

Dott. Geol. CAPUTO DORIANO

Via Ratti 64/A, 19030 Ameglia (SP)

C.F.: CPTDRN79H14E463H

P.IVA: 01280970110

Tel: 348.9226718

e-mail: dorianocaputo@libero.it

**COMUNE DI AMEGLIA
PROVINCIA DELLA SPEZIA**

RELAZIONE GEOLOGICA

**RELATIVA ALL'INSTALLAZIONE DI FOSSA
IMHOFF.**

Committente:

Sig. Lo Piccolo Filippo



Il Tecnico: Dott. Geol. Doriano Caputo

Ameglia 13 Novembre 2018

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

SOMMARIO

1	PREMESSA.....	2
2	CONTESTO GEOLOGICO DELL'AREA IN ESAME	2
2.1	Dinamica strutturale.....	2
2.2	Dinamica geomorfologica.....	3
2.3	Geomorfologia fluviale.....	3
2.4	Idrogeologia e permeabilità delle rocce.....	4
2.5	Idrologia.....	5
3	PROVA DI PERMEABILITÀ A CARICO VARIABILE.....	6
4	CALCOLO ABITANTI EQUIVALENTI.....	7
5	NOTE CONCLUSIVE	8

I diritti di memorizzazione elettronica, di riproduzione e di adattamento totale o parziale con qualsiasi mezzo (compreso fotografie analogiche, digitali, copie fotostatiche, realizzate con qualsiasi apparecchiatura) sono riservati in tutti i paesi. Nessuna parte di questo documento può essere divulgata a terzi, per scopi diversi da quelli originali, senza l'autorizzazione scritta dell'Autore.

1 PREMESSA

Il sottoscritto Dott. Dorian Caputo, Geologo libero professionista iscritto all'Ordine Regionale dei Geologi della Liguria al n. 606, con studio in Via Ratti 64/A, 19030 Ameglia (SP), riceve incarico dal sig. Lo Piccolo Filippo, per eseguire uno studio geologico ed idraulico, relativo al progetto di un impianto di installazione di fossa Imhoff, a servizio dei locali esistenti censiti catastalmente Foglio 3 Mapp. 1374 del comune di Ameglia.

Alla presente sono allegati i seguenti elaborati:

- Allegati cartografici

2 CONTESTO GEOLOGICO DELL'AREA IN ESAME

2.1 DINAMICA STRUTTURALE

La Val di Magra, analogamente alla valle sul quale si sviluppa la città di La Spezia sono costituite, nelle sue linee essenziali, da aree morfologicamente depresse, originatesi come strutture a sinclinale durante le fasi compressive dell'orogenesi appenninica. Tali strutture sono state interessate da deposizione di sedimenti in prevalenza ghiaioso-sabbioso-argillosi, a natura sia fluviale che marina e che, successivamente, si sono evolute in strutture a graben in seguito a movimenti di distensione crostale. Tutta la struttura morfologica in elevazione, invece rappresenta il culmine delle varie anticlinali e dei sovrascorrimenti che hanno caratterizzato il territori della provincia spezzina.

La struttura e l'assetto attuale delle varie unità tettoniche sono il risultato quindi di una complessa storia deformativa iniziata nel Cretaceo superiore in seguito all'inizio della convergenza dei margini dell'Oceano Ligure –piemontese.

In linea generale si possono distinguere due fasi tettoniche principali che hanno guidato poi i vari assetti strutturali locali:

- fase oceanica iniziata al limite tra Cretaceo inf. e Cretaceo sup. e terminata nell'Eocene medio con la chiusura dell'Oceano Ligure –piemontese; durante questa fase si ha la formazione di un prisma d'accrezione costituito dall'impilamento per sottoscorrimento verso ovest delle coperture oceaniche e di parte del loro basamento (Unità Liguri);
- fase intracontinentale (iniziata nell'Eocene medio –superiore) durante la quale si ha lo sviluppo di una tettonica a thrust e falde con sottoscorrimento verso ovest delle Unità Toscane sotto le unità precedentemente impilate. Durante questa fase il fronte compressivo migra verso est, seguito a partire dal Miocene medio da un fronte distensivo legato alla distensione crostale che ha portato alla formazione dei bacini intermontani (depressioni tettoniche a semi-graben) di età via via più giovani proseguendo da ovest verso est.

