

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "FEDERICO II"

DOTTORATO DI RICERCA IN

Scienze della terra

(XIX Ciclo)

***ANALISI SPERIMENTALE DEI MECCANISMI DI INFILTRAZIONE
DI ACQUE SUPERFICIALI IN ACQUIFERI CARBONATICI
FRATTURATI DELL'ITALIA MERIDIONALE***

Dottoranda:

Dott.sa Maria Teresa Florio

Tutor:

Ch.mo Prof. Pietro Bruno Celico

Co-Tutor:

Prof. Fulvio Celico

Coordinatore del Dottorato di Ricerca :

Ch.mo Prof. Gennaro Corrado

Indice

1. <u>PREMESSA</u>	5
2. <u>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</u>	8
2.1. APPENNINO MERIDIONALE	9
2.1.1. Cenni storici sullo sviluppo delle conoscenze.....	9
2.1.2. Breve descrizione delle unità stratigrafico – strutturali.....	14
2.2. IL MASSICCIO DEL MATESE	22
2.2.1. Quadro geologico di riferimento	22
2.2.2. Cenni Stratigrafici	23
2.2.3. Sviluppo delle conoscenze geologiche	24
3. <u>INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO</u>	29
3.1. SISTESI DELLE CONOSCENZE IDROGEOLOGICHE	30
3.1.1. Schema di circolazione idrica sotterranea a scala di bacino	30
3.1.2. Caratteristiche del bacino sotterraneo delle Sorgenti di Torano e grassano	34
3.1.2.1 <i>Complessi idrogeologici presenti nell'area di alimentazione</i>	35
3.1.2.2 <i>Modalità di emergenza</i>	37
3.1.2.3 <i>Cenni sull'origine della mineralizzazione delle Sorgenti di Telese</i>	38
3.2. SEZIONI IDROGEOLOGICHE	39
4. <u>PROCEDURA SPERIMENTALE</u>	45
4.1. MONITORAGGIO DELLE PORTATE IN ALVEO	43
4.1.1. Individuazione della rete di monitoraggio	43
4.1.2. Rete di monitoraggio definitiva.....	49

Capitolo 1

PREMESSA

1. PREMESSA

Nella presente tesi sono descritte le attività svolte e i risultati di un lavoro di ricerca finalizzato all'analisi sperimentale dei meccanismi di infiltrazione di acque superficiali in acquiferi fratturati dell'Italia Meridionale.

In questi acquiferi, infatti, si realizza, di frequente, una partecipazione attiva delle acque superficiali all'idrodinamica sotterranea, in seguito al fenomeno di infiltrazione secondaria (Celico, 1988). In tali contesti idrogeologici le soluzioni di gestione quantitativa e qualitativa delle risorse idriche sotterranee non possono prescindere da una corretta analisi e conoscenza di tali fenomeni di interazione. Interazione che genera, da un lato, un incremento della potenzialità idrica sotterranea e, dall'altro, un incremento della vulnerabilità all'inquinamento delle stesse. In altre parole, l'incremento, variabile nel tempo, di questo surplus di alimentazione, risulta associato ad un incremento della suscettibilità all'inquinamento delle risorse. Suscettibilità che varia, nel corso di un medesimo anno idrologico, al variare del rapporto di miscela tra acque superficiali e sotterranee e del modificarsi dell'eventuale carico inquinante del corpo idrico superficiale.

Riguardo, in particolar modo, alla vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi, tali scenari idrogeologici richiedono approcci metodologici specifici (Celico, 1996; Celico &

Naclerio, 2005; Celico et al., 2006a; Celico et al., 2006b). Tuttavia, nonostante esistano soluzioni in grado di variare l'indice di vulnerabilità al variare del volume idrico di infiltrazione secondaria, non sussistono approcci soddisfacenti in grado di semplificare la quantificazione di tale infiltrazione.

Per queste ragioni si è pensato di determinare sperimentalmente (attraverso misure di portata in diverse sezioni d'alveo) le modalità di assorbimento delle acque a deflusso superficiale lungo tratti d'alveo direttamente impostati all'interno di massicci carbonatici fratturati. Più in dettaglio, l'obiettivo è stato quello di:

a) affinare le conoscenze circa i nessi di causa – effetto tra variazione della portata dei corsi d'acqua ed entità dei volumi idrici assorbiti lungo gli alvei impostati su rocce fratturate;

b) determinare equazioni di correlazione tra le grandezze sopra descritte, con l'intento di acquisire approcci più raffinati, anche se parzialmente sito-dipendenti, in grado di fornire maggiori dettagli circa il contributo che le acque di infiltrazione secondaria forniscono alla ricarica degli acquiferi fratturati;

c) affinare le conoscenze circa il modello concettuale di funzionamento della porzione di acquifero carbonatico direttamente interagente con le acque di infiltrazione secondaria.

Al fine di pervenire allo scopo della ricerca si è sviluppato un iter sperimentale che ha previsto:

1. individuazione della rete di monitoraggio preliminare all'interno di un territorio di vasta estensione;
2. misure di portata in alveo all'interno dei siti individuati nella fase di cui al punto precedente;
3. individuazione della rete di monitoraggio definitiva, alla luce dei risultati delle attività di misura di cui al punto precedente;
4. inizio della fase di monitoraggio delle portate in alveo all'interno dei siti definitivi;
5. rilievo di superficie della fatturazione dell'ammasso roccioso carbonatico;
6. elaborazione ed interpretazione degli elementi sperimentali acquisiti.

Il tutto supportato da una raccolta bibliografica finalizzata ad :

- acquisire gli elementi di base relativi alle caratteristiche geologico-strutturali e idrogeologiche delle aree di studio;
- acquisire elementi relativi all'analisi sperimentale delle fenomenologie oggetto della ricerca, anche se analizzate in acquiferi diversi da quelli oggetto del dottorato.

Capitolo 2

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

2.1 APPENNINO MERIDIONALE

2.1.1. Cenni storici sullo sviluppo delle conoscenze geologiche

Negli anni settanta fu formulato un modello geologico dell'Appennino Meridionale, che ha costituito la base dei nuovi modelli, la cui sintesi è riportata in Ippolito et alii, (1973).

Gli Autori sostenevano che l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'Appennino Meridionale ha inizio con la fase epirogenetica Retico-Liassica, nella quale la diversificazione tra le piattaforme carbonatiche ed i bacini diviene più' netta; dopo tale fase, infatti, e' possibile riconoscere una serie di unita' paleogeografiche che conserveranno, nelle linee essenziali, le loro individualità fino al Miocene Inferiore e si possono distinguere in (Ippolito et alii 1973):

- Piattaforma Campano Lucana, costituita da sedimenti carbonatici i più' antichi dei quali risalgono al Trias Medio (Anisico).
- Bacino Lagonegrese, caratterizzato da calcari con selce che fanno passaggio ad una successione argillitico-radiolaritica (Scisti Silicei). I terreni più' antichi affioranti di quest'unità appartengono al Trias Medio.
- Piattaforma Abruzzese-Campana, che presenta caratteri

simili alle altre piattaforme ed i terreni più antichi affioranti risalgono al Trias Superiore.

- Bacino Molisano, costituito da sedimenti pelagici di cui i terreni più antichi sono, presumibilmente, del Trias Superiore.

- Piattaforma Apula, con caratteristiche analoghe alle altre piattaforme, con spessori più elevati e i cui termini più antichi sono ascrivibili al Trias Superiore.

- Bacino est Garganico, i cui terreni affiorano sul versante orientale del Gargano ed i più antichi di questi sono del Giurassico Superiore.

Le fasi tettoniche cretache portarono ad una totale emersione della piattaforma esterna e ad un'emersione parziale della piattaforma Apula.

Queste fasi tettoniche sono testimoniate da un diffuso paleo-carsismo e dalla presenza di un orizzonte bauxitico. Segue poi, nell'Eocene, una fase d'emersione a carattere regionale che dura fino al Miocene Inferiore.

Il Miocene è caratterizzato da tre distinte fasi tectogenetiche (Ippolito et alii, 1973):

1. LA FASE LANGHIANA, in cui la Piattaforma Campano-Lucana si inabissa dando luogo a depositi calcarenitici che verso l'alto evolvono a sedimenti arenacei per lo più torbiditici con fase di flysch. Mentre la deposizione di

questi terreni e' ancora in atto si verifica un sovrascorrimento della Piattaforma Campano-Lucana sulla parte occidentale del bacino Lagonegrese e questo, a sua volta, si accavalla sui terreni della zona assiale del bacino. In questa fase nasce il Bacino Irpino che s'impone in parte sulle aree deformate e in parte sulla zona più esterna del bacino Lagonegrese non ancora deformato .

2. LA FASE SERRAVALLIANA, durante la quale sulla Piattaforma Abruzzese-Campana si verifica un'estesa trasgressione e l'area del Bacino Irpino si allarga verso l'esterno fino a fondersi, nel Tortoniano, con il bacino Molisano.

3. FASE TORTONIANA, in cui si verifica lo scollamento della Piattaforma Abruzzese-Campana che si accavalla sul Bacino Molisano. Nel Pliocene Medio si assiste ad una traslazione della pila delle coltri accavallata nel Miocene verso la piattaforma Apula. Successivamente, a partire dal Pliocene medio, si verifica un sostanziale sollevamento della catena ed un ribassamento della Fossa Bradanica.

Un modello paleogeografico più articolato è stato proposto da Sgrosso I. (1988). Tale modello prevede, prima della deformazione, l'esistenza di numerose piattaforme carbonatiche. Procedendo da est verso ovest, sono:

- la Apulo-Garganica
- l'Abruzzese-Molisana
- l'Abruzzese
- la Laziale-Abruzzese-Campana
- la Laziale-Campano-Lucana
- la Campano-Lucana-Calabrese

I bacini, a partire da est verso ovest, sono:

- Est Garganico
- Molisano Esterno
- Molisano Intermedio
- Molisano Interno
- Lagonegrese
- Tirrenico
- Tirrenico Interno.

Questi terreni a partire dal Miocene avrebbero subito diverse fasi tettoniche che hanno fortemente deformato l'insieme dei vari domini, e unitamente ai movimenti rotazionali anti orari legati all'apertura del Tirreno e ai movimenti neotettonici, avrebbero provocato l'attuale assetto strutturale della catena.

Nel 1986 Mostardini & Merlini pubblicarono un modello strutturale dell'Appennino Centro Meridionale che prevede da ovest verso est i seguenti domini :

- Bacino Tirrenico

- Piattaforma Appenninica
- Bacino Lagonegrese Molisano
- Piattaforma Apula Interna
- Bacino Apulo
- Piattaforma Apula Esterna.

Questo lavoro raggruppa tutte le piattaforme carbonatiche in una sola (Piattaforma Appenninica) e considera il Bacino Molisano come un'estensione settentrionale di quello Lagonegrese.

Di recente, I. Sgrosso (1998), ridefinisce il modello paleogeografico, già proposto in precedenza, studiando in dettaglio i depositi Miocenici che affiorano in diverse località dell'Appennino.

L'Autore, in questo ultimo lavoro, ritiene ancora valide le sue precedenti teorie che prevedevano l'esistenza durante il Mesozoico e l'inizio del Terziario, di sei piattaforme carbonatiche.

Al Contempo, Ciarrapica G. & Passeri L. (1998), propongono un lavoro nel quale, dal Trias all'Eocene, riconoscono una serie di piattaforme (Piattaforme Apule e Piattaforme Appenniniche), divise dal bacino Lagonegrese-Molisano. Dall'Oligocene al Miocene Inferiore le Piattaforme Appenniniche erano distribuite lungo una fascia orientata in senso SW-NE e costituivano in larga parte, aree emerse o sub-

emerse; il Bacino Lagonegrese-Molisano si configurava come una fossa tettonicamente attiva nella quale si ha la sedimentazione del Flysch Rosso, delle Argille Varicolori, del Flysch Numidico.

Le Piattaforme Apule, invece, limitavano a NE l'area bacinale Lagonegrese-Molisana e dovevano essere formate da aree emerse o sub-emerse con interposti bracci di mare; nel Miocene Medio i complessi Liguridi scavalcarono le unità di piattaforma più occidentali e la parte meridionale del Bacino Lagonegrese; nel Miocene Superiore-Pliocene il Bacino Lagonegrese-Molisano fu completamente eliminato, le unità di Piattaforma sovrascorsero sulle unità bacinali ed entrambe sovrascorsero sulla Piattaforma Apula.

2.1.2. Breve descrizione delle unità stratigrafico-strutturali

Nell'Appennino Meridionale si riconoscono tre elementi tettonici principali (D'Argenio et alii, 1973):

- **Avanpaese.** L'Avanpaese pugliese, costituito da carbonati neritici.
- **Avanfossa.** L'Avanfossa Bradanica, il cui substrato è costituito dal tetto dei carbonati dell'Avanpaese ed è colmata

da Terreni Pliocenici e Quaternari che hanno subito movimenti verticali.

• **Catena.** La catena sud-appenninica è costituita da una serie di elementi tettonici impilati da movimenti compressivi e successivamente smembrati da eventi distensivi più recenti.

Possiamo dividere la catena in tre gruppi d'unità stratigrafico-strutturali (D'argenio et alii, 1973):

- Unità dell'Avanpaese e dell'Avanfossa
- Unità esterne alla catena
- unità interne alla catena.

Unità dell'Avanfossa e dell'Avanpaese

a) Unità Murge-Gargano

L'Unità Murge-Gargano comprende la porzione tra il Gargano e le Murge del Salento, inizia con il Trias Superiore (Carnico) ed è costituita da evaporiti (Trias), da dolomie e calcari di piattaforma (Giurassico, Cretacico e Terziario)

b) Unità Bradanica e depositi dei bacini intrappenninici.

L'Unità Bradanica e depositi intrappenninici sono costituiti dai sedimenti dell'Avanfossa Bradanica e dei bacini intrappenninici come il bacino di S.Arcangelo. La successione è formata da conglomerati, sabbie e argille di facies che variano da littorali a batiali.

Unità esterne alla catena

a) Unità d' Altavilla.

I terreni relativi all'Unità Altavilla, che deriva da un insieme di bacini impostati sulle coltri di avanzamento, sono costituiti alla base da depositi evaporitici e clastici; le facies variano da littorali a batiali. L'età di questa unità è compresa tra il Tortoniano Superiore e il Pliocene Medio.

b) Unità di Frosolone.

L'Unità di Frosolone affiora immediatamente a Nord del Matese. Dal basso verso l'alto si succedono: dolomie selcifere (Trias?, Lias) , argilliti e radiolariti con intercalazioni vulcanogeniche (Giurassico), ruditi e areniti carbonatiche gradate, calcilutiti e marne (Cretacico e Paleogene), calcareniti, siltiti e arenarie (Miocene inferiore e medio).

La sedimentazione terrigena inizia con il Serravalliano Superiore-Tortoniano. Le facies sono di bacino e si possono attribuire al bacino Molisano, interposto tra la Piattaforma Apula e l'Abruzzese-Campana.

c) Unità Matese-Monte Maggiore.

L'Unità Matese Monte Maggiore affiora ampiamente nel Matese, al M. Maggiore, al Camposauro, al M. Massico, nei monti di Suio e in parte dei Lepini. La successione è prevalentemente dolomitica nella parte bassa (Trias sup-lias Inf) e prevalentemente calcarea nella parte media e superiore

(Lias medio-Cretacico sup.). Marcata da livelli bauxitici, è presente una lacuna stratigrafica medio-cretacica. Sul Cretacico superiore si trova, in trasgressione, il Miocene, rappresentato da calcari organogeni (Formazione di Cusano), calcari e marne emipelagiche (Formazione di Longano) di età Langhiano-Serravalliano e depositi terrigeni del Tortoniano (Formazione di Pietraroia).

Le facies dei terreni carbonatici sono prevalentemente neritiche di retoscogliera; nel Matese occidentale sono conservate parti del margine esterno dell'originario corpo paleogeografico (Piattaforma Abruzzese-Campana) con facies marginali e, talvolta, di bacino molto prossimale, correlabili con quelle dell'Unità di Frosolone. Le facies terrigene mioceniche presentano caratteri di flysch (D'argenio et alii, 1973).

d) Unità Monte Croce

L'Unità Monte Croce affiora nei Monti Picentini ed è costituita dal basso verso l'alto da: dolomie bianche, talora con selci, calcari e argilliti, dolomie bianche con selci (Carnico-Norico); la successione continua con calcari massicci e brecce in trasgressione sul Trias e, sempre in trasgressione, uno sull'altro, depositi Eocenici e Miocenici.

e) Unità Irpina

L'Unità Irpina è costituita da una successione generalmente terrigena; affiora in un'area molto vasta in cui

si possono distinguere tre tipi di successioni:

-Una successione composta prevalentemente da marne e calcareniti (Flysch di Faeto), di età compresa tra il Serravalliano inferiore e il Tortoniano;

-Una successione prevalentemente quarzoarenitica, nella parte bassa (Arenarie di Stigliano o Flysch Numidico), di età Langhiana e arcossico-litica nella parte alta (Formazione di Serra Palazzo), di età Serravalliana;

-Una successione prevalentemente arenacea (Flysch di Castelvetere, Arenarie di Caiazzo, Arenarie di S.Giorgio ecc., Flysch di Gorgoglione), di età compresa tra il Langhiano e il Tortoniano inferiore.

f) Unità Lagonegrese inferiore (Lagonegro I).

L'Unità Lagonegrese inferiore, insieme alla Lagonegrese superiore deriva dalla deformazione del bacino Lagonegrese. Tali unità affiorano diffusamente nella Basilicata occidentale e in Campania, nelle finestre tettoniche dei Monti Picentini (Giffoni Vallepiana e Campagna). L'età di questa unità è compresa tra il Trias superiore (Carnico) e il Cretacico superiore-Eocene(?).

In dettaglio l'unità è composta da tre intervalli stratigrafici: calcari con liste noduli di selce del Trias superiore, scisti silicei

composti da radiolariti e argilliti silicee del Giurassico,

Galestri composto da argilliti e calcari siliciferi del Giurassico

superiore-Cretacico inferiore, Scisti di Pecorone costituiti da argille rosse e verdi e calcareniti.

g) Unità Lagonegrese superiore (Lagonegro II).

