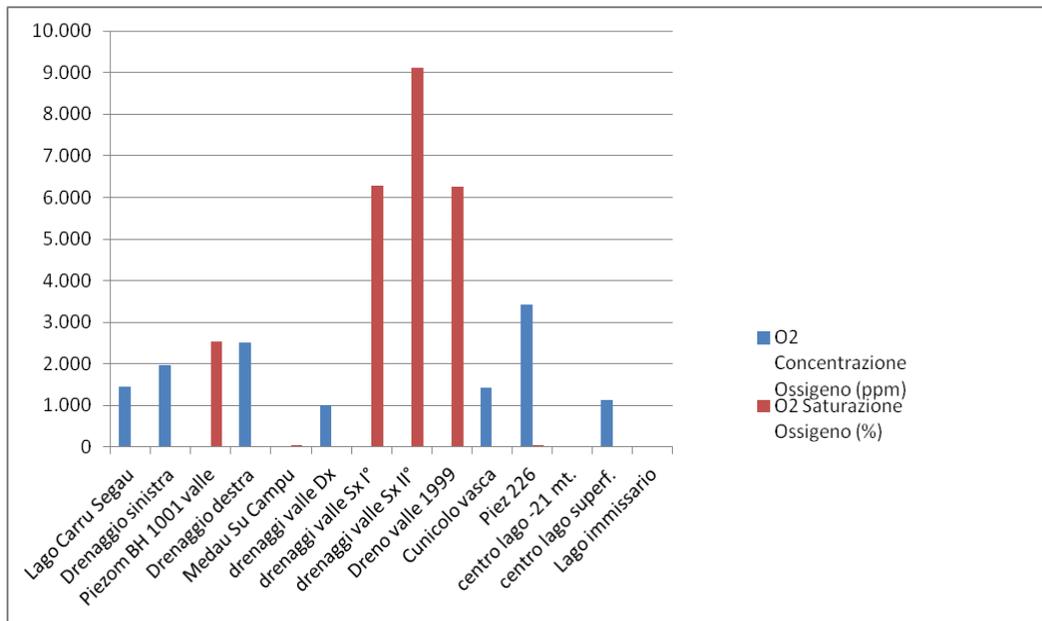


Fig. 12.11 – Misure effettuate nei drenaggi interni al cunicolo.



Fig.12.12 – Ubicazione dei punti di misura delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque in superficie e in profondità del lago Ottobre 2012.

localizzazazione>>	lago-1	lago-2	lago-3	lago-4	lago prof 1	lago prof 2	lago prof 3	lago prof 4
Temperatura (C°)	23.73	23.74	23.71	23.79	10.7	11.5	10.8	11.0
Conducibilità (µS)	0.325	0.326	0.326	0.325	0.285	0.29	0.275	0.274
Livello acqua (m)	superf	superf	superf	superf	10.70	12.30	13.70	10.20
Salinità (ppt)	0.160	0.160	0.160	0.160	0.137	0.132	0.131	0.135
TDS totale solidi disciolti (mg/l)	0.218	0.217	0.218	0.218	0.191	0.191	0.19	0.192
Densità acqua (g/l)	997	997.5	997.5	997.50	999.80	998.10	997.20	998.80
pH	7.925	7.941	7.956	7.980	7.025	7.030	7.41	7.32
O ₂ Concentrazione Ossigeno (ppm)	2.960	2.742	2.911	2.630	0.28	0.27	0.29	0.3
O ₂ Saturazione Ossigeno (%)	34.94	32.42	34.58	31.57	2.032	3.0	2.56	2.76
Potenziale ossido riduzione ORP Redox (mV)	182	161	162	148.6	-183.1	-178.5	-161	-210.2

Tab.12.3 – Valori relativi ai parametri chimico fisici delle acque misurati nel lago nei punti indicati in Fig. 12.12, con misure effettuate in superficie e alla profondità di circa 10 m.

Considerando i dati misurati nelle acque del lago, (Tab.12. 3, Fig.12.12), misurati nel mese di ottobre 2012, in 4 distinti punti con misure in superficie ed in profondità. Assume tra i diversi parametri un'importanza maggiore il parametro di temperatura, in superficie assume valori abbastanza elevati in superficie circa 23 °C, mentre alla profondità di circa 10 m ha temperature di circa 10°C. Questa osservazione indica la stratificazione dall'alto verso il basso delle acque nel lago nei periodi in cui gli afflussi da precipitazioni sono assenti, può essere così estrapolata se si ha la miscelazione delle acque, una

temperatura di circa 14°C, valore coincidente con quello misurato nei drenaggi del cunicolo e nei dreni di valle. Per quanto riguarda i piezometri in sponda sinistra, esterni allo sbarramento presentano per tutti i parametri caratteristiche simili alle acque di invaso, in particolare il piezometro 224, mentre i dati del piezometro di valle Bh1001, non mostrano alcuna correlazione con le acque dell'invaso, caratteristica che fa supporre l'assenza di comunicazione al di sotto dello sbarramento, o la probabile provenienza da circolazione profonda delle acque.

Pertanto le misure effettuate con la sonda multiparametrica, hanno fornito dati sulle caratteristiche qualitative delle acque, che con l'opportuna interpretazione grafica, consentono di affermare che le acque circolanti nei drenaggi di valle della diga, non hanno un'origine profonda, ma bensì rappresentano la filtrazione attraverso il corpo diga, ma presumibilmente provengono dall'invaso, confermando l'ipotesi che le lesioni del manto di impermeabilizzazione interno influenzano direttamente le perdite.

13.0 – Indagini termografiche sul rivestimento in conglomerato bituminoso del paramento interno dell'argine

Al fine di studiare la presenza di lesioni relative al rivestimento interno dello sbarramento della diga di Medau Zirimilis, si è scelto di impiegare nuove tecnologie di studio indirette, definibili quindi indagini non distruttive quali le tecniche termografiche.

La termografia è una nuova tecnologia che utilizza le caratteristiche dello spettro infrarosso per mettere in evidenza delle particolari caratteristiche dei materiali.

Le termo camere ad infrarosso infatti scattano delle immagini in cui tramite una scala di colori si rileva ogni minima differenza di temperatura, la termo camera impiegata per lo studio di questo caso è il modello NEC 9260 (Fig.13.1) che ha una elevata sensibilità fino a valori di 0.06 C° , il principio sul quale si basa il sensore di temperatura detto micro bolometro è calcolare la temperatura in base all' emissività del calore riflesso dal corpo in oggetto, in realtà qualsiasi corpo ha la tendenza ad esempio sotto la radiazione solare ad assorbire parte dell' energia ricevuta, trasmetterne e condurre un'altra parte.

Tramite l'utilizzo delle termo camere ad infrarosso è possibile scattare delle immagini ad infrarosso di monumenti storici, discariche di rifiuti solidi urbani, apparecchiature elettriche, verifiche termiche degli edifici.

