

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



Dottorato di ricerca in

SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

XXXIV CICLO

Titolo della tesi

**Caratterizzazione e modellazione dei processi di ricarica degli
acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale.**

***Il caso di studio della dorsale carbonatica dei Monti Soprano-Vesole-
Chianello***

Dott.ssa Delia Cusano

Tutor:

Prof. Pantaleone De Vita

Co-tutor:

Prof. Vincenzo Allocca

Coordinatore del corso di dottorato:

Prof. Vincenzo Morra

Anno accademico: 2021/2022

.....da cui si può concludere come l'acqua vada dai fiumi al mare e dal mare ai fiumi, quindi costantemente circolando e tornando e come tutti i mari e i fiumi siano passati infinite volte dalla foce del Nilo

(Leonardo da Vinci, 1487)

Lista delle figure

Figura 1. Affioramenti di rocce carbonatiche nel mondo (Ford e William, 2007).

Figura 2. Sezione verticale schematica che mostra infiltrazione e drenaggio attraverso la zona non satura, meccanismi di ricarica diffusa e concentrata, flusso attraverso un acquifero non confinato e un acquifero confinato sottostate e il ZFP (da Healy, 2010).

Figura 3. Diagramma schematico dei modelli di bilancio idrico del suolo (Leenhardt, 1995).

Figura 4. Modello di un acquifero carsico non confinato (Stevanovic, 2005).

Figura 5. Modello schematico di "epicarso" (Mangin, 1974).

Figura 6. Modelli schematici delle tre tipologie di acquiferi carbonatici secondo White (1969).

Figura 7. Modello concettuale di un sistema carsico che comprende i processi carsici (Hartmann *et alii*, 2014).

Figura 8. Schematizzazione delle diverse tipologie di flussi e la relativa risposta dell'idrogramma sorgivo. La figura in alto rappresenta la situazione intermedia (diffuso e veloce), la figura al centro rappresenta il flusso diffuso mentre la figura in basso rappresenta i flussi veloci nei condotti carsici (Bonacci, 1993).

Figura 9. Modello concettuale di un acquifero carsico secondo (Trcek, 2006; Trcek e Krothe, 2002).

Figura 10. Modelli concettuali relativi alle modalità di circolazione delle acque sotterranee di un acquifero in rocce carbonatiche (a sinistra) e alla risposta delle acque sorgive (a destra) (Vigna, 2007).

Figura 11. Modelli concettuali relativi alle modalità di alimentazione di un sistema carsico (Vigna, 2007).

Figura 12. Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (da Allocca *et alii*, 2009).

Figura 13. a) Modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986, modificato).

Figura 14. Modello schematico dell'attivazione di una sorgente di alta quota 1: suoli piroclastici; 2: calcari; 3: zona cataclastica; 4: epicarso; 5: piezometria; 6: sorgente temporanea (Petrella *et alii*, 2009).

Figura 15. Rappresentazione schematica di un sistema acquifero costituito da bacini in serie (le frecce indicano il flusso d'acqua sotterranea attraverso le zone di faglia (Celico *et alii*, 2006).

Figura 16. Schema tettonico dell'Italia meridionale (da Ciarcia *et alii*, 2011 modificato) e sezione geologica (Mazzoli *et alii*, 2008 modificato).

Figura 17. I massicci carbonatici dell'area di studio. (1) unità calcaree e dolomitiche-calcaree della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (2) unità dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (3) unità dei calcari marnosi della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (4) centri vulcanici (Pliocene-Quaternario); (5) principali sorgenti basali degli acquiferi carbonatici; (6) vulcani; (7) limiti idrogeologici e numero identificativo degli acquiferi carbonatici. (Ruggieri *et alii*, 2021).

Figura 18. Principali tipologie di uso del suolo dei rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale: 1) bosco; 2) pascolo e prateria; 3) area urbana; 4) zone carbonatiche nude (Allocca *et alii*, 2014).

Figura 19. Distribuzione delle precipitazioni medie mensili e della temperatura dell'aria.

Figura 20. 1) Depositi alluvionali detritici, lacustri e palustri 2) Travertini; 3) Argille, arenarie, marne e calcari marnosi (Flysch del Cilento e flysch di copertura della serie carbonatica); 4) Calcari, calcari dolomitici e dolomie; 5) Sorgenti principali; 6) Sondaggi geognostici; 7) Direzioni principali di flusso della falda; 8) Limiti della unità idrogeologica del Mt. Cervati-Mt. Vesole: a) "limiti di tamponamento": sono trascurabili o pressoché nulli gli interscambi idrici con i complessi idrogeologici adiacenti; b) "limiti di alimentazione": esistono interscambi idrici nel verso indicato dalle frecce; c) "limiti di tamponamento sifonati": la falda defluisce dalla struttura di Mt. Cervati s.s. a quella di Mt. Vesole s.s. attraverso il sifone carbonatico del graben di Magliano (Celico *et alii*, 1982).

Figura 21. Esempio di serie vulcanoclastica rappresentativa trovata in un'area conservativa dei Monti di Sarno (da De Vita e Nappi, 2013).

Figura 22. Distribuzione dei depositi vulcanoclastici in Campania derivanti dall'attività esplosiva del Somma Vesuvio e dei Campi Flegrei (Bisson *et alii*, 2007).

Figura 23. Localizzazione della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA).

Figura 24. Localizzazione della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA) (De Vita *et alii*, 2018).

Figura 25. Diagramma di Schoeller modificato; a) prelievi del febbraio 1978; b) prelievi del gennaio 1980. (Celico *et alii*, 1978).

Figura 26. Mulinello idrometrico Swoffer 3000 utilizzato per le misure di portata della sorgente di Capodifiume.

Figura 27. Mappa della velocità di flusso della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA -10.10.2020) rappresentativa delle verticali di misura e della lunghezza della sezione.

Figura 28. Misura di portata della sorgente Capodifiume.

Figura 29. Principali tipologie di copertura di suolo riconosciute sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. a) aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva.

Figura 30. Anelli di ottone utilizzati per il campionamento di suolo indisturbato per le prove di caratterizzazione idraulica non satura di laboratorio.

Figura 31. Procedimento della classificazione supervisionata.

Figura 32. Mosaico di immagini Google Earth acquisite ad alta risoluzione ed utilizzato per identificare i training samples.

Figura 33. Sistema di classificazione AGI (Raviolo, 1993).

Figura 34. Sistema di classificazione USDA basato sulla granulometria (Soil Survey Staff, 1998).

Figura 35. Diverse condizioni di umidità del suolo (http://attra.ncat.org/attra-pub/soil_moisture.html).

Figura 36. Curve di ritenzione per diverse tipologie di suolo (Cavazza, 1997).

Figura 37. Processo di isteresi riferito alla curva caratteristica suolo-acqua (<http://www3.imperial.ac.uk/pls/portallive/docs/1/33435697.JPG>).

Figura 38. Curva di ritenzione idrica ottenuta mediante l'applicazione dell'equazione di van Genuchten calcolata rispetto al contenuto idrico (a) e rispetto al contenuto idrico dimensionale (b).

Figura 39. Modello schematico di cella di pressione.

Figura 40. Sezione schematica di una "Tempe Cell" (Wang & Benson, 2004).

Figura 41. Ciclo dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera.

Figura 42. Distribuzione dell'acqua nel terreno.

Figura 43. Rete per il monitoraggio in situ del contenuto d'acqua presso Monte Vesole.

Figura 44. Sensore di umidità del terreno (Odyssey® Xtream).

Figura 45. Componenti del collettore di pioggia di tipo Davis.

Figura 46. Componenti del pluviometro installato nell'area di studio (Odyssey® Xtream): a) Xtream Rain Gauge logger; b) Collettore di pioggia di tipo Davis.

Figura 47. Principio di funzionamento del fill.

Figura 48. Principio di funzionamento del Flow Direction.

Figura 49. Esempio di bilancio idrico del suolo secondo il metodo di Thornthwaite-Mather (1957).

Figura 50. Mappa idrogeologica dell'acquifero campione (1:50.000). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Figura 51. Modello Digitale del Terreno (1:5.000) dell'area di studio ed elementi strutturali riconosciuti.

Figura 52. Diagrammi a rose degli elementi strutturali: a) immersione; b) direzione; c) inclinazione.

Figura 53. Sezioni idrogeologiche passanti per il settore meridionale della dorsale carbonatica. L'ubicazione delle sezioni è riportata in Figura 50.

Figura 54. Diagrammi a rose delle immersioni dei piani di strato: d) settore settentrionale; e) settore meridionale della dorsale carbonatica.

Figura 55. Mappa degli elementi carsici ipogei dell'acquifero campione (1:50.000). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Figura 56. Geometrie riferibili ad antichi cicli carsici riconosciuti presso la dorsale di Mt. Soprano-Vesole-Chianello.

Figura 57. Evoluzione geomorfologica dei bacini carsici dell'altopiano dell'Alburno legata alla lenta esumazione dei flysch che ricoprono i calcari mesozoici (da Santangelo e Santo, 2005).

Figura 57 A. Modello interpretativo dello sviluppo del fenomeno carsico nei Monti Alburni Santangelo e Santo (1997). A) calcari; B) flysch; C) brecce di versante; 1) inghiottitoio situato lungo la scarpata di faglia; 2) inghiottitoio situato a fondovalle; 3) dolina; 4) grotte del piano di lettiera; 5) dolina; 6) risorgenza; 7) fessura verticale grotta 8) grotta a sviluppo laterale; 9) sistema relitto; 10) grotta freatica attiva; 11) grotta freatica attiva situata al di sotto del livello del mare

Figura 58. Sezioni idrogeologiche dell'acquifero campione.

Figura 59. Modello geologico semplificato a 3 – layer creato con GemPy.

Figura 60. Sezioni ricavate dal modello 3D dell'acquifero campione.

Figura 61. Valori di portata della sorgente Capodifiume (2018 -2021).

Figura 62. Mappe di velocità del flusso dei due valori estremi di portata della sorgente Capodifiume.

Figura 63. Grafico di correlazione tra le oscillazioni del livello piezometrico e piogge giornaliere e cumulate (a 15,29,45,59 3 75 giorni) nell'intero periodo di osservazione.

Figura 64. Grafico di correlazione i valori di portata misurati e le oscillazioni del livello piezometrico.

Figura 65. Correzione della quota assoluta della sorgente Capodifiume e del pozzo, mediante acquisizioni con GPS differenziale.

Figura 66. Ricostruzione dell'idrogramma sorgivo della sorgente Capodifiume.

Figura 67. Mappa Corine Land Cover (2018) dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Figura 68. Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo (2009) dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Figura 69. Mappa dei tipi di vegetazione dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Figura 70. Mappa delle coperture di suolo dell'intera dorsale carbonatica.

Figura 71. Rappresentazione dell'estensione areale delle tipologie di coperture di suolo individuate per l'intera area di studio; a) estensione percentuale; b) estensione chilometrica.

Figura 72. Misurazione degli spessori di suolo lungo due profili ortogonali ed intersecanti (sito rappresentativo di aree denudate con suolo discontinuo), presso la porzione inferiore del Mt. Chianello.

Figura 73. Misurazione degli spessori di suolo lungo un profilo rappresentativo di aree denudate con suolo discontinuo presso Mt. Vesole.

Figura 74. Misurazione degli spessori di suolo lungo un profilo caratterizzato da affioramento prevalente di substrato calcareo, presso Mt. Vesole.

Figura 75. Misurazione degli spessori di suolo lungo profili rappresentativi di aree caratterizzate da intera copertura boschiva, presso Mt. Vesole.

Figura 76. Misurazione degli spessori di suolo presso la porzione meridionale della dorsale carbonatica, in prossimità del centro abitato di Magliano Vetere.

Figura 77. Analisi di frequenza degli spessori di suolo misurati.

Figura 78. Applicazione del modello probabilistico normale o di Gauss ai dati di spessore misurati nelle diverse tipologie di tipologie di copertura del suolo (Land Cover): a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Sono anche evidenziati i valori del test di significatività statistica basati sul chi-quadrato e sul grado di libertà.

Figura 79. Variabilità degli spessori delle coperture di suolo per ciascuna tipologia di suolo individuata.

Figura 80. Mappa stocastica degli spessori delle coperture di suolo dell'acquifero campione. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Figura 81. Stratigrafia rilevata nell'area campione di Mt. Chianello. Sono riportate le coordinate UTM (fuso 33N).

Figura 82. Stratigrafia rilevata nell'area campione di Località Capizzo. Sono riportate le coordinate UTM (fuso 33N).

Figura 83. Curva granulometrica per: I) campionamento presso Mt. Chianello (30 cm di profondità); II) campionamento presso Località Capizzo (30 cm di profondità).

Figura 84. Curva granulometrica per: Curve granulometriche per: III) campionamento presso Località Capizzo (70 cm di profondità); IV) campionamento presso Località Capizzo (paleosuolo).

Figura 85. Carta di plasticità di Casagrande.

Figura 86. Classificazione dei suoli campionati secondo il criterio USDA.

Figura 87. SWRCs determinate per aree denudate (1°), aree ad intera copertura boschiva (2°) e paleosuolo (3°).

Figura 88. Sintesi delle SWRCs. Sono riportati i valori medi dei campioni analizzati.

Figura 89. Sintesi delle SWRCs ottimizzate mediante il software RETC. Sono riportati i valori medi dei campioni analizzati.

Figura 90. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) – Temperatura (°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per la verticale di misura S1, installata in un'area caratterizzata dalla tipologia di copertura di suolo boschiva. È da osservare che i sensori collocati alle profondità di 0.1 m e 0.2 m hanno manifestato un comportamento anomalo probabilmente perché l'installazione è stata effettuata su un pendio acclive ed il volume di terreno investigato dai sensori si estende lateralmente, fino ad interessare la parte esterna al terreno (aria).

Figura 91. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura(°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S5) installato in un'area caratterizzata dalla tipologia di copertura di suolo boschiva.

Figura 92. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura (°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S2) installato in un'area rappresentativa della copertura di suolo denudata.

Figura 93. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura(°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S3) installato in un'area rappresentativa della copertura di suolo denudata.

Figura 94. Mappa stocastica della riserva idrica utile dell'acquifero campione. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 3N.

Figura 95. Variabilità della riserva idrica utile per ciascuna tipologia di suolo individuata.

Figura 96. Illustrazione schematica del posizionamento dei sensori di umidità per le aree ad intera copertura boschiva e per le aree denudate. È riportata la profondità interessata dallo sviluppo delle radici per le due tipologie di coperture di suolo.

Figura 97. Carta del gruppo idrologico del suolo. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Figura 98. Carta della tipologia di coperture di suolo dell'acquifero carbonatico oggetto di studio. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Figura 99. Carta dell'acqua disponibile. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Figura 100. Carta della direzione di flusso (D8). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Figura 101. Grafico dei valori medi giornalieri di precipitazione (P - mm) e temperature dell'aria (T - °C), realizzati per gli anni 2019 e 2020 tenendo conto delle stazioni pluviometriche installate sulla dorsale carbonatica nell'ambito del progetto MedWater.

Figura 102. Ubicazione delle stazioni pluviometriche installate sulla dorsale carbonatica nell'ambito del progetto MedWater. 1) stazione pluviometrica sita presso Mt. Soprano; 2 e 3) stazioni pluviometriche site presso Mt. Chianello.

Figura 103. Rappresentazione grafica del peso relativo delle componenti del bilancio per l'anno 2019 ricavate dall'applicazione del codice di calcolo SWB.

Figura 104. Rappresentazione grafica del peso relativo delle componenti del bilancio per l'anno 2020 ricavate dall'applicazione del codice di calcolo SWB.

Figura 105. Bilancio idrico del suolo medio mensile secondo il metodo di Thornthwaite-Mather(1957) per l'anno 2019: a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo, c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Simboli: E_p = evapotraspirazione potenziale (mm); P_i = precipitazioni (mm); E_r = evapotraspirazione reale (mm); D_i = eccedenza idrica (mm); T= temperatura (°C).

Figura 106. Bilancio idrico del suolo medio-mensile secondo il metodo di Thornthwaite-Mather(1957) per l'anno 2020: a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo, c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Simboli: E_p = evapotraspirazione potenziale (mm); P_i = precipitazioni (mm); E_r = evapotraspirazione reale (mm); D_i = eccedenza idrica (mm); T= temperatura (°C).

Figura 107. Mappa della ricarica per l'anno 2019. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33N.

Figura 108. Variabilità della ricarica per l'anno 2019, per ciascuna tipologia di copertura di suolo individuata.

Figura 109. Mappa della ricarica per l'anno 2020. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33N.

Figura 110. Variabilità della ricarica per l'anno 2020, per ciascuna tipologia di suolo individuata.

Lista delle Tabelle

Tabella 1. Sorgenti della Piana di Paestum (Celico *et alii*, 1982).

Tabella 2. Analisi chimica delle acque delle sorgenti riportate in Tabella 1.

Tabella 3. Verticali di misura e distanza dall'inizio della sezione.

Tabella 4. Profondità e localizzazione dei campionamenti.

Tabella 5. Unified Soil Classification System.

Tabella 6. Step di pressioni applicati.

Tabella 7. Caratteristiche dei sensori utilizzati.

Tabella 8. Classificazione dei tipi idrologici di suolo secondo il metodo SCS-CN.

Tabella 9. Sorgenti presenti nell'area di studio (da "Hydrogeology of continental southern Italy" De Vita *et alii*, 2018).

Tabella 10. Unità Idrostratigrafiche.

Tabella 11. Elementi carsici ipogei presenti sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello (da Catasto delle Grotte della Campania. <http://sit.regione.campania.it/website/CNC-WebGIS/viewer.htm>).

Tabella 12. Valori di portata della sorgente Capodifiume (2018 -2021).

Tabella 13: parametri del modello probabilistico normale applicati ai dati di spessore delle differenti tipologie di copertura di suolo.

Tabella 14. Localizzazione e profondità dei suoli campionati.

Tabella 15. Spessori degli orizzonti di suolo riconosciuti attraverso la realizzazione della trincea esplorativa T.1.

Tabella 16. Spessori degli orizzonti di suolo riconosciuti attraverso la realizzazione della trincea esplorativa T.2.

Tabella 17. Caratterizzazione di laboratorio dei suoli campionati.

Tabella 18. Localizzazione e profondità dei campioni utilizzati per la determinazione delle curve di ritenzione (SWRC).

Tabella 19. Parametri dell'equazione di van Genuchten ottenuti mediante le due procedure di ottimizzazione, applicativo MS Excel e RETC (van Genuchten *et alii*, 1991).

Tabella 20. Caratterizzazione granulometrica dei suoli campionati.

Tabella 21. Stime di K_{sat} . I valori sono espressi in cm/s.

Tabella 22. Valori di K_{sat} ricavati dal modello di Saxton *et alii*, 1986.

Tabella 23. Stima di θ_{CIC} , θ_{PA} e u ricavati dal modello di van Genuchten per le tipologie di coperture di suolo riconosciute.

Tabella 24. Valutazione dell'evapotraspirazione reale per gli anni 2019-2020 ricavati dal modello di Thorthwaite-Mather(1957).

Tabella 25. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thorthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con affioramento di substrato carbonatico per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 26. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thorthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo discontinuo per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 27. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thorthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo continuo per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 28. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thorthwaite-Mather (1957) applicato alle aree ad intera copertura boschiva per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 29. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con affioramento di substrato carbonatico per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 30. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo discontinuo per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 31. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo continuo per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 32. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree ad intera copertura boschiva per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i = indice termico mensile; E'_{pi} = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; E_{pi} = evapotraspirazione potenziale corretta; P_i = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; A_i = riserve idriche invasate; ΔA_i = variazione delle riserve invasate; E_{ri} = evapotraspirazione reale; D_i = eccedenza idrica; S_i = deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

Tabella 33. Valori di ricarica ottenuti per gli anni 2019 e 2020.

Tabella 34. Componenti del bilancio idrogeologico per l'anno 2019.

Tabella 35. Componenti del bilancio idrogeologico per l'anno 2020.

Tabella 36. Valori di EIC ricavati per il 2019 e 2020 per ciascuna tipologia di copertura di suolo.

Tabella 37. Valori di AGRC ricavati per il 2019 e 2020 per ciascuna tipologia di copertura di suolo.