L'età dell'Unità Lagonegrese superiore è compresa tra il Trias inferiore (Scitico) e il Langhiano. All'interno di essa si possono distinguere i seguenti intervalli: Formazione di Monte Facito costituita da argille, siltiti, arenarie e conglomerati con calcari di scogliera intercalati e pillows breccias, di età triassica medio-inferiore; calcari con selce; Scisti silicei e Galestri come la successione Lagonegrese inferiore cui seguono il Flysch Rosso di età Cretacico-Paleogenica.

h) Unità Monte Foraporta – Monti della Maddalena.

I terreni costituenti L'Unità Foraporta, che affiorano nel Lagonegrese e nei monti della Maddalena, derivano dalla deformazione del margine orientale della piattaforma carbonatica Campano-Lucana.

i) Unità Alburno-Cervati.

L'Unità Alburno-Cervati affiora in Campania, in Lucania occidentale e in Calabria settentrionale; la successione inizia con alcune centinaia di metri di Filladi a cui seguono le dolomie del Trias superiore, dal Lias al Paleogene i depositi divengono prevalentemente calcarei. Le facies sono neritiche nel Trias

medio e prevalentemente di retroscogliera a partire dal Tias superiore. Le calcareniti dell'Aquitano trasgrediscono sulla parte alta del Cretacico o sul Paleogene e passano (Langhiano superiore) rapidamente verso l'alto a depositi clastici in fase di flysch.

l) Unità Monte Bulgheria-Verbicaro.

L'Unità Monte Bulgheria-Verbicaro affiora in Campania (Monte Bulgheria e Capri) e nella Calabria settentrionale. I terreni che la costituiscono, ascrivibili al margine interno della piattaforma carbonatica Campano Lucana e sono dolomitici, nella parte più bassa (Trias sup-Lias inf.) e calcarei nella parte alta della successione (Lias-Aquitano).

Unità interne della catena

a) Unità Sicilidi

Le Unità Sicilidi affiorano in Campania, in Lucania settentrionale ed orientale. La parte bassa della successione (Ogniben,1969) è costituita da: arenarie e conglomerati (Aptiano-Cenomaniano), Argille Varicolori inferiori (Cretacico sup.), Flysch calcareo-arenaceo (Cretacico sup.-Paleocene), Argille Varicolori superiori (Eocene), Tufiti da vulcanismo andesitico (Eocene sup.-Oligocene).

b) Unità Silentina

L'Unità Silentina affiora nel Cilento occidentale, nella Lucania meridionale e nella Calabria settentrionale. La successione è costituita da tre intervalli: Formazione delle Crete Nere costituita da argilliti e siltiti nere con intercalazioni di arenarie a grana fine (Aptiano-Albiano), Formazione di Pollica o del Sarraceno, rappresentata da flysch arenaceo e calcareo-arenaceo (Albiano-Paleocene), Formazione di S. Mauro e di Albidona, formata da flysch arenaceo marnoso con livelli di conglomerati (Eocene-Oligocene sup.).

c) Unità del Frido

L'Unità del Frido affiora nel Cilento, nella Lucania meridionale e nella Calabria settentrionale ad est del gruppo Pollino, sempre sottoposta all'Unità Silentina. La successione, caratterizzata da un leggero metamorfismo regionale, è costituita da argilloscisti calcari e quarzoareniti

2.2 IL MASSICCIO DEL MATESE

2.2.1. Quadro geologico di riferimento

Il Massiccio del Matese è un'ampia dorsale carbonatica, appartenente all'unità stratigrafico-strutturale Matese-M. Maggiore (D'Argenio et alii, 1973).

Nelle successioni carbonatiche di questa Unità sono presenti termini carbonatici sia in facies di piattaforma che di facies marginali: le prime sono caratterizzate da alternanze calcareo-dolomitiche di età Trias superiore-Cretacico superiore con un tipico livello Bauxitico di età Cretacica media (Matese centro-Orientale); le seconde da alternanze di calcareniti, calciruditi, diaspri e marne di età Cretacico superiore-Paleogene (Matese Nord-occidentale).

Secondo vari Autori (Ietto, 1970; Sgrosso 1988; Amore et alii, 1988), la presenza di questi termini carbonatici di facies diversa è dovuta all'esplicarsi di una importante fase tettonica compressiva, responsabile di consistenti spostamenti tangenziali e di un assetto strutturale a scaglie, risultato del reciproco accavallamento tettonico di distinte unità strutturali.

In corrispondenza delle principali depressioni intramontane del Massiccio Montuoso (la finestra tettonica di Valle Agricola, Le Piane di Letino, Gallo Matese e delle Secine e la depressione del

Lago Matese), della Valle del T.Torda e del versante Nord-Orientale della dorsale del M: Patalecchia, si segnalano le principali linee di accavallamento tettonico, in parte o del tutto riprese dalla tettonica recente (Ietto,1970; Sgrosso, 1988; Amore et alii, 1988). Inoltre, si segnalano fasi tettoniche compressive nell'aria di Piedimonte Matese (Ferranti, 1994).

2.2.2 Cenni stratigrafici

La successione stratigrafica nel Matese centro-Orientale è data da:

- dolomie bianche e grigie, bituminose, ben stratificate a luoghi con selce (Norico);
- dolomie e calcari dolomitici, talora detritici, biancastri, con rare impronte di Megalodontiti, livelli di breccie intraformazionali, nella parte superiore. Microfossili assenti o poco significativi (alghe e rari ostracodi) (Lias inferiore-Lias superiore);
- calcari compatti e detritico-pseudoolitici avana e nocciola, con intercalazioni dolomitiche biancastre verso la base; livelli bi breccie intraformazionali a cemento calcareo-marnoso. Microfauna a *Palaeodasycladus Mediterraneus*, e ad *Orbitopsella praecursor* (Lias superiore-Lias inferiore);

- calcari detritico-pseudoolitici, alternati a calcari compatti avana con intercalazioni dolomitiche con Pfenderina Salernitana (Dogger), Cladocoropsis Mirabilis e Clypeina Jurassica (Malm);

- calcari compatti detritici e pseudoolitici con intercalazioni di calcari dolomitici a Diceratiti, (Cretacico inferiore-Cenomaniano) alla cui sommità molto spesso compare un orizzonte bauxitico, sostituito lateralmente da brecce a cemento rosso;

- calcari e calcari dolomitici a rudiste (Radiolitidae ed Hippuritidae) e Nerinee (Senoniano- Cenomaniano).

Nella successione seguono, in trasgressione concordante:

- calcarniti e calciruditi a litotamni, ostreidi, pettinidi, briozoi (Langhiano medio-superiore);

- marne e calcari marnosi ad Orbulina (Serravalliano)

- depositi terrigeno prevalentemente pelitici e torbiditici (Serravalliano-Tortoniano).

2.2.3 Sviluppo delle conoscenze geologiche

Il Massiccio del Matese, è stato oggetto di studio a partire dalla fine del 1800.

Il primo rilevamento ad ampio raggio è, però, quello relativo alla prima stesura della Carta Geologica d'Italia.

Nel 1961, con l'inizio dei lavori di rilevamento, per la seconda edizione della Carta Geologica d'Italia, si ha un notevole

sviluppo della ricerca in tutto l'Appennino centro-meridionale e di conseguenza anche per il Matese i dati divengono più numerosi.

Un primo inquadramento generale della geologia del Matese, anche se limitatamente ai suoi rapporti con il Bacino Molisano-Sannitico, è dovuto a Pescatore (1965).

Negli anni 1964-65, Letto ha condotto ulteriori ricerche nel Matese occidentale proponendone una sintesi dei dati in un lavoro pubblicato nel 1970.

I risultati principali di questo studio accertano la presenza, nell'ambito della piattaforma carbonatica del Matese, di un bacino ad elevata subsidenza individuatosi nell'Infralias e attivo fino a tutto il Giurassico.

Questo bacino, avente direzione prevalente ovest-est, era delimitato a nord da un'area triassica emersa ed a sud da un'area nella quale sarebbe persistita per tutto il Mesozoico una sedimentazione tipica di piattaforma. In seguito i sedimenti corrispondenti al bacino sono stati "obliterati" dagli eventi tettonici del Miocene, che hanno accostato la zona sud di piattaforma alla zona emersa.

La pubblicazione di Letto modifica la visione di una o delle due piattaforme quali corpi unici senza soluzione di continuità e considera invece le piattaforme dei corpi sedimentari con una geometria complessa e caratterizzati da differenti velocità di subsidenza da punto a punto.

In questi corpi sedimentari gli altifondi (piattaforme) possono alternarsi a zone più profonde; ne consegue una paleogeografia molto più complessa ed una sedimentazione con frequenti eteropie.

Un quadro strutturale di questo Massiccio viene proposto da I. Ferrante nel 1994, il quale, in accordo con letto (1970), definisce l'assetto strutturale dell'area a "scaglie" monocliniche con anticlinali frontali a vergenza nord-orientale, troncate da faglie normali a basso angolo; e individua nell'evoluzione tettonica quattro momenti principali:

1. tettogenesi compressiva connessa all'inserimento del Matese nell'edificio orogenico, avvenuta nel Messiniano inferiore-Pliocene inferiore/medio;
2. distensione per faglie normali a basso angolo, con senso di trasporto compreso principalmente tra N160° e N180°E, conclusasi nel Pliocene Medio/superiore.
3. distensione per faglie normali subverticali .
4. deformazione di minore entità per faglie trascorrenti di direzione NW-SE, legata alle ultime fasi di riaggiustamento tra blocchi nel corso della distensione, riferibili al Pleistocene medio.

In un recente lavoro I. Sgrosso (1996) riconferma l'ipotesi precedentemente proposta, che il Massiccio del Matese è costituito da almeno due Unità tettoniche principali con una

differente posizione strutturale: il Matese orientale, appartenente alla Piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana ed il Matese Nord-occidentale attribuibile alla Piattaforma Abruzzese.

Ciascuna di queste unità presenta una evoluzione tettono-sedimentaria nettamente differente, anche con differente età dell'inizio della sedimentazione silicoclastica ed è caratterizzata da facies di transizione a bacino sul bordo settentrionale.

E proprio sulla base di questi elementi e di dati di pozzi profondi, che l'Autore prospetta una ricostruzione paleogeografica che prima della deformazione doveva prevedere, a partire da Lagonegro verso l'esterno, i seguenti domini:

- Piattaforma Laziale-Abruzzese- Campana
- Bacino Molisano Interno
- Piattaforma Abruzzese
- Bacino Molisano intermedio (o Bacino Molisano Auct.)
- Piattaforma Abruzzese-Molisana

Prospetta, inoltre, la seguente successione di eventi cinematici:

- a) nel Tortoniano medio superiore la piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana assume caratteristiche di avanfossa;
- b) nel Tortoniano terminale questa piattaforma subisce una prima fase tettogenetica che ne provoca tra l'altro un'emersione;

- c) nel Messiniano inferiore si depositano le arenarie di Caiazzo sulla porzione deformata;
- d) in un momento successivo, ma sempre nel Messiniano superiore arrivano le falde Sannitiche;
- e) non prima del Messiniano inferiore la piattaforma Abruzzese diventa a sua volta avanfossa;
- f) più o meno contemporaneamente, anche il Bacino Molisano diventa avanfossa;
- g) nel Messiniano superiore una parte della piattaforma Laziale-Abruzzese-Campana, con le sovrastanti falde Sannitiche (Matese orientale), sovrascorre sulla piattaforma Abruzzese;
- h) nel Messiniano terminale o nel Pliocene inferiore anche il Bacino Molisano entra a far parte della catena.

Successivamente, il Massiccio del Matese assume il complesso assetto strutturale che presenta attualmente, subendo, nel Pliocene e Pleistocene, eventi compressivi, distensivi, trascorrenti e rotatori.

Capitolo 3

INQUADRAMENTO IDROGEOLOGICO

3.1 SINTESI DELLE CONOSCENZE IDROGEOLOGICHE

3.1.1 Schema di circolazione idrica sotterranea a scala di bacino.

Il Massiccio del Matese è un importante acquifero carbonatico i cui limiti sono costituiti dal tamponamento operato dai depositi in fase di flysch che vengono messi in contatto con esso da faglie sia inverse che dirette.

Dal complesso assetto geologico del Massiccio deriva un comportamento idrogeologico alquanto articolato (Celico P., 1878 e 1983; Celico F. & Casale M., 1995), fig. 1.

L'unità idrogeologica si presenta suddivisa in due parti principali, separate da una linea di discontinuità con andamento circa est-ovest passante per il lago Matese, Secine, Letino e Gallo.

Queste due unità, pur essendo distinte tra loro, nella parte orientale, presentano importanti fenomeni di travaso.

I vari bacini sotterranei sono:

a) il bacino di alimentazione delle Sorgenti del Fiume Lete, che rappresenta un settore idrogeologicamente distinto, la cui falda di base emerge in alveo con portate pari a circa 800 l/s in media; questo acquifero non presenta apprezzabili travasi idrici

con i bacini confinanti (Celico, 1978 e 1983). I limiti di tale settore sono costituiti a Nord dall'accavallamento tettonico dei calcari sui depositi terrigeni della piana di Gallo Matese, a Nord-Ovest e a Est da fasce deformative associate a faglie, ad Ovest dal tamponamento operato dai depositi impermeabili affioranti nella piana del Fiume Sava e infine a Sud il limite è rappresentato dal tamponamento operato dalle dolomie saccaroidi triassiche fortemente tettonizzate;

b) i bacini sotterranei del gruppo sorgivo Ielo e della dorsale M. Acuto-M. Coravacchia. Questo acquifero è costituito da dolomie saccaroidi triassiche. La porzione occidentale di tale dominio alimenta il gruppo sorgivo Ielo, mentre le acque sotterranee della parte orientale trovano recapito, attraverso travasi idrici, nei conoidi pedemontani e nei depositi alluvionali della valle del fiume Volturno;

c) il bacino sotterraneo della sorgente Maretto, costituito principalmente da rocce calcaree, è limitato a nord dalla discontinuità tettonica che borda il versante meridionale della depressione del lago Matese; mentre a sud è la faglia che borda il massiccio a mettere in contatto con l'acquifero i depositi terrigeni in fase di flysch che esercitano un'azione tamponante; ad est il limite è costituito (Celico, 1978 e 1983) da una fascia di discontinuità tettonica passante per il vallone

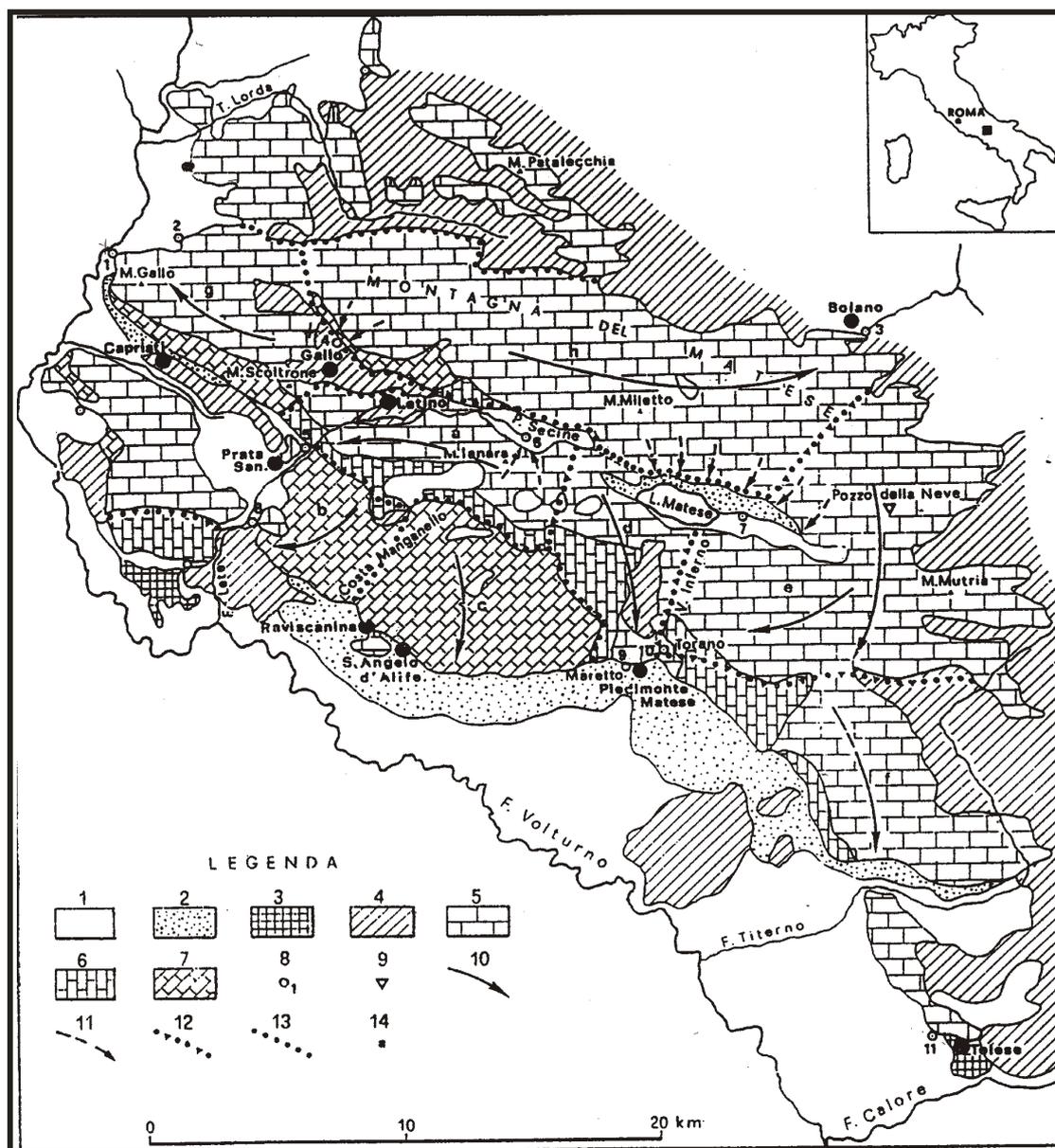


Fig. 1- Schema idrogeologico dei monti del Matese (Celico F., Casale M., 1995).