Una delle principali applicazioni è l'impiego in archeologia, in questo campo infatti l'immagine ad infrarosso riesce su monumenti storici ad evidenziare e differenziare le diverse tipologie di materiale utilizzato, (ad esempio differenze di temperatura tra materiali litoidi come blocchi di calcare e trachite o tufite) distacchi di intonaco da parete non evidenti ad occhio nudo, risalita capillare dell'umidità negli edifici, lesioni strutturali e differenze di tipologia di malte cementizie utilizzate. L'immagine termografica ad infrarosso mette in risalto inoltre vuoti sotterranei, presenze di cisterne, presenza di sepolture superficiali, differenziazione tra suoli e suoli antropizzati e o materiali di riempimento.

Le tecnologie delle nuove termo camere ad alta sensibilità permettono di esaltare particolari differenze di temperatura come sorgenti termali e o differenziazione di sorgenti di acqua dolce in area marina costiera.



Fig.13.1 – Termocamera NEC- Thermo Tracer TH9260, strumento al top delle tecnologie esistenti.

La TH9260 ha una risoluzione pari a 640x480 pixel ed è capace di rilevare differenze termiche fino ad un massimo di 0.06°C, con un range operativo di temperatura compreso tra 20 °C e 60°C.

È dotata di una fotocamera con sensore pari a 1.3 Mega Pixel con 1 Lux di sensibilità che integra la funzione di sovrapposizione visibile/infrarosso. Ottima visibilità delle riprese termografiche grazie all'ampio display di 5.6 pollici ad alta risoluzione ed all'oculare TFT.

Inoltre, la funzione MULTIFOCUS NEC permette l'acquisizione di termogrammi con la corretta messa a fuoco di tutti i soggetti presenti nella visuale.

Caratteristiche dello strumento:

- ✓ Risoluzione Termica: 0.06°C
- ✓ Risoluzione Pixel: 640x480
- ✓ Range Massimo di Misura: da – 20°C a 500°C (fino a 2000°C con range opzionale)
- ✓ Minima Dimensione Rilevabile (I.F.O.V.): 0.6mrad (0.6mmq a 1mt di distanza)
- ✓ Acquisizione: 30 Hz (frames al secondo)
- ✓ Fusione Visibile/Infrarosso
- ✓ Funzione Multifocus
- ✓ Interfacciamento fire wire IEEE ; USB 2.0

Nello specifico caso della diga di Medau Zirimilis, l'indagine viene eseguita su un materiale costituito da conglomerato bituminoso, esso funge da rivestimento interno dello sbarramento realizzato con un rilevato in terra, e ha la funzione impermeabilizzante. Nel corso degli anni il sistema di impermeabilizzazione così realizzati a causa di vari fattori quali ad esempio gli agenti meteorici, il manto ha subito delle lesioni e deterioramenti, alcuni visibili ad occhio nudo, altri nascosti, ma rilevabili grazie alla tecnica termografica. Il principio su cui si basa la metodologia applicata è rilevare le differenze di temperatura che

Nel caso esaminato dello sbarramento della diga di Medau Zirimilis, l'applicazione delle tecniche termografiche ha mostrato buoni risultati, poiché la tipologia di materiale, il conglomerato bituminoso di cui è costituito il rivestimento interno, ha la tendenza ad assorbire nell'arco della giornata il calore dell'irradiazione solare, e rilasciarlo lentamente nelle ore serali. Dalle riprese effettuate è evidente che ove il materiale si presentava compatto le temperature sono più elevate, mentre all'interno delle lesioni e fratture, più basse e più fredde. Le indagini sono state condotte in diversi tempi con diversi livelli di invaso, con livelli invaso più bassi nel periodo settembre – ottobre 2012, sono state pertanto ottenute delle indagini con una maggiore superficie esposta e delle condizioni ambientali ottimali, in cui erano ridotti sia l'effetto di riflessione del calore molto accentuato, dovuto alla superficie del paramento studiata, che alla superficie dell'acqua nell'invaso. La superficie totale rivestita con il manto in conglomerato bituminoso, è di 41500 m² al

lunghezza del coronamento è di 495 m, e un'altezza massima di 51 m. La sezione trasversale del manto bituminoso, ha uno spessore totale di circa 32-34 cm, e degli strati di seguito descritti:

- ✓ Strato di base e di livellamento cm 8
- ✓ Strato di separazione e tenuta cm 6
- ✓ Strato drenante e controllo perdite conato cm 10
- ✓ Strato di tenuta alta densità con spessore 10 cm 250 Kg/m² fino a quota
invaso 130 m slm con spessore 8 cm 200 Kg/m² fino da quota invaso
130 m slm quota 151,00 m slm
- ✓ Sigillo superficiale con emulsione bituminosa 1,5 Kg/m²

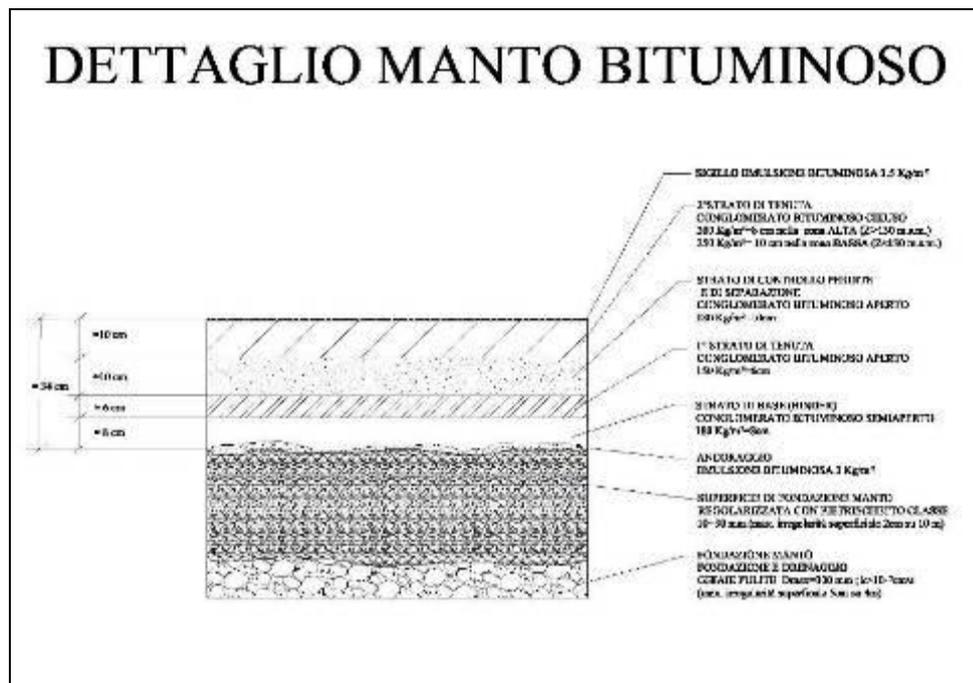


Fig.13.2 – Sezione di dettaglio del manto di rivestimento del paramento interno in conglomerato bituminoso.