Lista degli acronimi e delle abbreviazioni

AGI Associazione Geotecnica Italiana

AGRC Annual Groundwater Recharge Coefficient

ASTM American Society for Testing and Materials

CIC Capacità Idrica di Campo

CLC Corine Land Cover

CPA Complesso Piroclastico Antico

CPR Complesso Piroclastico Recente

CUAS Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo

DEM Digital Elevation Model

EIC Coefficiente di Infiltrazione Efficace

GIS Geographic Information System

NAO Oscillazione Nord Atlantica

PAP Punto di Appassimento Permanente

SCP Semi- Automatic Classification Plugin

SIC Siti di Importanza Comunitaria

SWB Soil Water Balance

SWRCs Curve di Ritenzione Idrica del Suolo

USCS Unified Soil Classification System

USDA United States Department of Agriculture

VTK Visualization ToolKit

ZPS Zona di Protezione Speciale

ZFP Piano a flusso zero

Lista dei simboli

A_i Riserve idriche invasate

e Indice dei vuoti

ε Costante dielettrica del terreno

E_r Evapotraspirazione reale

E_{ri} Evapotraspirazione reale media mensile

E_p Evapotraspirazione potenziale

E_{pi} Evapotraspirazione potenziale media mensile

$E_{p'i}$ Evapotraspirazione potenziale media mensile non corretta

c_u Resistenza al taglio non drenata

D_i Eccedenza idrica

Δi Precipitazioni efficaci

ΔA_i Variazione delle riserve idriche invasate

D_r Densità relativa

h Potenziale capillare o di suzione

I Indice di calore annuale

I_e Infiltrazione efficace

I_P Indice di plasticità

I_R Indice di ritiro

I_L Limite di liquidità

I_c Indice di consistenza

K Conducibilità Idraulica

K_i Conducibilità idraulica intrinseca

K_{sat} Conducibilità idraulica satura

n Porosità

n Parametro empirico dell'equazione di van Genuchten

- m Parametro empirico dell'equazione di van Genuchten
- P Peso del campione
- P Precipitazioni
- Q Portata della sorgente
- R Ricarica
- R_s Ruscellamento superficiale
- T Temperatura
- T_i Temperatura media mensile della temperatura dell'aria
- U Coefficiente di Uniformità
- v velocità
- V Volume del campione
- V_v Volume dei vuoti
- V_t Volume totale
- u Riserva Idrica Utile
- w Contenuto d'acqua
- W_L Limite di liquidità
- W_p Limite di plasticità
- W_R Limite di ritiro
- α Parametro empirico dell'equazione di van Genuchten
- γ_{nat} Peso di volume naturale
- γ_{dry} Peso di volume secco
- γ_s Peso specifico delle particelle solide
- γ_{sat} Peso di volume saturo
- θ Contenuto d'acqua volumetrico del suolo
- θ_{CIC} Contenuto d'acqua del terreno alla capacità di campo
- θ_{PAP} Contenuto d'acqua del terreno al punto di appassimento permanente

θ_s Contenuto d'acqua a saturazione

θ_r Contenuto d'acqua residuale

μ Viscosità

Ψ_m Potenziale idrico

Sommario

Riassunto.....	19
Abstract	22
1.Introduzione	25
1.1 Fasi e scopi della ricerca	27
2. Stato dell'arte delle conoscenze sulla ricarica degli acquiferi carbonatici	31
2.1 Metodologie per lo studio della ricarica.....	31
2.2. Modelli di Bilancio Idrico del Suolo: stato dell'arte.....	37
3. Modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici.....	40
3.1 Gli acquiferi carbonatici europei e del resto del mondo.....	40
3.2 Gli acquiferi carbonatici italiani	47
3.2.1 Acquiferi carbonatici delle Alpi	47
3.2.2 Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale	50
3.2.3 Principali caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale	54
4. Area di studio.....	58
4.1 Inquadramento geologico ed idrogeologico della dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello	58
4.2 La Sorgente Capodifiume	65
5. Dati e metodologie	70
5.1 Ricostruzione del modello idrogeologico concettuale dell'area di studio	70
5.1.1 Realizzazione di un modello 3D dell'acquifero campione mediante l'utilizzo del pacchetto open-source GemPy (Python).....	72
5.1.2 Monitoraggio della portata della sorgente Capodifiume	73
5.2 Caratterizzazione del sistema idrogeologico superficiale coperture-substrato carbonatico	78
5.2.1 Misurazione degli spessori di suolo e campionamento.....	79
5.2.2 Valutazione della distribuzione spaziale dello spessore dei suoli mediante tecnica supervisionata.....	81
5.2.3 Metodologie di laboratorio per la caratterizzazione dei depositi di copertura pedogenizzati.....	83

5.2.4	Caratterizzazione delle proprietà fisiche dei suoli.....	84
5.2.5	Caratterizzazione delle proprietà idrauliche dei depositi di copertura nel dominio della saturazione e sottosaturazione	89
5.2.5.1	Curve di ritenzione idrica del suolo (SWRC _s).....	92
5.2.5.2	Strumentazione utilizzata: Tempe Cell (Soil Moisture Inc.)	96
5.2.5.3	Caratterizzazione delle proprietà idrauliche dei depositi di copertura nel dominio della saturazione	98
5.2.5.4	Stima della Riserva idrica utile (u)	101
5.3	Monitoraggio idrologico dei depositi di copertura	105
5.4	Stima del Bilancio Idrico del suolo attraverso il codice di calcolo SWB 1.2 (Westenbroek <i>et alii</i> , 2010).....	109
5.5	Stima del Bilancio Idrico del suolo mediante il metodo di Thornthwaite e Mather (1957) ...	113
6.	Risultati	115
6.1	Modello idrogeologico concettuale dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello	115
6.1.1	Modello di fratturazione dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello alla macroscale	120
6.1.2	Cartografia dei sistemi carsici epigei ed interpretazione dello sviluppo del sistema carsico	123
6.1.3	Modello 3D dell'acquifero campione.....	131
6.2	Analisi del regime idrologico della sorgente Capodifiume	135
6.3	Tipologie di copertura del suolo dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello	141
6.3.1	Ricostruzione della mappa della tipologia di coperture di suolo dell'acquifero campione	146
6.4	Caratterizzazione dei depositi di copertura pedogenizzati	148
6.4.1	Realizzazione della mappa stocastica degli spessori delle coperture di suolo dell'acquifero campione	153
6.4.2	Caratterizzazione stratigrafica e campionamento dei depositi di copertura pedogenizzati	158
6.4.3	Caratterizzazione delle proprietà fisiche e indice dei depositi di copertura pedogenizzati	162

6.4.4 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della sottosaturazione	168
6.4.5 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della saturazione	172
6.4.6 Valutazione della Riserva Idrica Utile dei depositi di copertura pedogenizzati	174
6.5 Analisi del regime idrologico dei depositi di copertura dai dati di monitoraggio	175
6.6 Ricostruzione della mappa di riserva idrica utile (u)	182
6.7 Stima del Bilancio Idrico del Suolo	185
6.8 Stima della ricarica	203
7. Discussione	210
8. Conclusioni	216
9. Ringraziamenti	217
10. Bibliografia	218

Riassunto

Le acque sotterranee immagazzinate e trasferite dagli acquiferi carbonatici costituiscono una preziosa fonte di alimentazione per le grandi aree urbanizzate del mondo. Tali risorse sono principalmente utilizzate a scopo idropotabile, ma sono largamente impiegate anche in ambito agricolo ed industriale. Esse sono di cruciale rilevanza non solo per lo sviluppo socio-economico del territorio, ma anche per la conservazione degli ecosistemi fluviali, terrestri e costieri che dipendono dalle acque sotterranee (Goldscheider, 2012). Attualmente si sta osservando un progressivo depauperamento qualitativo e quantitativo delle risorse idriche sotterranee conseguente a fenomeni di sovrasfruttamento e inquinamento generalizzato. È evidente che tali risorse devono essere ben tutelate anche perché, a causa della continua antropizzazione del territorio, che costituisce la principale fonte di contaminazione degli acquiferi, sono sempre più esposte a diffusi fenomeni di inquinamento (Cusano *et alii*, 2019; Tufano *et alii*, 2020). Inoltre, gli acquiferi molto carsificati presentano caratteristiche tali da esercitare uno scarsissimo contrasto alla propagazione degli inquinanti per l'elevata velocità del flusso e la scarsa capacità di autodepurazione.

Pertanto, considerata la loro importanza strategica per l'approvvigionamento idrico attuale e del futuro, sono da ritenersi necessarie la stima della ricarica e la determinazione dei fattori che influenzano tali processi, al fine di garantire un uso sostenibile della risorsa idrica sotterranea.

La presente tesi di dottorato è stata sviluppata nell'ambito del progetto internazionale MedWater (<http://grow-medwater.de/home/>), finanziato dal Ministero Federale dell'Istruzione e della Ricerca (BMBF) della Germania con l'obiettivo di giungere ad una gestione ottimale delle risorse idriche sotterranee degli acquiferi carbonatici in area mediterranea.

È stata elaborata una procedura di studio per la caratterizzazione degli acquiferi carbonatici con particolare riferimento alla definizione del modello idrogeologico concettuale e l'analisi dei principali fattori che influenzano i processi di ricarica. Tale approccio innovativo è stato applicato al sito sperimentale che alimenta la sorgente Capodifiume (Capaccio, Provincia di Salerno, Italia meridionale), coincidente con il bacino sotterraneo della dorsale carbonatica dei Monti Soprano-Vesole-Chianello, rappresentativa di un'ampia porzione dell'Appennino meridionale.

Gli approcci metodologici sviluppati, basati su attività di rilevamento in campo ed analisi di laboratorio, hanno permesso di avanzare le conoscenze sul ruolo idrogeologico delle coperture pedogenizzate (suoli) sui processi di ricarica degli acquiferi carbonatici. A tal

fine è stata effettuata una caratterizzazione del sistema idrogeologico superficiale coperture-substrato carbonatico, identificando diverse tipologie di coperture di suolo, principalmente suddivise in aree ad intera copertura boschiva ed aree denudate.

L'analisi degli spessori di suolo misurati in campo ha consentito l'elaborazione della mappa della tipologia di coperture di suolo dell'acquifero campione e la ricostruzione di una mappa stocastica degli spessori di depositi di copertura. Mediante analisi di laboratorio sono state ricavate le principali proprietà fisiche ed indice dei suoli campionati, classificati come sabbia con limo (SM) secondo il sistema di classificazione USCS. Sono state altresì stimate le proprietà idrauliche nei domini della saturazione e sottosaturazione, determinando rispettivamente la conducibilità idraulica satura, K_{sat} , attraverso l'applicazione dell'equazione di Saxton (Saxton *et alii*, 1986) e le Curve di Ritenzione Idrica del suolo (SWRCs) i cui parametri sono stati elaborati mediante modello di van Genuchten (van Genuchten *et alii*, 1980).

Inoltre, la definizione del modello idrogeologico concettuale, ottenuto attraverso l'applicazione di metodologie specifiche 2D e 3D, il monitoraggio dei valori di portata della sorgente Capodifume con frequenza circa mensile nonché il monitoraggio delle variazioni dei contenuti d'acqua dei depositi di copertura pedogenizzati, hanno permesso di valutare i principali fattori idrogeologici che influenzano i processi di ricarica dell'area in esame e implementare un modello di bilancio idrologico del suolo. Di particolare rilevanza tra i principali risultati ottenuti, sono da considerare le differenti aliquote di evapotraspirazione, osservate mediante monitoraggio, per le diverse tipologie di coperture di suolo. Questa osservazione ha consentito una tipizzazione del ruolo idrologico di dette coperture sui processi di ricarica, evidenziando una differente profondità alla quale si risentono gli effetti dell'evapotraspirazione. Ciò ha permesso di realizzare una mappa della riserva idrica utile disponibile, ai fini del bilancio idrico del suolo, per l'intera dorsale carbonatica indagata.

L'applicazione del codice Soil Water Balance (SWB 1.2), sviluppato dall'USGS, ha permesso di effettuare una valutazione spazio-temporale della ricarica, validato mediante l'applicazione del bilancio idrico del suolo proposto da Thornthwaite-Mather (1957). Inoltre, la stima dei coefficienti noti in letteratura (EIC, Coefficiente di Infiltrazione Efficace, e AGRC, Annual Groundwater Recharge Coefficient, Allocca *et alii*, 2014), ha permesso di definire il diverso contributo delle tipologie di copertura individuate in termini di evapotraspirazione. Le maggiori aliquote di evapotraspirazione ricavate per le aree boschive e, al contrario, tassi più bassi di evapotraspirazione ottenuti per le aree denudate, sono in accordo con il modello clima-suolo-vegetazione presente in letteratura (Rodriguez-Iturbe *et alii*, 1999), secondo il quale le coperture boschive riducono il

contenuto d'acqua del suolo mediante evapotraspirazione, causando una conseguente diminuzione della ricarica delle falde idriche sotterranee.

Il presente lavoro consente di definire nuove linee di ricerca circa la quantificazione dei fattori che influenzano i processi di ricarica degli acquiferi carbonatici, con particolare riferimento al ruolo delle coperture di suolo sulla caratterizzazione di tali processi. I risultati raggiunti sono da ritenersi di particolare rilevanza scientifica in quanto rappresentano un avanzamento delle conoscenze idrogeologiche che, per gran parte degli acquiferi dell'Appennino meridionale, risultano essere di limitato grado di approfondimento e non sufficienti all'applicazione di modelli avanzati per la stima della ricarica in relazione a scenari di cambiamento climatico. Infine, gli approcci metodologici descritti sono da considerare esportabili ad altri acquiferi carbonatici che presentano condizioni tipiche riscontrabili in Appennino meridionale.

Parole chiave: *acquiferi carbonatici, coperture di suolo, ricarica delle acque sotterranee, evapotraspirazione, Appennino meridionale.*

Abstract

Karst aquifers represent an important groundwater resource in Italy and in large urbanized areas of the world. Many Mediterranean countries are completely or partially dependent on groundwater resources of karst aquifers. In southern Appennines, groundwater resources of these aquifers are mainly used as drinking water and are largely exploited for industrial and agricultural uses. These groundwater resources play also a vital role for the socio-economic development, groundwater-dependent fluvial ecosystems and global environmental sustainability (Goldscheider, 2012). Nowadays, a progressive degradation of the groundwater quality, due to groundwater overexploitation and pollution phenomena, has been noticed. Therefore, the widespread agricultural and urbanized land uses of the territory and the consequent increase of water demand, represent a risk to aquifer pollution (Cusano *et alii*, 2019; Tufano *et alii*, 2020). Furthermore, largely karstified aquifers exert a less contrast to the propagation of pollutants due to the high flow velocity and less-purification capacity.

In order to avoid groundwater pollution and for a fair management of the resource, the correct estimation of groundwater recharge processes at various space-time scales is a fundamental and challenging issue, as well as the assessment of the factors controlling these processes, also considering the climate variability affecting the Mediterranean area.

The proposed study has been developed into the framework of MedWater international project (<http://grow-medwater.de/home/>), which has been sponsored by the German Federal Ministry of Education and Research (BMFB) to assess the water resources in the bedrock aquifers of the Mediterranean areas. In this work an innovative methodology for the characterization of the karst aquifer in southern Italy has been developed. The research has been focused on the elaboration of the hydrogeological conceptual model and the assessment of the variables affecting the recharge processes. This strategy has been applied to Mount Soprano-Vesole-Chianello karst aquifer, coinciding with the groundwater catchment feeding the Capodifiume spring (Capaccio, Salerno province, southern Italy).

The methodological approaches proposed, based on field and laboratory activities, allowed to advance the knowledge regarding the hydrogeological role of the soil coverings on the recharge processes of the karst aquifers. For this purpose, a characterization of hydrogeological surface system soil covering-carbonate bedrock has been developed and different land cover types, mainly divided into denudated and wooded areas, has been found. The field measurements of soil thickness allowed to obtain a spatial modelling of soil covering the carbonate bedrock by the reconstruction

of a land cover map and a stochastic soil thickness map of the whole study area. Physical and index properties were characterized by laboratory tests on disturbed soils sampled, classified as sand with silt (SM), according to USCS classification. In addition, hydraulic saturated/unsaturated properties of soil coverings in relationship with the land cover and vegetation types have been estimated. The saturated hydraulic conductivity, K_{sat} , has been calculated applying the Saxton equation (Saxton *et alii*, 1986) and the Soil Water Retention Curves (SWRCs) whose parameters have been elaborated using the van Genuchten model (van Genuchten *et alii*, 1980), has been determined.

Furthermore, the hydrogeological conceptual model, obtained by specific 2D and 3D tools, the monitoring of Capodifiume spring discharge with monthly frequency and the field monitoring of water content by using multi-profile soil moisture sensors, allowed to evaluate the main factors that control the groundwater recharge processes and to apply a soil water balance model. Among the principal results, the different evapotranspiration rates, observed for different land cover types, have been considered relevant research findings. Moreover, the field monitoring has revealed different root - zone depth for each land cover types and consequently different depth at which the evapotranspiration phenomena are still present. Based on the monitoring observations, the available soil water capacity map, which has been used for the assessment of soil water balance, has been elaborated.

For the present study the Soil Water Balance code (SWB 1.2) developed by USGS, has been applied in order to evaluate the spatial and temporal variability of the recharge. The numerical model has been also validated by the Thornthwaite-Mather soil water balance approach (1957). Different evapotranspiration rates has been quantified for each land cover types by the assessment of specific coefficient (EIC, Effective Infiltration Coefficient and AGRC Annual Groundwater Recharge Coefficient, Allocca *et alii*, 2014). The high evapotranspiration rates obtained for the wooded areas are consistent with the climate-soil-vegetation model proposed by Rodriguez-Iturbe (1999) which indicates a decrease in water content in the soil coverings of the wooded areas due to the evapotranspiration effect, causing consequently, a reduction in groundwater recharge.

The results achieved are considered particularly significant as they represent an improvement of hydrogeological knowledge which, for most of the aquifers of the southern Apennines, appear to be only general and not suitable to the application of advanced models aimed at the estimation of effects of climate change scenarios. Finally, the approach proposed is conceived as being exportable to other karst aquifers of the southern Italy and of the world in all cases in which soil coverings exert a relevant role on hydrological regime and groundwater recharge.

Keywords: *karst aquifer, soil coverings, groundwater recharge, evapotranspiration, southern Appennines.*

1.Introduzione

Le acque sotterranee raccolte e trasferite dagli acquiferi carbonatici costituiscono una preziosa fonte di alimentazione per le grandi aree del mondo. In base a studi archeologici si può affermare che molti centri delle antiche civiltà siano collegati alla presenza di copiose sorgenti che costituivano una risorsa indispensabile per il loro sviluppo.

L'Italia è un paese particolarmente ricco di grandi sorgenti alimentate da acquiferi carbonatici, caratterizzati da un grado variabile di sviluppo del fenomeno carsico. Le sorgenti afferenti a tale circolazione idrica sotterranea forniscono portate medie dell'ordine di diverse migliaia di litri al secondo; esse sono localizzate in quasi tutte le nostre regioni, da Nord fino a Sud e nelle isole maggiori. Queste sorgenti furono considerate importanti e strategiche fin dall'epoca storica. Infatti, da queste traevano alimentazione i grandi acquedotti dell'antichità, come quello dell'Antica Marcia di Roma e quelli campani, tra cui quello augusteo che collegava le sorgenti del Serino (AV) alla Piscina Mirabilis (Bacoli). Successivamente, nell'Ottocento e nel Novecento del secolo scorso, mediante importanti opere acquedottistiche, sono state condottate le acque sorgive appenniniche fino alla Puglia (Acquedotto Pugliese) e Campania (Acquedotto di Serino).

Tali risorse sono principalmente utilizzate a scopo idropotabile, ma sono largamente utilizzate anche in ambito agricolo ed industriale. Esse sono di cruciale rilevanza non solo per lo sviluppo socio-economico del territorio, ma anche per la conservazione degli ecosistemi fluviali, terrestri e costieri che dipendono dalle acque sotterranee (Goldscheider, 2012). Circa il 25% della popolazione mondiale dipende dalle acque provenienti dagli acquiferi carbonatici (Ford & Williams, 2007) che alimentano le grandi aree urbane di numerosi paesi europei e del Mediterraneo. In Italia, circa il 18% della superficie è caratterizzata da affioramenti di rocce carbonatiche, mentre per diverse regioni del sud Italia, come Abruzzo, Lazio, Molise, Campania e Basilicata, la percentuale di affioramenti carbonatici è nettamente superiore, raggiungendo circa il 45%.

In Italia meridionale il volume medio di acque erogate è di circa $4100 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{anno}$, captato in corrispondenza di acquiferi basali e/o acquiferi adiacenti (Celico 1983), con un rendimento medio unitario variabile da 0.025 a $0.045 \text{ m}^3/\text{s} \times \text{km}^2$ (De Vita *et alii*, 2018).

Ciononostante, attualmente si sta osservando un'inversione di tendenza a causa del progressivo depauperamento qualitativo e quantitativo delle risorse idriche sotterranee conseguente a fenomeni di sovrasfruttamento e inquinamento generalizzato. È evidente

che tali risorse devono essere ben tutelate anche perché, a causa della continua antropizzazione del territorio, sono sempre più esposte ad elevati rischi di contaminazione sia per cause accidentali che permanenti (Cusano *et alii*, 2019; Tufano *et alii*, 2020).

Gli acquiferi molto carsificati presentano infatti caratteristiche tali da esercitare uno scarsissimo contrasto alla propagazione degli inquinanti per l'elevata velocità del flusso e la scarsa capacità di autodepurazione. I meccanismi di degradazione naturale sono generalmente molto scarsi e legati essenzialmente all'azione limitata di filtro e depurazione da parte delle scarse coperture e dei fenomeni di ossido-riduzione nella zona non satura. Da ciò consegue che, in un sistema carsico, fattori come l'organizzazione della rete di drenaggio e la velocità di circolazione delle acque nelle diverse parti del sistema, possono attenuare o aggravare gli effetti dell'inquinamento (Vigna e Calandri, 2001).

Da questa premessa consegue che la stima della ricarica, la determinazione dei fattori che influenzano tali processi e la valutazione delle aliquote d'acqua non ancora disponibili ed utilizzabili, sono presupposti necessari per un uso sostenibile qualitativo e quantitativo della risorsa idrica sotterranea. In Italia meridionale, ciò assume un'importanza ancora maggiore se si considera che gli acquiferi carbonatici vengono captati dai principali sistemi acquedottistici regionali e interregionali del Sud Italia (Allocca *et alii*, 2007) e la loro produttività risulta essere minacciata da scenari di siccità e di variabilità climatica di medio e lungo termine che caratterizza alcune regioni dell'Italia meridionale (De Vita *et alii*, 2012). Nell'Appennino meridionale la valutazione diretta delle diverse grandezze idrologiche necessarie per la stima della ricarica degli acquiferi carbonatici è molto complessa ed impegnativa, data la mancanza ad alta quota di stazioni pluviometriche e idrometriche per la determinazione diretta della pioggia, temperatura, evapotraspirazione e deflusso idrico superficiale (Allocca *et alii*, 2014). In tali contesti, l'integrazione di dati idrologici terrestri e telerilevati (Ruggieri *et alii*, 2021) rappresenta un valido approccio per superare e/o limitare le incertezze legate alla mancanza di misure e serie storiche di campo.