Alla fase compressiva segue una importante fase distensiva che ha consentito l'attuale conformazione geologica e geomorfologica. Di seguito sono descritte alcune delle più importanti evidenze geologiche e geomorfologiche, tuttavia i meccanismi genetici di queste hanno caratterizzato poi l'evoluzione di tutto il bacino del Magra e il Bacino di La Spezia, in quanto si sono originati in maniera analoga.

Durante il Pliocene si sono formate strutture a Horst e Graben segnate da importanti faglie con direzione del piano di scivolamento nord ovest–sud est. La più evidente corre sul lato occidentale della bassa Val di Magra, dalla foce sino a Bottagna per proseguire con andamento rettilineo in direzione appenninica. Questa faglia è segnata dall'abbassamento del macigno a nord ovest e dall'innalzamento degli scisti metamorfici nell'Unità Toscana Inferiore nel promontorio di Punta Bianca; il rigetto è stato valutato in circa 800 metri.

Un'altra faglia è rilevabile nella Bassa Val di Magra dall'andamento rettilineo dei depositi alluvionali e fluvio–lacustri antichi al contatto con i complessi liguri.

Una sezione trasversale della Val di Magra mette in evidenza una struttura anticlinale sul lato occidentale del bacino e una sul lato orientale; a queste sono sovrimposte le strutture a Horst e Graben determinate da faglie dirette che riducono progressivamente il loro rigetto andando verso nord ovest. Le faglie principali sono quelle ad occidente, come evidenziato dall'asimmetria delle vallate del Magra e del Vara.

Un altro sistema di faglie trasversali delimita il basso bacino del Magra, la più importante collega il Golfo di la Spezia con Aulla e coincide con il tratto di fiume orientato sud ovest–nord est. Le faglie

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

trascorrenti sono dovute alla sovrapposizione delle unità ligure su quelle toscane. La fase di collasso del graben è databile mediante l'età dei depositi fluvio-lacustri più antichi, nel caso specifico Pliocene medio-superiore, in quanto un'area depressa di origine tettonica richiama sempre ed immediatamente materiale eroso dai rilievi che la fiancheggiano.

2.2 DINAMICA GEOMORFOLOGICA

I meccanismi tettonici che hanno dato origine al graben che ha generato la valle del Magra, sono alla base del carattere morfologico più evidente della valle, ovvero la forte dissimmetria del suo profilo trasversale. Sulla destra orografica i rilievi si staccano bruscamente dalla pianura, mentre sulla sinistra esiste una fascia di raccordo tra il fondovalle e le colline, costituita da lembi residui del complesso di terrazzi alluvionali; si osserva inoltre che la pianura ha uno sviluppo molto maggiore sul lato sinistro del corso d'acqua e che l'alveo attuale è sensibilmente spostato verso i rilievi di destra, di cui talvolta lambisce il piede.

Come sopra detto, queste forme devono essere attribuite al meccanismo di formazione e di movimento della depressione tettonica che costituisce la bassa valle; il lato occidentale del graben, infatti, è limitato da una faglia principale contro la quale terminano le faglie antitetiche, a minor rigetto e con superfici di scorrimento più inclinate, presenti sul lato opposto.

La pianura della bassa Val di Magra, estremità settentrionale dell'ampia zona pianeggiante situata ai piedi delle Alpi Apuane, ha avuto origine durante il Quaternario per l'accumulo dei materiali alluvionali trasportati dal Magra e dai suoi affluenti. Le alluvioni più antiche presentano un doppio terrazzamento, al quale si è già accennato nei paragrafi precedenti. Il terrazzo più alto ha una quota di 30-40 metri s.l.m., ed è costituito prevalentemente da ciottoli di arenaria Macigno misti a sabbie, deposti durante il Quaternario inferiore-medio; la sua scarpata è stata incisa nell'interglaciale Riss-Wurm in seguito al ringiovanimento della valle provocato dai movimenti epirogenetici. Il secondo terrazzo, che ha una quota di pochi metri superiore a quella dell'alveo attuale del Magra, è costituito da sabbie limose bruno-rossastre ed è di origine climatica; l'erosione della sua scarpata è dovuta alla migrazione del punto neutro verso valle avvenuta in seguito alla diminuzione delle precipitazioni nella fase cataglaciale wurmiana. Il fondovalle è occupato dalle alluvioni recenti ed attuali del Magra, caratterizzate da una costante diminuzione della granulometria da monte verso valle.