In seguito alla sua realizzazione e a causa degli invasi sperimentali, il manto è rimasto per lunghi periodi di tempo esposto all'azione degli agenti atmosferici e dei raggi solari, in fase progettuale esso è stato concepito per restare ricoperto dalle acque, che fa presupporre dei ridotti cicli di contrazione e dilatazione che invece si verificano nella superficie esposta.

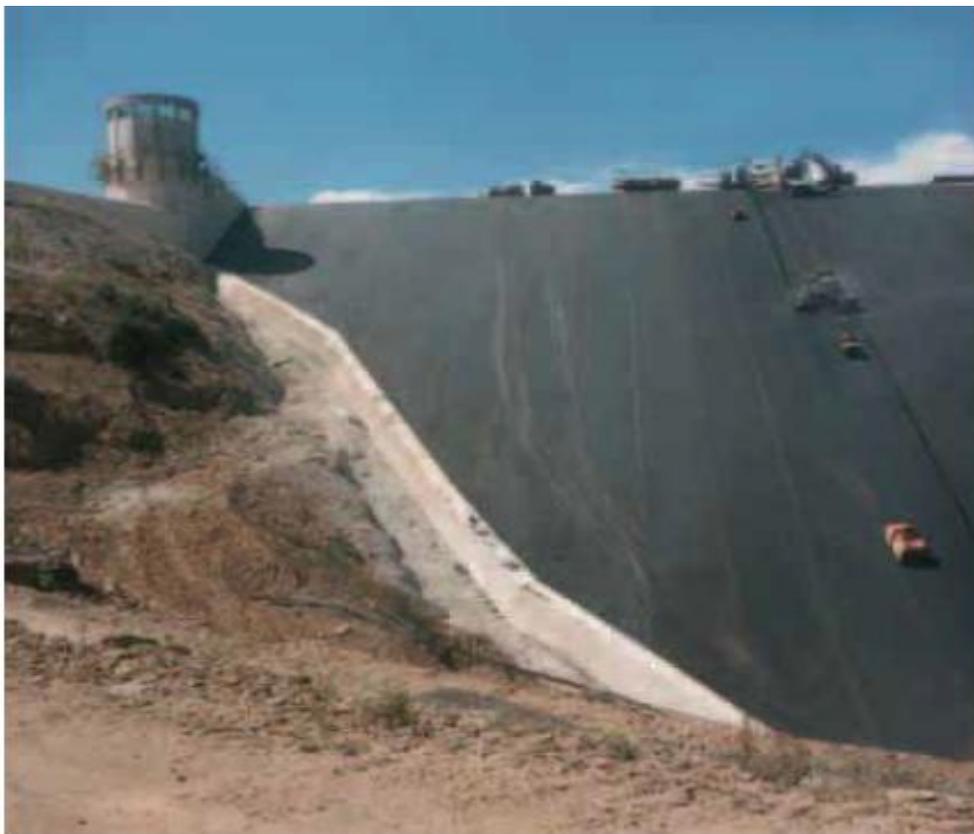


Fig. 13.3 – Fase di realizzazione del manto, con strisciate verticali - anno 1987
(foto Impresa Sarti).



Fig. 13.4– Rivestimento interno del manto completato - anno 1987 (foto
Impresa Sarti).

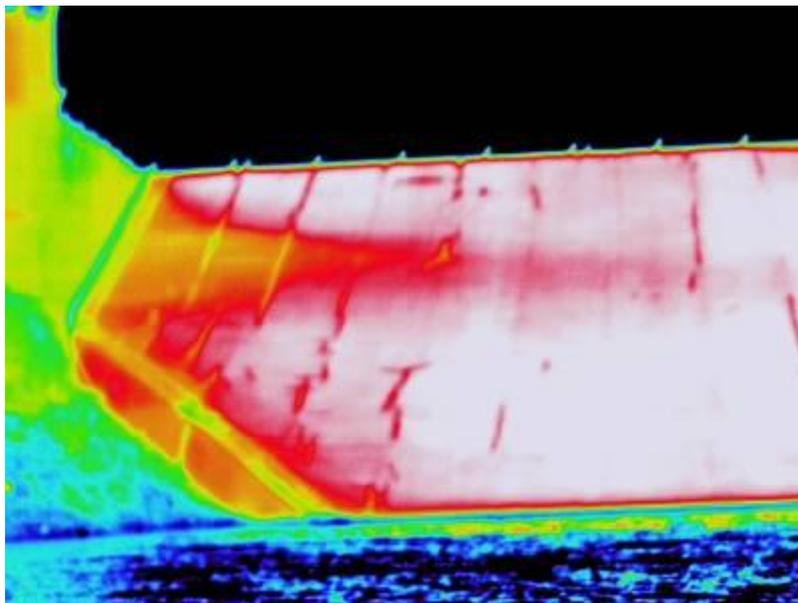


Fig.13.5 – Immagine termografica n°1 sinistra del paramento interno ripresa
del 27-09-2012 alle ore 17:56



Fig.13.6 – Immagine visibile n°1 sinistra del paramento interno ripresa del 27-09-2012 alle ore 17:56

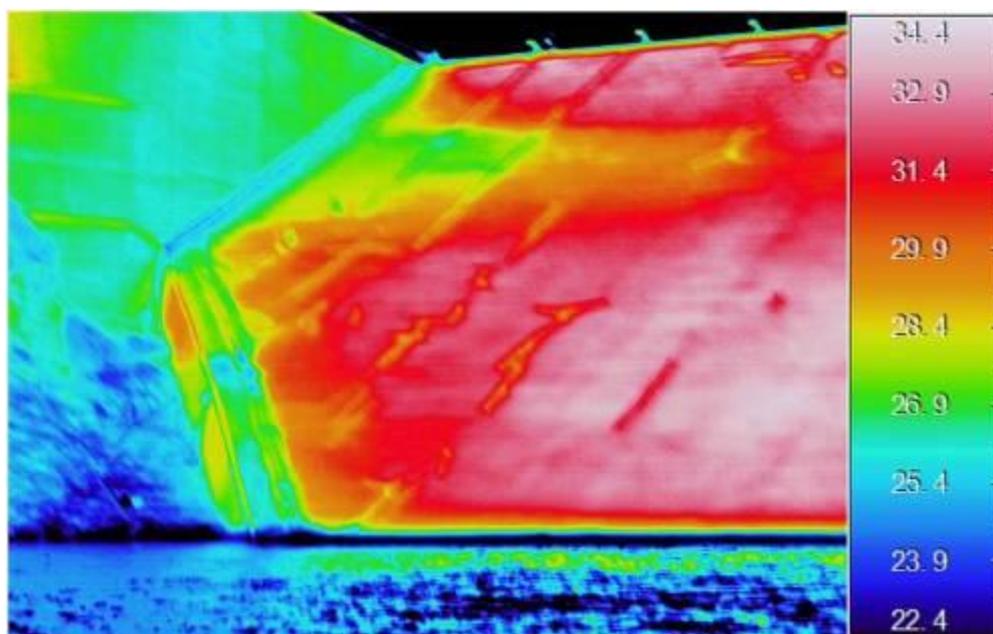


Fig.13.7 - Immagine termografica n°2 sinistra paramento interno ripresa del 27-09-2012 alle ore 17:57



Fig.13.8 – Localizzazione dell'immagine n°2 sinistra, relativa al paramento interno della diga di Medau Zirimilis.