Figura 1. Affioramenti di rocce carbonatiche nel mondo (Ford e Williams, 2007).

1.1 Fasi e scopi della ricerca

Con la presente tesi di dottorato è stata sviluppata una metodologia, basata su attività di rilevamento in campo e di caratterizzazione in laboratorio, con la finalità di analizzare i processi di ricarica di un acquifero carbonatico, rappresentativo di un'ampia porzione dell'Appennino meridionale, dalla scala regionale alla scala del singolo acquifero.

Questo studio è finalizzato ad avanzare le conoscenze sul ruolo idrogeologico dei depositi superficiali pedogenizzati (suoli) sui processi di ricarica degli acquiferi carbonatici, applicando un approccio innovativo al sito sperimentale del bacino sotterraneo che alimenta la sorgente Capodifiume (Comune di Capaccio, Provincia di Salerno, Regione Campania, Italia meridionale) in provincia di Salerno, coincidente con la dorsale carbonatica dei Monti Soprano-Vesole-Chianello. Questo studio si pone come obiettivo la determinazione delle principali caratteristiche idrologiche dell'area attraverso analisi delle caratteristiche fisiche, degli spessori e delle proprietà idrauliche, nei domini della saturazione e del non saturo, dei suoli in relazione con le tipologie di copertura e di vegetazione. La ricerca è stata strutturata in diverse fasi di studio, di seguito descritte:

- 1) Ricostruzione del modello fisico e concettuale dell'acquifero carbonatico.
 - a. Ricostruzione del modello idrogeologico concettuale dell'acquifero indagato sulla base del riesame della cartografia geologica in scala 1:100.000 e 1:50.000.
 - b. Ricostruzione del modello di fratturazione della dorsale carbonatica dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello mediante mappatura degli elementi strutturali ad una scala di dettaglio (1:5.000).
 - c. Acquisizione dalla letteratura speleologica di dati sull'ubicazione e tipologia di forme carsiche.
 - d. Ricostruzione tridimensionale dell'acquifero in esame mediante software specialistico di modellazione 3D.

- 2) Ricostruzione del modello fisico e concettuale dei depositi di copertura.
 - a. Riconoscimento delle principali tipologie di uso del suolo esistenti lungo la dorsale carbonatica.
 - b. Ricostruzione della cartografia della tipologia di uso del suolo mediante classificazione supervisionata di immagini ad alta risoluzione di Google Earth.
 - c. Misurazioni degli spessori di suolo e campionamento in aree rappresentative delle diverse tipologie di uso del suolo.

- d. Ricostruzione di una mappa stocastica degli spessori di depositi di copertura nelle differenti tipologie di uso del suolo.
 - e. Caratterizzazione delle proprietà fisiche ed indice dei suoli campionati, mediante prove di laboratorio, per la determinazione delle proprietà non sature delle coperture di suolo.
- 3) Attività di monitoraggio.
- a. Misurazioni di portata della sorgente Capodifiume, principale recapito dell'acquifero carbonatico, e monitoraggio del livello piezometrico in un pozzo abbandonato, al fine di ricostruire la scala di deflusso, l'idrogramma ed il regime idrologico della sorgente.
 - b. Costruzione di una rete di monitoraggio in situ del contenuto d'acqua dei depositi di copertura in aree rappresentative della dorsale carbonatica in studio.
- 4) Valutazione del ruolo idrologico delle coperture di suolo sui processi di ricarica dell'acquifero campione.
- a. Analisi dei dati derivanti dall'attività di monitoraggio del contenuto d'acqua;
 - b. Applicazione di un modello numerico per la valutazione delle variazioni spazio-temporali della ricarica dell'acquifero campione.

L'approccio metodologico proposto nella presente ricerca pertanto è finalizzato ad estendere la comprensione dei processi di ricarica mediante l'avanzamento delle conoscenze del sistema idrogeologico superficiale "deposito di copertura–substrato carbonatico", tipico di acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale. Tale approccio è stato concepito per poter essere esportabile in acquiferi selezionati che presentano condizioni tipiche, riscontrabili nell'Appennino meridionale.

La presente ricerca si inquadra inoltre nel progetto internazionale MedWater "*Sustainable management of politically and economically highly relevant water resources in hydraulically, climatically and ecologically highly dynamic carbonate groundwater aquifers of the Mediterranean*", finanziato dal Ministero Federale dell'Istruzione e della Ricerca (BMBF) della Germania e coordinato dalla prof.ssa Irina Engelhardt (Università Politecnica di Berlino) (<http://grow-medwater.de/home/>). L'obiettivo principale del progetto è la gestione ottimale delle risorse idriche sotterranee degli acquiferi carbonatici in area mediterranea, attraverso lo sviluppo di strumenti di gestione che permettano un

utilizzo efficiente delle risorse idriche e di preservare gli ecosistemi acquatici terrestri anche in considerazione dei cambiamenti climatici. In tale ambito, i paesi che si affacciano sul Mediterraneo sono considerati degli “hot spots” del cambiamento climatico e molte di queste aree denunciano da tempo la scarsa disponibilità idrica. L'aumento dell'urbanizzazione, dell'industrializzazione e la crescita demografica ridurrà ulteriormente la quantità e la qualità delle risorse idriche disponibili. Si prevede infatti che la popolazione totale della regione mediterranea aumenterà da 472 milioni nel 2010 a 572 milioni nel 2030. Pertanto, considerati i fattori esterni prima elencati, sono sempre più richieste strategie di adattamento regionale per garantire un uso sostenibile delle risorse idriche sotterranee.

Il depauperamento delle risorse idriche sotterranee è una tematica fortemente avvertita anche a livello politico; con i 17 Obiettivi di sviluppo sostenibile (Sustainable Development Goals, SDGs), le Nazioni Unite chiedono una gestione ottimizzata delle risorse idriche disponibili (SDG 6). I precedenti concetti di gestione si sono concentrati principalmente sul reperimento di risorse idriche per il fabbisogno umano. Tuttavia, la pianificazione nel senso degli Obiettivi di sviluppo sostenibile, richiede una visione più olistica, che fornisca non solo acqua alle persone, ma la preservi anche per gli ecosistemi naturali. Inoltre, è richiesto il coinvolgimento dei decisori locali e degli stakeholders.

Uno degli approcci proposti dal progetto MedWater per il raggiungimento di una migliore valutazione del rischio ed un uso più sostenibile delle risorse idriche è l'applicazione di modelli previsionali. Questi modelli differiscono nelle loro risoluzioni spaziali e temporali, nella stima dei processi di ricarica, dell'umidità del suolo e nella considerazione della variabilità climatica. Al momento, ci sono solo pochi modelli per la zona mediterranea in grado di calcolare il bilancio idrico tenendo conto anche delle variazioni nell'uso del suolo e dei cambiamenti climatici. Tali modelli consentono pertanto l'analisi quantitativa delle diverse componenti dei sistemi idrici e una valutazione di breve e lungo termine della loro evoluzione in funzione della variabilità di fattori esterni (uso del suolo, cambiamento climatico etc.). Lo sviluppo di un concetto di ottimizzazione basato sui modelli previsionali ha fornito strumenti di gestione atti a preservare le risorse idriche esistenti e garantire un accesso equo a tali risorse per tutte le persone.

L'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello, identificato nell'ambito del progetto MedWater, tra quelli presenti nell'area mediterranea per la sua rappresentatività idrogeologica e di uso del suolo, è stato scelto come area di studio e “transfer location” (<http://grow-medwater.de/home/index.php/study-sites/capodifume-catchment/>). Altri siti di studio rappresentativi sono stati la Western Mountain Aquifer (alias Yarkon-Tanim

Aquifer, area di studio principale del progetto) in Israele e nei territori palestinesi e il bacino di Lez in Francia (<http://grow-medwater.de/home/index.php/study-sites/>).

Un obiettivo chiave del progetto MedWater è stato lo sviluppo di strumenti per la gestione sostenibile delle acque sotterranee utilizzando come caso studio il Western Mountain Aquifer. I processi di ricarica sono stati valutati mediante l'applicazione di diversi metodi (funzioni pedo-idrologiche, Soil & Water Assessment Tool, reti neurali e realizzazione di modelli numerici previsionali) e confrontando poi i risultati. Infine, è stato sviluppato un Sistema di Supporto Decisionale (DSS), che consente la visualizzazione in tempo reale dei risultati delle modellazioni considerati la base dei processi decisionali degli stakeholders locali, garantendo in questo modo un utilizzo sostenibile della risorsa idrica.

Nell'ambito del progetto MedWater è stata siglata una collaborazione scientifica, basata su un protocollo d'intesa, tra il Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e delle Risorse dell'Università di Napoli Federico II (DiSTAR) e i comuni dell'area oggetto della ricerca (Capaccio, Giungano, Monteforte Cilento, Roccadaspide e Trentinara) per il supporto tecnico-amministrativo allo svolgimento delle attività.

2. Stato dell'arte delle conoscenze sulla ricarica degli acquiferi carbonatici

2.1 Metodologie per lo studio della ricarica

L'utilizzo delle risorse idriche sotterranee è di fondamentale importanza per soddisfare il fabbisogno idrico derivante da una rapida espansione urbana, industriale ed agricola, in particolare per le aree aride e semi-aride del pianeta. Pertanto, la quantificazione dei processi di ricarica delle acque sotterranee è un requisito fondamentale per una gestione efficiente e sostenibile delle risorse idriche sotterranee, soprattutto in particolari aree per le quali tali risorse rappresentano la chiave per uno sviluppo economico.

A partire dagli anni 80' del secolo scorso, sono stati sviluppati numerosi metodi per la stima della ricarica degli acquiferi carbonatici. La crescente necessità di una valutazione affidabile dei processi di ricarica si riflette anche nel sostegno attivo sul tema da parte delle agenzie internazionali e dai report scientifici derivati dai vari incontri internazionali (Simmers, 1988, 1997; Sharma, 1989; Lerner *et alii*, 1990; Bredenkamp *et alii*, 1995).

La stima della ricarica è però di difficile determinazione sia perché essa mostra una variabilità spazio-temporale e sia poiché la sua valutazione quantitativa diretta è complessa.

La ricarica è definita in senso generale quel processo che comporta un flusso di acqua che raggiunge la falda idrica sotterranea favorendone l'immagazzinamento (Lerner *et alii*, 1990). La ricarica delle acque sotterranee, riferita ad una determinata area, è normalmente considerata uguale all'eccesso di infiltrazione sulla stessa area da cui ha origine il processo di percolazione verso la zona satura (falda idrica sotterranea), quindi il fenomeno della ricarica della stessa. La ricarica può essere di tipo concentrato e diffuso. Diffuso è il processo di ricarica che è distribuito su un'area vasta in risposta ad eventi di precipitazione che raggiungono il suolo e successivamente si infiltrano e percolano nella zona insatura fino a raggiungere la zona di saturazione. Questa tipologia è spesso riferita ad una ricarica locale (Allison, 1984) o diretta (Simmers, 1997). I processi di tipo concentrato fanno invece riferimento al passaggio nell'acquifero di acqua proveniente dai corpi idrici superficiali, come canali, fiumi o laghi. I processi concentrati presentano una maggiore variabilità spaziale rispetto a quelli diffusi. I sistemi idrici sotterranei sono caratterizzati da entrambi i meccanismi di ricarica, sebbene l'importanza di ciascun processo tenda a variare da zona a zona. Generalmente il meccanismo diffuso domina negli ambienti umidi; in quelli aridi invece predominano i processi concentrati (Lerner *et alii*, 1990).

L'infiltrazione è il processo di imbibizione del suolo (orizzonte più superficiale) che può costituire potenziale ricarica delle acque di ritenzione, utilizzate per il metabolismo delle piante (evapotraspirazione), e la ricarica delle falde idriche sotterranee. Questa aliquota di acqua può ritornare in atmosfera mediante il processo dell'evapotraspirazione o può rimanere invasata nella zona non satura per un determinato periodo di tempo, in relazione alle dinamiche idrologiche del suolo. Pertanto, nel sottosuolo si può idealmente individuare una zona chiamata a flusso zero (Zero-Flux Plane, ZFP) (Richards *et alii*, 1956) che corrisponde ad un ipotetico piano orizzontale che separa il movimento dell'acqua verso l'alto o verso il basso. La ZFP corrisponde talvolta alla superficie inferiore del volume interessato dalle radici delle piante. L'acqua al di sopra della ZFP si muove verso l'alto in risposta alla domanda di evapotraspirazione mentre i quantitativi che si trovano al di sotto di questa superficie drenano per gravità verso il basso (acqua gravifica) fino a raggiungere la zona di saturazione.

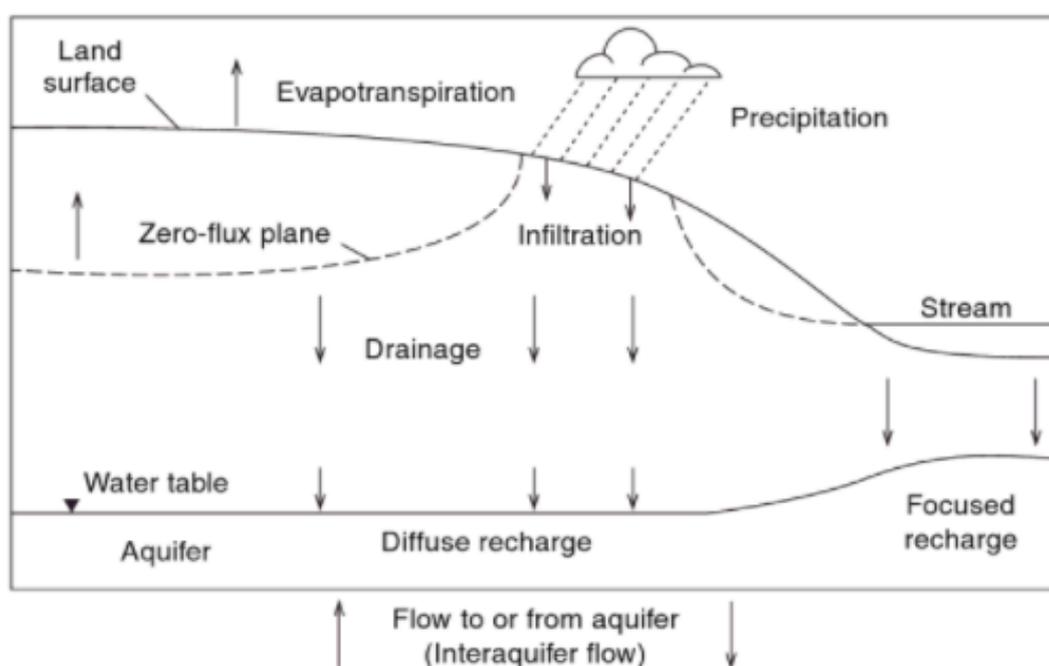


Figura 2. Sezione verticale schematica che mostra infiltrazione e drenaggio attraverso la zona non satura, meccanismi di ricarica diffusa e concentrata, flusso attraverso un acquifero non confinato e un acquifero confinato sottostate e il ZFP (da Healy, 2010).

Gli aspetti climatici rappresentano il fattore che influisce maggiormente sulla variabilità dei processi di ricarica. La variabilità temporale delle precipitazioni (stagionale, annuale e di lungo termine) così come la frequenza, la durata e l'intensità dei singoli eventi di pioggia influenzano i processi di ricarica. I processi di percolazione verso la falda idrica

sotterranea sono favoriti quando i tassi di precipitazione superano quelli di evapotraspirazione, come accade nelle regioni temperate durante i mesi invernali (Taylor *et alii*, 2013). Tuttavia, negli ultimi decenni, a causa degli effetti delle variazioni climatiche, le precipitazioni appaiono essere caratterizzate da una maggiore concentrazione nel tempo, quindi da una maggiore intensità. Da ciò sembra derivare una riduzione dei processi di ricarica con il conseguente aumento dei fenomeni di ruscellamento. In altre aree, invece, è stata osservata una diversa distribuzione delle precipitazioni verso i mesi primaverili/estivi con conseguente incremento dell'aliquota di evapotraspirazione.

L'esame delle serie storiche dei parametri meteo-climatici nelle diverse aree del nostro pianeta ha dimostrato l'esistenza di cambiamenti in atto sul clima, sempre più rapidi soprattutto nell'ultimo secolo. Tra i fenomeni a scala continentale che influenzano la circolazione atmosferica nell'emisfero settentrionale, la più importante è l'Oscillazione Nord Atlantica (NAO), consistente in un'oscillazione delle masse atmosferiche comprese tra le Isole Azzorre (alto barometrico) e l'Islanda (basso barometrico), caratterizzata da una periodicità complessa, dalla scala annuale a quella decennale. È stato dimostrato l'impatto della NAO sulla variabilità annuale delle precipitazioni nei paesi europei, in particolar modo sui bacini idrografici mediterranei. Nella regione Campania, le analisi integrate di indici regionali di precipitazione e temperatura hanno già rivelato un impatto significativo della NAO sulle sorgenti carsiche, in particolare sulla ricarica delle acque sotterranee (De Vita *et alii*, 2012).

Inoltre, la vegetazione e l'uso del suolo hanno un grande impatto sui processi di ricarica in quanto influenzano il pattern dell'evapotraspirazione, soprattutto in coincidenza di bosco ceduo (Fusco *et alii*, 2017). Aree ampiamente vegetate hanno tipicamente tassi di evapotraspirazione più alti rispetto alle aree non vegetate. Infatti, la profondità alla quale si estendono le radici delle piante influenza la capacità di utilizzazione delle acque di ritenzione ivi presenti; gli alberi, ad esempio, possono attingere ai contenuti idrici presenti nel suolo fino a diversi metri di profondità (freatofite), al contrario coperture vegetali con apparati radicali meno sviluppati, non possono utilizzare i quantitativi di acqua presenti a quelle profondità (Allison *et alii*, 1990).

Sono note in letteratura diverse metodologie per la stima della ricarica, tuttavia la loro applicazione varia a seconda della scala spaziale e temporale da indagare e la complessità geologica, vegetazionale e climatica della zona in studio. Spesso l'applicazione di più metodologie viene usata per limitare le incertezze relative a singoli metodi e migliorare pertanto la stima finale dei valori di ricarica. L'applicazione del

bilancio idrologico è uno dei metodi maggiormente utilizzati in letteratura e si basa sulla determinazione dei parametri che compongono la seguente equazione:

$$P - Er = R_s + (Q_s + Q_t) + (U_o + U_i) \pm \Delta W_t \quad [1]$$

dove:

P = media annuale delle precipitazioni ($m^3/anno$);

Er = evapotraspirazione reale media annua ($m^3/anno$);

R_s = media annuale del ruscellamento superficiale ($m^3/anno$);

Q_s = media annuale delle portate della sorgente ($m^3/anno$);

Q_t = media annuale dei prelievi ($m^3/anno$);

U_o = media annuale dei travasi verso acquiferi adiacenti ($m^3/anno$);

U_i = media annuale dei travasi da parte degli acquiferi adiacenti ($m^3/anno$);

ΔW_t = variazione annuale delle riserve idriche sotterranee ($m^3/anno$);

Per il calcolo della ricarica, quindi, tutti i parametri vengono misurati o stimati e la ricarica viene determinata come combinazione degli altri termini. Non sempre è possibile però determinare i valori dei parametri riportati nella [1], eccezion fatta per le precipitazioni che sono il parametro di più facile determinazione. L'evapotraspirazione può essere determinata attraverso l'applicazione di differenti approcci: i metodi proposti da Thornthwaite e Mather (1955) e Turc (1954) sono maggiormente utilizzati.

Thornthwaite e Mather (1955) hanno trovato una relazione esponenziale tra l'evapotraspirazione potenziale e i valori medio mensili della temperatura dell'aria:

$$Ep = \sum_{i=1}^{12} K \times \left[1.6 \times \left(\frac{T_i}{I} \right)^a \right] \quad [2]$$

dove:

Ep = evapotraspirazione potenziale annua (mm);

K = coefficiente che dipende dalle medie orarie mensili di radiazione solare in funzione del mese e della latitudine;

T_i = media mensile della temperatura dell'aria per il mese i ($^{\circ}C$);

$a = 675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2 + 1792 \times 10^{-5} \times I + 0.49239$;

I = indice di calore annuale.

La formula empirica di Turc (1954), basata sull'analisi dei dati di ruscellamento annuale, temperatura dell'aria medio annua e precipitazioni annue di 254 bacini idrografici distribuiti nell'area mediterranea:

$$Er = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{300 + 25 T + 0.05 T^3} \right)}} \quad [3]$$

dove:

Er = evapotraspirazione reale media annua (mm);

P = precipitazione media annuali (mm);

T = temperatura dell'aria medio annua (°C).

Tra i principali risultati dell'applicazione del bilancio idrologico è la stima dei coefficienti che rappresentano la percentuale di infiltrazione che diventa ricarica. Il più usato è il Coefficiente di Infiltrazione Efficace (EIC), definito come rapporto tra le aliquote di infiltrazione e le piogge, riferite ad una scala spazio-temporale ben definita (di solito mensile o annuale) (Drogue, 1971; Bonacci, 2001). Pertanto, questo coefficiente incorpora i complessi processi che si verificano nella zona vadosa ossia evapotraspirazione, ruscellamento e percolazione verso la zona satura e rappresenta un valido metodo per la stima della ricarica, a scala annuale, di un acquifero considerati gli eventi di precipitazione.