Legenda: 1) Complesso detritico-alluvionale; 2) conoidi detritiche pedemontane; 3) travertini; 4) Complesso arenaceo-argilloso-marnoso; 5) Complesso calcareo; 6) complesso calcareo-dolomitico; 7) Complesso dolomitico-saccaroide; 8) principali sorgenti e gruppi sorgivi: 1-Seggia d'Orlando; 2-Caprienero; 3-Biferno; 4-Capo Le Mandre; 5-F. Lete a Prata Sannita; 6-Capo Lete; 7-Matese; 8-Ielo; 9-Maretto; 10-Torano; 11-Grassano; 9) abisso carsico; 10) principali direzioni di flusso della falda di base; 11) direzioni di flusso delle principali falde sospese; 12) spartiacque sotterranei (esistono interscambi idrici tra le strutture limitrofe, nel verso indicato dalle frecce); 13) spartiacque sotterranei (sono limitati gli interscambi con le stutture limitrofe); 14) principali bacini sotterranei individuati: a) F. Lete a Prata Sannita; b) Ielo; c) Piana D'Alife; d) Maretto; e) Torano; f) Grassano; g) M. Gallo; h) Biferno.

dell'Inferno. Questa fascia di discontinuità fa escludere che vi sia un'alimentazione indiretta dell'acquifero da parte del bacino "Dorsale M. Acuto- Cornacchia", mentre sono ipotizzati travasi dagli adiacenti bacini sotterranei della sorgente Torano e delle sorgenti del fiume Lete presso Prata Sannita;

d) il bacino sotterraneo delle sorgenti di Torano e Grassano, che riceve cospicue aliquote di alimentazione idrica sotterranea dal bacino delle sorgenti del Biferno. I recapiti di questo acquifero sono rappresentati dalla sorgente di Torano con una portata di 2300 l/s ad una quota di 200 metri s. l. m., dove trabocca parte della sua potenzialità, e dalle sorgenti del Grassano con portate di circa 4700 l/s ad una quota di circa 57 metri s.l.m.

e) la dorsale di M. Gallo con deflussi orientati verso Ovest, che alimenta, tramite un esteso fronte sorgivo e cospicui travasi idrici sotterranei l'alveo del fiume Volturno;

f) il bacino delle sorgenti del Biferno. Le acque sotterranee di questo dominio traboccano solo in parte in corrispondenza del Biferno (490-510 metri s.l.m. con portate di 4600 l/s) mentre cospicui volumi vanno ad alimentare, tramite travasi idrici sotterranei, le sorgenti di Torano e Grassano.

3.1.2 Caratteristiche del bacino sotterraneo delle sorgenti di Torano e Grassano

Per le sorgenti di Grassano e Torano non è possibile definire un bacino di alimentazione autonomo.

Come già accennato, infatti, il limite nord-occidentale riceve cospicui travasi dalla porzione di acquifero che alimenta le sorgenti del Biferno. Inoltre parte della potenzialità idrica alimenta le sorgenti di Torano in corrispondenza della linea tettonica del Vallone dell'Inferno, che avendo troncato un importante condotto carsico drena la falda di base del massiccio; questa è sostenuta a quota relativamente elevata dalle dolomie affioranti a Sud-Est dalla stessa scaturigine e dalla discontinuità tettonica che trova prosecuzione nel versante meridionale del M. Pesco Lombardo.

Le Dolomie e la suddetta discontinuità tettonica rappresentano l'ultimo ostacolo importante che la falda incontra nel suo deflusso preferenziale verso le sorgenti di Grassano. La continuità tra il Matese e le sorgenti di Grassano sostenuta, dapprima, sulla base di dati provenienti da bilanci idrologici (Celico P., 1978 e 1983), viene confermata, da Corniello & De Riso (1986) in un lavoro, in cui vengono esposti una serie di dati derivati da sondaggi meccanici ed elettrici eseguiti a cavallo del graben del Titerno.

3.1.2.1 Complessi idrogeologici presenti nell'area di alimentazione

I complessi idrogeologici che affiorano nell'area di alimentazione sono:

- il complesso dolomitico,
- il complesso calcareo,
- il complesso arenaceo-marnoso-argilloso,
- il complesso detritico-alluvionale,
- il complesso piroclastico,
- il complesso dei travertini.

Complesso dolomitico

Il complesso dolomitico si rileva al piede dei versanti sud-occidentali del Matese ed è costituito da dolomie biacastre massicce o in banchi, associate a livelli calcareo-dolomitici. Tale complesso, per la minore permeabilità rispetto a quello calcareo, cui è stratigraficamente sottoposto, contribuisce a limitare verso sud-ovest, insieme al complesso marnoso-arenaceo-argilloso, la falda del Matese.

Complesso calcareo

Il complesso calcareo comprende più litotipi (calcari dolomitici, calcari s.s., calcari marnosi), simili sotto il profilo

della permeabilità relativa, quanto meno alla scala del presente lavoro.

Esso costituisce l'acquifero principale del bacino delle sorgenti di Torano e Grassano.

Cronologicamente il complesso calcareo si estende dal Giurassico al Miocene (formazione di Cusano).

Complesso arenaceo- marnoso- argilloso

Il complesso arenaceo-marnoso-argilloso comprende il Flysch di Pietraroia (Selli,1957), le Arenarie di Caiazzo (Ogniben,1957) e le Argille Varicolori scagliose.

Tale complesso, nella sua interezza, si presenta poco permeabile; esso borda con contatto stratigrafico, ma più spesso tettonico, i complessi dolomitico e calcareo svolgendo la funzione di impermeabile relativo contenendo lateralmente la falda dell'acquifero carbonatico.

Complesso detritico-alluvionale

Il complesso detritico-alluvionale è formato da conoidi di detrito che bordano i versanti e dai materiali alluvionali del T. Titerno e del F. Calore.

Riveste scarsa importanza idrogeologica rispetto alla falda di base del Matese poiché questa è localizzata a profondità superiori rispetto alla base del complesso.

Complesso piroclastico

Il complesso piroclastico è costituito da prodotti tufacei (Tufo grigio campano) e rispetto alla falda di base del Matese riveste una scarsa importanza idrogeologica.

Complesso dei travertini

I travertini si trovano a valle delle scaturigini minerali dove formano un esteso affioramento.

3.2.1.2 Modalità di emergenza

L'emergenza della falda, nei pressi dell'abitato di Telese, è regolata da una soglia a litologia complessa costituita da depositi Quaternari (travertini ed alluvioni) e dal complesso marnoso-arenaceo-argilloso.

Il contatto tra quest'ultimo ed i calcari è impostato su una linea tettonica connessa ad un più ampio sistema di discontinuità che borda il margine sud-occidentale del Matese (Corniello & De Riso, 1986).

La quota di tamponamento lungo il fronte sorgentizio non è uniforme: nel punto più depresso della soglia (56 metri s.l.m.) si hanno le sorgenti di Grassano, mentre nel punto più elevato si registra l'emergenza delle sorgenti minerali, presso il bordo

superiore della placca di travertino (58-59 metri s.l.m.). Inoltre, il tamponamento operato dai travertini non è completo: in essi è stato stimato un travaso di circa 1600 l/s (Celico P., 1983), che origina una falda drenata dal fiume Calore e che affiora in alcune depressioni carsiche nei Travertini, di cui la maggiore forma il lago di Telesse, collegato al Fiume Calore da un emissario artificiale.

3.2.1.3 Cenni sull'origine della mineralizzazione delle sorgenti di Telesse

Lungo il fronte sorgentizio di Montepugliano, in particolare all'estremità orientale, si manifestano acque minerali bicarbonato-calciche con forte componente gassosa (CO₂ e H₂S). Acque con tali caratteristiche possono derivare o da fenomeni di riduzioni dei solfati o da apporti endogeni connessi ad attività magmatica .

In uno studio sull'idrogeologia e l'idrochimica dell'Agro Telesino, Corniello & De Riso (1986) scartano il primo caso, in cui la presenza di queste sostanze avrebbe avuto origine dalla riduzione batterica dei solfati, in presenza di un substrato organico e basandosi su dati idrochimici e isotopici, sostengono l'origine della mineralizzazione legata ad apporti endogeni.

Ai dati idrochimici e isotopici, gli Autori, aggiungono considerazioni sulla particolare localizzazione delle sorgenti, le quali vengono a giorno all'estremità meridionale di un fascio di grosse linee tettoniche, che sembrerebbero bordare l'intero massiccio, lungo le quali si osservano altri fenomeni riconducibili all'idrotermalismo.

Quindi, alle sorgenti di Grassano la falda del Matese giungerebbe attraverso circuiti relativamente rapidi e poco profondi, mentre le acque mineralizzate sarebbero connesse alla risalita di fluidi endogeni, i quali, nella loro migrazione verso l'alto, agevolerebbero la risalita di acque più profonde e saline.

Prima dell'emergenza, queste acque, mineralizzate e ricche di gas, si mescolerebbero con quelle a circuito più superficiale che alimentano la sorgente di Grassano. Queste, rese più aggressive dai gas, interagirebbero localmente con le rocce carbonatiche da cui l'elevato grado di durezza (50° F).

3.2 SEZIONI IDROGEOLOGICHE

Allo scopo di analizzare le caratteristiche della falda di base del bacino di alimentazione delle Sorgenti di Torano e Grassano sono stati acquisiti una serie di dati stratigrafici e idraulici provenienti dalle perforazioni di pozzi eseguite nella zona di S. Salvatore Telesino, di Faicchio e San Lorenzello nell'ambito di

progetti finalizzati alla ricerca e captazione della risorsa idrica. Vengono realizzate una serie di sezioni idrogeologiche (fig.3-5) che, oltre a confermare la continuità del substrato carbonatico tra i rilievi di Monte Monaco di Gioia, Monte Acero, Monticello, La Rocca e il rilievo di Montepugliano, alla cui base sgorgano le sorgenti di Grassano, consente di analizzare l'andamento del valore del gradiente idraulico all'interno della porzione di acquifero oggetto di studio.

La sezione A-B, orientata SSE – NNW, parte dalla Sorgente di Grassano, attraversa il campo pozzi di San Salvatore Telesino (Pozzo 11) e termina in corrispondenza del pozzo 2 ubicato alle pendici settentrionali del Monte Acero; il gradiente piezometrico, misurato tra i pozzi di riferimento, è pari circa all'1 ‰.

La sezione B-C, orientata W-E, attraversa il graben del T. Titerno e termina in corrispondenza del Campo pozzi di San Lorenzello (pozzo 81); anche in questo caso il gradiente piezometrico è pari circa all'1 ‰.

La sezione C-D, orientata S-N, parte dal campo pozzi di San Lorenzello, attraversa il T. Titerno in corrispondenza del tratto di alveo impostato in calcari oggetto del monitoraggio cui al capitolo 4 e viene fatta terminare in corrispondenza di monte Cigno. In questa ultima sezione il gradiente idraulico della falda viene prolungato a partire dal livello piezometrico misurato nel

pozzo di riferimento (pozzo 81) e ad esso viene assegnato un valore analogo a quello osservato nelle precedenti porzioni di acquifero.

Dalle sezioni idrogeologiche si nota che i valori della pendenza della superficie piezometrica sembrano non essere influenzati da perdite di carico in corrispondenza delle discontinuità tettoniche presenti contrariamente a quanto osservato nel settore Nord Occidentale del Massiccio del Matese (Celico et al., 2006c).

Inoltre, come è possibile osservare nella sezione C-D, il livello piezometrico in corrispondenza della porzione di alveo del T. Tiverno oggetto della campagna di monitoraggio è ubicato alla profondità di diverse decine di metri (circa 150 m dal p.c.).

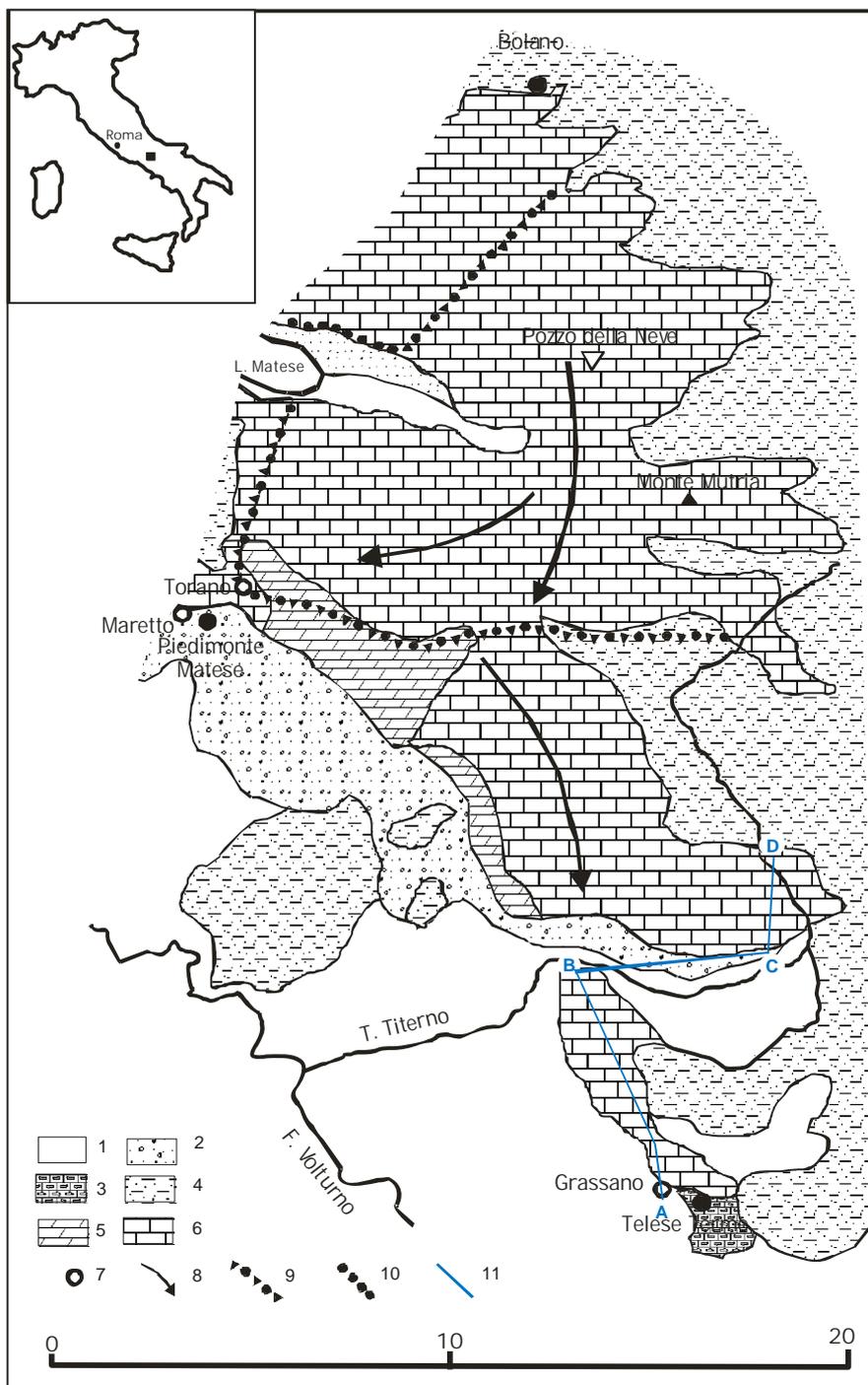


Figura 2. Schema idrogeologico del bacino di alimentazione delle Sorgenti di Torano e Grassano con l'indicazione della traccia di sezione.

Legenda: 1) Complesso detritico alluvionale; 2) conoidi detritiche pedemontane; 3) travertini; 4) complesso arenaceo-argilloso-marnoso; 5) complesso calcareo; 6) complesso calcareo-dolomitico; 7) sorgente; 8) principali direzioni di flusso della falda di base; 9) spartiacque sotterranei (esistono interscambi idrici tra le strutture limitrofe, nel verso indicato dalle frecce); 10) spartiacque sotterranei (sono limitati gli interscambi con le strutture limitrofe); 11) traccia di sezione idrogeologica.

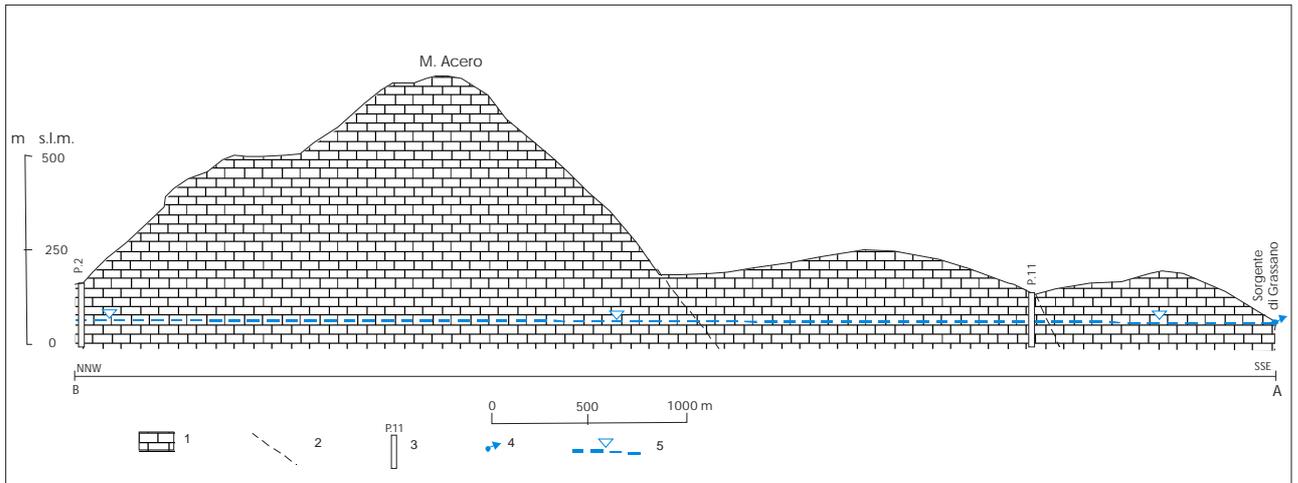


Figura 3. Sezione A-B

Legenda: 1) Complesso carbonatico; 2) andamento delle principali discontinuità tettoniche; 3) pozzo con relativo numero di riferimento; 4) sorgente di Grassano; 5) livello piezometrico.