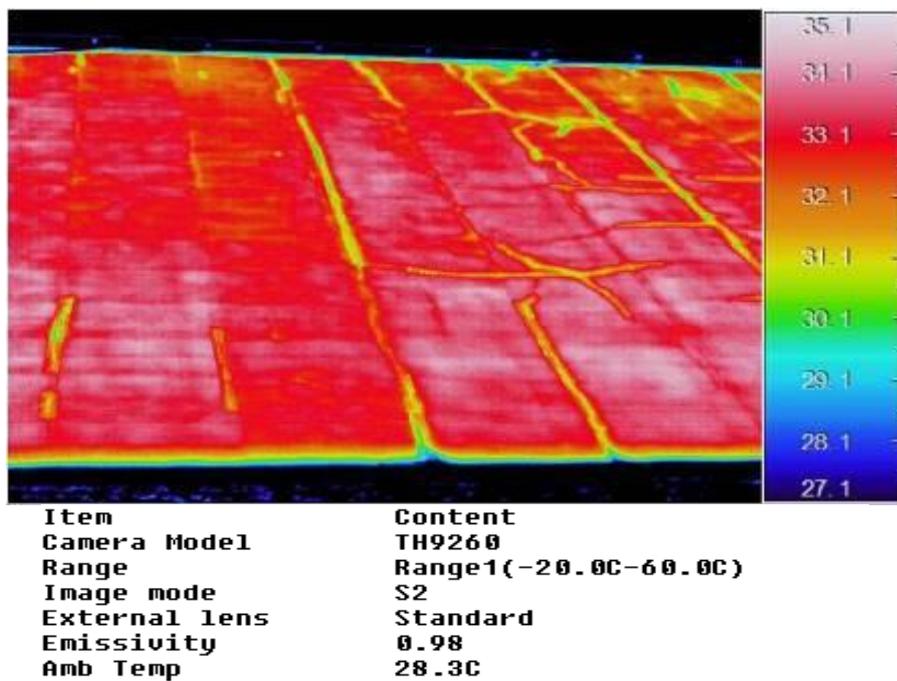


Fig.13.9 – Immagine termografica n°3 del settore centrale sinistro del paramento interno ripresa del 27-09-2012 alle ore 17:58, con indicazione delle condizioni ambientali.



Fig.13.10 – Ubicazione dell'immagine termografica n°3 settore centrale del paramento

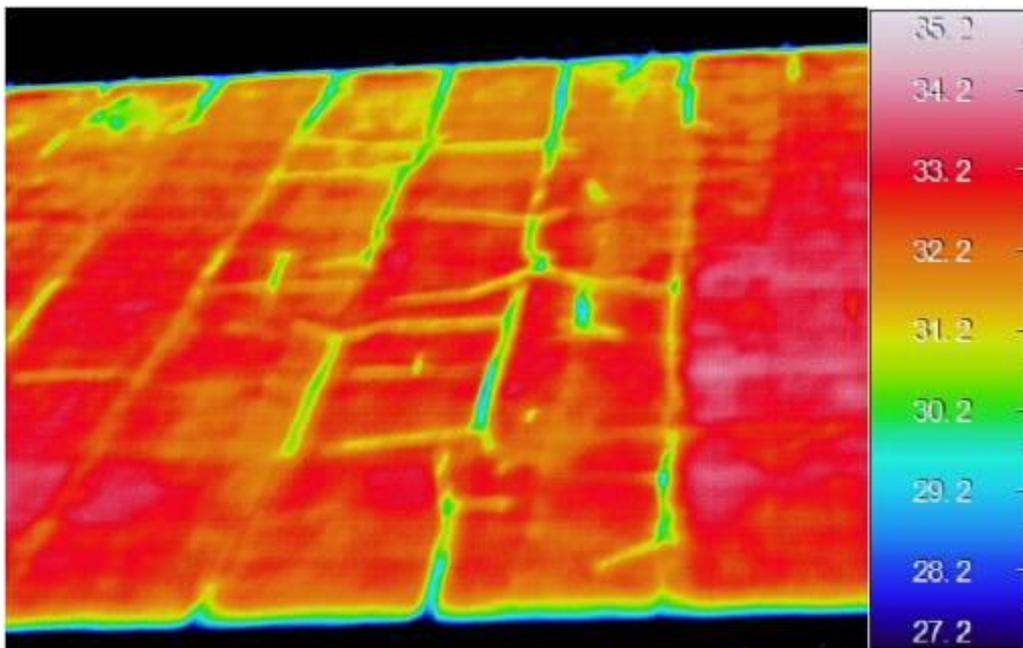


Fig.13.11 – Immagine termografica n°4 settore centrale del paramento interno ripresa del 27-09-2012 alle ore 17:58.