Tuttavia quanto sopra detto ha valenza a scala generale di bacino del Magra i caratteri morfologici locali sono generati principalmente dalla deposizione alluvionale in concomitanza con l'erosione dei corsi d'acqua minori presenti e dall'interazione tra essi e gli eventi tettonici che hanno caratterizzato tale promontorio.

2.3 GEOMORFOLOGIA FLUVIALE

L'alveo di piena del fiume Magra è largo circa 200 metri nella parte più interna della pianura alluvionale e oltre 300 metri in prossimità della foce. La pendenza dell'alveo, che ha un valore medio del 20% nelle zone montuose del bacino, si riduce rapidamente fino all'uno per mille a valle della confluenza con il fiume Vara.

Procedendo da monte verso valle si osservano importanti cambiamenti nelle caratteristiche morfologiche dell'alveo.

Dalla confluenza con il Vara alla trasversale Romito-Sarzana il fiume presenta un alveo ad isole fluviali (alveo di tipo D di Trevisan, 1968). Questo tipo d'alveo, in cui il deposito prevale sensibilmente sull'erosione, può svilupparsi esclusivamente a valle del punto neutro ed è caratteristico delle parti più interne delle pianure alluvionali. L'andamento generale dell'alveo è pressoché rettilineo, mentre i singoli canali situati tra isole adiacenti e tra isole e sponde formano spesso dei meandri.

A valle della trasversale Romito-Sarzana il fiume mostra l'alveo a meandri tipico delle pianure alluvionali soggette a esondazioni durante le piene maggiori (alveo di tipo E di Trevisan, 1968). I meandri, dovuti all'erosione laterale, sono soggetti ad un'evoluzione relativamente rapida a causa della facile erodibilità delle sponde, costituite in prevalenza da materiali sottili; a tal proposito, si può osservare un meandro morto sulla sinistra del fiume a valle del torrente Isolone. Anche in questo tipo di alveo l'alluvionamento prevale sull'erosione. La pianura s'innalza lentamente per l'accumulo dei materiali deposti dal fiume durante le fasi di decrescita delle piene. Ciò tenderebbe a far aumentare il dislivello tra il fondo dell'alveo e il piano d'esondazione; tuttavia, l'aumento dell'altezza delle sponde limita le esondazioni e favorisce la deposizione dei materiali alluvionali all'interno dell'alveo. L'innalzamento del fondo dell'alveo compensa l'accrescimento della pianura alluvionale, mantenendo costante l'altezza delle sponde. Questo processo autolimitante provoca, in definitiva, un innalzamento parallelo e uniforme

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

dell'alveo e della pianura alluvionale, conservando invariate nel tempo le caratteristiche morfologiche dell'alveo stesso. Quando il fiume è arginato si verifica un'accelerazione del processo di innalzamento dell'alveo che può portare alla formazione di alvei pensili sulla pianura. Attualmente, nel tratto di fiume con alveo a meandri si depositano solo sabbie e limi.

Il tratto terminale del fiume presentava fino all'inizio del secolo un alveo con isole fluviali costituite da materiali sottili (alveo di tipo F di Trevisan, 1968). Nei documenti cartografici dell'epoca, inoltre, la foce appare ingombra di banchi e pennelli sabbiosi, dovuti all'azione combinata della corrente fluviale e del moto ondoso. Queste forme erano già parzialmente scomparse negli anni '30 a causa dell'arretramento della linea di riva.

La parte terminale della pianura della bassa Val di Magra, la pianura lunense e l'intera fascia costiera della Versilia sono interessate da un lento movimento di subsidenza, legato evidentemente al regime di distensione crostale. Per un lunghissimo periodo, tuttavia, la velocità di abbassamento del territorio è stata inferiore alla velocità di accumulo dei sedimenti trasportati dai corsi d'acqua; dall'inizio del Quaternario alla metà del diciannovesimo secolo, infatti, si è verificato un accrescimento pressoché continuo della pianura costiera. Intorno al 1850 ha avuto inizio una fase di arretramento della linea di riva, dovuta alla riduzione dell'apporto terrigeno da parte del Magra.