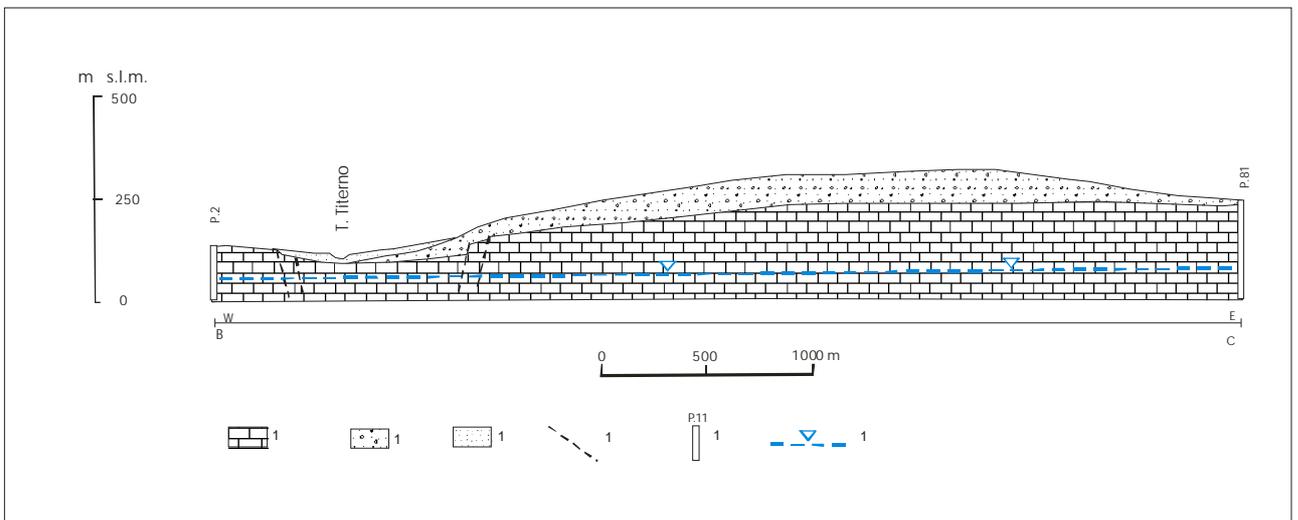


Figura 4. Sezione B-C

Legenda: 1) Complesso carbonatico; 2) breccie calcaree; 3) depositi alluvionali; 4) andamento delle principali discontinuità tettoniche; 5) pozzo con relativo numero di riferimento; 6) livello piezometrico.

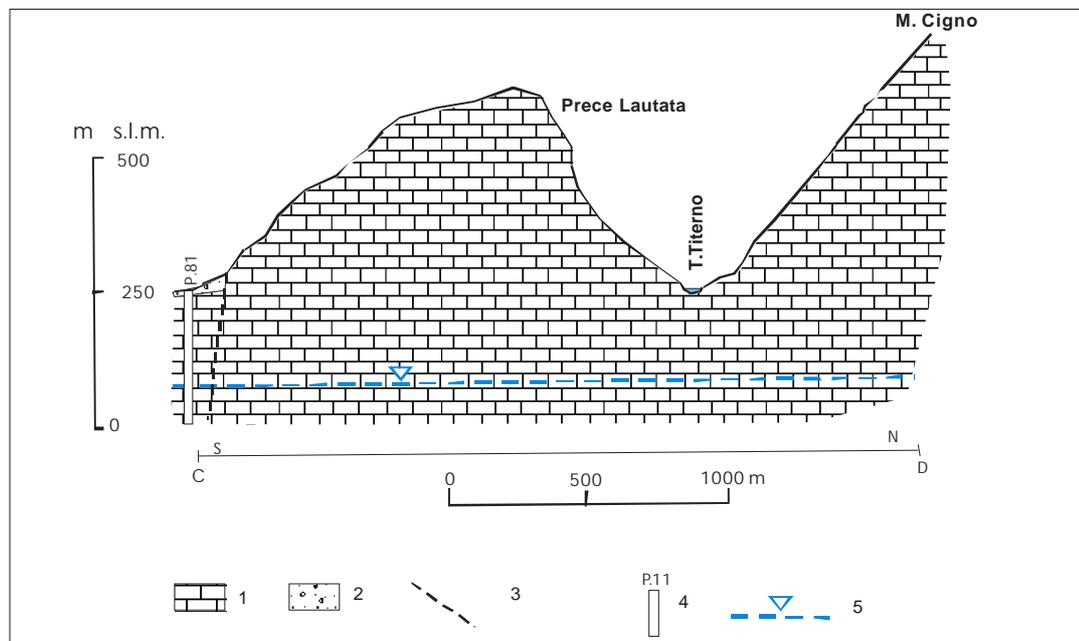


Figura 5. Sezione C-D

Legenda: 1) Complesso carbonatico; 2) breccie carbonatiche; 3) andamento delle principali discontinuità tettoniche; 4) pozzo con relativo numero di riferimento; 5) livello piezometrico.

Capitolo 4

PROCEDURA SPERIMENTALE

4.1 MONITORAGGIO DELLE PORTATE IN ALVEO

4.1.1 Individuazione della rete di monitoraggio

La fase di individuazione della rete di monitoraggio preliminare è stata sviluppata attraverso l'identificazione di tratti d'alveo in rocce carbonatiche fratturate, a prescindere dall'esistenza di elementi sperimentali storici che indicassero la predisposizione o meno dei siti stessi all'analisi delle fenomenologie oggetto del dottorato. Tale prima fase ha condotto alla selezione dei seguenti siti preliminari:

1. Fiume Calore, tra Magliano Nuovo e Felitto;
2. Fiume Lete, tra la Centrale Elettrica e Prata Sannita;
3. Fiume Titerno, tra Civitella Licinio e Cerreto Sannita;
4. Fiume Aventino, tra Palena e Lettopalena;
5. Fiume Lorda, tra Longano e S. Agapito;
6. Fiume Isclero, tra S. Agata de' Goti e Moiano;
7. Fiume Platano, tra Ricigliano e Romagnano al Monte;
8. Fiume Sava, tra la sorgente Puzzo di Molazza e Fontegreca;
9. Fiume Carpino, tra Sessano e Carpinone;
10. Fiume Melandro, tra S. Angelo le Fratte e Vietri di Potenza;

In ognuno dei tratti d'alveo di cui all'elenco precedente, tranne che per il T. Lorda, sono state realizzate da una a cinque campagne di misure di portata preliminari, finalizzate alla verifica dell'esistenza di un significativo fenomeno di assorbimento delle acque superficiali. Il tutto, come ovvio, in almeno due sezioni di riferimento per ciascuna asta fluviale. La misura della portata è stata eseguita con un mulinello idraulico (SIAP ME 4001).

Per il tratto d'alveo individuato lungo il T. Lorda, invece, considerata l'esistenza di misure di portata storiche indicanti fenomeni di cessione (Corniello et al., 1988), sono state realizzate un maggior numero di campagne di misura della portata in alveo. Le sezioni di misura, ubicate in corrispondenza dell'ingresso e dell'uscita del torrente nel tratto d'alveo individuato nonché in corrispondenza di due affluenti, sono riportate in fig. 6.

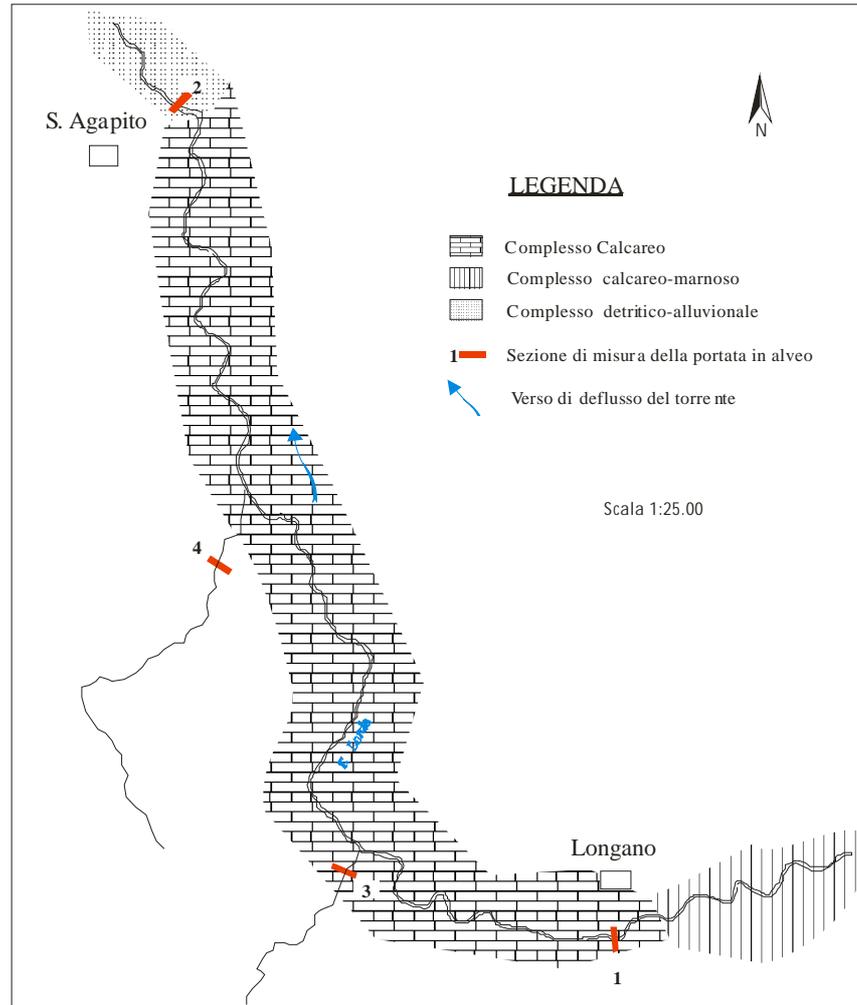


Figura 6. Ubicazione delle sezioni di misura lungo il Torrente Lorda

4.1.2 Rete di monitoraggio definitiva

La rete di monitoraggio definitiva delle portate del Torrente Titerno ha previsto 46 campagne di misura effettuate a cadenza quindicinale a partire da marzo 2004 fino a tutto il 2005. Nel 2006, dopo una prima elaborazione dei dati, si è attuato un monitoraggio mirato ad approfondire le variazioni del fenomeno in corrispondenza delle portate con valori superiori ai 1000 litri al secondo; pertanto le misure sono state eseguite in corrispondenza di piogge abbondanti.

L'ubicazione delle sezioni di misura sono riportate in fig.7. La lunghezza complessiva del tratto è di circa 2 chilometri

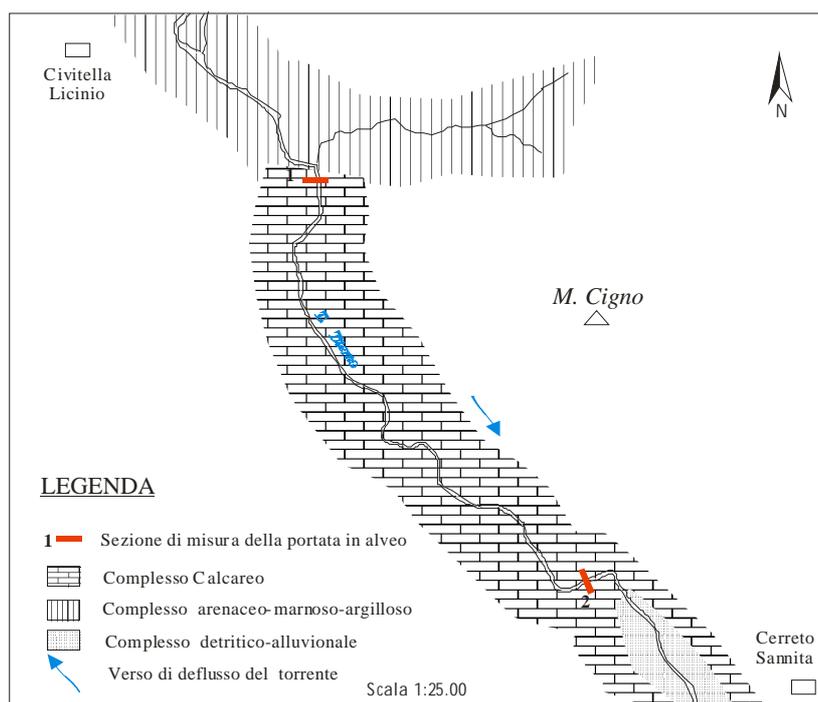


Figura 7. Ubicazione delle sezioni di misura delle portate lungo il Torrente Titerno

4.2. ANALISI STATISTICA DELLA FRATTURAZIONE A FINI IDROGEOLOGICI

Per lo studio delle caratteristiche idrogeologiche dell'ammasso carbonatico è stata utilizzata una metodologia, descritta in seguito, che attraverso lo studio statistico della distribuzione delle discontinuità e delle loro caratteristiche, condotto alla scala dell'affioramento, fornisce valori sperimentali del tensore di conducibilità idraulica.

4.2.1. Modello teorico di riferimento

In letteratura esistono varie metodologie per analizzare in modo statistico la permeabilità di un ammasso roccioso fratturato, utilizzando dati strutturali rilevati alla scala dell'affioramento.

Tutte le metodologie si basano sull'analisi di alcuni parametri che, sia presi singolarmente, sia considerando l'effetto della loro reciproca combinazione, condizionano il deflusso delle acque in un ammasso roccioso fratturato.

Molte delle metodologie esistenti mirano all'identificazione dell'ammasso roccioso fratturato con un acquifero poroso equivalente (Louis, 1974).

Tra le teorie di flusso che si adattano ad applicazioni pratiche, è stata scelta quella documentata in molti lavori

(Snow, 1969; Kiraly, 1969; Louis, 1974 Wittke, 1990). In questi studi, partendo dall'equazione di Navier-Stokes, che esprime la velocità media di un flusso in una singola fessura, ed assumendo un modello fisico semplificato dell'ammasso roccioso, sono indicate soluzioni per determinare la conducibilità idraulica del mezzo sulla base della conoscenza della geometria del reticolo delle fessure.

Le semplificazioni del modello fisico dell'ammasso roccioso comprendono che lo stesso abbia una permeabilità della matrice trascurabile rispetto a quella dovuta al reticolo di discontinuità, che quest'ultimo sia costituito da uno o più sistemi di discontinuità infinitamente estese nell'ambito del volume della roccia, che ogni sistema comprenda discontinuità piano-parallele e lisce e che il flusso idrico avvenga in condizioni laminari e irrotazionali. Di queste ipotesi, la relazione generale tra i vettori velocità di flusso V e gradiente Idraulico I è data da:

$$V = \underline{k} I \quad [1]$$

dove \underline{k} è la conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso,

Usando un sistema fisso di coordinate cartesiane x , y e z , il tensore conducibilità idraulica di una famiglia di discontinuità può essere espresso come [2]:

$$\underline{k}_1 = k_1 \begin{bmatrix} 1 - \cos^2 \cdot \sin^2 & \cos \cdot \sin \cdot \sin^2 & -\cos \cdot \cos \cdot \sin \\ \cos \cdot \sin \cdot \sin^2 & 1 - \sin^2 \cdot \sin^2 & \sin \cdot \cos \cdot \sin \\ -\cos \cdot \cos \cdot \sin & \sin \cdot \cos \cdot \sin & \sin^2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_{1x} & 0 & 0 \\ 0 & k_{2y} & 0 \\ 0 & 0 & k_{3z} \end{bmatrix}$$

dove k_1 è dato da:

$$k_1 = ga^3/12vd \quad [3]$$

con:

g = accelerazione di gravità;

a = apertura delle discontinuità;

v = viscosità cinematica del fluido;

d = spaziatura delle discontinuità;

ed \bullet e \bullet definiscono l'orientazione del piano della discontinuità nello spazio.

Quando sono presenti più sistemi di discontinuità il tensore conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso \underline{k} è dato dalla sovrapposizione dei tensori dei diversi sistemi ($\underline{k}_1, \underline{k}_2, \dots, \underline{k}_n$). La sua espressione è particolarmente semplice quando i sistemi di discontinuità sono tra loro ortogonali [4]:

$$\underline{k} = \underline{k}_1 + \underline{k}_2 + \dots + \underline{k}_n = \begin{bmatrix} k_{1x}+k_{2x}+\dots+k_{nx} & 0 & 0 \\ 0 & k_{1y}+k_{2y}+\dots+k_{ny} & 0 \\ 0 & 0 & k_{1z}+k_{2z}+\dots+k_{nz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_x & 0 & 0 \\ 0 & k_y & 0 \\ 0 & 0 & k_z \end{bmatrix}$$

Nel caso di un mezzo anisotropo, le tre componenti principali del tensore (k_x, k_y e k_z) risulteranno differenti tra loro e la conducibilità idraulica del volume di roccia di riferimento potrà essere rappresentata da un ellissoide con semiasse pari a $\bullet k_x, \bullet k_y$ e $\bullet k_z$.

La conoscenza delle componenti principali del tensore della

conducibilità idraulica e del gradiente idraulico permette di determinare la direzione nello spazio della velocità di flusso V in accordo con la [1]

In teoria, quindi, conoscendo la giacitura, spaziatura e apertura delle discontinuità, considerate estese per tutto il volume di riferimento e interconnesse tra loro, è possibile determinare l'ellissoide della conducibilità idraulica nello spazio; poi ipotizzando un flusso laminare ed irrotazionale, è possibile definire la direzione della velocità di flusso, nell'ambito dello stesso volume di roccia considerato.

In merito al gradiente idraulico si ritiene che esso sia costante nell'ambito del volume di roccia considerato, assumendo quindi ridotta l'influenza delle possibili perdite di carico nella linea di intersezione delle discontinuità dei diversi sistemi. Quest'ultima assunzione è generalmente giustificata dalle condizioni di continuità dei diversi sistemi di fratturazione, risultando il flusso entrante uguale a quello uscente nella loro intersezione.