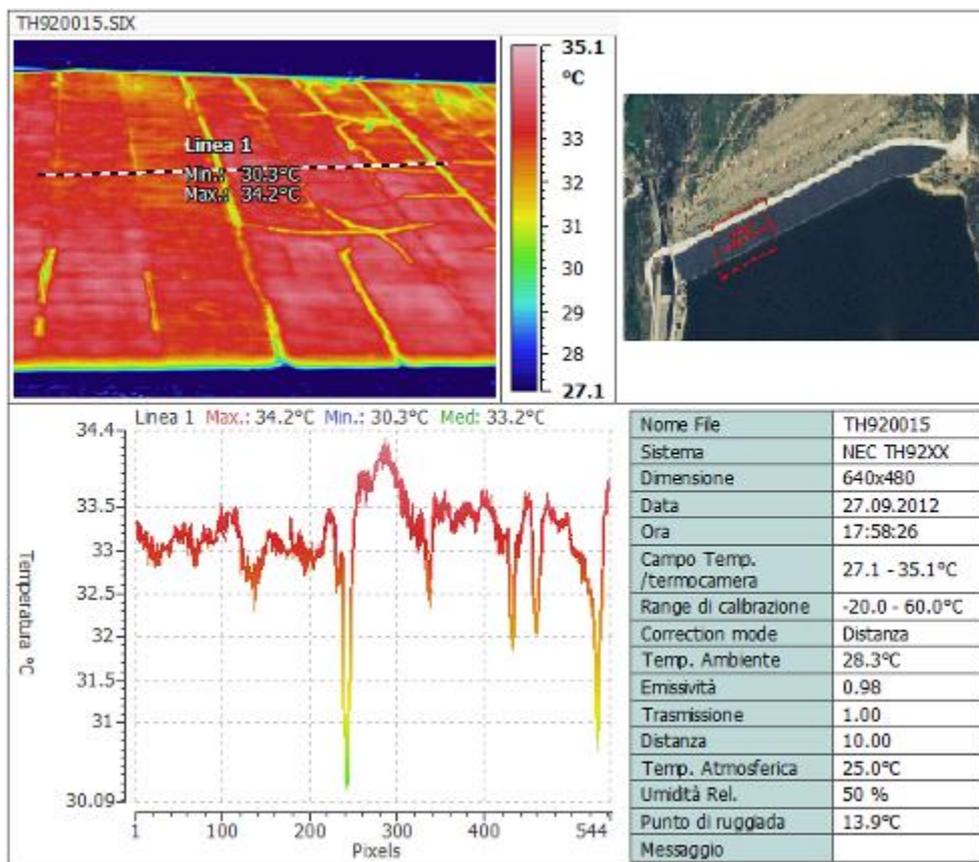


Fig. 13.12 – Immagine termografica n°3 settore centrale del paramento interno ripresa del 27-09-2012 alle ore 17:58, profilo termico lungo la linea 1 con indicazione delle condizioni ambientali.

La realizzazione di riprese termografiche ha consentito di mettere in evidenza le criticità del manto (Fig.13.9, Fig.13.11, Fig.13.12, Fig.13.13) in conglomerato bituminoso che riveste internamente il paramento della diga, osservando la Fig. 13.9 e Fig 13.10, si può constatare che le lesioni principali del manto talvolta anche ben visibili ad occhio nudo, hanno un andamento assai vario, ma viene rimarcato con le immagini termografiche l'andamento di alcuni particolari dovuti alla posa in opera del manto, esso è stato realizzato

con un insieme di strisciate verticali. Il profilo chiamato “linea 1” della Fig. 13.12, nel quale sono ben marcati dei picchi di bassa temperatura, evidenzia i punti di saldatura delle diverse strisciate di posa, Fig.13.10, che presentano dei “vuoti”, i quali fanno presupporre una mancata sovrapposizione laterale delle strisciate e una loro corretta giunzione. Le lesioni con andamento trasversale, possono essere generate, sia da una dilatazione e contrazione ripetuta nel tempo, che da un fenomeno di scivolamento verso il basso sul piano inclinato di porzioni di rivestimento, in alcuni casi interessa solo lo strato di 8-10 cm di tenuta, in altri casi l'intero “pacchetto di rivestimento” comprendente sia il sigillo di fondazione che lo strato drenante intermedio.

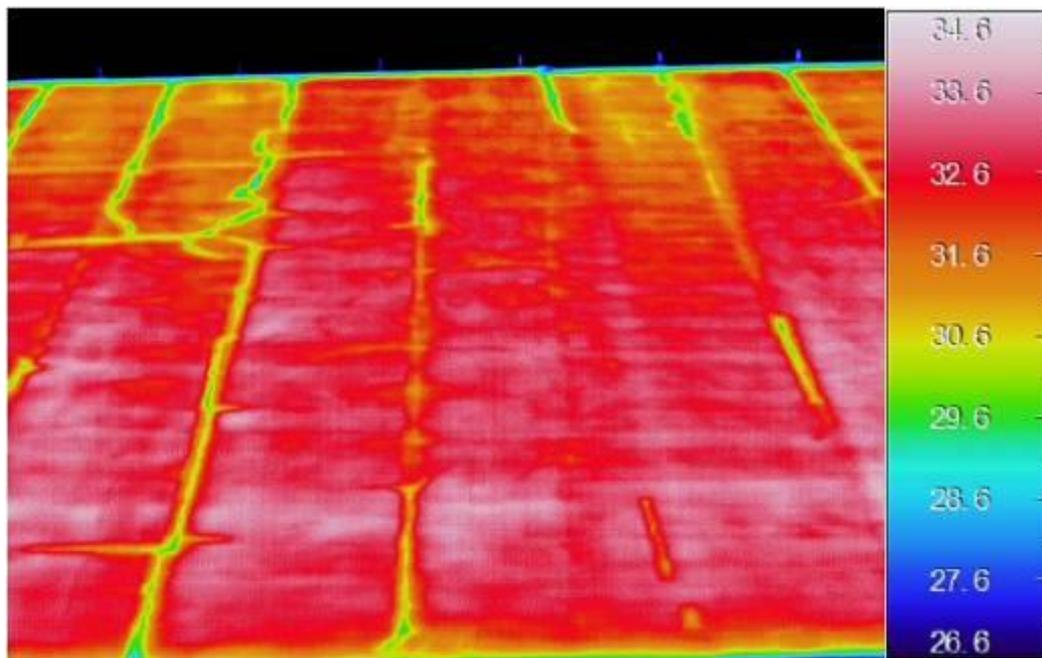


Fig.13 – Immagine termografica n°5 del 27 settembre 2012, il colore giallo indica temperature più basse che rimarkano le lesioni più o meno aperte.

14.0 – Conclusioni

Le ricerche geologiche e idrogeologiche effettuate nell'area d'imposta dello sbarramento in terra della diga di Medau Zirimilis hanno messo in luce i principali lineamenti geologico-strutturali del sito e la valutazione del grado di fatturazione dell'ammasso roccioso, consentendo di individuare, per quanto possibile, una correlazione tra i caratteri strutturali e l'andamento della circolazione idrica sotterranea.

I dati meteorologici relativi alle stazioni più prossime all'invaso, elaborati con software specifici, *SHEEb Universidad de Zaragoza* (Spagna) hanno consentito di studiare il bilancio idrogeologico e l'entità degli afflussi ordinari e di quelli legati a fenomeni pluviometrici estremi nel bacino idrografico sotteso dalla diga.

Dall'elaborazione dei dati relativi ai diversi piezometri esistenti nell'argine e nel suo intorno, catalogati in un database GIS, che racchiude al suo interno i livelli idrici rilevati nel corso degli ultimi cinque anni, sono state realizzate un insieme di mappe isopiezometriche che consentono una ricostruzione dettagliata della circolazione idrica sotterranea nel fianco sinistro dell'area di imposta dello sbarramento, nel fianco destro e a valle diga.

Lo sviluppo di grafici che correlano i livelli di invasore con l'andamento delle piezometriche ha permesso di individuare quali sezioni dello sbarramento e

dell'area di imposta della diga hanno una risposta immediata, ovvero una correlazione diretta con la variazione del livello di invaso.