2.4 IDROGEOLOGIA E PERMEABILITÀ DELLE ROCCE

La *permeabilità* è la proprietà che hanno le rocce di lasciarsi attraversare dall'acqua quando questa è sottoposta ad un certo carico idraulico. Essa, quindi, esprime l'attitudine che ha la roccia a fare defluire l'acqua sotterranea.

Anche se in natura non esistono litotipi completamente impermeabili, nello studio delle acque sotterranee si fa distinzione tra *rocce permeabili* e *rocce impermeabili*, a seconda della facilità con cui le acque penetrano, circolano e si distribuiscono nel sottosuolo.

Nelle cosiddette *rocce impermeabili*, in condizioni naturali di pressione, le acque non hanno movimenti percettibili o rilevabili con i mezzi normalmente utilizzati in idrogeologia, per mancanza di meati intercomunicanti e/o sufficientemente ampi (con diametro superiore a 1 micron).

Le *rocce permeabili* sono quelle in cui, nelle condizioni naturali di pressione, le acque si muovono a velocità tale da poter essere utilmente captate.

Si possono distinguere due tipi di permeabilità fondamentali: per *porosità* e per *fessurazione*.

La *permeabilità per porosità* è tipica delle rocce porose, le quali contengono numerosi piccoli vuoti intergranulari tra loro comunicanti. È generalmente una proprietà intrinseca perché gli interstizi che consentono il movimento delle acque si sono formati quasi sempre contemporaneamente alla roccia. Solo in pochi casi (come nell'alterazione superficiale dei graniti, delle arenarie, ecc.) può essere di origine secondaria.

La *permeabilità per fessurazione* è tipica delle rocce fessurate, le quali contengono generalmente pochi vuoti costituiti da fessure. Di norma è una proprietà acquisita perché gli anzidetti meati vengono prevalentemente generati da sforzi tettonici o da decompressione, anche se possono essere successivamente allargati da fenomeni chimico-fisici. Si può parlare di proprietà intrinseca solo quando la permeabilità è dovuta a fessure da raffreddamento, a giunti di stratificazione ed a piani di scistosità.

A differenza di quanto avviene nelle rocce permeabili per porosità, dove c'è una circolazione idrica diffusa, quelle permeabili per fessurazione possono risultare totalmente secche tra una frattura e l'altra.

In natura si trovano molte rocce caratterizzate esclusivamente da permeabilità per porosità, mentre sono più rare quelle permeabili solo per fessurazione. Spesso, quindi, si indicano come permeabili per fessurazione quelle in cui questo tipo di permeabilità è di gran lunga predominante rispetto all'altro. Quando i due tipi coesistono in proporzioni tra loro paragonabili, si parla di *permeabilità mista*. In particolare, la roccia si dice permeabile per *fessurazione e porosità* o per *porosità e fessurazione* a seconda che prevalga l'una o l'altra.

Oltre al tipo di permeabilità è possibile distinguere anche il *grado di permeabilità*. Può essere espresso sia in termini relativi che assoluti. Nel primo caso si introduce il concetto di *permeabilità relativa*, con il quale viene indicata la permeabilità apparente di un singolo litotipo o di un insieme di termini litologici simili, nei confronti di quelli adiacenti.

Essa viene espressa esclusivamente in modo qualitativo (p. alta, media, scarsa) sulla base delle osservazioni di campagna. È un parametro utile per confrontare tra loro, in prima approssimazione, più rocce o gruppi di rocce.

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

2.5 IDROLOGIA

La gran parte delle rocce costituenti i bacini del Magra e del Vara sono poco permeabili o quasi impermeabili. Gli affioramenti di rocce capaci di costituire un significativo serbatoio di riserva idrica sono molto limitati. Scarse le sorgenti. Nella carta idrogeologica non si sono raggruppate le formazioni geologiche in base alle loro caratteristiche di permeabilità, bensì si sono lasciate distinte le varie formazioni come descritte nei vari documenti geologici e geomorfologici considerati.

Nella tabella seguente si sono eseguiti opportuni accorpamenti ed espresso un grado di permeabilità.

	Permeabilità per porosità	Permeabilità per fessurazione
Alluvioni attuali	MOLTO ELEVATA	
Alluvioni recenti	MOLTO ELEVATA-ELEVATA	
Alluvioni terrazzate	ELEVATA	
Flysch e calcari		MEDIA-ALTA
Depositi fluvio-lacustri	MEDIA-BASSA	
Arenarie		MEDIA-BASSA
Detriti	MEDIA-BASSA	
argille, scisti, argilliti		MOLTO BASSA

Tabella 1 - Permeabilità dei litotipi.