Per gli acquiferi dell'Appennino meridionale, è stato trovato da Allocca *et alii* (2014) un coefficiente diverso, l'AGRC (*Annual Groundwater Recharge Coefficient*), basato sul rapporto della ricarica sulle precipitazioni efficaci ($P - ETR$):

$$AGRC = \frac{(Qs + Qt) + (Uo - Ui)}{P - Er} \quad [4]$$

dove:

Qs = media annuale delle portate della sorgente ($m^3/anno$);

Qt = media annuale dei prelievi ($m^3/anno$);

U_o = media annuale dei travasi verso acquiferi adiacenti ($m^3/anno$);

U_i = media annuale dei travasi da parte degli acquiferi adiacenti ($m^3/anno$);

P = media annuale delle precipitazioni ($m^3/anno$);

Er = evapotraspirazione reale media annua ($m^3/anno$);

Questo coefficiente rappresenta il rapporto tra i quantitativi di deflussi medio annui [$Q_{out} = (Q_s + Q_t) + (U_o - U_i)$] e la differenza tra le precipitazioni medio annue e l'evapotraspirazione reale ($P - Er$). La metodologia è stata testata su quattro acquiferi campione, gli unici in Italia meridionale per i quali era conosciuta la serie storica delle portate sorgive per un ampio intervallo temporale. Grazie all'accurata valutazione del deflusso e dell'afflusso medio annuo dei volumi delle acque sotterranee per i quattro acquiferi, i valori calcolati dell'AGRC si sono dimostrati un approccio empirico affidabile per stimare la ricarica delle risorse idriche sotterranee di questi acquiferi campione. I valori ottenuti sono risultati variabili tra 50% e 70%, con un valore medio del 67%.

Diversi traccianti geochimici sono stati utilizzati nella stima della ricarica delle acque sotterranee, sia a scala areale che puntuale: trizio, ossigeno e deuterio, cloruro, bromuro (Br^-), nitrato (NO_3^-), fluoresceina ($C_{20}H_{12}O_5$), gas disciolti clorofluorocarburi (CFC) e gas nobili come elio (He) e argon (Ar). Tra i metodi geochimici maggiormente utilizzati per valutare i tassi di ricarica negli acquiferi carbonatici è il bilancio di massa del cloruro (Eriksson e Khunakasem, 1969) e si basa sul comportamento conservativo dello ione cloruro. In condizioni di regime stazionario, la ricarica è espressa dalla seguente equazione:

$$R \times C_R = (P \times C_P) - (RO \times C_{RO}) \quad [5]$$

dove:

R = ricarica ($mm/anno$),

C_R = concentrazione dello ione cloruro (mg/L);

P = precipitazioni ($mm/anno$);

C_P = concentrazione dello ione cloruro derivante dalle precipitazioni (mg/L);

Fondamentale è la stima corretta di C_P , in quanto stime errate possono determinare grandi variabilità nella quantificazione della ricarica. Guardiola Albert *et alii* (2014) hanno applicato questo metodo per diversi acquiferi carsici della Spagna. Somaratne (2014) ha

utilizzato il metodo in quattro acquiferi carbonatici dell'Australia meridionale e ha messo in dubbio la sua validità a causa dei limiti teorici e delle ipotesi chiave non soddisfatte. Di fatto, in situazioni di ricarica puntuale, non c'è un flusso di cloruro costante che attraversa la falda freatica ed è necessaria una variazione del metodo per considerare sia la ricarica puntuale che quella diffusa.

2.2. Modelli di Bilancio Idrico del Suolo: stato dell'arte

Gli approcci di modellazione numerica sono stati ampiamente utilizzati per stimare la ricarica e costituiscono un valido strumento di previsione (Scanlon *et alii*, 2002). Tra i metodi numerici più noti in letteratura vi sono i metodi spazialmente distribuiti, largamente applicati a scala di bacino e regionale.

Semplici modelli di bilancio idrico del suolo, annoverati tra i modelli spazialmente distribuiti, sono comunemente utilizzati per la stima della ricarica delle acque sotterranee (Leenhardt, 1995). Tali modelli si basano sull'assunzione che l'acqua che si infiltra nel suolo, principalmente per fenomeni di precipitazione o irrigazione, tende a distribuirsi in modo disomogeneo lungo il profilo di suolo. Il suolo viene pertanto considerato come un serbatoio idrico contenente acque di ritenzione che si svuota per effetto dei fenomeni di evapotraspirazione o di drenaggio per gravità. Le proprietà di ciascun orizzonte di suolo sono definite da soglie specifiche, peculiari di ciascun terreno: la Capacità Idrica di Campo (C.I.C.) e il Punto di Appassimento Permanente (P.A.P.) (paragrafo 5.2.5.4). Il contenuto d'acqua di ritenzione compreso tra C.I.C. e P.A.P. costituisce l'aliquota di acqua disponibile ed utilizzabile dalle piante. Pertanto, quando i quantitativi di acqua presenti nell'orizzonte di suolo si trovano al di sotto della C.I.C., si ha riempimento del serbatoio, quando la C.I.C. è raggiunta il serbatoio si riempie e tutta l'acqua in eccesso si infiltra (Leenhardt, 1995). Per i modelli che considerano un singolo orizzonte di suolo (serbatoio) i valori di C.I.C. e P.A.P. sono considerati invariati qualunque sia la profondità raggiunta dalle radici delle piante (Hanks, 1974; Hansen, 1984). Inoltre, la maggior parte degli autori aggiungono uno o più serbatoi supplementari, ovvero quello superiore che controlla il processo di evapotraspirazione e uno più profondo che rappresenta il volume di terreno non ancora raggiunto dalla crescita radicale della vegetazione (Hanks, 1974; Hansen, 1984). Più in generale, i diversi serbatoi nei profili di suolo sono da riferire ad orizzonti con differenti proprietà. Ciò determina una variazione della distribuzione del contenuto idrico del suolo durante la crescita dell'apparato radicale delle piante (Leenhardt, 1995).

Modelli di bilancio idrico sono stati sviluppati a varie scale temporali (oraria, giornaliera, mensile e annuale) con diversi gradi di complessità. I primi modelli di bilancio idrico a scala mensile furono sviluppati per la prima volta negli anni '40 del secolo scorso da Thornthwaite (1948) e successivamente implementati da Thornthwaite e Mather (1955, 1957). Da allora questi modelli sono stati applicati per risolvere differenti problemi idrogeologici. Alley *et alii* (1984) hanno applicato il modello originale di Thornthwaite e Mather, mentre altri (es. Eaton 1995; Swanson 1996) hanno modificato alcuni componenti del modello originario nel tentativo di migliorarlo. Rushton e Ward (1979) hanno dimostrato che l'uso di un intervallo temporale mensile nei modelli di bilancio idrico può portare ad una sottostima del 25% della ricarica delle acque sotterranee, e che l'affidabilità di tali modelli tende quindi a diminuire al crescere dello step temporale utilizzato per il modello di bilancio. Pertanto, è richiesto un intervallo di tempo giornaliero per stime di ricarica accurate.

Questa tipologia di approccio è molto utilizzata a causa della sua relativa semplicità di applicazione. Infatti, tali modelli richiedono dati di input facilmente generabili in ambiente GIS (ad esempio gruppo idrologico del suolo, tipologie di coperture di suolo, contenuto idrico del suolo, direzione del flusso idrico superficiale etc.). Ad esempio, il modello HELP (U.S. Environmental Protection Agency - EPA) è stato tra i primi ad essere direttamente collegato ad un GIS e utilizzato per la progettazione di discariche (Schroeder *et alii*, 1994). WetSpass calcola la ricarica di lungo termine utilizzando il bilancio idrico del suolo all'interno di un GIS commerciale (Batelaan e De Smedt, 2001). Finch (2001), invece, descrive un modello di bilancio idrico del suolo a scala giornaliera, senza specificare la piattaforma di computazione utilizzata. L'applicazione di questi modelli richiede pertanto la valutazione della distribuzione spaziale dei dati di input e delle condizioni a contorno (Wagenet *et alii*, 1991). Il tipo ed il numero di dati in ingresso dipendono dal grado di complessità del modello e dalla sua affidabilità predittiva.

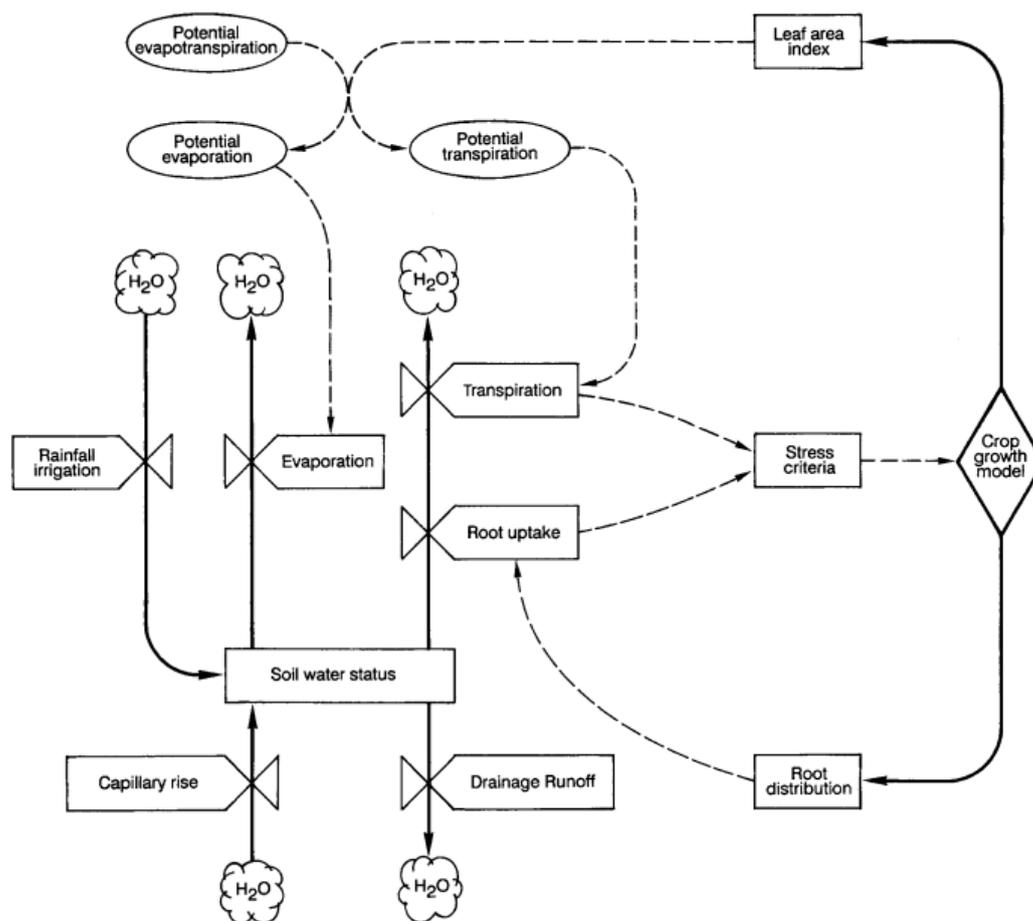


Figura 3. Diagramma schematico dei modelli di bilancio idrico del suolo (Leenhardt, 1995).

I tentativi, noti in letteratura, di simulare il bilancio idrico del suolo possono essere raggruppati in quattro classi. La prima riguarda studi su aree estremamente vaste. Nel contesto europeo, Verheye (1989) ha cercato di definire dei primi modelli di bilancio del suolo ad una scala di 1:1.000.000, prendendo in considerazione precipitazioni annuali, l'evapotraspirazione potenziale e i quantitativi di acqua disponibile. La seconda classe di applicazioni interessa aree estese diverse milioni di ettari, utilizzando modelli che considerano il suolo come un serbatoio e calcolano il bilancio idrico dello stesso utilizzando una scala temporale giornaliera o decennale (Monestiez e Delecolle, 1987; Andersson, 1989; Brisson *et alii*, 1992b). La terza classe prende in considerazione modelli che valutano la variabilità di conducibilità idraulica e di ritenzione idrica lungo il profilo di suolo e con variabili climatiche ridotte alle precipitazioni ed evapotraspirazione potenziale (Bouma *et alii*, 1980_a; Bregt e Beemster, 1989; Stein *et alii*, 1988). L'ultima classe, infine, opera alla scala di campo o di piccoli bacini, per i quali modelli fisicamente basati necessitano di dati climatici e pedologici completi (es. Bresler *et alii*, 1979; Sharma e Luxmoore, 1979).

Nello sviluppo dei diversi modelli, determinati processi sono stati semplificati o ignorati. Ad esempio, l'intercettazione fogliare da parte della pioggia e la conseguente evapotraspirazione sono considerati solo in alcuni modelli (es. De Jong e Shaykewich, 1981; Campbell e Diaz, 1988). La risalita capillare è spesso trascurata e l'evaporazione e traspirazione potrebbero non essere considerati due processi separati. Il ruscellamento (*runoff*) è generalmente sottostimato nei modelli di bilancio idrico *sensu stricto*. Infine, l'esistenza di un flusso preferenziale all'interno dei macropori del suolo è stata solo di recente considerata nei modelli di bilancio idrico del suolo (Bronswijk, 1988; Jarvis e Leeds-Harrison, 1990).

3. Modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici

3.1 Gli acquiferi carbonatici europei e del resto del mondo

Gli acquiferi carbonatici sono da tempo oggetto di numerosi studi rivolti alla conoscenza del loro funzionamento in quanto risorsa strategica per l'alimentazione idropotabile attuale e del futuro, tanto da aver consentito la creazione di una branca specifica dell'idrogeologia nota come "*karst hydrogeology*". Essi sono costituiti principalmente da rocce calcaree o calcareo-dolomitiche che, in seguito alle numerose fasi deformative hanno subito una diffusa e pervasiva deformazione fragile. Unitamente alle altre discontinuità presenti, i fenomeni carsici giocano un ruolo fondamentale dal punto di vista idraulico, poiché trasformano l'ammasso roccioso impermeabile in un acquifero caratterizzato da un grado di permeabilità molto elevato per fratturazione e carsismo. La geometria e l'estensione delle reti carsiche dipendono da innumerevoli fattori tra loro interagenti, ma un ruolo fondamentale viene svolto dalla circolazione delle acque sotterranee. Durante le prime fasi dello sviluppo del fenomeno carsico, le acque iniziano a circolare nelle discontinuità dell'ammasso roccioso interessando in modo diffuso l'intero acquifero, ma nel tempo si può verificare una selezione progressiva del drenaggio che tenderà ad impostarsi nelle discontinuità maggiormente aperte. Nei massicci calcarei dove sono presenti situazioni favorevoli, si svilupperà nel tempo una rete di flusso principale. Dove la notevole compattezza o, al contrario, l'estrema fratturazione dell'ammasso, limitano il processo di carsificazione profonda si osserva l'assenza di importanti reticoli carsici e un deflusso sotterraneo relativamente poco diffuso ed omogeneo nelle discontinuità poco carsificate.

In un sistema carsico è possibile individuare diverse zone con modalità di circolazione idrica tra loro molto diverse. Nel dettaglio, si riconoscono:

- *Un'area di alimentazione* che raccoglie le acque di precipitazione e ruscellamento superficiale e che può anche ricevere gli apporti provenienti da zone non carsiche limitrofe alla struttura;
- *Una zona non satura*, detta anche vadosa, caratterizzata da circolazione idrica con percorsi prevalentemente verticali;
- *Una zona satura*, detta anche freatica, con circolazione idrica prevalentemente orizzontale;
- *Un'area sorgiva* caratterizzata dalla presenza di una o più sorgenti.

Inoltre, tra gli elementi caratterizzanti un acquifero carsico, un ruolo importante viene svolto dall' "epicarso", corrispondente ad una zona carsificata, ad elevata permeabilità, posta appena al di sotto del suolo, in grado di immagazzinare parte dell'acqua di infiltrazione (Figura 4).

In molti sistemi carsici queste differenti zone non sono così facilmente distinguibili o rappresentative poiché l'estensione e lo sviluppo della rete carsica possono essere condizionati da più cicli di carsificazione legati alla complessa evoluzione geodinamica plio-quadernaria (Figura 5) (Vigna *et alii*, 2001).

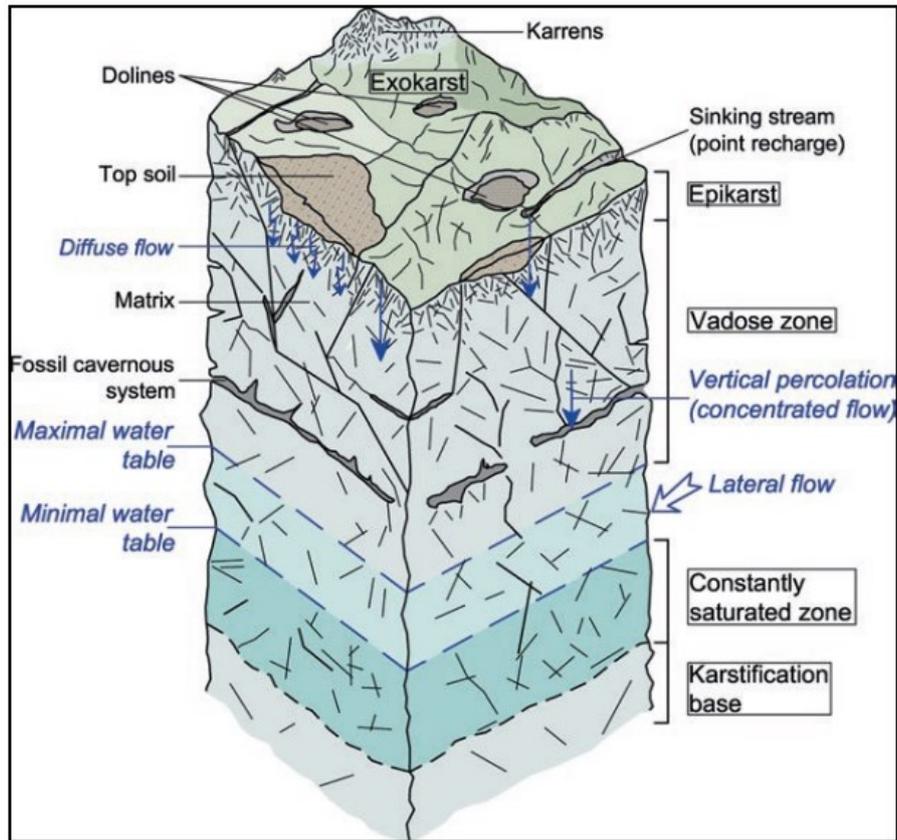


Figura 4. Modello di un acquifero carsico non confinato (Stevanovic, 2005).

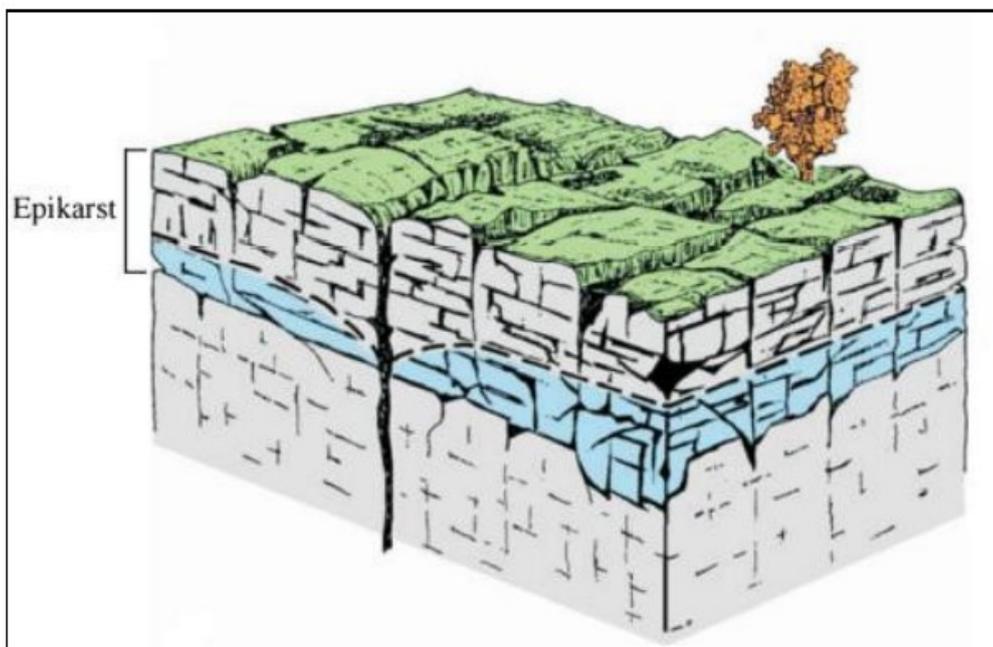


Figura 5. Modello schematico di "epicarso" (Mangin, 1974).

White (1969) ha proposto una classificazione dei tipi di flusso in un acquifero carbonatico: 1) Flusso diffuso caratterizzato da calcari e dolomie cristalline con elevata porosità primaria o con fratture distribuite uniformemente; 2) Flusso libero collegato a rocce solubili, sia in acquiferi profondi che superficiali, con condotti sviluppati lungo fratture o faglie; 3) Flusso confinato caratterizzato da un flusso localizzato in acquiferi confinati ricoperti da terreni a bassa permeabilità (Figura 6). Atkinson (1977) e Gunn (1983) hanno invece classificato il flusso in due categorie: un flusso diffuso, cioè un flusso laminare in piccole fratture ed un flusso turbolento, cioè un flusso veloce in condotti o fratture (> 10 mm di diametro).