Tramite prove di emungimento opportunamente effettuate sono stati stimati i parametri di trasmissività dell'acquifero nel settore relativo al fianco sinistro e a valle diga. Dai valori ottenuti si sono potuti riscontrare bassi valori di permeabilità e trasmissività che, confrontati con test di emungimento effettuati negli anni 90', mostrano una cospicua riduzione dei relativi valori.

Tale miglioramento può essere ricondotto alla realizzazione, nel 1999, di interventi di impermeabilizzazione e approfondimento dello schermo di tenuta fino ad una profondità di 100 m dal piano di imposta della diga, e alla realizzazione del nuovo cunicolo di raccolta delle acque di drenaggio al di sotto dell'argine di sbarramento. L'esito positivo delle opere realizzate in questa fase hanno prodotto anche il conseguente abbassamento della piezometrica nella sezione trasversale centrale dello sbarramento e una sensibile riduzione della trasmissività nell'ammasso roccioso, d'imposta come verosimilmente viene confermato anche dal modello idrogeologico bidimensionale elaborato con il software SEEP-W.

Per quanto riguarda il manto di impermeabilizzazione del paramento interno, realizzato in conglomerato bituminoso, le indagini termografiche e relativi profili, hanno permesso di evidenziarne le criticità dovute a probabili difetti nella sua messa in opera e a lesioni originatesi nel corso del tempo dal

progressivo degrado del materiale utilizzato. I risultati conseguiti consentono di ipotizzare che le discontinuità e le lesioni riscontrate influenzano sensibilmente il comportamento idrogeologico dell'insieme della struttura al variare dei livelli di invaso.

Mediante l'elaborazione grafica e l'interpretazione dei dati raccolti con la sonda multiparametrica della Seba Hydrometrie modello SEBA-MPS-8, (con il relativo software di calibrazione e gestione Seba Config), sulle caratteristiche qualitative, è possibile affermare che le acque circolanti nei drenaggi di valle della diga non hanno un'origine profonda, ma bensì rappresentano la filtrazione attraverso il corpo diga, provenendo dall'invaso, confermando l'ipotesi che le discontinuità e le lesioni del manto di impermeabilizzazione del paramento interno influenzino direttamente le perdite.

Per concludere, dai risultati della ricerca svolta è possibile affermare che attraverso l'argine in terra, che costituisce il corpo diga, esistono rilevanti problemi di filtrazione i quali, oltre che essere causa di perdite del volume d'invaso, se non attentamente monitorate e mitigati, possono anche minare la stabilità del manufatto. La soluzione di tali problemi deve prevedere, insieme ad ulteriori specifiche indagini specialistiche attraverso l'uso di georadar, geofisica, ecc., una serie di interventi strutturali sostanziali quali, il risanamento delle lesioni del manto di impermeabilizzazione interno in bitume, o il suo rafforzamento con geo-membrana in polietilene HPDE e iniezioni di

resine, specificamente in alcuni settori dell'area drenata dal cunicolo di monte dove sono stati riscontrati livelli piezometrici anomali.

Bibliografia:

AA. VV. (2002), *Landslides, Proceedings of the First European Conference on Landslide*, Prague, Czech Republic, June 24-26, A.A. Balkema Publishers

AA. VV. (2002), *Risk Analysis III, Proceedings of the Third International Conference on Computer Simulation in Risk Analysis and Hazard Mitigation*, Sintra, Portugal, June 19-21, Wessex Institute of Technology Press

Allegra P., Carboneris M., Godone F., Lollino G. (1998), “*Studio della metodologia per una banca dati per i dissesti relativi alla viabilità della Provincia di Torino*”, Atti del Convegno su “Rischio Irogeologico, Opere di Difesa ed Uso del Territorio nel Canadese”, Ivrea 8-9 maggio 1998

Amandola G. e Terreni V. (1970), *Analisi chimica strumentale e tecnica*. Edizioni Tamburini, Milano.

Appelo C.A.J. e Postma D. (1996), *Geochemistry, groundwater and pollution*. A.A. Balkema, Rotterdam.

Aru A., Baldacchini P., Cocuzza T. (1970), *Prime osservazioni sui rapporti tra geomorfologia e geopedologia nella Valle del Cixerri* “Boll. Soc. Geol. It.”, 89, Roma.

Barca S., Di Gregorio F. (1993), *Geologia e Paesaggio* In: I Parchi della Sardegna: Sulcis. Edisar, Cagliari.

Barnes I. e O'Neil J.R. (1969), *The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentization, western United States*. Geol. Soc. Am. Bull. 80: 1947-1960.

Barnes I., LaMarche V.C. Jr, Himmelberg G. (1967) *Geochemical evidence of present-day serpentization*. Science 156: 830-832.

Bates R.G. (1964) *Determination of pH: theory and practice*. Wiley, New York.

Boi Simona Rel. Marini A. Orru P. (1997/98), *Evoluzione morfologica dei depositi continentali Plio (?) Pleistocenici del settore di Siliqua*. Biblioteca Scienze della Terra Cagliari. Coll. N°780. Tesi di laurea inedita.

Bralia A., Ghezzi C., Guasparri G., Sabatini G. (1981), *Aspetti genetici del batolite sardo-corso*, Rend. Soc. It. di Miner. e Petrol., 38(2), 701-764.

Calledda Rita Rel. Leone F. (1991/92), *Rilevamento geologico 1:10.000 su formazioni dell' ordoviciano superiore nell' area di Monte Arcosu – Monte Orri*. Biblioteca Scienze della Terra Cagliari. Coll. N°522. Tesi di laurea inedita.

Cara C. Rel. Barbieri- Pecorini G. Uras (1996/97), *Applicazione del metodo di Kennessy al bacino non strumentato della diga di Medau Zirimilis e sua valutazione tramite l'utilizzo dei dati idrometeorologici*. Biblioteca Scienze della Terra Cagliari. Tesi di laurea inedita.

Carmignani L., Coccozza T., Gandin A., Pertusati P.C. (1982), *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente Sulcis. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.* Società Geologica Italiana, Cagliari.

Carmignani L., Coccozza T., Gandin A., Pertusati P.C. (1982), *Lineamenti della geologia dell'Iglesiente Sulcis. In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo.* Società Geologica Italiana, Cagliari

Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G. & Ciccu, Lai M.R., Loddo S., Puddu R., Serra G. (1995), *Lo studio geopedologico nella pianificazione degli interventi di difesa del suolo e di mitigazione della desertificazione. Salvaguardia della risorsa pedologica nel quadro della legge n. 183/89: il bacino del Rio Santa Lucia di Capoterra, Atti del Convegno "Il ruolo della pedologia nella Pianificazione e Gestione del Territorio", Cagliari, 6-10 giugno 1995, 351-354.*

Castellan G. W. (1971), *Physical chemistry. 2*

Cherry J.A. (1983), *Piezometers and other permanently-installed devices for groundwater quality monitoring. Proc. Conf. on Groundwater and Petroleum Hydrocarbons: Protection, Detection and Restoration, IV, 1-39.*

Chiles, J. P. & Delfiner, P. (1999), *Geostatistics: modeling spatial uncertainty,* John Wiley & Sons, New York; Chichester. xi, 695 pp.