Le formazioni argille e calcari, argille a palombini, argille varicolori e scisti della Val lavagna sono da considerarsi praticamente impermeabili. Affiorano principalmente presso i rilievi di Pagliadiccio, Montebello, Bolano e Tirolo. Alle coltri detritiche viene attribuito un grado di permeabilità minore dell'usuale in quanto si sono originate sulle formazioni argillitico-marnose costituite da quei materiali. Ai depositi fluvio-lacustri, costituiti da ciottoli di arenaria, diaspri e calcari in matrice sabbiosa e limosa, viene attribuita una permeabilità da media a bassa.

L'area in oggetto si colloca nella porzione pianeggiante del territorio Amegliese. Essa si imposta su un terreno tipicamente alluvionale a granulometria prevalentemente sabbiosa limosa nella porzione più superficiale in profondità si assiste ad una maggior eterogeneità del deposito. Essa è funzione principalmente dell'evoluzione dell'asta fluviale e della differente energia del sistema.

I terreni sul quale si andrà a realizzare il progetto di smaltimento acque mostrano una permeabilità molto elevata. La falda mostra una marcata variabilità stagionale della profondità talvolta, nei momenti di massima piovosità, si rinviene a livello campagna.

3 PROVA DI PERMEABILITÀ A CARICO VARIABILE

Le prove di permeabilità possono svolgersi in:

- a) *pozzetti superficiali*;
- b) mediante l'uso di *infiltrometri*.

La prova in pozzetto superficiale viene predisposta secondo le seguenti condizioni sperimentali:

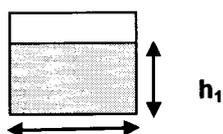
- pareti del pozzetto scoperte, rivestite parzialmente o totalmente;
- prova eseguita a carico costante (mantenendo il livello dell'acqua all'interno del pozzetto costante) o variabile (misurando l'abbassamento del livello idrico all'interno del pozzetto nel tempo);
- terreno preventivamente saturato (affinché si instauri nel tempo un regime di flusso permanente).

Nella fattispecie, le due prove di permeabilità sono state eseguite mediante l'utilizzo di un pozzetto di forma quadrata, con lato pari a 14 centimetri, con pareti completamente rivestite ed impermeabili, all'interno del quale è stata fissata opportuna scala graduata, con divisioni millimetriche.

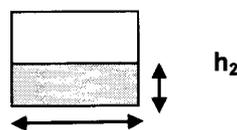
Al fine di ottenere una misura di K il più possibile attendibile, si è preventivamente saturato il terreno, nonostante già lo fosse per le recenti e prolungate piogge, e solo successivamente si sono svolte n. 5 misurazioni per ciascuna prova di permeabilità a carico variabile. Per elaborare il valore del coefficiente di permeabilità è stata usata la correlazione proposta dalle Raccomandazioni A.G.I. 1977 per prove di permeabilità a carico variabile, con pozzetto di forma quadrata. I valori di K così ottenuti sono stati mediati aritmeticamente e di tale operazione si fornisce il coefficiente di permeabilità medio espresso in cm/s.

**Prova di permeabilità in pozzetto superficiale eseguita a carico variabile
(A.G.I. 1977)**

$$K = \frac{h_1 - h_2}{t_2 - t_1} \cdot 1 + \frac{(2h_m/b)}{27} \cdot (h_m/b) + 3$$



b



b

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

PROVA 1

	Prova n° 1	Prova n° 2	Prova n° 3	Prova n° 4	Prova n° 5	Media
h₁ (altezza iniziale del livello dell'acqua: cm)	12	12	12	12	12	
h₂ (altezza finale del livello dell'acqua: cm)	10	10	10	10	10	
t₂ - t₁ (tempo trascorso per il raggiungimento di h ₂ : min.)	2,66	3,5	3,72	3,78	4,22	
h_m (altezza media tra h ₁ e h ₂ : cm)	11	11	11	11	11	
b (lato della base del pozzetto: cm)	14	14	14	14	14	
K (coefficiente di permeabilità: cm/sec)	0,00133	0,00101	0,00095	0,00094	0,00084	0,00101

Il coefficiente di permeabilità **K** ottenuto risulta pari a 1.01×10^{-3} cm/s, ovvero 1.01×10^{-5} m/s, corrispondente ad un **basso grado di permeabilità relativa**, tipica di litotipi sabbiosi/siltosi.