In altri termini, se il reticolo di discontinuità è ben distribuito nello spazio, la frequenza delle fratture è elevata e le loro aperture sono costanti. Scegliendo una opportuna scala di riferimento per il sistema di flusso da analizzare, è possibile trattare il mezzo fratturato come un poroso equivalente. In queste ipotesi, un parametro caratteristico del volume roccioso di riferimento può essere considerata la permeabilità equivalente (K_e) data da

$$K_e = \sqrt[3]{k_x, k_y, k_z} \quad [5]$$

4.2.2 Procedura di rilievo idro-strutturale

Al fine di caratterizzare dal punto di vista idrogeologico l'ammasso roccioso in esame, è stata rilevata l'immersione, l'inclinazione, la persistenza, l'apertura e la spaziatura delle discontinuità in sei siti diversi, distribuiti lungo il corso d'acqua (Figura 8).

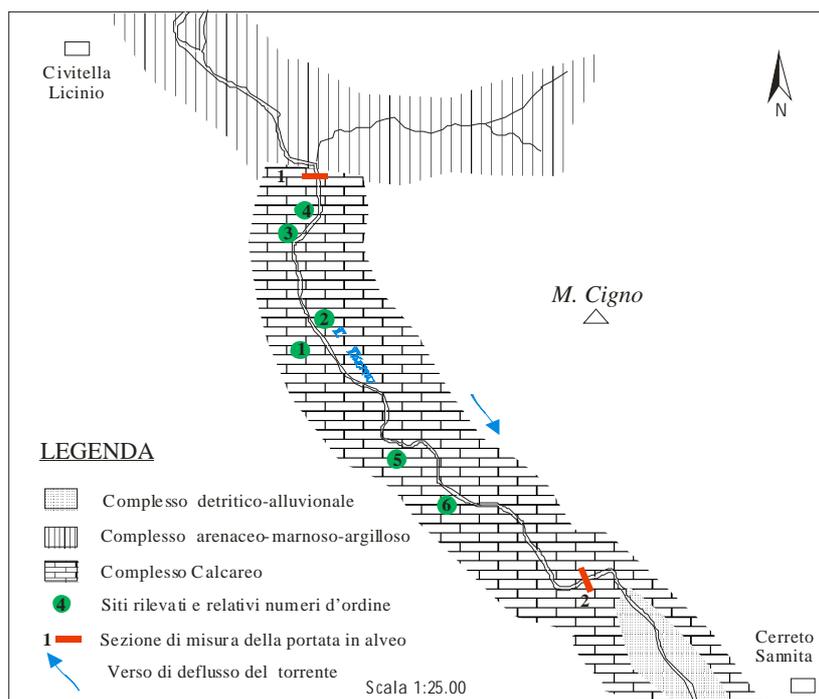


Figura 8. Localizzazione dei siti rilevati

Gli standard previsti per la scelta e le modalità di rilievo idrostrutturale, consigliano:

1. di scegliere almeno due pareti perpendicolari tra di loro;
2. di analizzare una porzione di acquifero di volume pari a circa 50 m^3 ;
3. di effettuare un numero di misure dei parametri rilevati (immersione, apertura e spaziatura) statisticamente significativo;
4. di eseguire i rilievi su pareti derivanti da tagli recenti, in cui cioè non è ancora presente l'alterazione superficiale dovuta agli agenti atmosferici.

Nell'area in esame non risulta sempre possibile soddisfare tutti i suddetti parametri.

In ogni caso gli affioramenti da rilevare sono stati scelti sia in considerazione della loro posizioni rispetto al corso d'acqua sia in considerazione delle loro dimensioni (comprese tra $5,1$ e $34,5 \text{ m}^2$); ciò per rendere significativo l'affioramento nei confronti della spaziatura dei giunti, ovvero includere un campione significativo della geometria del reticolo delle discontinuità.

In ogni sito sono state prima individuate le famiglie di giunti di strato e di fratture, di cui è stata rilevata l'immersione, l'inclinazione, l'apertura efficace, la spaziatura la persistenza.

L'orientazione (immersione i e Inclinazione \bullet) è stata determinata relativamente ad ogni discontinuità, con più misure,

sia sulla stessa discontinuità sia su discontinuità diverse dello stesso sistema.

Apertura efficace, ovvero quella interessata dal flusso idrico, è una grandezza difficile da misurare, se si tiene conto della sua elevata variabilità lungo la stessa discontinuità. Inoltre, come evidenziato in precedenza, le asperità delle due facce delle discontinuità possono incidere sulla tipologia di flusso idrico. L'apertura rilevata in affioramento peraltro non è sempre rappresentativa di quella presente all'interno dell'ammasso roccioso in relazione alle variazioni di carico litostatico e/o alla presenza di fenomeni carsici. Nel caso in esame l'apertura in affioramento, relativamente ad ogni famiglia di discontinuità, è stata determinata introducendo uno spessimetro laminare per una profondità di 1 cm, o misurando la distanza tra le due pareti del giunto con un calibro.

Spaziatura che descrive il grado di fatturazione dell'ammasso roccioso, in quanto minore è la spaziatura tra i giunti di una famiglia, maggiore è il grado di fatturazione della roccia, è stata determinata relativamente ad ogni sistema di discontinuità individuato. Successivamente ne è stata calcolata la media dei valori per ogni sistema rilevato.

Persistenza: questo parametro rappresenta l'estensione di ogni giunto in riferimento alla superficie analizzata.

Nell'insieme i dati rilevati sono stati utilizzati per determinare

il tensore della conducibilità idraulica in ogni stazione, semplificando il reticolo di discontinuità secondo quanto dettagliato nel paragrafo precedente.

Il processo di calcolo ha previsto, innanzitutto, la determinazione del tensore per ogni sistema di discontinuità ($\underline{k}_1, \underline{k}_2 \dots \underline{k}_n$), secondo la [2] e la [3]; successivamente, dalla loro sovrapposizione, sono state calcolate le componenti principale del tensore dell'ammasso roccioso (k_x, k_y e k_z) secondo la [4], e la permeabilità equivalente dell'affioramento (k_e), secondo la [5].

Capitolo 5

RISULTATI E DISCUSSIONE

5.1 RISULTATI

5.1.1 Monitoraggio delle portate

5.1.1.1 Rete di monitoraggio preliminare

I risultati delle campagne di misura preliminari delle portate in alveo possono essere così sintetizzati:

- i Fiumi Melandro, Platano e Isclero non risultano facilmente accessibili e/o presentano alvei troppo irregolari per consentire la misura della portata con la precisione necessaria allo sviluppo della tematica oggetto della ricerca;
- il Fiume Carpino (tab. 1) presenta una serie di condotte artificiali che prelevano e immettono acqua in diversi punti, rendendo estremamente complessa la corretta quantificazione delle variazioni di portata;
- per il Fiume Aventino non sono state registrate variazioni di portata sufficientemente significative, tra la sezione di monte e quella di valle, da consentire un'analisi dettagliata del fenomeno di interesse (tab. 2);
- i Fiumi Lete, Calore Salernitano e Sava hanno mostrato l'esistenza di un fenomeno inverso a quello che si vuole analizzare, cioè un fenomeno di alimentazione del corso d'acqua ad opera della falda (tabb. 3 – 6);
- il torrente Tiverno ha mostrato una diminuzione di portata in

alveo nel tratto monitorato e nessun particolare problema di accesso e monitoraggio (tab. 7).

- il torrente Lorda ha mostrato un incremento delle portate di alcune decine di litri al secondo, configurando un'alimentazione della falda verso il fiume, nella parte iniziale della campagna di misure ed un comportamento contrario nel periodo di magra durante la quale i dati mostrano un'alimentazione della falda ad opera delle acque di infiltrazione secondaria del Torrente Lorda (grafico 5). I dati relativi a questo periodo risultano, però, di un numero poco significativo e non hanno mostrato nessuno spiccato nesso di interdipendenza tra le portate in ingresso ed il flusso assorbito. Inoltre la forte variazione del fenomeno tra il periodo di piena e quello di magra indica la presenza di complesse interazioni tra la falda e il corso d'acqua molto variabili durante il corso dell'anno idrologico. Pertanto, tali interferenze potrebbero compromettere la valutazione stessa dei volumi effettivamente infiltratisi nel tratto in esame anche durante il periodo di magra.

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
15/04/04	576	164
10/04/04	580	64
19/04/04	987	330
24/04/04	767	144
02/05/04	496	89

Tabella 1. Misure di portata in alveo del
Fiume Carpino

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
24/06/04	159	143
09/07/04	116	87
30/07/04	96	98

Tabella 2. Misure di portata in alveo del
Fiume Aventino

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
05/05/04	345	646
02/06/04	259	590
07/07/04	203	345

Tabella 3. Misure di portata in alveo del
Fiume Lete

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
04/07/04	554	598

Tabella 4. Misure di portata in alveo del Fiume Calore Salernitano

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
15/09/04	74	121

Tabella 5. Misure di portata in alveo del Fiume Sava

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
04/04/04	377	967

Tabella 6. Misure di portata del Torrente Lorda

DATA	PORTATE (l/s)	
	Sezione di Monte	Sezione di Valle
03/05/04	876	716

Tabella 7. Misure di portata in alveo del Torrente Tiverno

DATA	PORTATE (l/s)		
	SITO 1	SITO 2	SITO 3+4
04/04/2004	377	967	40
10/04/2004	496	870	40
19/04/2004	905	1346	48
24/04/2004	554	878	34
02/05/2004	445	979	35
08/05/2004	317	624	35
16/05/2004	266	527	30
24/05/2004	239	401	27
02/06/2004	256	322	22
09/06/2004	241	290	21
19/06/2004	174	213	19
30/06/2004	148	209	20
04/07/2004	141	196	18
11/07/2004	151	89	10
25/07/2004	145	74	9
04/08/2004	108	32	5
18/08/2004	114	29	5
01/09/2004	110	28	5
12/09/2004	107	40	5
21/09/2004	123	53	5
01/10/2004	109	51	5
10/10/2004	100	56	5
17/10/2005	97	47	5
31/10/2005	96	54	5
30/11/2005	147	66	10
12/12/2005	130	74	10
20/12/2005	96	67	18
09/01/2005	125	130	18
20/01/2005	300	492	25
05/02/2005	291	460	23
20/02/2005	167	210	18
06/03/2005	199	255	18
20/03/2005	186	209	17

Tabella 8. Misure di portata del Torrente Lorda

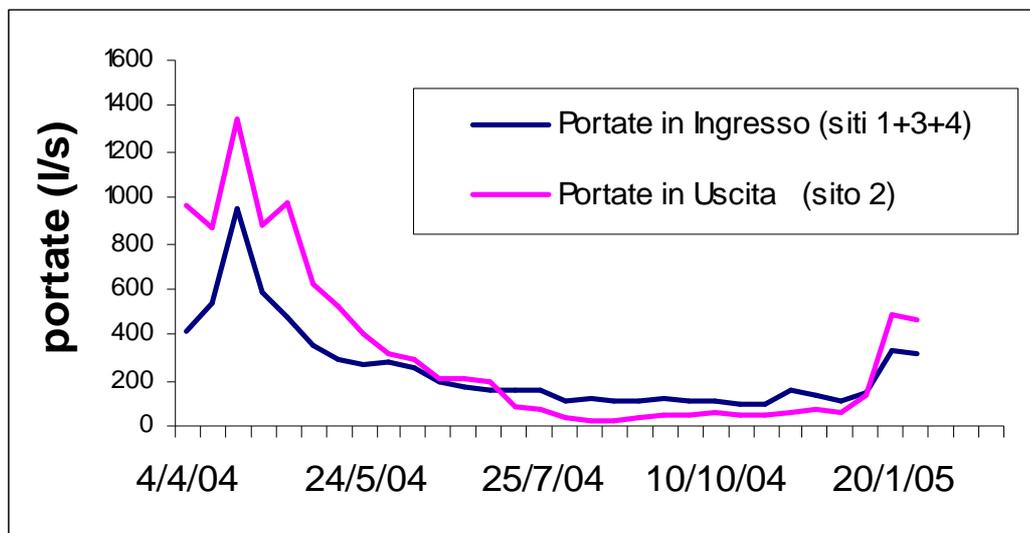


Grafico 1. Diagramma di portata del T.Lorda

5.1.1.2 Rete di monitoraggio definitiva

Dall'analisi dei dati raccolti nel corso delle misure effettuate lungo il T. Titerno (tabelle 9 e 10) risulta (grafico 2) che le portate in uscita sono sempre inferiori delle portate in ingresso, nel tratto d'alveo considerato. Tale diminuzione è dovuta principalmente all'esistenza di un fenomeno di infiltrazione diffusa lungo l'alveo, anche se può essere influenzata da perdite legate all'evaporazione o alla presenza di vegetazione lungo l'alveo. L'entità dovuta a questi ultimi fattori risulta difficilmente quantificabile e di norma considerata trascurabile nei lavori che studiano l'infiltrazione

secondaria (Vivarelli and Perera, 2002). Anche nel presente lavoro, pertanto, la differenza tra portata in ingresso e portata in uscita viene attribuita interamente alle perdite dovute all'infiltrazione.

I dati del monitoraggio confermano, dunque, l'esistenza di un diffuso fenomeno di infiltrazione dal torrente Titerno verso la falda. Inoltre, le portate di infiltrazione secondaria mostrano uno spiccato nesso di interdipendenza con le portate in ingresso nel tratto d'alveo analizzato (grafico 3), in accordo con studi effettuati in ambito internazionale sulle stesse problematiche (Jordan, 1977; Rao et alii, 1996; Lange, 2005) anche se in acquiferi diversi da quelli oggetto della presente ricerca.

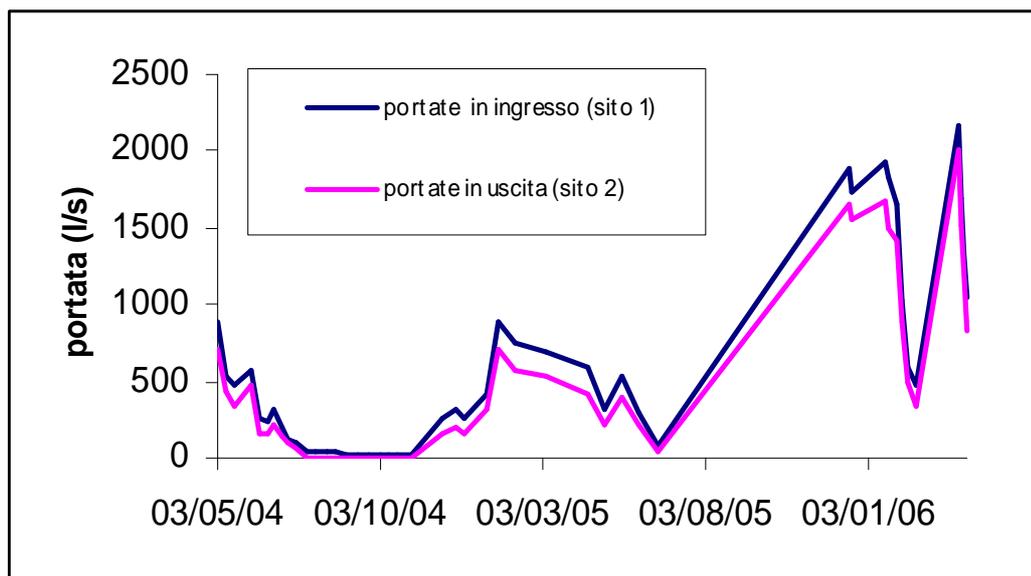


Grafico 2. Diagramma delle portate del Torrente Titerno

DATA	PORTATE (l/s)	
	SITO 1	SITO 2
03/05/2004	876	716
10/05/2004	529	433
19/05/2004	479	340
04/06/2004	571	476
11/06/2004	257	161
19/06/2004	229	163
24/06/2004	315	217
01/07/2004	198	133
08/07/2004	125	94
15/07/2004	102	66
25/07/2004	48	0
02/08/2004	39	0
12/08/2004	30	0
22/08/2004	31	0
01/09/2004	20	0
12/09/2004	25	0
21/09/2004	21	0
01/10/2004	19	0
10/10/2004	24	0
17/10/2004	22	0
31/10/2004	29	0
30/11/2004	251	164
12/12/2004	313	204

Tabella 9. Misure di portata in
alveo del Torrente Titerno

DATA	PORTATE (l/s)	
	SITO 1	SITO 2
20/12/2004	253	159
09/01/2005	423	324
20/01/2005	888	708
05/02/2005	741	562
06/03/2005	695	530
15/04/2005	589	422
01/05/2005	313	216
15/05/2005	523	401
01/06/2005	289	216
20/06/2005	80	48
16/12/2005	1888	1648
19/12/2005	1735	1557
17/01/2006	1933	1670
21/01/2006	1836	1502
30/01/2006	1650	1425
03/02/2006	1020	885
08/02/2006	596	488
15/02/2006	467	339
28/03/2006	2163	2007
30/03/2006	1701	1520
01/04/2006	1346	1218
04/04/2006	1051	833
26/06/2006	130	74

Tabella 10 . Misure di portata
in alveo del Torrente Titerno

Dall'analisi dei dati risulta, inoltre, una forte variabilità dei valori di infiltrazione che passa da poche decine di litri al secondo, quando la portata in ingresso è dell'ordine di alcune decine di litri al secondo, ad alcune centinaia di litri al secondo quando la portata in ingresso è di qualche migliaio di litri al secondo.