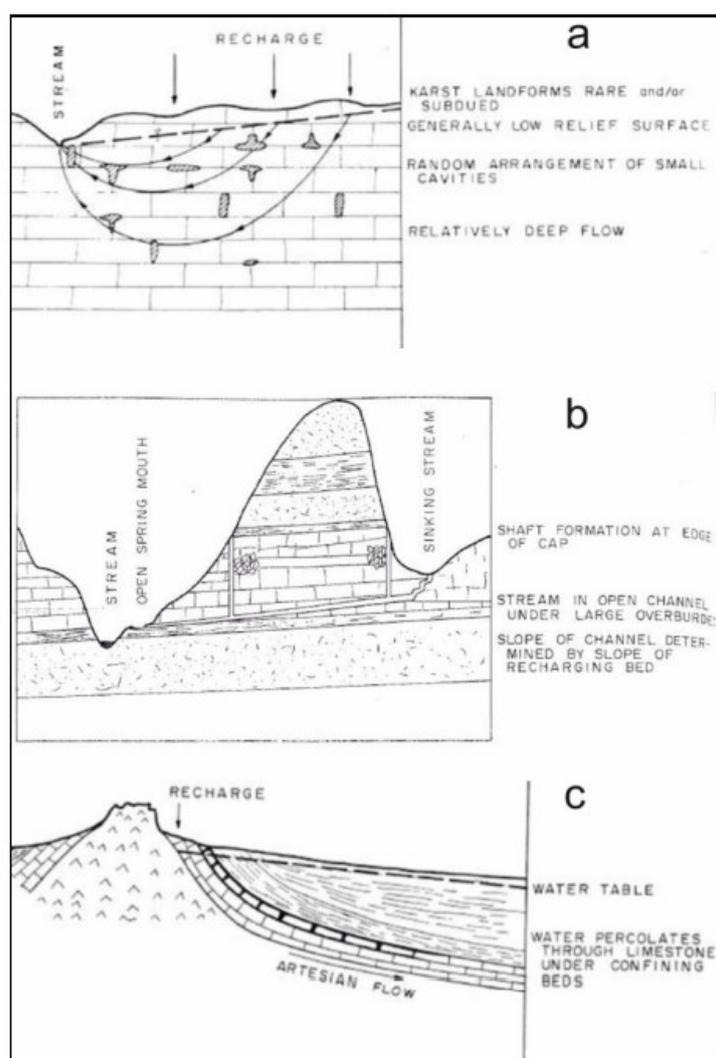


Figura 6. Modelli schematici delle tre tipologie di acquiferi carbonatici secondo White (1969).

La presenza di reti di canali con elevata permeabilità immersi in un volume calcareo caratterizzato da fratture a bassa permeabilità, fa sì che il flusso assuma durante l'anno

comportamenti diversi: un processo di infiltrazione lento, laddove diffuso, e veloce, laddove concentrato ed interessante zone ad elevata permeabilità. Il flusso delle acque sotterranee può essere lento nella matrice calcarea e veloce attraverso i condotti carsici. Nell'area di deflusso si può avere inoltre un deflusso lento nei periodi secchi dove il flusso di acque sotterranee interessa tutto il volume, ed un flusso variabile durante i periodi piovosi laddove vengono attivati i condotti carsici (Figura 7).

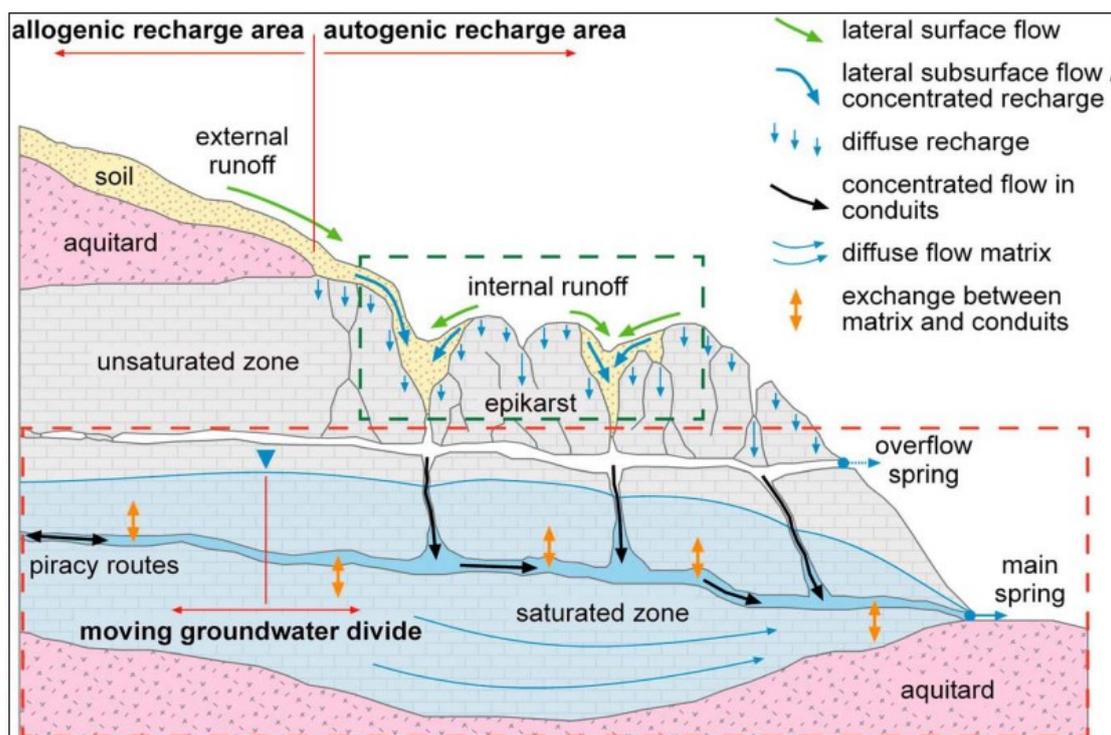


Figura 7. Modello concettuale di un sistema carsico che comprende i processi carsici (Hartmann *et alii*, 2014).

Bonacci (1993) mette inoltre in relazione l'andamento dell'idrogramma sorgivo con il tipo di flusso all'interno del sistema carsico. Laddove vi sono picchi e recessioni veloci dell'idrogramma questi vengono messi in relazione a circuiti veloci delle acque sotterranee con un relativo piccolo contributo del flusso di base. Per i flussi diffusi, i picchi sono di minore entità e caratterizzati da un ritardo tra gli eventi piovosi e la risposta dell'idrogramma (Figura 8). In una condizione mista (diffuso e veloce) si creano delle situazioni intermedie.

Trček (2006) ha proposto un modello basato su tre zone idrogeologiche (Figura 9):

- 1) Zona vadosa superiore (insatura):
 - Immagazzinamento umidità del suolo;

- Immagazzinamento epicarso.

2) Zona vadosa inferiore (insatura):

- Immagazzinamento vadoso diffuso;
- Immagazzinamento vadoso condotto.

3) Zona freatica (satura):

- Immagazzinamento condotto freatico;
- Immagazzinaggio diffuso freatico.

Secondo tale autore i processi di ricarica dipendono dal comportamento idraulico dell'epicarso. In risposta ad un evento piovoso, l'acqua è conservata nella parte inferiore dell'epicarso: se si tratta di un piccolo volume d'acqua, l'acqua percola lentamente nelle piccole fratture; al contrario, se si tratta di un grande volume, c'è la formazione di un flusso in condotti o fratture di grandi dimensioni e, successivamente, un processo di ricarica diffusa.

Barbel-Perineau *et alii* (2015) hanno analizzato il rapporto tra la distribuzione di ogni componente del flusso in funzione della profondità e della densità di fratturazione nella zona vadosa, mettendo in evidenza l'importanza (1) della variazione delle condizioni di attivazione del flusso con la profondità, (2) l'evoluzione della distribuzione della componente del flusso con la profondità e la densità di fratturazione e (3) la variabilità del ruolo della zona vadosa ai fini del contributo al flusso di base, in funzione dello spessore dei calcari e lo stato di fratturazione dell'area di studio. La componente lenta del flusso è caratterizzata quasi esclusivamente da circolazione idrica in profondità, in aree ben fratturate. La componente veloce circola in tutta la zona vadosa, dove i flussi corrispondenti alla componente veloce circolano in percorsi, che preferenzialmente si concentrano in zone fratturate e carsificate.

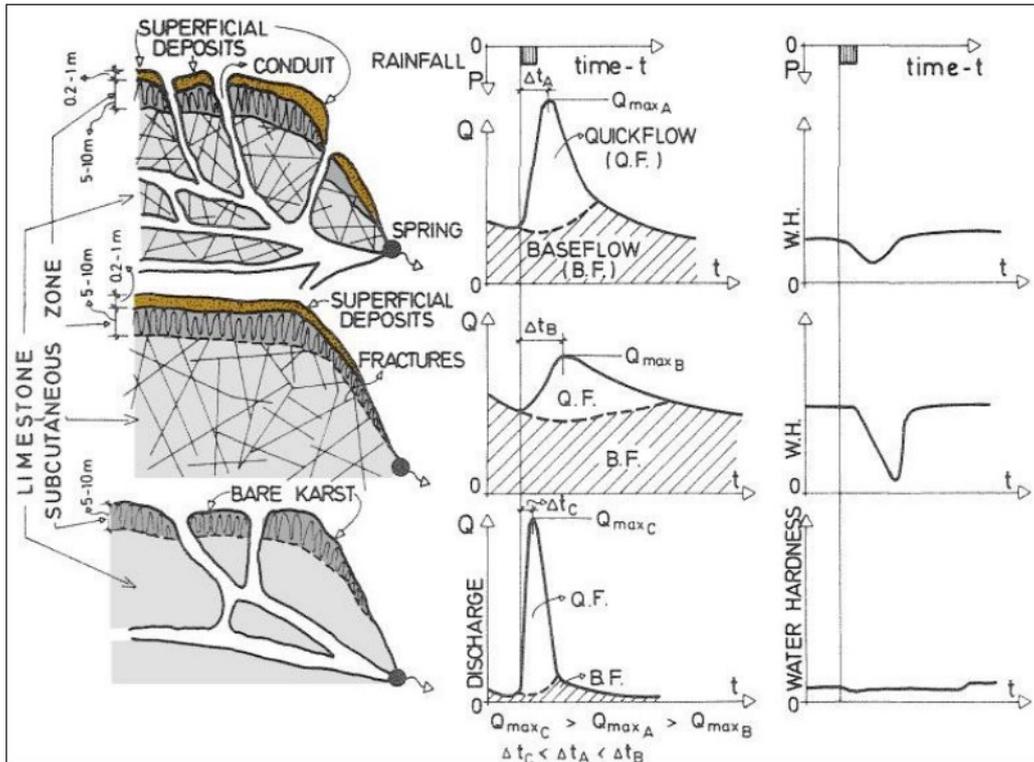


Figura 8. Schematizzazione delle diverse tipologie di flussi e la relativa risposta dell'idrogramma sorgivo. La figura in alto rappresenta la situazione intermedia (diffuso e veloce), la figura al centro rappresenta il flusso diffuso mentre la figura in basso rappresenta i flussi veloci nei condotti carsici (Bonacci, 1993).

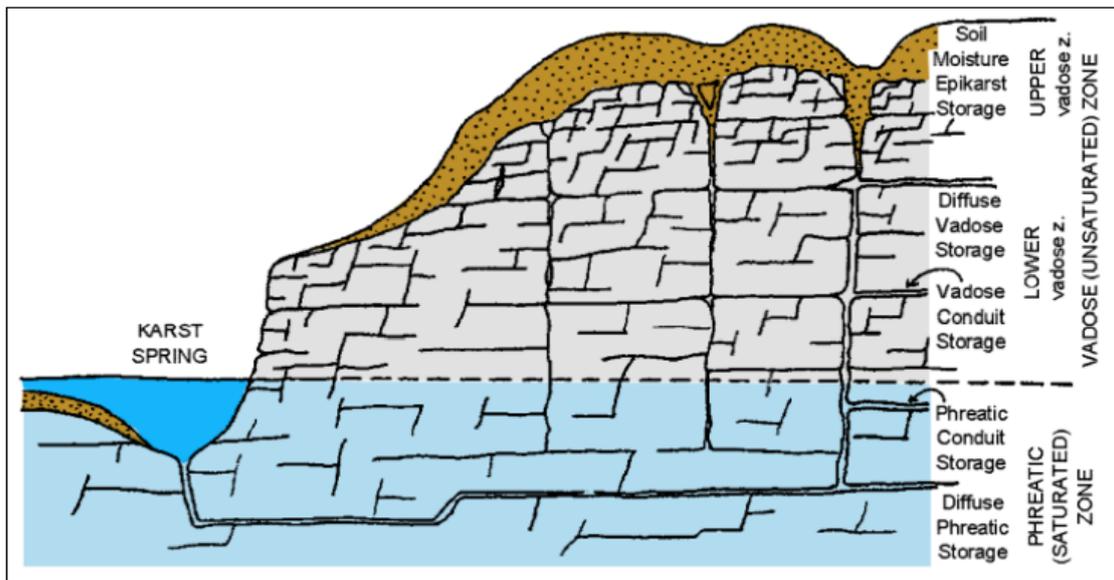


Figura 9. Modello concettuale di un acquifero carsico secondo (Trcek, 2006; Trcek e Krothe, 2002).

3.2 Gli acquiferi carbonatici italiani

In Italia è possibile distinguere gli acquiferi carbonatici appartenenti alle catene montuose delle Alpi e degli Appennini.

3.2.1 Acquiferi carbonatici delle Alpi

I modelli idrogeologici concettuali relativi agli acquiferi in rocce carbonatiche descrivono ed evidenziano le differenti situazioni idrogeologiche che caratterizzano i diversi sistemi carsici. Numerosi sono i parametri che possono essere presi in esame, dalla distribuzione e dalle proprietà della rete delle discontinuità che caratterizzano un ammasso roccioso al processo di ricarica-discardica ed alla idrodinamica sorgiva, fino ai tenori e alle variazioni temporali dei parametri chimico-fisici delle acque sotterranee. L'insieme di tutti questi dati permette di comprendere il funzionamento di un dato sistema e di descriverne il modello concettuale finale. I modelli concettuali relativi alla circolazione delle acque sotterranee in un ammasso carbonatico sono essenzialmente riconducibili a 3 tipologie (Figura 10):

- Sistemi a dreno dominante: sono rappresentati da sistemi che rispondono rapidamente agli eventi piovosi determinando grandi variazioni di portata delle sorgenti. Tali fenomeni sono ascrivibili all'alto grado di carsismo che interessa il corpo roccioso.
- Sistemi a dreni interconnessi: questi sistemi sono caratterizzati da "onde di pressione" che interessano un corpo roccioso fratturato e moderatamente carsificato, causate da eventi piovosi che trasferiscono abbastanza velocemente acqua alla zona satura con conseguente aumento della pressione idraulica. Le portate della sorgente mostrano un aumento quasi istantaneo del livello delle acque ed un incremento della conducibilità elettrica e della temperatura. Questa risposta (*piston flow*) è legata alla mobilitazione delle acque residenti, caratterizzate da un elevato tasso di mineralizzazione. Naturalmente siccome la velocità dei flussi idrici è attenuata dalla zona satura, lo svuotamento del sistema è più lento rispetto al dominante *conduit system* con una variabilità delle portate sorgive alimentati da questa tipologia di acquiferi carbonatici minore rispetto a quelli a condotti dominanti.
- Sistemi con circolazione dispersiva: laddove è presente un ammasso roccioso carbonatico ben fratturato, con fratture interconnesse, si ha un flusso omogeneo, senza percorsi preferenziali per le acque sotterranee. La permeabilità è generalmente bassa a causa delle piccole dimensioni dei sistemi di fratture. Siccome

la zona satura è molto ampia e le velocità di flusso sono piuttosto basse, la portata mostra piccole variazioni e i parametri chimico-fisici dell'acqua rimangono relativamente costanti nel tempo. Questo tipo di risposta prende il nome di “*homogenization*” (Vigna, 2002; Galleani *et alii*, 2011).

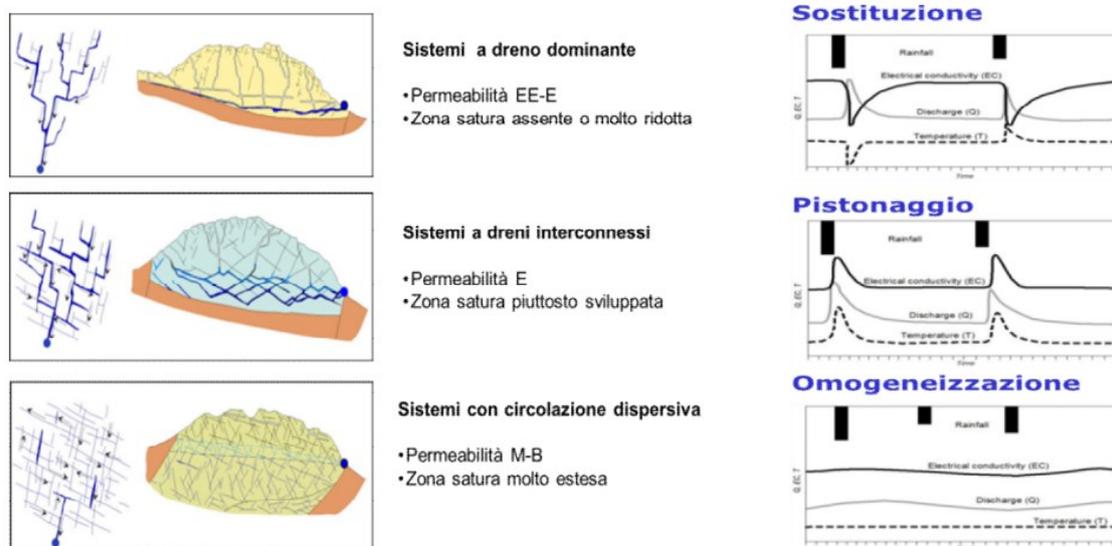


Figura 10. Modelli concettuali relativi alle modalità di circolazione delle acque sotterranee di un acquifero in rocce carbonatiche (a sinistra) e alla risposta delle acque sorgive (a destra) (Vigna, 2007).

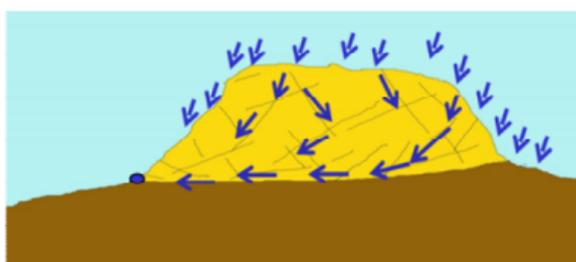
Tali modalità, che possono condizionare pesantemente sia l'idrodinamica che la qualità delle acque sorgive, sono legate prevalentemente a due differenti tipi di apporti:

- apporti legati all'alimentazione primaria o autogenica, dove con questo termine si intende la ricarica diretta (piogge o fusione nivale) che interessa nel tempo unicamente l'ammasso carbonatico;
- apporti legati all'alimentazione secondaria o allogena riferendosi alle acque di ruscellamento provenienti da ammassi rocciosi poco permeabili o da travasi di acquiferi secondari (in genere detritici o fratturati) che contribuiscono alla ricarica dell'acquifero carbonatico.

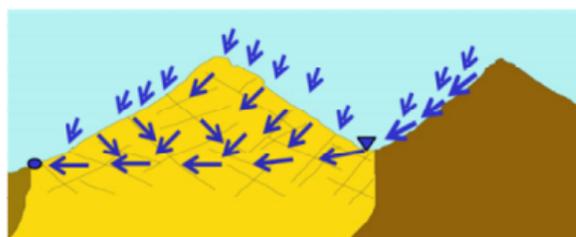
Occorre evidenziare che l'area di alimentazione di un sistema carsico, in determinate situazioni morfologico-strutturali, può interessare anche vaste porzioni di rocce non solubili dove sono presenti corsi d'acqua più o meno importanti (alimentati da acque di ruscellamento superficiale o provenienti da acquiferi secondari) che vengono poi assorbite dall'acquifero carbonatico in corrispondenza di inghiottitoi puntuali o distribuiti in tratti più o meno lunghi del sub-alveo.

Sulla base del tipo di alimentazione che un sistema carsico riceve è quindi possibile riconoscere tre modelli concettuali (Figura 11) rispettivamente denominati:

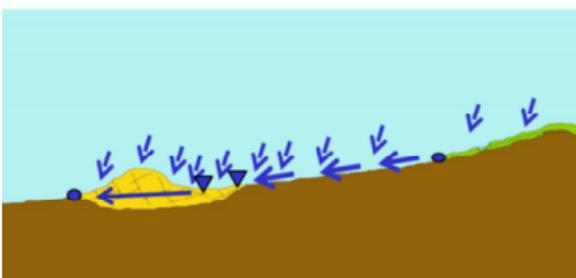
- *Sistemi con alimentazione primaria prevalente*: sono caratterizzati da un'infiltrazione diffusa e distribuita in modo piuttosto omogeneo sull'intera idrostruttura costituita prevalentemente da rocce carbonatiche. Possono essere presenti anche alcuni inghiottitoi che assorbono le acque provenienti da esigui settori di rocce impermeabili che bordano o sono sovrapposte all'acquifero carbonatico.
- *Sistemi con alimentazione primaria e secondaria*: vengono ricaricati sia dagli apporti di infiltrazione diretta sull'acquifero carbonatico sia dalle acque di ruscellamento superficiale provenienti da settori dove sono presenti rocce non solubili ai bordi della struttura acquifera principale.
- *Sistemi con alimentazione secondaria prevalente*: sono in genere ubicati in prossimità dei fondivalle dove si trovano importanti corsi d'acqua che scorrono, per tratti più o meno lunghi, sulle rocce carbonatiche. Le sorgenti, alimentate da questi sistemi, vengono quindi prevalentemente ricaricate dalle perdite dei corsi d'acqua superficiali che condizionano quindi in maniera rilevante la portata, in genere piuttosto elevata e relativamente costante, nonché il chimismo e la qualità delle acque sorgive.