PROVA 2

	Prova n° 1	Prova n° 2	Prova n° 3	Prova n° 4	Prova n° 5	Media
h₁ (altezza iniziale del livello dell'acqua: cm)	14	15	14	14	14	
h₂ (altezza finale del livello dell'acqua: cm)	12	12	12	12	12	
t₂ - t₁ (tempo trascorso per il raggiungimento di h ₂ : min.)	3,58	4,08	4	4,32	4,48	
h_m (altezza media tra h ₁ e h ₂ : cm)	13	13,5	13	13	13	
b (lato della base del pozzetto: cm)	14	14	14	14	14	
K (coefficiente di permeabilità: cm/sec)	0,00095	0,00124	0,00085	0,00079	0,00076	0,00091

Il coefficiente di permeabilità **K** ottenuto risulta pari a 9.1×10^{-4} cm/s, ovvero 9.1×10^{-6} m/s, corrispondente ad un **basso grado di permeabilità relativa**, tipica di litotipi sabbiosi/siltosi.

4 CALCOLO ABITANTI EQUIVALENTI

Sulla base delle vigenti normative e sulle indicazioni fornite dagli enti competenti si calcolano gli abitanti equivalenti relativi all'attività in oggetto.

Le darsene e i rimessaggi vengono conteggiati come 1 A.E. ogni 3 dipendenti, e 1 A.E. per ogni 3 imbarcazioni dotata di cuccette e posti letto.

Il rimessaggio in oggetto, dispone della possibilità di accogliere n° 12 imbarcazioni stanziali, pertanto si ricava un numero di abitanti equivalente pari a 5.

Il volume della vasca, calcolato sulla base delle linee guida ARPAL, di cui si riporta un estratto: "Per garantire un tempo di ritenzione del liquame nel vano di sedimentazione pari almeno a 4 ore è necessario prevedere un volume del vano di sedimentazione pari a 50 l/ab. In ogni caso, anche per le vasche più piccole, la capacità non dovrebbe essere inferiore a 250+300 litri complessivi.

Vano di sedimentazione: $VS = (\text{volume per abitante [l/ab]} \times (\text{numero abitanti}))$ considerato 50l/ab. Si ottiene un volume: $Vs = 50 \times 5 = 250$ litri.

RELAZIONE GEOLOGICA E IDRAULICA

5 NOTE CONCLUSIVE

In virtù dell'incarico conferitomi dalla committenza, come specificato in premessa, è stato eseguito uno studio geologico al fine di individuare le criticità geologiche e geomorfologiche nell'area sita in località Falaschi nel comune di Ameglia e catastalmente censita al Foglio 3 Mapp. 1374. Con lo scopo di analizzare il contesto geologico ed idrogeologico dell'area sulla quale si realizzerà l'impianto della fossa Imhoff.

Per ciò che concerne il vincolo di P.A.I. l'area rientra in categoria di pericolosità idraulica elevata e molto elevata con tempo di ritorno TR=30 anni; e rischio idraulico molto elevato R14, come ben osservabile dalle cartografie allegate negli elaborati cartografici. È necessario sottolineare il fatto che sono stati realizzati gli argini alti sulla sponda del Fiume Magra, pertanto la zona si ritiene sicura dal punto di vista idrogeologico a meno del rischio residuo derivante da eventi idrogeologici e idrologici eccezionali.

Da indagini realizzate nell'area in oggetto, l'altezza della falda acquifera è stimata intorno ai 2.50 metri dal piano campagna. La falda mostra una marcata variabilità stagionale della profondità talvolta, nei momenti di massima piovosità, si rinviene a profondità di circa 1.00 metri dal p.c.

L'attività in oggetto ha in carico un numero di 12 imbarcazioni, con la possibilità di risiedere a bordo. Il numero di abitanti equivalenti risultante è, come sopra descritto, di 5.

Pertanto non si riscontrano problematiche nella realizzazione dell'impianto così come proposto e dimensionato dal progettista.

Ameglia 13 Novembre 2018



Il Tecnico
Dott. Geol. DORIANO CAPUTO