Ciccacci S., Fredi P., Lupia Palmieri E.,(1981), *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali.* Boll. Soc. Geol. It. 99 pp 455-516

Ciccacci S., Fredi P., Lupia Palmieri E.,(1981), *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali.* Boll. Soc. Geol. It. 99 pp 455-516

Cinus D. (2008), *Il trasporto solido nei torrenti del Sarrabus e del Rio San Girolamo di Capoterra, in "Il Geologo" periodico quadrimestrale dell'Ordine dei geologi della sardegna, anno XV, n. 3,12-21.*

Civita M., (2005), *Idrogeologia applicata e ambientale.* Casa Editrice Ambrosiana, Milano.

Cocuzza T. Massoli-Novelli R. (1967), *Due nuovi affioramenti di lave andesitiche nel complesso terziario della Valle del Cixerri.* "Boll. Soc. Geol. It." 86, Roma.

Deutsch C.V., Journel A.G, (1997), *GSLIB, Geostatistical Software Library and User's Guide (Applied Geostatistics Series),* Second Edition, Oxford University Press, 369 pp.,

Di Gregorio F., Pusceddu M., Serreli A. (2006), *Modello per la valutazione della pericolosità geomorfologia nel bacino del Riu Pula, X Conferenza nazionale ASITA - Federazione delle associazioni scientifiche per le informazioni territoriali e ambientali, Bolzano, Novembre 2006.*

DOUNIAS G., POTTS D., VAUGHAN P. (1996), *Analysis of progressive failure and cracking in old British dams*. Géotechnique, 46, n. 4, pp. 629-640.

Doyle R.W. (1968), *The origin of the ferrous ion-ferric oxide Nernst potential in environments containing ferrous iron*. Am.J.Sci. 266, 840-859.

Duval (1990) Ewing G.W. (1969), *Instrumental Methods of Chemical Analysis*, 3d Ed. McGraw Hill, New York.

Elci A, GP Flach, and FJ Molz. (2003), “*Detrimental Effects of Natural Vertical Head Gradients on Chemical and Water Level Measurements in Observation Wells: Identification and Control.*” Journal of Hydrology 281:70-81.

Era N. Rel. Leone F. (1991/92), *Rilevamento geologico della formazione di Monte Orri nel Sulcis iglesiente (Sardegna sud occidentale)*. Biblioteca Scienze della Terra Cagliari. Coll. N°516. Tesi di laurea inedita.

Ferrara C., Murru M., Cristini A. (1995), *Considerazioni paleoclimatiche sull'eocene del Sulcis*. Atti museo geologia e paleontologia Monfalcone – Quaderno speciale 3, 33-49

Ferrari M., Buzzanca G., Diacci E., Uberti F. (1988), *Qualifica in campo di sonde di corrosione e di conducibilità in linea ed in pozzo. Progettazione e prove di laboratorio di sensori di pH per alta temperatura*. 2° Seminario Informativo sulle Attività di Ricerca promosse con i Progetti Esecutivi 1984 e 1986, Sottoprogetto Energia Geotermica, PFE, SI-5, 773-796.

Fontanella E.M. (2007), *Previsione del comportamento meccanico e idraulico di una diga in terra zonata: effetti del contenuto d'acqua di compattazione*. XXIII Convegno Nazionale di Geotecnica, pp.245-252.

Freeze RA and JA Cherry. (1979), *Groundwater*. Prentice-Hall, New Jersey.

Giggenbach W.F. e Goguel R.L. (1989), *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. DSIR Report CD-2401, 4th Ed.

Gimeno D., Assorgia A , Balogh K., Díaz N., Marongiu F., Rizzo R., Secchi F.A., Lecca L. *Actividad volcánica explosiva de tipo peleano en el umbral de Siliqua, sector oriental del valle de Cixerri, Oligoceno de la isla de Cerdeña, Italia*. Geotemas 1(3), 321-324.

Gjerde D.T. e Fritz J.S. (1987), *Ion chromatography*. Springer-Verlag. Berlin, 281 p.

Goovaerts, P. (1997), *Geostatistics for natural resources evaluation. Applied geostatistics series.*, Oxford University Press, New York; Oxford. xiv, 483 p.

Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L. & Entekhabi. D. (2004), *Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully distributed physically-based approach*, Journal of hydrology, pp. 80-111.

Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L. & Entekhabi. D. (2004), *Chatchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model*, Water Resources Research, vol. 40, pp. 1-23.

- Ivanov, V. Y., Vivoni, E. R., Bras, R. L. & Entekhabi. D. (2004)**, *Preserving high-resolution surface and rainfall data in operational-scale basin hydrology: a fully distributed physically-based approach*, Journal of Hydrology, pp.
- Jacob C.E. (1940)**, *On flow water in an elastic artesian aquifer*. Trans. Amer Geoph Union, 2
- Jappelli R. (2003)**, *Le costruzioni geotecniche per le grandi dighe in Italia*. Conf. “Arrigo Croce” 2002, Rivista Italiana di Geotecnica, 2, pp. 17-78.
- Jaworski G. W., Duncan J. M., Bolton H. (1981)**, *Laboratory study of hydraulic fracturing*. Journ. Of Geotech. And Geoenvironmental Eng., pp. 713-732.
- Journel, A.G. & Huijbregts, C.J. (1978)**, *Mining Geostatistics*. Academic Press Inc., London. 600pp.
- Kennedy V.C. e Zellweger G.W. (1974)** *Filter pore-size effects on the analysis of Al, Fe, Mn, and Ti in water*. *Water Resour. Res.* 10, 785-790.
- Kitanidis, P.K.:** *Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology*, Cambridge University Press. 1997
- L. Carmignani, R. Carosi, A. Di Pisa, M. Gattiglio, G. Musumeci, G. Oggiano, P.C. Pertusati**, *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. *Geodinamica Acta*, 7, 31-47 (1994).
- Langmuir D. (1971)**, *Eh-pH determination*. In R.E. Carver (ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*, Wiley, New York, 597-634.

Lantuéjoul, C. (2002), *Geostatistical Simulation: Models and Algorithms*. Springer, 256 p.

Laxen D.P.H. e Chandler I.M. (1982), *Comparison of filtration techniques for size distribution in freshwater*. Anal. Chem. 54, 1350-1355.

Leone F. (1973), *La serie paleozoica del settore di Orbai – Monte Maiori (Valle del Cixerri)*. Boll. Soc. Geol. It. 92, 621- 633.