Sistemi con alimentazione primaria prevalente



Sistemi con alimentazione primaria e secondaria



Sistemi con alimentazione secondaria prevalente

Figura 11. Modelli concettuali relativi alle modalità di alimentazione di un sistema carsico (Vigna, 2007).

3.2.2 Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale

Gli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale, aventi una estensione di circa 8560 km², sono principalmente caratterizzate da rocce calcareo-dolomitiche triassico-liassiche e calcari Giurassico-Cretacici della piattaforma carbonatica dell'Appennino meridionale (Figura 12).

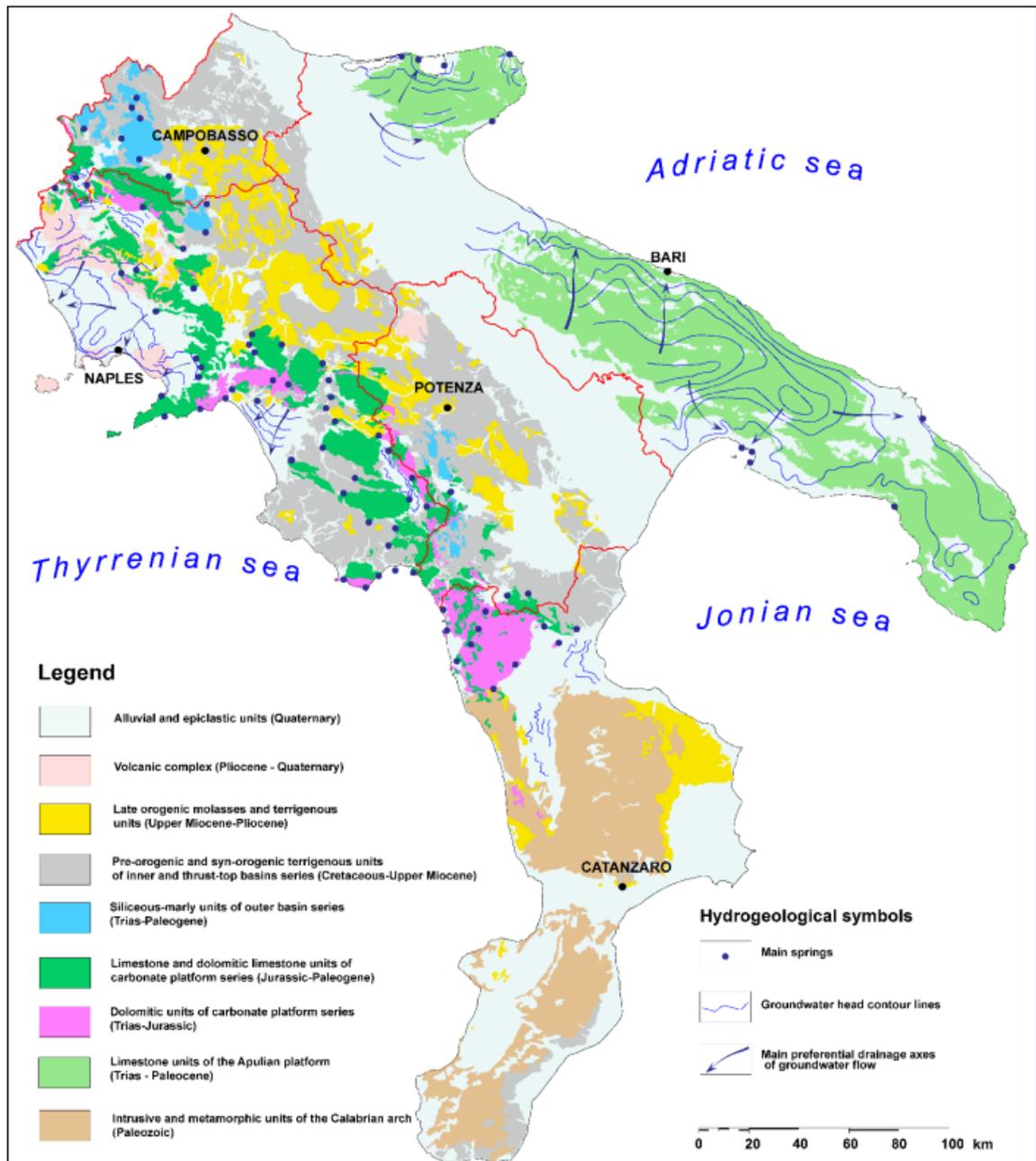


Figura 12. Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (da Allocca *et alii.*, 2009).

Le conoscenze sul comportamento idrogeologico degli acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale sono fortemente progredite tra gli anni '60 e '80 del secolo scorso grazie ai

Progetti Speciali 26 e 29, realizzati dalla Cassa per il Mezzogiorno, ente governativo preposto allo sviluppo dell'economia delle regioni del sud Italia, alla progettazione e realizzazione di nuove infrastrutture e sistemi acquedottistici. In tale quadro, Celico (1978; 1983a; 1986) ha proposto uno dei primi modelli concettuali per descrivere le principali caratteristiche idrogeologiche delle falde acquifere carsiche dell'Appennino meridionale, il cui comportamento è stato compreso soprattutto durante i lavori relativi alla captazione delle sorgenti e alla realizzazione di gallerie drenanti.

Gli aspetti idrogeologici chiave di questo modello concettuale, diversi da altri modelli concettuali presenti in letteratura (Mangin, 1974; Kiraly, 1975; Drouge, 1992; Klimchouk, 2000), possono essere descritti come segue. Ciascun acquifero carsico è un corpo idrico sotterraneo (unità idrogeologica) ben confinato da depositi terrigeni a bassa permeabilità. Gli acquiferi carsici sono caratterizzati da una falda basale, defluente in sorgenti basali di portata molto elevata (valore medio fino a $5.5 \text{ m}^3/\text{s}$), poste nel punto più basso del "limite impermeabile", formato da depositi di flysch o sedimenti alluvionali (Figura 13). La zona satura dell'acquifero basale è separata in una zona a circolazione attiva (oltre il livello minimo di deflusso) e una zona a circolazione lenta (zona più profonda dell'acquifero). Considerando la profondità del flusso idrico sotterraneo, è molto difficile indagare direttamente l'acquifero basale e le uniche informazioni su di esso possono essere dedotte dall'analisi degli idrogrammi sorgivi e dei parametri chimico-fisici delle acque sotterranee defluenti dalle sorgenti. Il flusso di acque sotterranee si verifica anche nella parte superficiale degli acquiferi carsici carbonatici, dove il diverso spessore e le caratteristiche idrauliche della zona di sviluppo del fenomeno carsico, nonché fattori strutturali stratigrafici e/o la presenza di condotte carsiche, possono generare sorgenti stagionali/temporanee di alta quota, caratterizzate da bassa portata (generalmente con portata media $<0.01 \text{ m}^3/\text{s}$). Un ruolo importante nella circolazione delle acque sotterranee è svolto dalle strutture tettoniche, come le zone di faglia e *thrust*.

Queste zone strutturali possono comportarsi come barriere impermeabili o confini a basso flusso. In quest'ultimo caso, possono provocare una variazione del gradiente idraulico consentendo un discreto deflusso delle acque sotterranee oltre che un'interdipendenza tra le zone a monte e a valle delle faglie (Figura 14). A causa di questi effetti, la zona satura basale può essere concepita come un sistema di bacini in serie (Figura 15). In alcuni casi, lungo queste faglie, la falda freatica può raggiungere la superficie del suolo, provocando l'attivazione di sorgenti stagionali. Alla scala del bacino di ricarica, il flusso basale è in regime laminare nel mezzo fratturato. Pertanto, il sistema acquifero può essere considerato come un "mezzo poroso equivalente", quindi è possibile applicare l'approccio del continuo e la legge di Darcy. Il flusso turbolento è limitato nelle zone dei condotti carsici, che, quando interconnessi con le sorgenti basali,

possono determinare innalzamento dei valori di portata in risposta a eventi piovosi intensi. L'analisi degli idrogrammi sorgivi ha indotto ad affermare che in questi sistemi acquiferi, a differenza della maggior parte di quelli europei, predomina il flusso diffuso. Idrogrammi caratterizzati da valori elevati di portata e risposta rapida sono stati riscontrati nelle sorgenti d'alta quota a causa del breve tempo di percorrenza dell'acqua piovana e delle diverse caratteristiche idrauliche degli orizzonti epicarsici (Petrella *et alii*, 2007).

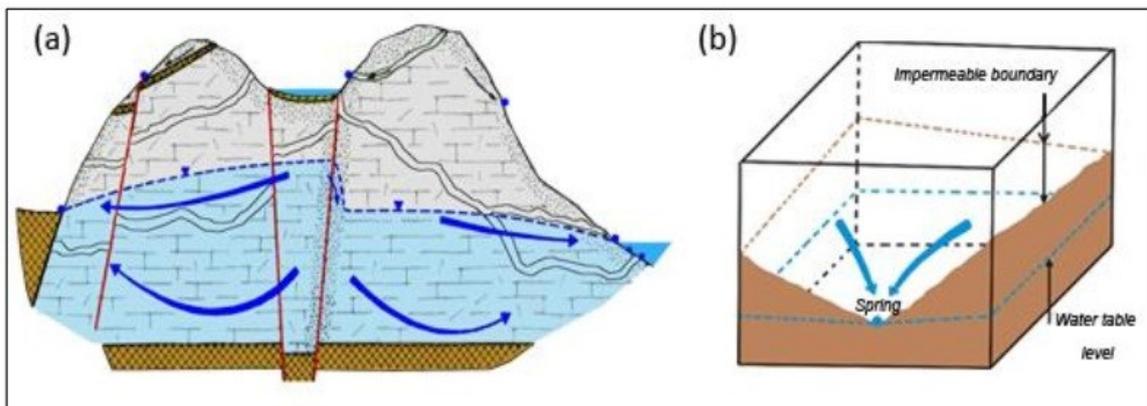


Figura 13. a) Modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986, modificato).

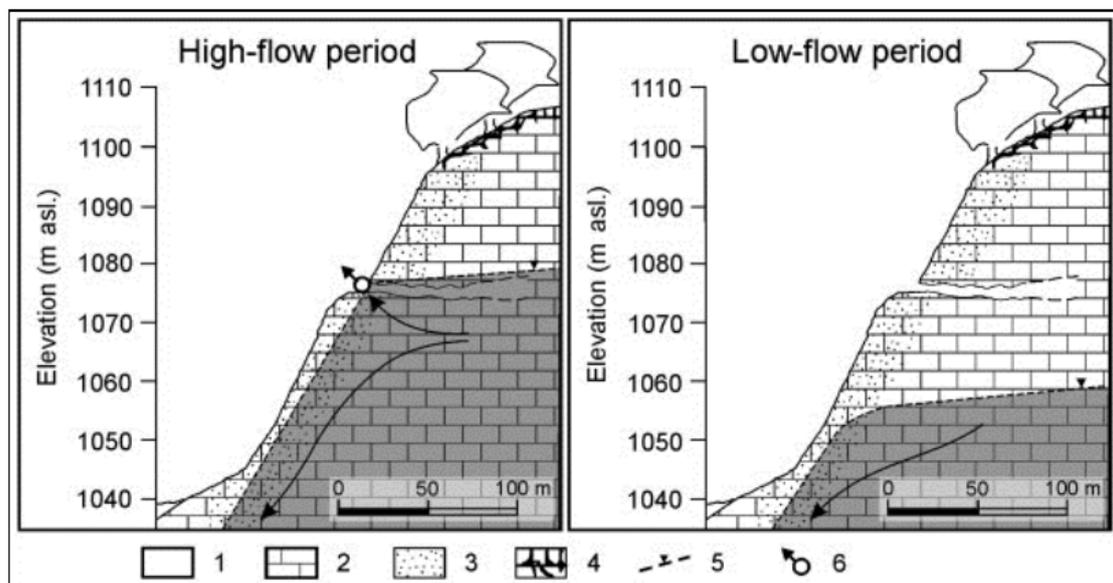


Figura 14. Modello schematico dell'attivazione di una sorgente di alta quota (1: suoli piroclastici; 2: calcari; 3: zona cataclastica; 4: epicarso; 5: piezometria; 6: sorgente temporanea) (Petrella *et alii*, 2009).

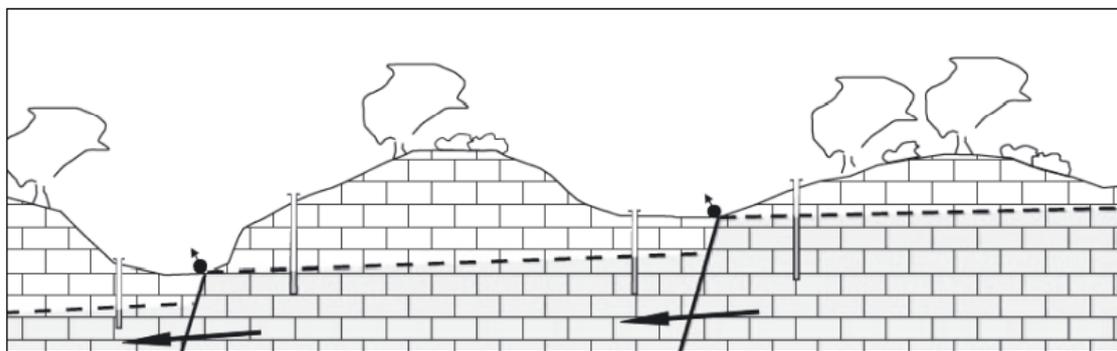


Figura 15. Rappresentazione schematica di un sistema acquifero costituito da bacini in serie (le frecce indicano il flusso d'acqua sotterranea attraverso le zone di faglia (Celico *et alii*, 2006).

Il flusso diffuso e basale è influenzato dalla distribuzione e dalla geometria delle fratture e dei canali carsici. Ciò implica che i sistemi acquiferi siano particolarmente eterogenei ed anisotropi, con importanti conseguenze per la produttività locale degli acquiferi, dove le rocce carsiche presentano bassi valori di trasmissività o portata specifica. La resa media specifica delle acque sotterranee è compresa tra un massimo di circa $0.045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$ e un minimo di $0.015 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^2$. L'elevata produttività degli acquiferi carbonatici è dovuta all'elevata permeabilità delle rocce carsificate, alla presenza di ampie zone endoreiche sommitali (Manna *et alii*, 2013a; Allocca *et alii*, 2014) ed all'esistenza di vegetazione e suoli piroclastici che fungono da serbatoio temporaneo di accumulo dell'acqua e sistema di distribuzione per l'infiltrazione dell'acqua piovana nel substrato carbonatico. La ricarica annuale delle acque sotterranee avviene per infiltrazione diffusa, attraverso i suoli piroclastici ed epicarsici, e per infiltrazione secondaria o concentrata in zone endoreiche, poste sulla sommità dei massicci e collegate ai condotti carsici da inghiottitoi nella parte inferiore. Il comportamento degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale evidenzia un comportamento insolito, se confrontato con altri casi di studio noti dalla letteratura europea, probabilmente a causa della fratturazione dell'ammasso roccioso causata da diverse fasi tettoniche e della presenza di depositi superficiali, in gran parte pedogenizzati, ricoprenti l'epicarso (Petrella *et alii*, 2007). L'ipotesi che il suolo piroclastico svolga un ruolo significativo nel controllare l'evoluzione e l'ispessimento dell'epicarso è supportata dalla relazione tra spessore del suolo e spessore dell'epicarso (Celico *et alii*, 2010). Il suolo sabbioso-argilloso consente una ricarica omogenea e diffusa dell'acquifero e determina una variazione del pH dell'acqua di infiltrazione a causa della presenza di CO_2 e di carbonio organico, provenienti dal metabolismo microbico. Inoltre, l'aumentato di CO_2 è dovuto allo spargimento di letame, per scopi agricoli, soprattutto nelle depressioni carsiche dove lo spessore è maggiore, inducendo, quindi, processi di ossidazione (Celico *et alii*, 2010).

3.2.3 Principali caratteristiche idrogeologiche degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale

La Catena appenninica meridionale si inquadra nel complesso sistema geodinamico del Mediterraneo, caratterizzato dalla convergenza della placca euroasiatica e della placca africana. Detta Catena è formata da una serie di elementi tettonici impilati e di numerose unità stratigrafico-strutturali che sono riconducibili alla deformazione di unità paleogeografiche preesistenti, deformate ed impilate durante le fasi orogenetiche del Miocene (Patacca e Scandone, 1990) (Figura 16).

Dato l'assetto geologico-strutturale dell'Appennino meridionale, le unità tettoniche formate dalle serie carbonatiche si rinvengono giustapposte alle unità tettoniche formate dalle serie di bacino e torbiditiche di Avanafossa, a bassa permeabilità. Queste successioni torbiditiche, spesso, delimitano lateralmente e alla base, i singoli massicci carbonatici, isolandoli dal punto di vista idrogeologico dagli altri rilievi carbonatici favorendo, altresì, il recapito delle acque sotterranee in aree sorgive ben localizzate. Data la prossimità ai diversi centri vulcanici della provincia magmatica laziale-campano-lucana, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono, spesso, ricoperti da spessori variabili di depositi piroclastici, a granulometria sabbioso-limosa (Allocca *et alii*, 2014), la cui presenza condiziona fortemente i processi di ricarica (Allocca *et alii*, 2015; Fusco *et alii*, 2017), di sviluppo dell'epicarso (Petrella *et alii*, 2007; Celico *et alii*, 2010), il chimismo delle acque sotterranee e il trasporto di alcuni contaminanti microbici (Celico *et alii*, 2006; Allocca *et alii*, 2008; Naclerio *et alii*, 2008).

Dal punto di vista idrogeologico, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono suddivisibili, a scala regionale, in tre gruppi principali (Figura 17):

- rilievi calcarei e calcareo-dolomitici, aventi un deflusso medio pari a $3700 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da 0.016 a $0.045 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$;
- rilievi dolomitici, aventi un deflusso medio di $300 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da 0.013 a $0.021 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$;
- rilievi costituiti da alternanza di calcari, calcari con selce, calcari marnosi e subordinatamente marne, aventi un deflusso medio pari a $100 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ e un rendimento medio unitario variabile da 0.009 a $0.015 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale sono principalmente caratterizzati da un tipo di suolo sabbioso-argilloso con una percentuale superiore al 90%.

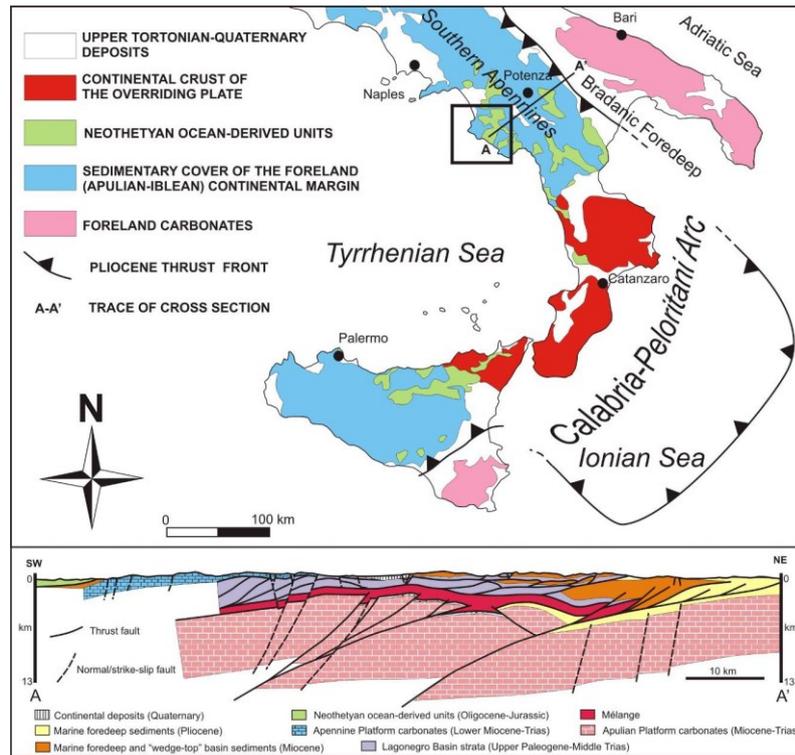


Figura 16. Schema tettonico dell'Italia meridionale (da Ciarcia *et alii*, 2011 modificato) e sezione geologica (Mazzoli *et alii*, 2008 modificato).