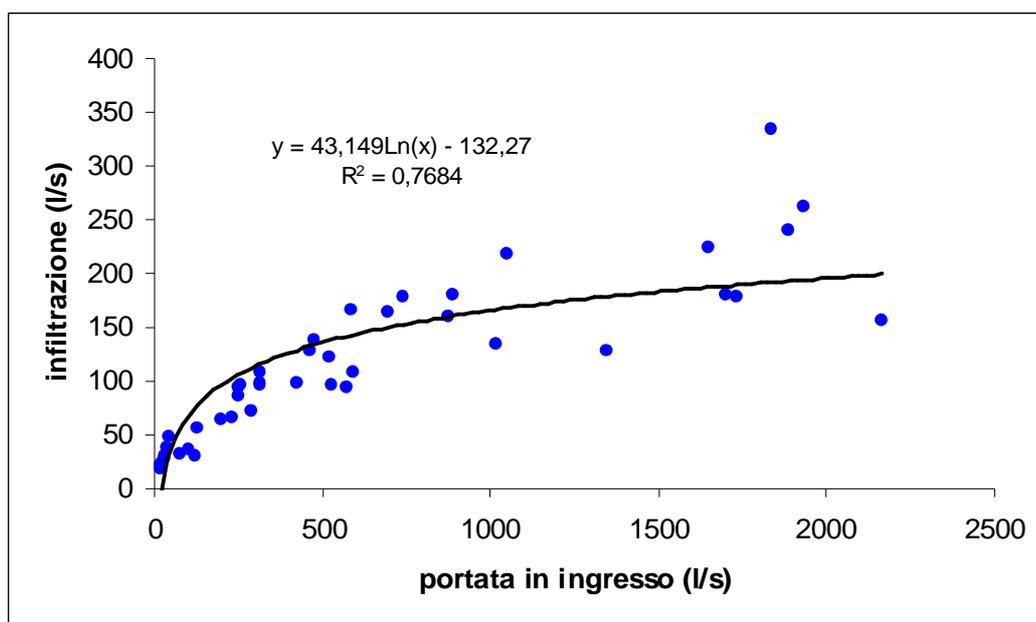


Grafico 3. Correlazione tra portate del Torrente Titerno e portate assorbite lungo l'alveo

Dal 25 luglio 2004 al 31 ottobre 2004 le portate in uscita sono risultate nulle e cioè la portata in ingresso ha coinciso con il volume infiltrato; in questi casi il fenomeno di infiltrazione avviene non nel tratto di alveo compreso tra le due sezioni di riferimento ma in un tratto di minore lunghezza, non determinabile.

Al fine di analizzare un gruppo di dati il più omogenei possibile i valori che si riferiscono a queste misure sono stati esclusi dall'elaborazione che segue.

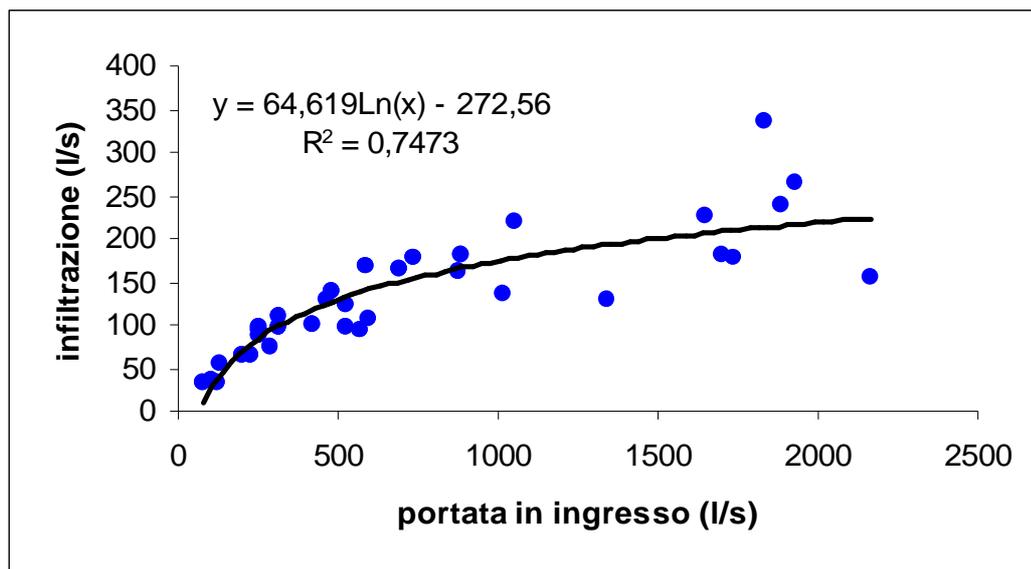


Grafico 4. Correlazione tra portate del Torrente Titerno e portate assorbite lungo l'alveo ad esclusione delle portate totalmente assorbite.

Allo scopo di analizzare i dati in funzione della lunghezza del canale le portate in ingresso sono state correlate con l'infiltrazione media per chilometro (grafico 5). A questo punto le portate in ingresso sono state correlate all'infiltrazione percentuale media per chilometro di alveo (grafico 6)

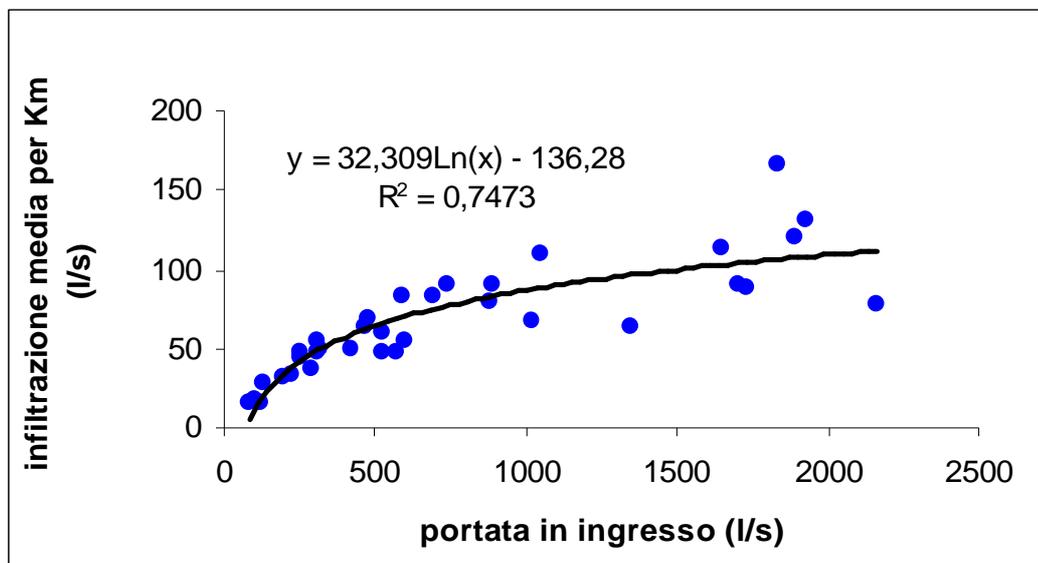


Grafico 5. Correlazione tra portata del Torrente Tiverno e la portata media assorbita per chilometro.

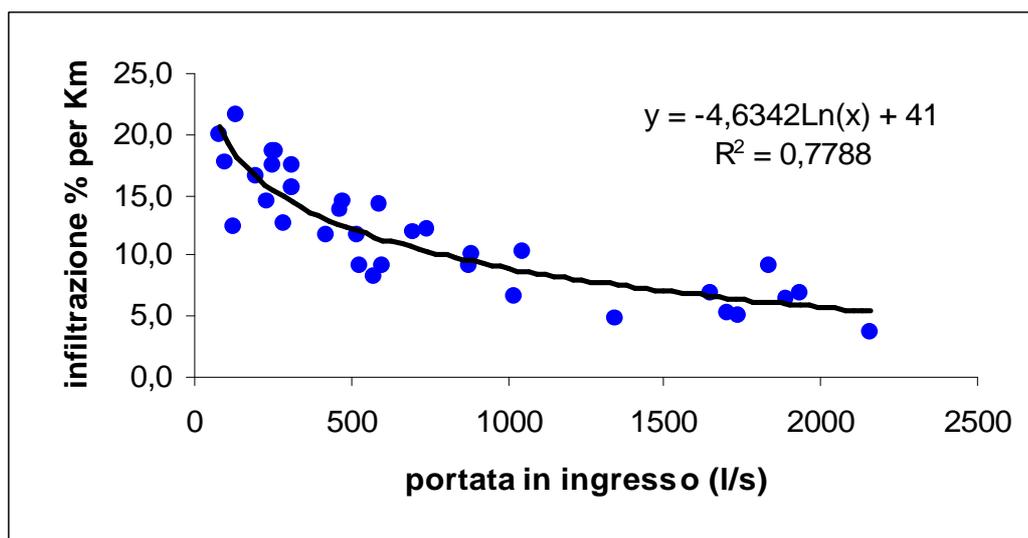


Grafico 6. Correlazione tra portate del Torrente Tiverno e infiltrazione percentuale per chilometro

Il grafico 6 mostra che l'infiltrazione percentuale per unità di lunghezza tende a diminuire esponenzialmente con l'aumento della portata, fino a mostrare un valore asintotico pari circa al 7/8% di assorbimento della portata in ingresso, per ogni chilometro di alveo.

5.1.1.3 Calcolo sperimentale della conducibilità idraulica a partire dai dati di infiltrazione

Le portate infiltrate (grafici 3-6) mostrano valori crescenti fino al raggiungimento di un valore pressoché asintotico. In corrispondenza di tale valore le portate infiltrate corrispondono alla massima capacità di infiltrazione nel substrato carbonatico. In corrispondenza dell'asintoto sembra, pertanto, corretto utilizzare i valori delle portate infiltrate e la superficie “disperdente” per valutare la conducibilità idraulica del mezzo “assorbente”. In analogia con quanto accade durante le prove di assorbimento a carico costante dove a partire dalla seguente relazione (Bertrand, 1965):

$$K = V/At \quad [6]$$

dove:

K = conducibilità idraulica;

V = volume d'acqua

A = sezione

T = tempo

con V/t uguale alla portata (Q)

si ricava

$$K = Q/A \quad [7]$$

Nel caso in esame, la superficie bagnata dell'alveo ossia la superficie attraverso la quale avviene l'infiltrazione (A) può essere ricavata dai dati di campagna (lunghezza del tratto d'alveo compreso tra le due sezioni di misura per la larghezza dell'alveo). Precisando che per le caratteristiche morfologiche dell'alveo del T. Titerno (in forra) la larghezza dell'alveo è variata molto poco (da 11 a 15 m) nel corso delle fasi in cui sono stati monitorati i valori di assorbimento che vengono utilizzati nell'analisi di cui alla precedente equazione [7]

In corrispondenza dei valori di infiltrazione all'asintoto del grafico 5 si è calcolato, utilizzando la [7], un valore di conducibilità idraulica del mezzo fratturato pari a 9×10^{-6} m/s .

5.1.2 Analisi dei dati della fatturazione a fini idrogeologici

Il primo parametro analizzato è stato la giacitura (i = inclinazione; \bullet = immersione) d'ogni famiglia individuata. Successivamente è stata analizzata la spaziatura, effettuata con riferimento ad ogni sistema di discontinuità, ed è stato calcolato un valore medio (d_m) per ogni famiglia e sito rilevato. Quest'ultimo risulta, per la maggior parte dei sistemi rilevati, minore di 1 (tabb. 11-16); quindi l'ammasso roccioso è interessato da un fitto reticolo di discontinuità.

Si è anche costruito un diagramma di frequenza delle spaziature e di tutte le famiglie dei giunti di fratturazione e di strato (grafici 7-8).

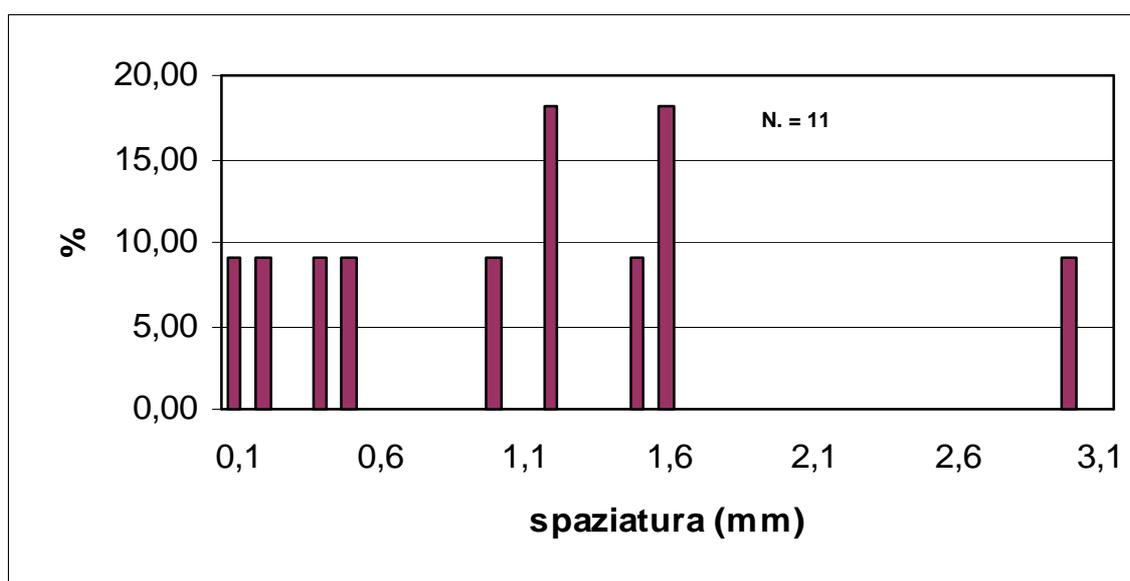


Grafico 7. Distribuzione di frequenza della spaziatura degli strati

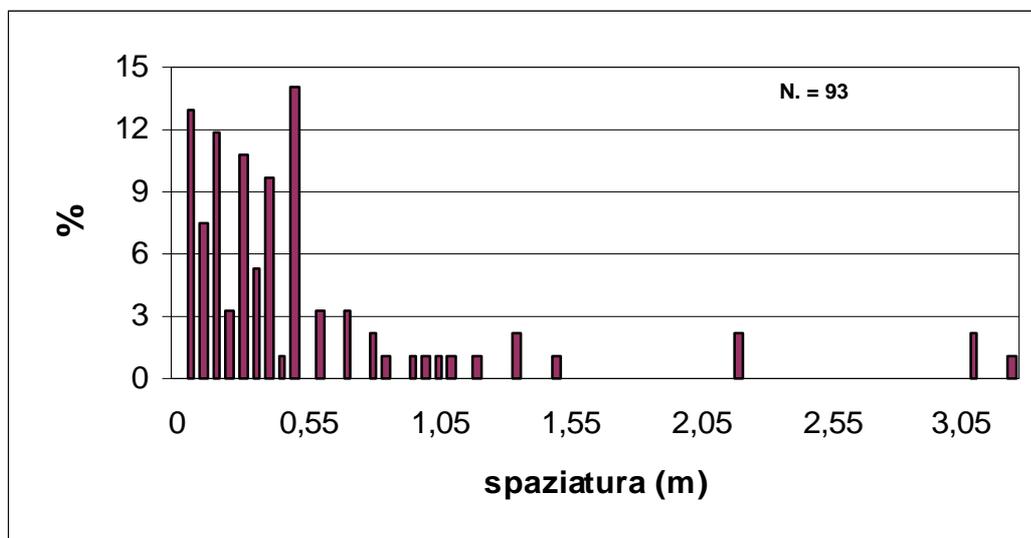


Grafico 8. Distribuzione di frequenza della spaziatura delle fratture

L'ultimo parametro da analizzare per ricavarne dei valori statisticamente significativi è l'apertura. Le aperture sono incluse in un ampio intervallo ($\bullet a$) che varia da 0,1 a 6 mm per quanto riguarda le fratture e da 0,1 a 3 mm per gli strati (tabb. 11-16). Anche per l'apertura è stato calcolato il valore medio per ognuno dei sistemi di discontinuità (am) (tabb.11-16). Inoltre sono stati realizzati dei grafici di frequenza sia per l'apertura degli strati sia per le fratture (grafici 9-10).

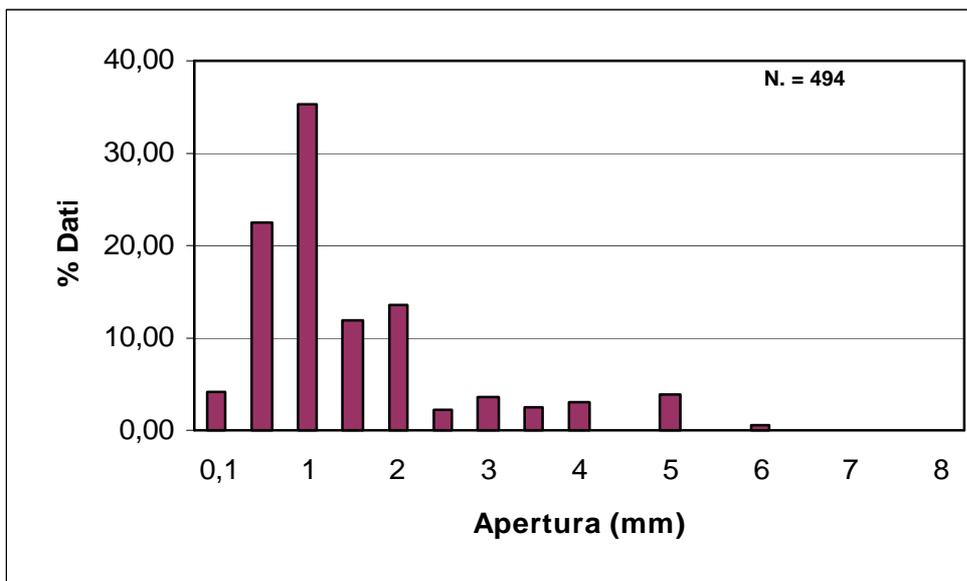


Grafico 9. Distribuzione di frequenza delle aperture delle fratture

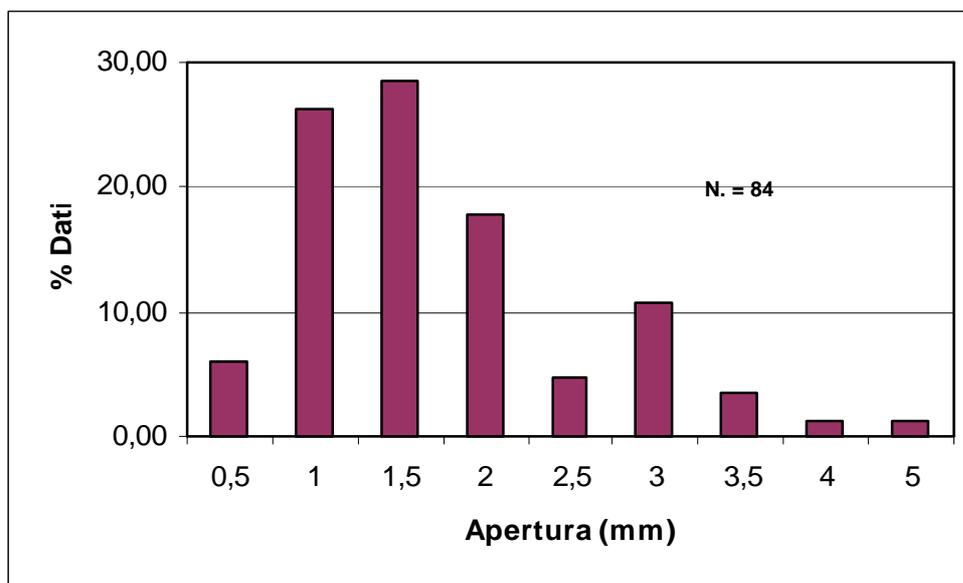


Grafico 10. Distribuzione di frequenza delle aperture degli strati

Sistema	i / \bullet (°)	d_m (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
strati	74 / 35	1,04	0,5 - 5,0	1,54
fratture F1	168 / 84	1,18	0,1 - 6,0	1,67
fratture F2	19 / 82	1	0,5 - 5,0	1,37