Leone F, Hamman W., Laske R., Serpagli E., Villas E, *Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia*. Boll. Soc.

Leone F. (1973), *La serie paleozoica del settore di Orbai – Monte Maiori (Valle del Cixerri)*. Boll. Soc. Geol. It. 92, 621- 633.

Lollino G., Allegra P., Cristaldi F., Godone F. (2002), “*Hazard identification and risk management for road networks*”, in *Instability – Planning and Management*, Proceedings of the International Conference organised by the Centre for the Coastal Environment, Isle of Wight Council, Thomas Telford, London, 331-338

Longley P. A., Goodchild M. F., Maguire D. J., Rhind D. W. (1999), *Geographical Information Systems*, John Wiley & Sons, Inc., New York

M. Santoro, *Sulla applicabilità della formula di Turc per il calcolo dell'evapotraspirazione effettiva in Sicilia*. Atti del Conv. Intern. Acque Sott., I.A.H., Palermo (1970).

Macalady D.L., Langmuir D., Grundl T., Elzerman A. (1990) *Use of model-generated Fe³⁺ ion activities to compute Eh and ferric oxyhydroxide solubilities in anaerobic systems.* In Melchior D.C. e Basset R.L. (eds.) *Chemical Modeling of Aqueous Systems II.* ACS Symp. Ser., Am.Chem.Soc. 416, 350-367.

Marongiu F. Rel. Assorgia Lecca (1997/98), *Modalità di messa in posto delle vulcaniti terziarie della “soglia di Siliqua” strutture interne e morfostrutture.* Biblioteca Scienze della Terra Cagliari. Coll. N°768 Tesi di laurea inedita.

Marsal R. J. (1958), *Analisis de asentamientos en la presa Presidente Aleman.* Oaxaca, vol. V, Instituto de Ingenieria, UNAM, Mexico.

Matheron, G. (1962), *Traité de Géostatistique appliquée.* Tome 1, Editions Technip, Paris, 334 p.

Matheron, G. (1989), *Estimating and Choosing,* Springer-Verlag, Berlin.
2nd Ed. Addison-Wesley. Menlo Park.

Nordstrom D.K., Jenne E.A., Ball J.W. (1979), *Redox equilibria of iron in acid mine waters.* In Jenne E.A. (ed.), *Chemical Modeling in Aqueous Systems.* ACS Symp. Ser., Am.Chem.Soc. 93, 49-79.

Ottonello G. (1991), *Principi di geochimica.* Zanichelli, Bologna.

Pagano L. (1998), *Interpretation of mechanical behaviour of earth dams by numerical analysis. Proc. Work-shop in Naples on Prediction and Performance* Geotechnical Engineering, Naples, pp. 89-150.

Pagano L. (2007), *Analisi a ritroso di dighe in terra*. XXIII Convegno Nazionale di Geotecnica, Relazione di Panel, Padova, maggio 2007.

Pagano L., Desideri A., Sica S. (2004), *Rappresentazione delle misure realizzate su dighe in terra*. XXII Convegno Nazionale di Geotecnica, Palermo, pp.569-577.

Pagano L., Desideri A., VINALE F. (1998), *Interpreting settlement profiles of earth dams*. Journ. of Geotech. And Geoenvironmental Eng., pp. 923-932.

Pagano L., Desideri A., Vinale F. (1999), *Controllo delle pressioni neutre nel nucleo di dighe zonate: la diga di El-Infiernillo*. XX Convegno Nazionale di Geotecnica, Parma, pp. 537-543.

Pala A., Pecorini G., Porcu A, Serra S., (1982), *Geologia e idrogeologia del Campidano*. Ricerche Geotermiche in Sardegna, C.N.R., RF 10, 87-103 .

Pala A. Pecorini G. Porcu A. (1976), *Struttura Idrogeologica della soglia di Siliqua tra la fossa del Campidano e la fossa del Cixerri*. "Boll. Soc. Geol. It. 95, pag. 705-724, Roma. Paleont. Ital., 30, 2, 201-235 (1991).

Pittau D. (1979), *Palinologia e datazione della sezione di Tanca Aru nella valle del Cixerri*. "Boll. Soc. Paleontologica It. 18, pag. 303-314

Poll J.J.K., (1966), *The geology of Rosas Terraseo area, Sulcis, South Sardinia*. Leidse Geol. Meded, 117-208.

Poll J.J.K., e Zwart H.J. (1966), *On the tectonics of Sulcis area, South Sardinia*. Geol. En Mijnbuow, 43, 114-146.

Sherard J. L. (1986), *Hydraulic fracturing in embankment dams*, Journ. of Geotech. and Geoenvironmental Eng., pp. 905-927.

Taricco M. (1926), *Gita geologica nel fluminese ed osservazioni sul paleozoico della valle del Cixerri*. Associazione Mineralogica Sarda, 31 ,(5) pag. 11-18.

Uras G., Testa M., Sodde M., Mulas M.G., (2005), *Vulnerability to nitrates of agricultural origin in Sardinia. The Arborea Area*. In: *Aquifer Vulnerability and Risk, 2nd International Workshop. 4th Congress on the Protection and Management of Groundwater*. Reggio di Colorno-Parma.

Vivoni, E. R., Ivanov, V. Y., Bras, R. L. & Entekhabi. D. (2005), *On the effects of triangulated terrain resolution on distributed hydrologic model response*, Hydrological Processes 19, pp. 2101-2122.

Wackernagel, H. (2003), *Multivariate Geostatistics*, Third edition, Springer-Verlag, Berlin, pag. 387.

Webster, R. & Oliver, M.A. (2001), *Geostatistics for environmental scientists*. John Wiley & Sons, Chichester.

Ringraziamenti

L'esperienza formativa di ottimo livello del Dottorato di Ricerca mi ha consentito di accrescere il livello di conoscenze scientifiche e culturali e le tante preziose esperienze che ho condiviso insieme al mio tutor, Prof. Felice Di Gregorio che ringrazio sentitamente.

Ringrazio l'ENAS Ente Acque della Sardegna, con particolare riferimento all'Ing. Piras e l'Ing. Sergio Deiana, del Servizio Dighe per la disponibilità e i dati forniti.

A tutti coloro che mi hanno sostenuto in particolare Valeria e la mia famiglia, i miei colleghi Paolo, Giuseppe e Serena per il loro prezioso aiuto.

Grazie a Jesus, e l'Università di Saragozza.

Grazie ai tecnici diga, Gino e Francesco, per la disponibilità durante le misure e tutti i rilievi sul campo.

Grazie al Consorzio di Bonifica del Cixerri per la disponibilità e i dati progettuali forniti.

Grazie a Fabrizio Dubois del Wakeboarding Sardinia Association

Il presente lavoro è stato svolto presso il "Laboratorio di Geologia Ambientale e Termografia" Responsabile: Prof. Felice Di Gregorio – Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche – Via trentino, 51 Cagliari.