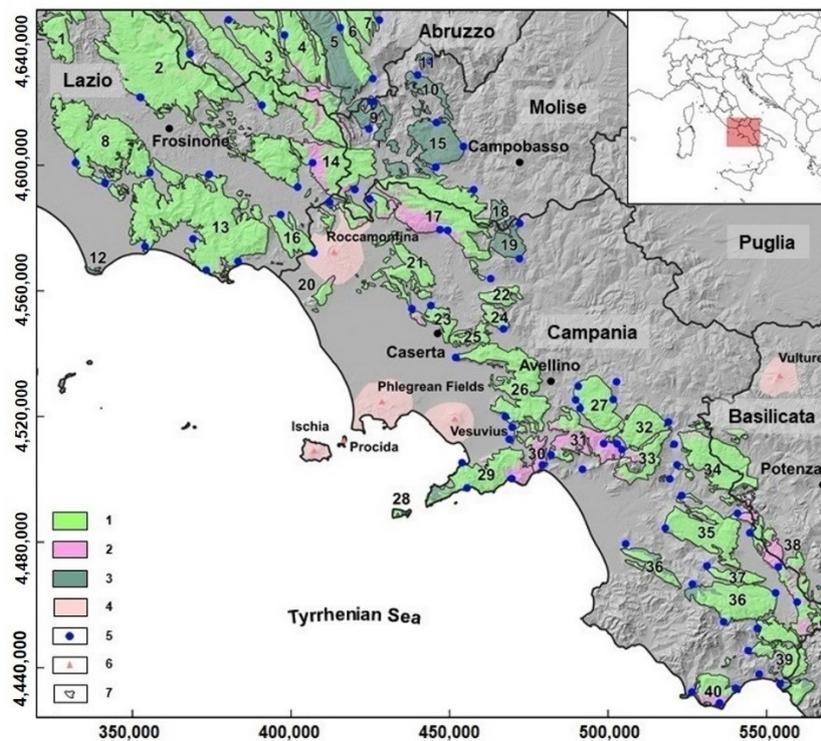


Figura 17. I massicci carbonatici dell'area di studio. (1) unità calcaree e dolomitiche-calcaree della serie di piattaforma carbonatica (Giurassico-Paleogene); (2) unità dolomitiche della serie di piattaforma carbonatica (Triassico-Liassico); (3) unità dei calcari marnosi della serie del bacino esterno (Triassico-Paleogene); (4) centri vulcanici (Pliocene-Quaternario); (5) principali sorgenti basali degli acquiferi carbonatici; (6) vulcani; (7) limiti idrogeologici e numero identificativo degli acquiferi carbonatici. (Ruggieri *et alii*, 2021).

Tipologie di terreni più grossolani sono stati identificati nell'acquifero carbonatico del Mt. Terminio in accordo con gli studi condotti da Allocca *et alii*, 2008; Fiorillo, 2011b. Inoltre, data l'estrema vicinanza al complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, i suddetti acquiferi sono caratterizzati dalla presenza di spessori variabili di depositi piroclastici, a granulometria più grossolana (De Vita *et alii*, 2006). Le principali tipologie di uso del suolo riscontrabili nei rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono di seguito elencati (Allocca *et alii*, 2014) (Figura 18):

- 1) Bosco;
- 2) Pascolo e praterie;
- 3) Aree urbane;
- 4) Zone carbonatiche nude.

In particolare, la classe 1 e 2, dominanti negli acquiferi carbonatici del settore meridionale degli Appennini, occupano rispettivamente l'85% e 14% della superficie totale.

Dal punto di vista climatico, l'Appennino carbonatico meridionale è caratterizzato da un clima variabile dal tipo mediterraneo (Csa), per il settore costiero, ad un clima mite mediterraneo (CSb) nelle aree interne (Geiger, 1954). La variabilità climatica, di medio-lungo periodo, per questo settore del bacino del Mediterraneo è fortemente condizionata dall'Oscillazione del Nord Atlantico (NAO), con periodi freddi e umidi, con valori di precipitazione superiore alla media, e periodi secchi, con scarse precipitazioni (De Vita *et alii*, 2012). La distribuzione spaziale delle precipitazioni medio-annue è inoltre fortemente influenzata dall'orografia della catena montuosa appenninica (Henderson-Sellers e Robinson, 1986), condizionando sia la circolazione delle masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno che la distribuzione spaziale delle precipitazioni medio-annue. Procedendo da ovest verso est, si registrano precipitazioni orografiche (Roe, 2005; Houze, 2012), con valori massimi di 1700-2000 mm/a, in corrispondenza dello spartiacque appenninico. Ad Est di quest'ultimo, le precipitazioni medio-annue diminuiscono fino a valori di 700-900 mm. Il regime delle precipitazioni medio-annue (Bandini, 1931) è caratterizzato da un massimo relativo nel periodo autunno-inverno e un minimo relativo in estate (Figura 19). La temperatura minima media annua, con valori di 10-12 °C, si registra lungo il crinale appenninico, mentre i valori di 12-13° C e 13-15° C si rinvergono, rispettivamente, nelle pianure circondate da montagne e nella zona costiera.

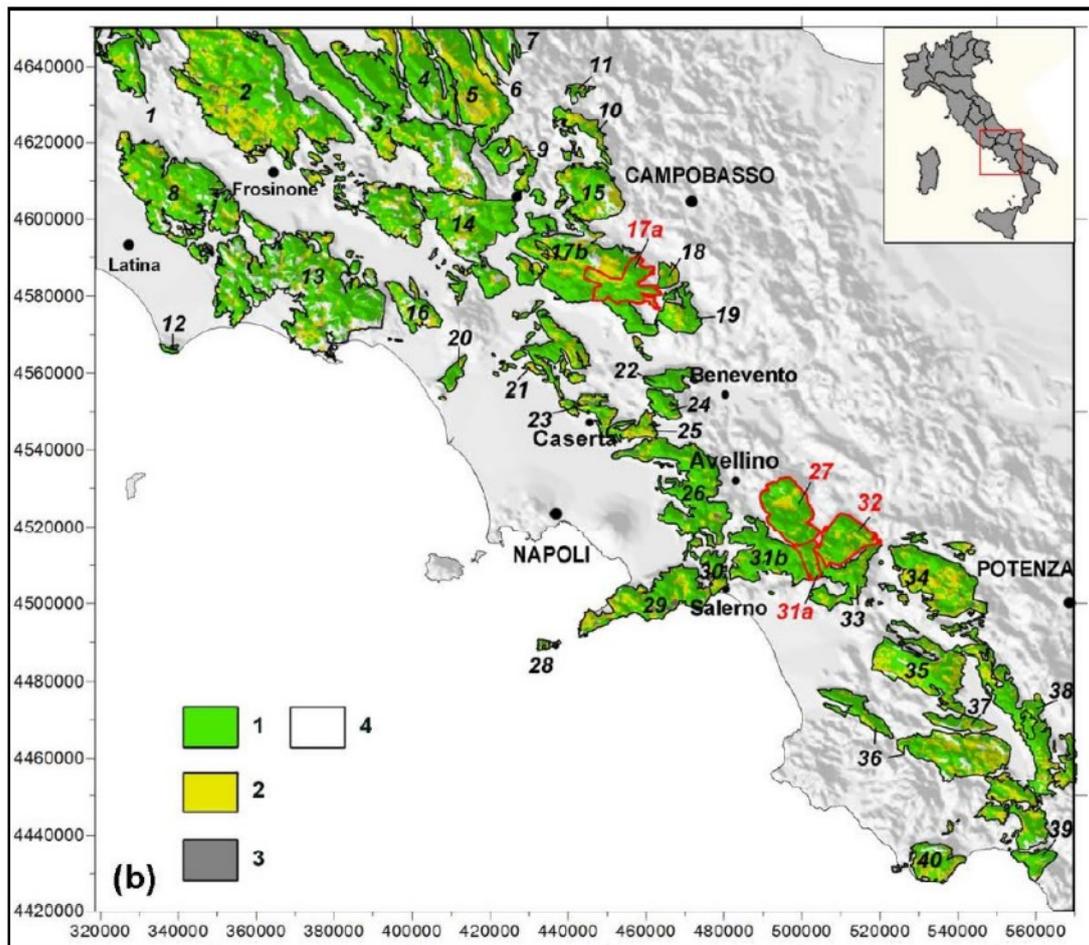


Figura 18. Principali tipologie di uso del suolo dei rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale: 1) bosco; 2) pascolo e prateria; 3) area urbana; 4) zone carbonatiche nude (Allocca *et alii*, 2014).

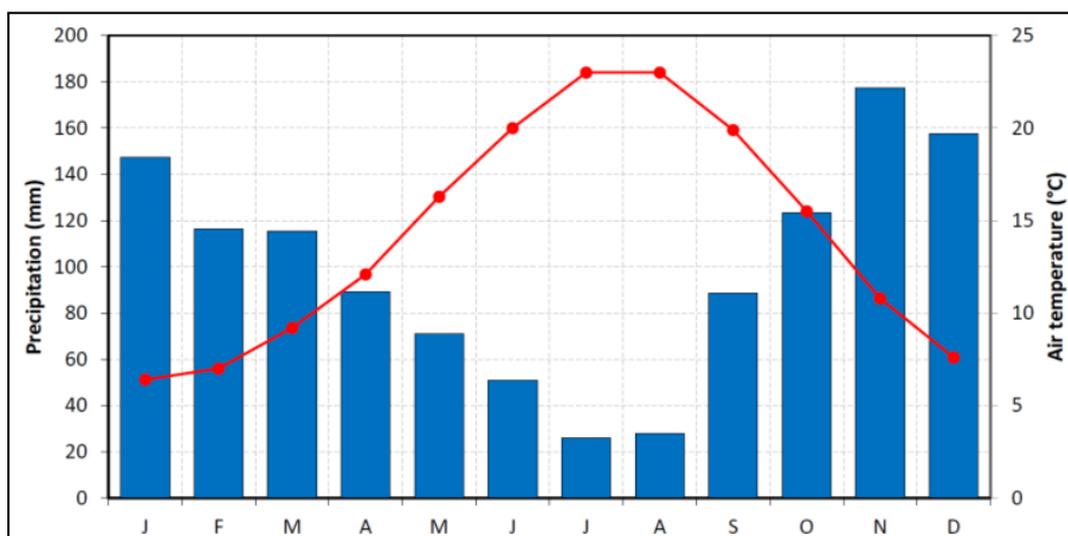


Figura 19. Distribuzione delle precipitazioni medie mensili e della temperatura dell'aria.

4. Area di studio

4.1 Inquadramento geologico ed idrogeologico della dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello

La dorsale carbonatica dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello fa parte dell’Unità Idrogeologica carbonatica che si estende dal Vallo di Diano alla Piana del Sele ed è prevalentemente costituita da rocce calcaree (Trias-Cretaceo superiore) dell’Unità stratigrafico-strutturale Alburno–Cervati–Pollino. Essa è delimitata ad est dalla depressione morfo-strutturale Alburno–Cervati–Pollino. A nord-est il rilievo carbonatico del Cervati è limitato dalla discontinuità tettonica compressiva miocenica che lo separa dal Mt. Motola. Per il resto, i margini nord-occidentali e meridionali sono marcati da contatti tettonici con i terreni poco permeabili o impermeabili delle unità litostratigrafiche neogeniche pre- e tardo-orogene e dalla Unità Sicilidi (Allocca *et alii*, 2007). In questo contesto geologico-strutturale si inserisce la dorsale carbonatica dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello (Figura 20) che si estende in direzione WNW–ESE dalle città di Capaccio Vecchia a Magliano Nuovo in Cilento. Il Monte Chianello (1309 m s.l.m.) è il maggiore rilievo di questa dorsale calcarea. In particolare, si tratta di una singola dorsale da Magliano Nuovo al Monte Vesole (1210 m s.l.m.), mentre ad ovest di quest’ultimo si individuano due rilievi lungo la stessa dorsale montuosa: la più elevata ed ampia culminante nel Monte Soprano (1083 m s.l.m.); la minore culminante nel Monte Sottano (832 m s.l.m.). La dorsale calcarea in oggetto separa i bacini dei fiumi Calore a nord e Alento a sud, impostati su formazioni terrigene e caratterizzate da morfologie dolci. Detta dorsale rappresenta una porzione deformata di un dominio di piattaforma carbonatica meso-cenozoica (piattaforma “campano–lucana” *sensu* D’Argenio *et alii*, 1973; “piattaforma appenninica” *sensu* Mostardini e Merlini, 1986), la cui successione è formata da:

- 1) Dolomie del Trias superiore;
- 2) Calcari e calcari dolomitici del Giura-Cretacico;
- 3) Calcilutiti, calciruditi e marne del Paleocene-Eocene medio (Formazione di Trentinara, Selli, 1962);
- 4) Calcareniti bioclastiche dell’Aquitano-Burdigaliano (Formazione di Roccadaspide, Selli, 1957) del Langhiano.

L’unità della piattaforma carbonatica viene ricoperta tettonicamente a livello regionale dalle Unità Liguridi *Auct.* di pertinenza oceanica, costituite da calcari, marne, argille e

arenarie (Unità Nord Calabrese e Terreni ad Affinità Sicilide *sensu* Bonardi *et alii*, 1988). Ampii affioramenti di terreni Liguridi sono presenti nelle valli dell'Alento e a nord della dorsale, del Calore, dove nell'area di Felitto è visibile il loro sovrascorrimento al di sopra dei terreni di piattaforma carbonatica.

La struttura generale della dorsale carbonatica è stata dapprima ricondotta ad una monoclinale o, al più ad una blanda anticlinale, dislocata da faglie dirette successive (Sgrosso, 1968; Cestari, 1971). La sua morfologia è infatti asimmetrica, con un ripido versante meridionale controllato da faglie ad alto angolo e un meno acclive versante settentrionale. Più recentemente, Berardi *et alii* (1996) hanno ipotizzato che il rilievo del Mt. Soprano corrisponda ad una anticlinale di rampa fagliata in cerniera. L'analisi strutturale e il rilevamento geologico in scala 1:10.000 effettuati tra Trentinara e Magliano Nuovo documentano una sequenza di sovrascorrimenti di *back-thrusting*, seguiti da una successiva dislocazione delle pieghe e dei *thrusts* ad opera di faglie ad alto angolo polifasiche con andamento da WNW – ESE a NW – SE (Torrente *et alii*, 2000). Simili sequenze di sovrascorrimento sono state ricostruite anche nell'adiacente area di Mt. Cervati (Castellano e Schiattarella, 1998).

Le informazioni presenti in letteratura relative all'evoluzione tettonica dell'area di Mt. Vesole-Mt. Chianello documentano un complesso assetto strutturale riconducibile all'evoluzione miocenica del cuneo orogenico e alla successiva dissezione plio-quadernaria ad opera di faglie ad alto angolo. Le geometrie delle strutture plicative che interessano i carbonati Meso-Cenozoici risultano riconducibili ai modelli di *fault-bend e fault-propagation folding* che sono tipiche delle porzioni superficiali degli orogeni caratterizzati da basso carico litostatico. Le strutture contrazionali formatesi nell'area di Mt. Vesole-Mt. Chianello sono sovrascorrimenti e pieghe NE-NNE vergenti, seguiti da retroscorrimenti e pieghe SW vergenti. Tra il Pliocene ed il Pleistocene questo settore dell'orogene viene dislocato da faglie ad alto angolo ad andamento prevalente NW-SE e con cinematica diretta e trascorrente (Torrente *et alii*, 2000).

Da un punto di vista stratigrafico, i terreni più antichi affioranti lungo la dorsale sono i carbonati del Cretacico inferiore che affiorano in corrispondenza dei versanti meridionali del Mt. Soprano (est di Capaccio) e del Mt. Chianello (tra Monteforte Cilento e Magliano Vetere). I sovrastanti carbonati del Cretacico superiore hanno una ben più ampia diffusione, mentre i terreni del Paleocene – Eocene e quelli miocenici si rinvengono lungo i versanti settentrionali della dorsale (Bravi *et alii*, 2004).

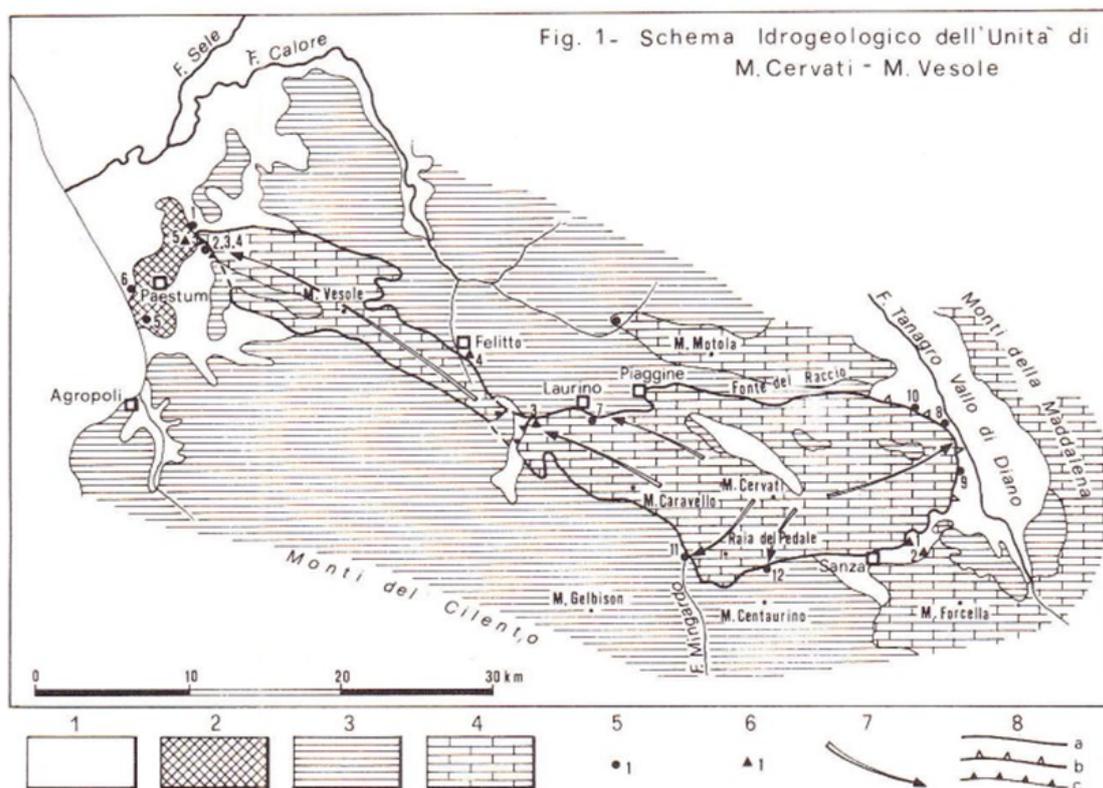


Figura 20. 1) Depositi alluvionali detritici, lacustri e palustri 2) Travertini; 3) Argille, arenarie, marne e calcari marnosi (Flysch del Cilento e flysch di copertura della serie carbonatica); 4) Calcari, calcari dolomitici e dolomie; 5) Sorgenti principali; 6) Sondaggi geognostici; 7) Direzioni principali di flusso della falda; 8) Limiti della unità idrogeologica del Mt. Cervati-Mt. Vesole: a) "limiti di tamponamento": sono trascurabili o pressoché nulli gli interscambi idrici con i complessi idrogeologici adiacenti; b) "limiti di alimentazione": esistono interscambi idrici nel verso indicato dalle frecce; c) "limiti di tamponamento sifonati": la falda defluisce dalla struttura di Mt. Cervati s.s. a quella di Mt. Vesole s.s. attraverso il sifone carbonatico del graben di Magliano (Celico *et alii*, 1982).

La dorsale carbonatica in studio è caratterizzata dalla diffusa presenza di depositi di copertura pedogenizzati che, per spessore e caratteristiche fisiche, sono riconducibili ai depositi piroclastici da caduta eruttati dai centri eruttivi della Piana Campana durante il Quaternario e l'Olocene, pertanto evidenziando caratteristiche simili a quelle dei depositi piroclastici da caduta riscontrati nell'arco dei rilievi montuosi perivulcanici della Campania. Detti versanti sono notoriamente contraddistinti dalla successione vulcanoclastica prodotta dalle eruzioni del Somma-Vesuvio. Tale successione presenta forti variabilità laterali indotte dalla differente distanza dal centro eruttivo, dal diverso orientamento degli assi di dispersione di ciascuna eruzione e dall'azione erosiva e deposizionale esercitata dalla rete idrografica.

Uno schema stratigrafico di riferimento della sequenza piroclastica è stato individuato nell'area pedemontana occidentale dei Monti di Sarno (Rolandi *et alii*, 2000). I prodotti piroclastici più antichi sono stati ascritti al Complesso Piroclastico Antico (CPA), costituito principalmente dai depositi da flusso dell'Ignimbrite campana, datata a circa 39 ka e dagli altri prodotti delle eruzioni dei Campi Flegrei e dell'Isola di Ischia. I prodotti piroclastici più recenti sono stati invece ascritti al Complesso Piroclastico Recente (CPR) che comprende i depositi delle eruzioni del Monte Somma, tra cui, quelle maggiormente rilevanti sono le eruzioni di: Codola, datata 25 ka (Rolandi *et alii*, 2000); Sarno, datata 17 ka (Rolandi *et alii*, 2000); Ottaviano, datata 8 ka (Rolandi *et alii*, 1993a); Avellino, datata 3.76 ka (Rolandi *et alii*, 1993b). Fanno parte del Complesso Piroclastico Recente anche i prodotti delle eruzioni storiche del Vesuvio: del 79 d.C. (Lirer *et alii*, 1973), del 472 d.C. (Rolandi *et alii*, 1998) e del 1631 d.C. (Rosi *et alii*, 1993), nonché le successive, di minore rilevanza per il volume eruttato, di cui l'ultima avvenuta nel 1944.