Tabella 11. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 1

Sistema	i / \bullet (°)	dm (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
strati	177 / 15	1,2	1,0 - 3,0	1,79
fratture F1	356 / 77	0,41	0,5 - 4,0	1,32
fratture F2	207 / 70	0,29	0,5 - 6,0	1,36

Tabella 12. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 2

Sistema	i / \bullet (°)	dm (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
strati	85 / 44	0,75	1,0 - 3,0	1,79
fratture F1	335 / 79	0,3	0,5 - 5,0	2,69
fratture F2	85 / 43	0,78	0,5 - 5,0	1,89

Tabella 13. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 3

Sistema	i / \bullet (°)	dm (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
fratture F1	312 / 93	0,26	0,1 - 4,0	0,73
fratture F2	242 / 20	0,4	0,1 - 1,0	0,44

Tabella 14. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 4

Sistema	i / \bullet (°)	dm (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
fratture F1	87 / 32	0,46	1,0 - 5,0	2,42
fratture F2	80 / 60	0,3	0,5 - 5,0	2,84
fratture F3	172 / 11	1,1	0,5 - 2,0	1,42

Tabella 15. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 5

Sito 6				
Sistema	i / \bullet (°)	dm (m)	$\bullet a$ (mm)	am (mm)
fratture F1	105 / 12	1,6	0,1 - 0,5	2,03
fratture F2	281 / 67	0,31	0,5 - 3,5	0,85

Tabella 16. Parametri idrogeologici dei sistemi di discontinuità del sito 6

A partire dai parametri riportati nelle tabelle 12-16 sono stati calcolati i valori delle componenti principali della conducibilità idraulica (K_x , K_y e k_z), i rapporti di anisotropia (K_x/K_y , K_x/K_z , K_y/K_z) e il valore della permeabilità equivalente (K_e) per ogni sito rilevato. I valori risultanti sono riportati nella tabella 17.

Sito	K_x (m/s)	K_y (m/s)	K_z (m/s)	K_x/K_y	K_x/K_z	K_y/K_z	K_e (m/s)
1	3,19E-03	6,46E-03	5,67E-03	4,94E-01	5,62E-01	1,14E+00	4,89E-03
2	6,03E-03	1,46E-02	1,11E-02	4,14E-01	5,43E-01	1,31E+00	9,92E-03
3	1,59E-02	1,78E-02	1,89E-02	8,91E-01	8,41E-01	9,44E-01	1,75E-02
4	8,56E-04	6,97E-04	1,23E-03	1,23E+00	6,94E-01	5,65E-01	9,03E-04
5	8,79E-02	3,67E-02	5,43E-02	2,39E+00	1,62E+00	6,77E-01	5,60E-02
6	5,79E-03	4,37E-03	1,54E-03	1,32E+00	3,75E+00	2,83E+00	3,39E-03

Tabella 17. Valori delle componenti principali della conducibilità idraulica, dei rapporti di anisotropia e della permeabilità equivalente

5.2 DISCUSSIONE

La porzione più superficiale delle rocce carbonatiche fratturate e carsificate (epicarso) presenta un valore di norma più elevato di conducibilità idraulica rispetto alla zona sottostante solo fratturata. Tale diminuzione di permeabilità all'aumentare della profondità dal piano campagna è giustificata sia dalla minore densità delle fratture che da un minor grado di carsificazione

diffusa delle fratture stesse. La zona epicarsica è schematizzata (fig. 9) da molti autori (Mangin, 1975 and 1994; Gunn, 1981; Williams, 1983 and 1985; Klimchouk, 2000; Perrin, 2003; Perrin et al., 2003). Tutti attribuiscono a questa parte più superficiale degli acquiferi carbonatici, di spessore variabile tra i 10 e 15 metri (Klimchouk, 2004), le seguenti comuni caratteristiche:

1. un valore di conducibilità idraulico elevato che diminuisce con la profondità;
2. rete idrografica scarsamente sviluppata sulla superficie;
3. formazione di una falda sospesa all'interno dell'epicarso, a causa dell'azione di semi-tamponamento svolta dalla zona fratturata sottostante;
4. direttrici di flusso della falda sospesa rivolte verso le fessure verticali beanti che connettono rapidamente l'epicarso con la componente satura del substrato carbonatico sottostante.

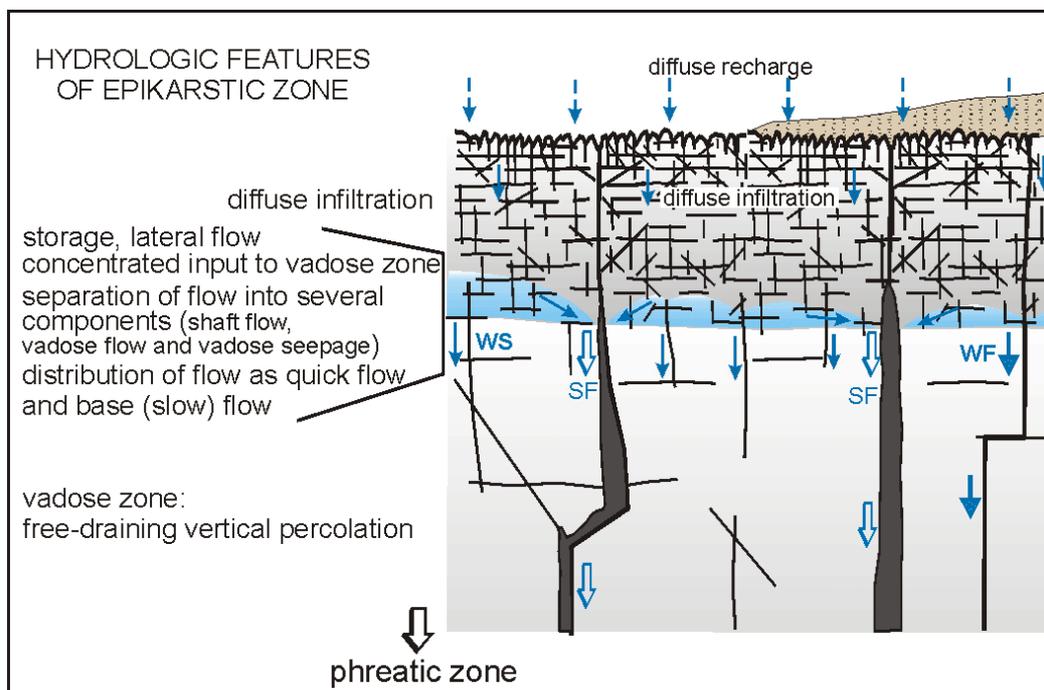


Figura 9. Schematizzazione dell'epicarso (Klimchouk,2004)

In Appennino meridionale, ed in particolare nel settore Nord-Occidentale del Matese, studi recenti (Petrella et alii, 2007) confermano l'esistenza di un orizzonte epicarsico caratterizzato da valori di conducibilità idraulica nettamente superiori a quelli del substrato fratturato. Nel dettaglio, durante le prove di assorbimento in fori di piccolo diametro (metodo Lugeon) eseguite nei primi 10 metri di profondità, non si è riusciti a raggiungere la saturazione del foro; in casi del genere è impossibile valutare il valore di conducibilità idraulica perché troppo elevato. Diversamente, nei successivi 10 metri di profondità i risultati delle prove hanno attribuito ai litotipi fratturati valori di conducibilità idraulica compresi tra $1,1 \times 10^{-6}$ m/s e $3,5 \times 10^{-6}$ m/s (figura 10).

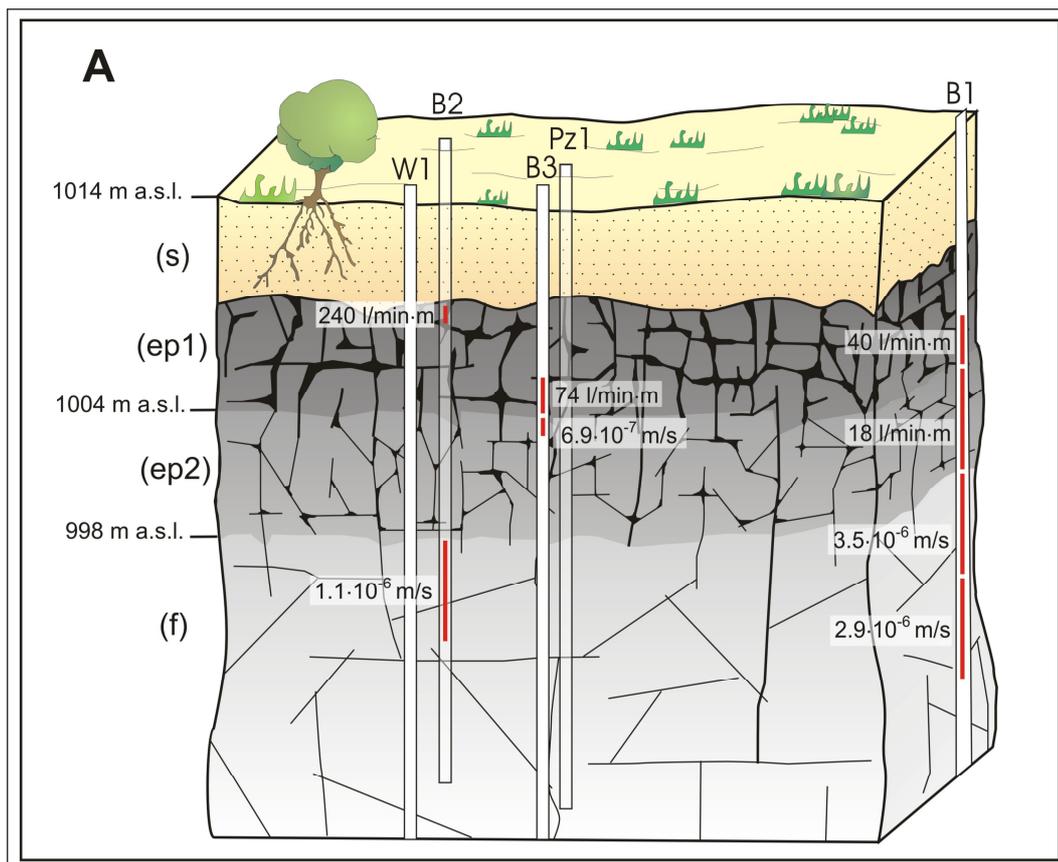


Figura 10. Schematizzazione della zona dell'epicarso in Appennino meridionale (Petrella et alii, 2007)

Nonostante la verifica dell'esistenza di uno spessore epicarsico, però, la formazione di falde sospese non è stata riscontrata poiché i valori di infiltrazione diretta sono di norma inferiori alla capacità di assorbimento del substrato fratturato (Petrella et al., 2007).

I dati acquisiti durante il presente dottorato di ricerca, avvalorati dai riferimenti di letteratura, mostrano l'esistenza,

nell'area in studio, di un orizzonte epicarsico al di sotto dell'alveo fluviale a cui è possibile assegnare il valore di conducibilità idraulica ricavato attraverso l'analisi statistica della fratturazione. Esso risulta compreso tra 9×10^{-4} m/s e 1×10^{-2} m/s. Mentre la conducibilità idraulica del mezzo carbonatico fratturato a cui è sovrapposto, ricavata attraverso l'analisi dei volumi assorbiti, risulta essere pari a 9×10^{-6} m/s.

Questa schematizzazione del complesso carbonatico in esame consente di elaborare un modello di funzionamento compatibile con i vari scenari rilevati nel corso del monitoraggio delle portate in alveo.

Si parte dalla fase in cui, nel tratto di alveo in esame, l'assorbimento delle portate in ingresso è completo; in questo scenario l'epicarso non si è ancora saturato e pertanto, com'è ovvio, assorbe l'intera portata del corso d'acqua.

In un secondo scenario (tratto n. 1 del grafico 11) le portate assorbite aumentano all'aumentare delle portate in ingresso. In questo scenario la porzione di epicarso che sottende all'alveo è completamente saturo e i volumi ceduti alla falda, attraverso il substrato fratturato, sono funzione, oltre che delle peculiarità del mezzo (conducibilità idraulica), anche del carico idraulico a cui la superficie di separazione è sottoposta (figura 11). Carico che, come ovvio, tende ad aumentare all'aumentare delle portate che defluiscono in alveo.

In un terzo scenario i volumi di infiltrazione non aumentano significativamente all'aumentare della portata in ingresso (tratto n.2 del grafico 11) e del carico idraulico espresso dal corpo idrico superficiale (Figure 12a e 12b), in quanto il mezzo fratturato sottostante l'epicarso ha evidentemente raggiunto la propria massima capacità di assorbimento.

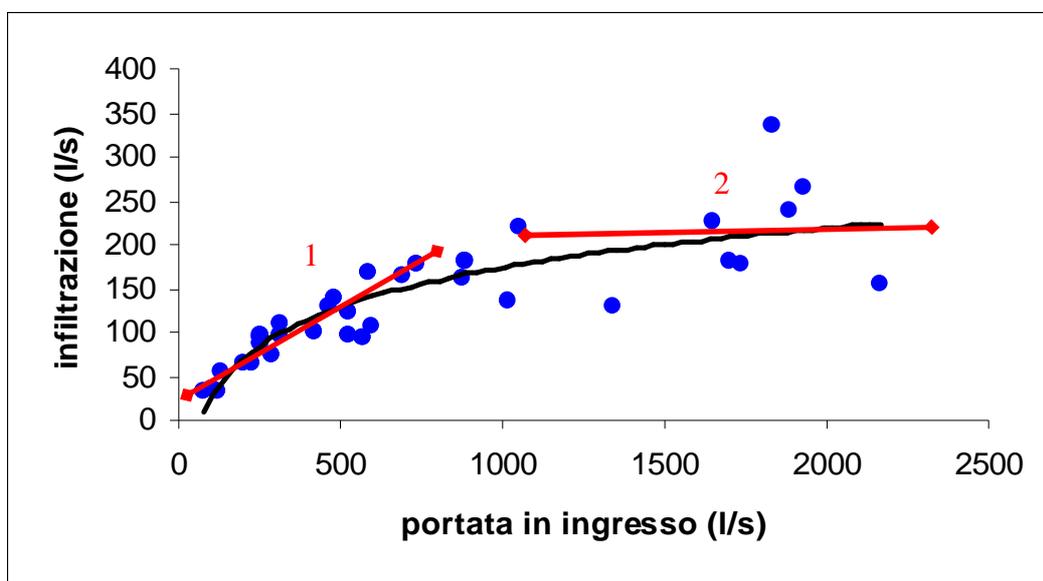


Grafico 11. Correlazione tra portate del Torrente Titerno e portate assorbite lungo l'alveo

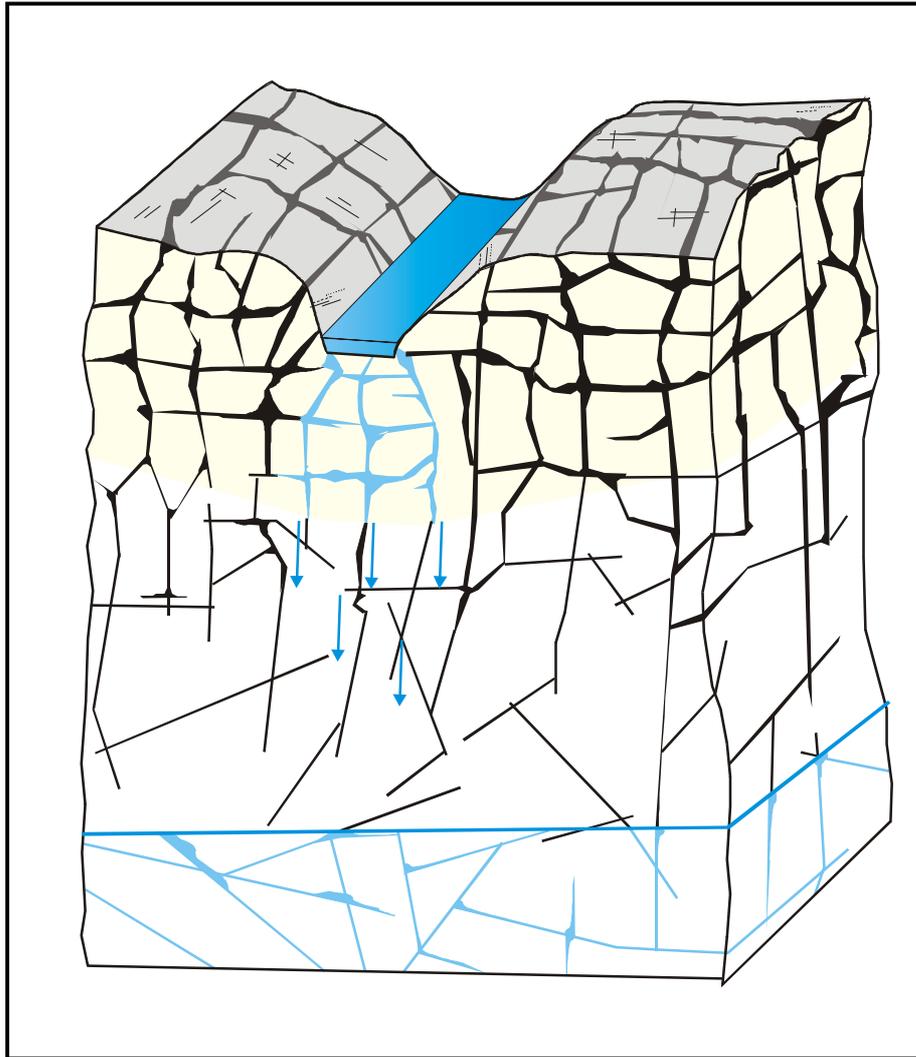


Figura 11. Scenario n. 1

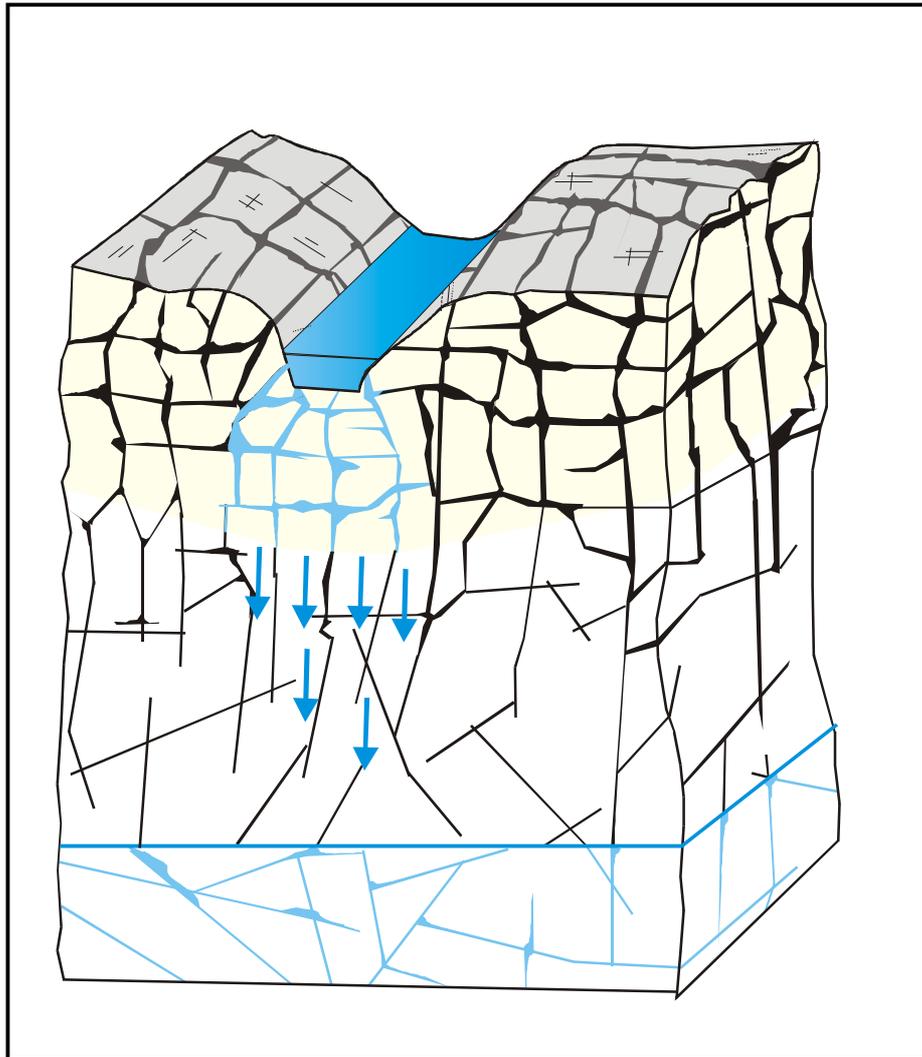


Figura 12a. Scenario n. 2a

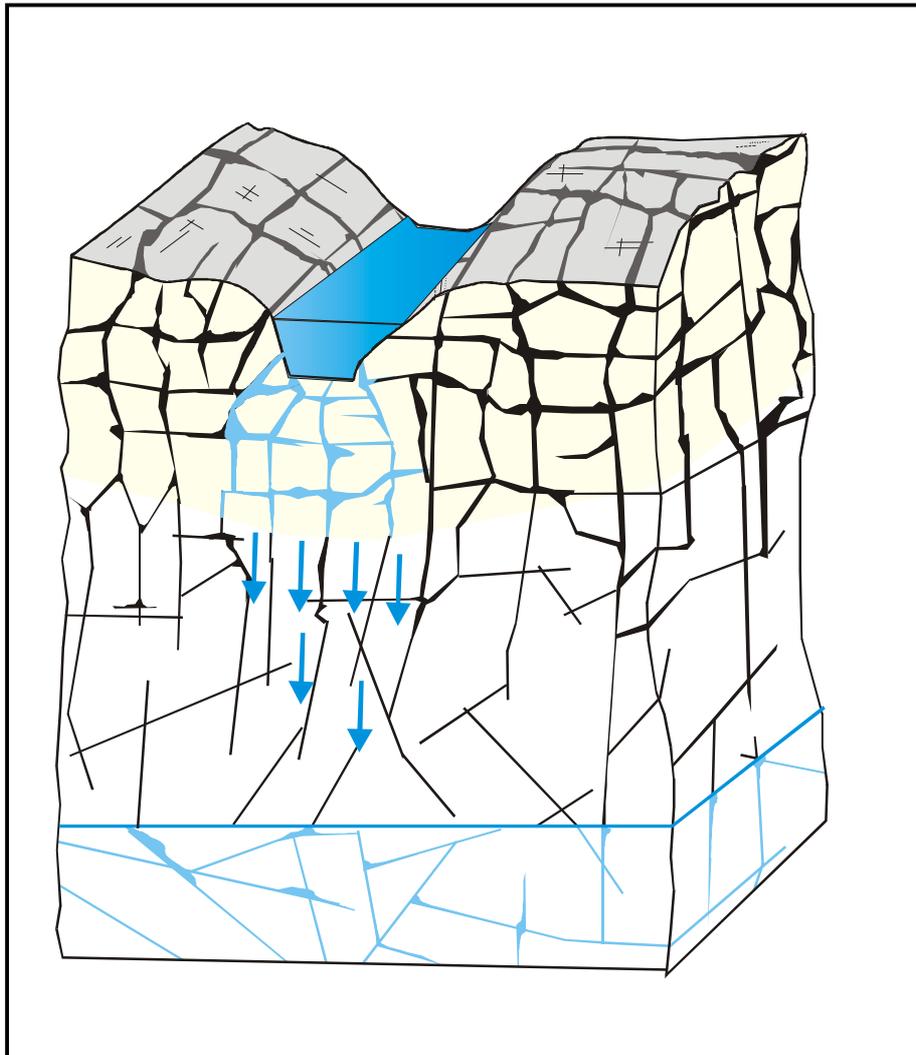


Figura 12b. Scenario n. 2b

Capitolo 6

CONCLUSIONI

6. CONCLUSIONI

Le attività sperimentali descritte in premessa hanno consentito di individuare un'area campione (Matese orientale; bacino di alimentazione delle Sorgenti di Torano e Grassano) utile allo studio degli argomenti oggetto del presente lavoro. In tale porzione di territorio, infatti, il torrente Titerno, per un lungo tratto (circa due chilometri) è impostato su litotipi carbonatici ad una quota di diverse decine di metri al di sopra del livello piezometrico medio della falda di base dell'acquifero carbonatico.

Il corso d'acqua individuato è stato oggetto di una fitta campagna di monitoraggio delle portate in alveo in due sezioni di misura ubicate a monte e a valle del tratto impostato sui litotipi fratturati.

Dall'analisi dei dati così raccolti viene confermata l'esistenza di un diffuso fenomeno di infiltrazione del torrente Titerno verso la falda.

I volumi infiltrati presentano una elevata variabilità nel corso dell'anno idrologico. In particolare essi mostrano uno spiccato nesso di interdipendenza con le portate in ingresso nel tratto monitorato; infatti passano da poche decine di litri al secondo, quando la portata in ingresso è dell'ordine di alcune decine di litri al secondo, ad alcune centinaia di litri al secondo quando la portata in ingresso è di qualche migliaio di litri al secondo.

Le equazioni di correlazione determinate tra le grandezze sopra descritte, inoltre, mostrano che i valori dell'assorbimento tendono ad un valore asintotico pari a circa 100 l/s per chilometro.

Quest'ultima considerazione ha consigliato di approfondire le caratteristiche idrogeologiche della porzione di acquifero in esame attraverso rilievi della fatturazione in superficie. L'indagine effettuata ha consentito di determinare il tensore conducibilità idraulica in sei diversi siti, ubicati in prossimità del corso d'acqua, attraverso la ricostruzione della geometria del reticolo di discontinuità.

I valori del coefficiente di permeabilità ottenuti variano in un intervallo compreso tra $1,75 \times 10^{-2}$ e $9,03 \times 10^{-4}$ m/s

Il valore della conducibilità idraulica valutata a partire dai dati di assorbimento ottenuti dal monitoraggio delle portate in alveo è risultato pari a 9×10^{-6} m/s .

I valori di conducibilità idraulica ottenuti dai rilievi di fatturazione si riferiscono alla parte più superficiale dell'ammasso, interessata da fenomeni carsici (epicarso) ma evidentemente non possono essere attribuiti al substrato fratturato cui esso è sovrapposto. A quest'ultimo è possibile associare i valori di conducibilità idraulica ottenuti dall'analisi dei volumi infiltrati (9×10^{-6} m/s) in considerazione del fatto che sono proprio le caratteristiche idrauliche di questo orizzonte a regolare l'entità dei volumi assorbiti.

Ne scaturisce un modello di sottosuolo che conferma, nella porzione di acquifero carbonatico considerato, l'esistenza di uno spessore superficiale fratturato e carsificato (epicarso), sovrapposto a un orizzonte fratturato. La saturazione dello spessore superficiale, semi-tamponato dal litotipo fratturato si raggiunge solo grazie agli apporti concentrati delle acque di ruscellamento superficiale. L'alimentazione della falda ad opera del corso d'acqua è regolata dal valore di conducibilità idraulica del substrato fratturato.

BIBLIOGRAFIA

Amore O., Ciampo G., Ruggero Taddei E., Santo A. & Sgrosso I.(1988) – *La successione miocenica del Matese nord-occidentale: nuovi dati biostratigrafici e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. 74° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento, 26-30.

Bertrand A. R.(1965) – Rate Water Intake in the field. In *Methods of soil Analysis*, C. A. Black, Ed. Amer. Soc. of Agronomy, Madison.

Casale M. & Celico F. (1995) - *Sull'idrogeologia dei Monti del Matese (Italia Meridionale)*. 2° Incontro internazionale dei giovani ricercatori in geologia applicata. Peverago, Cuneo – Italia. 1-13 ottobre 1995.

CASMEZ (1978) - *Utilizzazione degli schemi idrici intersettoriali del Lazio Meridionale, Tronto, Abruzzo, Molise e Campania, indagini preliminari conoscitive delle risorse idriche dell'area di intervento del Progetto Speciale N. 29*. Roma.

Celico F. (1996) *Vulnerabilità degli acquiferi e delle risorse idriche sotterranee in realtà idrogeologiche complesse: i metodi DAC e VIR*". *Quaderni di Geologia Applicata*, 1, 93 -116

Celico F. & Celico P. (1994) – *Vulnerabilità all'inquinamento dei massicci carbonatici dell'Appennino centro-meridionale: il metodo DRASTIC.mc*. Atti IV convegno Internazionale di Geoingegneria "Difesa e Valorizzazione del Suolo e degli Acquiferi", 10-11 marzo, Torino, 2, 294-385.

Celico F. and Naclerio G. (2005) - *Verification of a DRASTIC-based method for limestone aquifers*. *Water International*, 30 (4), 530-537

Celico F., Petrella E., Naclerio G. (2006a) *Updating of a DRASTIC-based method for vulnerability assessment in carbonate aquifers*. Water International, in corso di stampa

Celico F., Petrella E., Naclerio G. (2006b) – *DAC: a vulnerability assessing methodology for carbonate acquifers, validated by field and laboratory experiments*. IAH book of Selected papers on “Groundwater Vulnerability Assessment and Mapping”, Taylor & Francis, in corso di stampa

Celico F., Petrella E., Celico P. (2006c) – *Hydrogeological behaviour of some fault zones in a carbonate aquifer of Southern Italy: an experimentally based model*. Terra Nova, 18, 308-313

Celico P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Memorie e note dell'Istituto di Geologia Applicata, 14, Napoli.

Celico P. (1983) - *Idrogeologia dei massicci cartonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quad. Cassa per il mezzogiorno, 4/2, 3-225.

Celico P. (1988) - *Prospezioni idrogeologiche*. Volume I, Liguori Editore, Napoli.

Celico P. (1988) - *Prospezioni idrogeologiche*. Volume II, Liguori Editore, Napoli.

Ciarapica G. & Passeri L. (1998) – *Evoluzione paleogeografia degli Appennini*. Atti Tic. Sc: Terra, 40, 233-290.

Corniello A. & De Riso R. (1986) - *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino*. Geologia Applicata e Idrogeologia. Vol. XXI, 53-84.

Corniello A. , Ducci D. & Iaccarino G. (1988) - *Idrogeologia del settore NW del Matese*. Mem. Soc. Geol. It., 41 , 1039-1051.

D'argenio B., Pescatore T. & Scandone P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del convegno: *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*, Acc.Naz. Lincei, Quad. 183, 49-72.

Ferranti L. (1994) – *Le strutture del bordo meridionale del massiccio del Matese (Appennino meridionale): elementi di tettonica compressiva e distensiva*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 157-171.

Gunn, J. (1981) – *Hydrological processes in karst depressions*. Zeit. Geomorph. NF, 25, 313-331.

Letto A., (1970) – *Assetto strutturale e ricostruzione paleogeografica del Matese occidentale (Appennino meridionale)*. Soc., Nat. In Napoli, supp. Boll. 78, 441-471.

Ippolito F., D'Argenio B., Pescatore T., Scandone P., (1973) – *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino meridionale*. Guida alle escursioni per gli studenti dei corsi di laurea in scienze geologiche e naturali. 15.

Jens Lange (2005) - *Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel*. Journal of Hydrology 306, (2005) 112-126.

Jordan P. R. (1977) - *Streamflow transmission losses in Western Kansas*. Journal of the Hydraulics Division, Proc. A. S. C. E., 103 (HY8), pp. 905-919.

Kiraly, L. (1969) – *Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires dissurés*. Ecl. Geol. Eelv. 62, 613-658.

Klimchouk, A.B. (2000) – *The formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis*. In: *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers* (A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer and W. Dreybrodt, eds). National Speleological Society, Huntsville, USA.

Klimchouk, A.B. (2004) – *Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution*. In: *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. National Speleological Society, Huntsville, USA.

Louis C. (1967) – *Stromungsvorgänge in Klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerkterken und Böschungen in Fels*. Publication of the the Istitut fur Bodemechanik und Felsmechanik at the TH Karlsruhe, Germany, vol 3.

Louis C. (1974) – *Introduction à l'idraulique de roches* . Bull. B.R.G.M. (2), III, 4, 283-356.

Mangin, A. (1975) – *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*, Ph.D. thesis, 124 pp., Univ. de Dijon, Dijon, France.

Mangin, A. (1994) – *Karst hydrogeology*. In: *Groundwater Ecology* (J. Gibert, D.L. Danielopol and J.A. Stanford, eds). Academic Press, San Diego, USA, 43-67.

Mostardini F. & Merlini S. (1986) – *Appennino centro meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. 73° congresso della Soc. Geol: It., Roma, 1986, 177-202.

Nappi M., Esposito L., Piscopo V., Rega G. (2005) – *Hydraulic characterization of some arenaceous rocks of Molise (Southern Italy) through outcropping measurements*. Engineering Geology, 81, 54-64.

Ogniben L. (1958) – *Stratigrafia delle microfaune del terziario della zona di Caiazzo (Caserta)*, Mem. Soc. Geol. It., 64 (2) 89 -142.

Ogniben L. (1969) – *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4) 453- 763.

Perrin, J. (2003) – *A conceptual model of flow and transport in a karst aquifer based on spatial and temporal variations of natural tracers*. PhD thesis, Faculty of Sciences of the University of Neuchâtel, 187 pp.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., and Zwahlen, F. (2003) – *Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland*. *J. Hydrol.*, 279 (1-4), 106-124.

Pescatore T. (1965) – *Ricerche Geologiche sulla depressione molisano-sannitica*. Atti Acc. Sc. Fis. Nat. Di Napoli, 5, 101-145.

Petrella E., Capuano P., Celico F. (2006) - *Unusual Behavior of Epikarst in the Acqua dei Faggi Carbonate Aquifer (Southern Italy)*. Terra Nova. In corso di stampa.

Rao C. X. and Maurer E. P. (1996) - *A simplified model for predicting daily transmission losses in a stream channel*. Water Resources Bulletin, 32, 6, Dec., pp. 1139-1146

Sgrosso I., (1988) – *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 225-242.

Sgrosso I. (1996) – *I rapporti tra i depositi del massiccio del Matese e quelli del bacino molisano*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 263-272.

Sgrosso I. (1998) – *Possibile evoluzione cinematica miocenica nell'orogene centro-sud Appenninico*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 679-724.

Snow D.T. (1965) - *A parallel plate model of fractured permeable media*. Ph D. dissertation, 331 pp., Univer. Of California, Berkeley, 1965

Snow D.T. (1969) - *Anistotropic permeability of fractured media*. Water Res. Research, 5/6, 1273-1289.

Snow D.T. (1970) - *The frequency and apertures of fractures in rock*. Int. J. Rock Mech. Mining Sci., 2(1), 23.

Servizio Geologico d'Italia 1:100.000 fogli: 173 (*Benevento*), 172 (*Caserta*), 161 (*Isernia*), 162 (*Campobasso*).

Vivarelli R. and Perera J.C. (2002) – *Trasmission losses in natural rivers and streams – a review*. *Riversymposium 2002*. Brisbane. Australia

Williams, P.W. (1983) – *The role of the subcutaneous zone in karst hydrology*. J. Hydrol., 61, 45–67.

Williams, P.W. (1985) – *Subcutaneous hydrology and the development of doline and cockpit karst*. Zeit. Geomorph. NF., 29, 463-482.

Wittke, W. (1990) – *Rock Mechanics*. Springer-Verlag, Berlin, p.1074.