Diverse trincee esplorative realizzate in siti rappresentativi dei Monti di Sarno e Lattari (Figura 21), anch'essi di natura carbonatica, hanno permesso di ricostruire l'assetto stratigrafico delle serie vulcanoclastiche in aree di versante. In particolare, in un'area conservativa dei Mt. di Sarno, è stata osservata una serie completa costituita da: 1) orizzonte A, classificabile come terra organica (Pt); 2) orizzonte B, caratterizzato prevalentemente da piroclasti pomicei, variabili granulometricamente da ceneri grossolane a fini, pedogenizzati, classificabili come sabbia con limo (SM); 3) orizzonte C, costituito da piroclasti pomicei scarsamente alterati ed a spigoli vivi, con dimensione massima fino a 30 mm, variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificabili come ghiaie e sabbie pulite da poco a ben gradate (GW o GP). Questo orizzonte è ascrivibile all'eruzione del 472 d.C.; 4) orizzonte Bb, corrispondente ad un orizzonte B sepolto dal successivo evento deposizionale e pertanto considerabile come un paleosuolo, classificabile come sabbia con limo (SM); 5) orizzonte Cb, rappresentativo di un orizzonte C sepolto, costituito da piroclasti pomicei di dimensioni variabili dai lapilli alle ceneri grossolane, classificabile come l'orizzonte C (GW o GP). Questo orizzonte è attribuito all'eruzione di Avellino; 6) orizzonte 2Bb rappresentativo di un orizzonte B sepolto e classificato come sabbia con limo (SM); 7) orizzonte 2Cb costituito da depositi pomicei alterati, ascrivibile all'eruzione di Ottaviano; 8) orizzonte Bb basale, corrispondente ad un deposito piroclastico residuale, fortemente pedogenizzato, rappresentativo dei prodotti delle eruzioni precedenti, classificabile anch'esso come sabbia con limo (SM); 9) orizzonte R, corrispondente al substrato carbonatico (De Vita e Nappi, 2013).

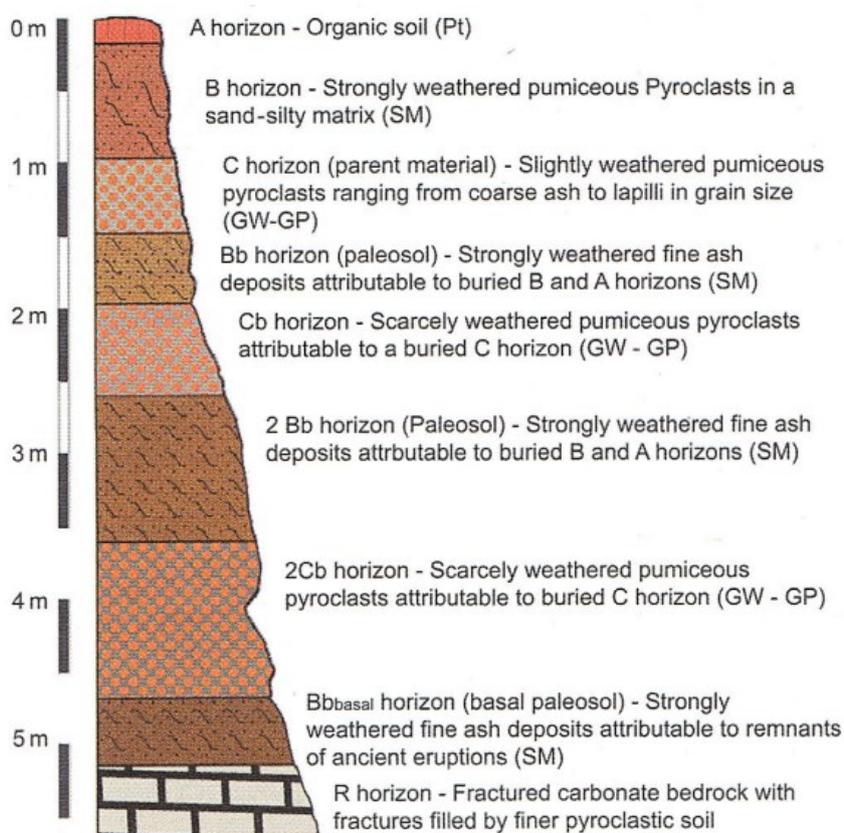


Figura 21. Esempio di serie vulcanoclastica rappresentativa trovata in un'area conservativa dei Monti di Sarno (da De Vita e Nappi, 2013).

Nell'area in studio, essendo localizzata a circa 100 km dal più vicino dei centri eruttivi, il Somma-Vesuvio, non sono state effettuate ricerche che abbiano analizzato la tipologia e gli spessori dei depositi piroclastici da caduta. Tuttavia, alcuni lavori di carattere vulcanologico che descrivono la distribuzione dei prodotti piroclastici da caduta delle principali eruzioni del Somma-Vesuvio (Bisson *et alii*, 2007), indicano che l'area in studio è stata interessata dalla deposizione di spessori esigui ma significativi (Figura 22). Gli spessori indicati dalla carta ad isopache possono essere considerati come approssimativamente indicativi di quelli massimi teorici, poiché riscontrabili solo negli ambiti morfologici dei rilievi carbonatici a carattere conservativo, ovvero in quelle aree dove, per le particolari condizioni morfologiche, i processi denudazionali o di accumulo possono essere considerati trascurabili e quindi lo spessore della sequenza vulcanoclastica non ha approssimativamente subite variazioni. Nei restanti ambiti morfologici dei rilievi carbonatici, dove i processi denudazionali hanno agito con maggiore intensità, lo spessore della coltre è inferiore a quello massimi teorici stimati (Bisson *et alii*, 2007). Interessante è inoltre il ruolo svolto dal bosco, i cui apparati radicali

conferiscono protezione dall'erosione e stabilità alla parte superficiale dei depositi (De Vita *et alii*, 2006).

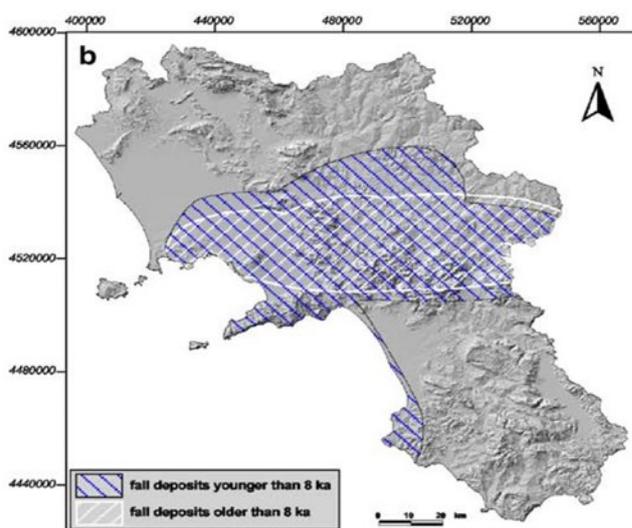
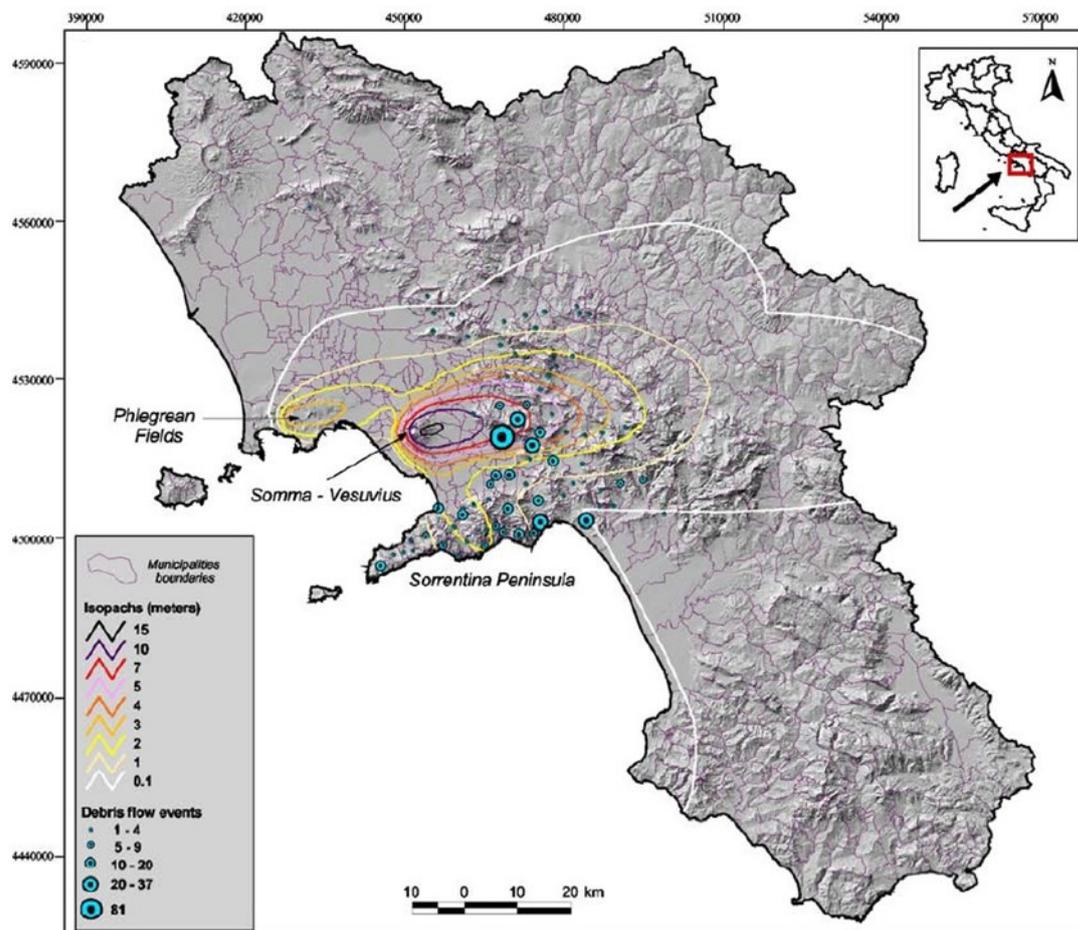


Figura 22. Distribuzione dei depositi vulcanoclastici in Campania derivanti dall'attività esplosiva del Somma Vesuvio e dei Campi Flegrei (Bisson *et alii*, 2007).

Da un punto di vista climatico, la dorsale carbonatica in studio è caratterizzata dalla presenza di due regioni macroclimatiche: mediterranea e temperata. Il clima della regione mediterranea, ampiamente diffuso nel territorio cilentano fino ai 600 m s.l.m. ed in prossimità della costa, ma presente anche nelle zone più interne, è caratterizzato da inverni e autunni miti e umidi ed estati calde e asciutte. La temperatura media del mese più caldo è generalmente compresa tra i 22-28°C. La vegetazione mediterranea tipica, il cui sviluppo massimo coincide con la primavera, è rappresentata dal bosco sempreverde e dalla macchia mediterranea, per lo più di tipo xerofilo, cioè adatta a sopportare l'aridità estiva. La regione temperata è invece diffusa nel territorio mediamente a quote superiori a 600-800 m s.l.m. ed è prevalentemente costituita da una variante di tipo oceanico, con piogge frequenti in tutte le stagioni, inverni miti ed estati fresche senza grandi escursioni termiche. Al suo interno possiamo riconoscere una variante definita "submediterranea" o "di transizione", caratterizzata da una marcata riduzione delle precipitazioni nei mesi estivi e considerata appunto come un ambito di transizione dalla regione temperata a quella mediterranea (Blasi, 2005). La dorsale di Mt. Vesole, sottoposta direttamente a venti umidi, è caratterizzata da precipitazioni di oltre 1500 mm/anno nell'area centrale (Mt. Chianello) e da valori decrescenti fino a 1100 mm/anno sul versante occidentale a una quota appena superiore a quella del mare. Guida *et alii* (1980) hanno determinato una legge di variazione della temperatura media annua con l'altitudine; l'equazione della retta fornisce un valore di 4 °C per una quota di 1900 m e di 14.5 °C a 500 m.

Da un punto di vista idrogeologico è stato riconosciuto uno schema di circolazione articolato (Celico, 1978; 1983a). Il massiccio del Cervati costituisce un alto idrogeologico, in cui si riconoscono diverse direzioni di flusso della falda basale in relazione alla presenza di importanti discontinuità tettoniche che suddividono in più blocchi il massiccio carbonatico. Nella porzione nord-orientale si ha una direzione di flusso idrico sotterraneo orientata da W verso E, verso le sorgenti del Vallo di Diano (1.80 m³/s); nella porzione centro-meridionale, il deflusso idrico è orientato da N verso S ad alimentare il gruppo sorgivo delle sorgenti Fistole del Faraone (0.700 m³/s); nella porzione occidentale si ha una direzione preferenziale del flusso orientato da E verso W ad alimentare i gruppi sorgivi di Sant'Elena e della Stretta di Laurino (circa 1.00 m³/s). Quest'ultima porzione di massiccio travasa parte delle sue acque sotterranee verso il rilievo di Monte Vesole, attraverso il graben di Magliano. Infatti la falda di base della sub-struttura di Monte Vesole, avente una direzione di flusso orientata da E verso W, ha recapito principale nelle sorgenti effluenti nella Piana di Paestum a quote nettamente più basse (da 5 a 35 m s.l.m.) di quelle che cingono il Cervati (da 330 a 470 m s.l.m.) e con una portata globale

(circa 3.40 m³/s) che presuppone un bacino di alimentazione nettamente più esteso del Monte Vesole (Celico, 1978; 1983a).

La mineralizzazione di alcune sorgenti di quest'ultimo gruppo sorgivo è stata spiegata con l'approfondimento dei circuiti idrici sotterranei presso il graben di Magliano, a causa della diminuzione della sezione dell'acquifero carbonatico, e con la conseguente mobilizzazione di acque marine intrappolate nell'acquifero carbonatico durante i movimenti eustatici del quaternario (Celico *et alii*, 1982).

Valutazioni preliminari delle risorse idriche sotterranee dell'intera unità idrogeologica (superficie totale di 315 km²) indicano una potenzialità totale di circa 240.0 x 10⁶ m³/anno. Di queste risorse circa 200.0 x 10⁶ m³/anno alimentano le sorgenti e circa 40.0 x 10⁶ m³/anno alimentano venute idriche diffuse nell'alveo dell'alto corso del fiume Calore. Il rendimento medio di acque sotterranee, pertanto, è pari a circa 0.024 m³/s per km² (Celico, 1983b). Le risorse idriche sotterranee sono in parte captate mediante opere alle sorgenti per una portata complessiva di circa 1.50 m³/s.

In particolare, nel massiccio di Mt. Vesole, le sorgenti drenano complessivamente 3.0 m³/s; pertanto se l'area di alimentazione fosse limitata al solo rilievo di Mt. Vesole il deflusso sorgentizio corrisponderebbe a circa 90% degli afflussi meteorici, valore evidentemente eccessivo. È necessario quindi ipotizzare che parte delle acque di infiltrazione del Mt. Cervati abbiano recapito alla sorgente Capodifiume (Mecchia *et alii*, 1991).

4.2 La Sorgente Capodifiume

La sorgente Capodifiume (27 m s.l.m.) è sita all'interno della tenuta omonima, oasi naturale di 10 ettari presso Capaccio–Paestum (SA), e l'unica utilizzazione è connessa al funzionamento di una piccola centrale idroelettrica (Figura 23-24). Detta sorgente fa parte del gruppo sorgivo della Piana di Paestum (Tabella I), le quali affiorano lungo il margine occidentale dell'unità carbonatica di Mt. Cervati–Mt. Vesole, nel punto in cui queste unità vengono a contatto con i travertini ed i sottostanti depositi flyschiodi a bassissima permeabilità. Pertanto, le conoscenze idrogeochimiche ed idrogeologiche della sorgente Capodifiume devono essere ricondotte alle informazioni disponibili in letteratura riguardanti il gruppo sorgivo della Piana di Paestum. Quest'ultima presenta in affioramento prevalentemente depositi alluvionali e palustri con ampie placche di

travertino e dune antiche e recenti disposte parallelamente alla linea di costa (Cestari, 1969). Studi eseguiti sui depositi della Valla del Sele (Baggioni, 1975) hanno evidenziato che nel corso dei movimenti eustatici del Quaternario, il livello marino si è portato a quote maggiori di quelle degli attuali sbocchi sorgivi. Pertanto, la linea di costa si sarebbe portata a diretto contatto con il massiccio calcareo superando l'attuale soglia impermeabile. Le analisi chimiche e chimico-fisiche eseguite sulle acque delle principali sorgenti della Piana di Paestum risalgono al periodo 1977-1978 ed ulteriori prelievi sono stati eseguiti nel 1980. Nella Tabella II sono riportate le composizioni chimiche (Celico *et alii*, 1979).

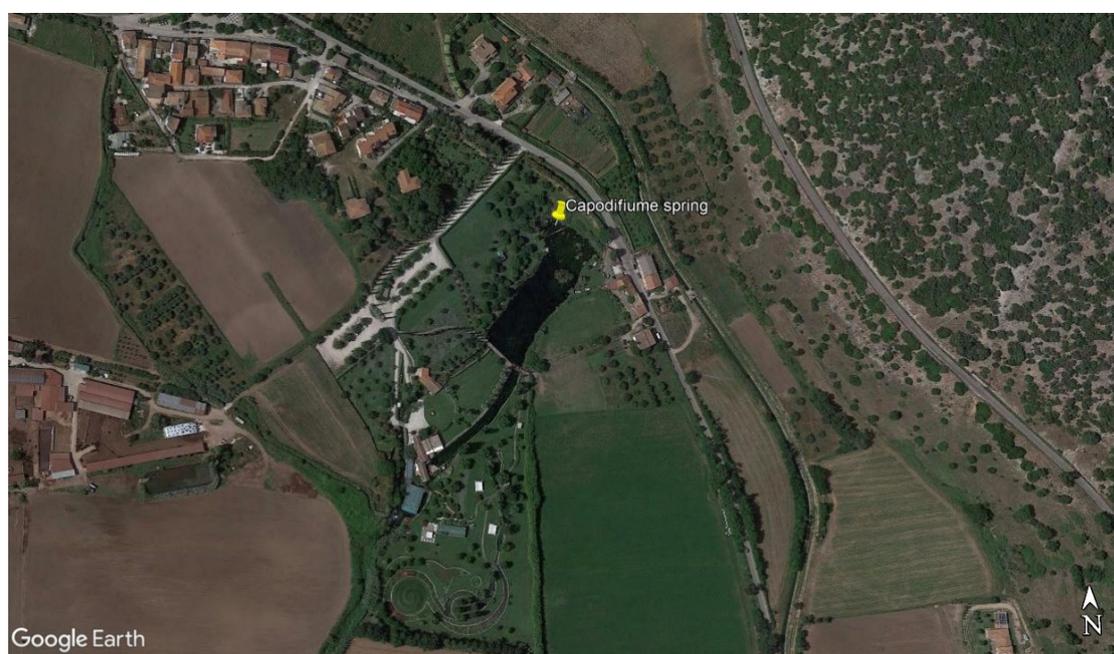


Figura 23. Localizzazione della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA).

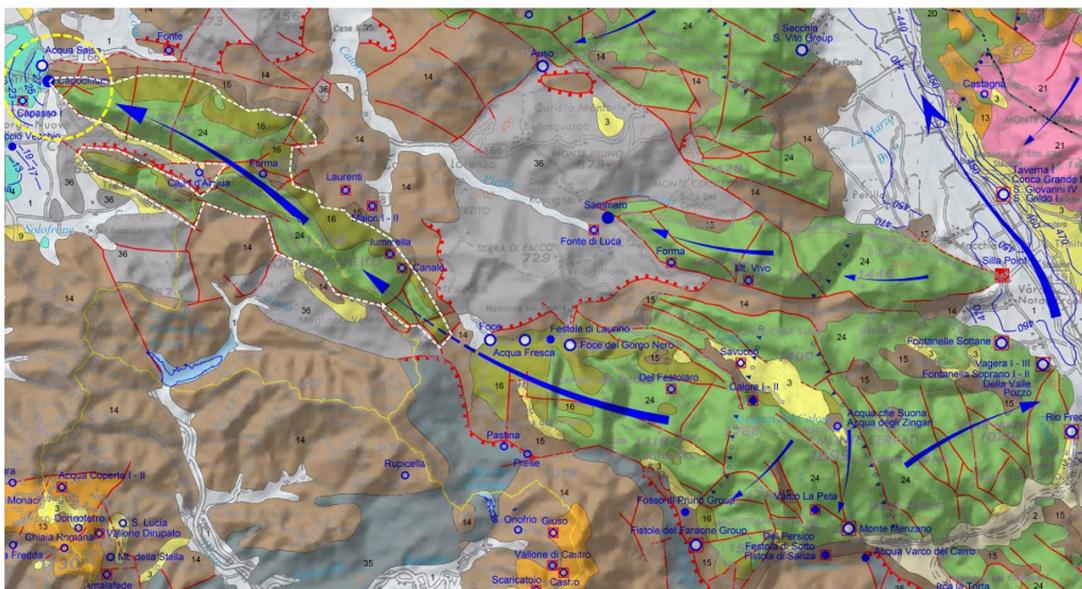


Figura 24. Localizzazione della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA) (De Vita et alii, 2018).

TABELLA I

Camp.	Denominazione Sorgenti	Quota m s.l.m.	Portate mc/s		
			Max	Med	Min
1	Acqua Salsa	30÷35	3,2	2,8	2,3
2	Capo di Fiume I				
3	Capo di Fiume II				
4	Capo di Fiume III				
5	Paestum Sulfurea	5	0,2	0,15	0,1
6	Torre Paestum	5	0,06	0,1	0,02
8	Fontanelle Soprano	470	1,2	0,8	0,5
9	Rio Freddo	470	2,2	0,75	0,3

Tabella 1. Sorgenti della Piana di Paestum (Celico et alii, 1982).

TABELLA II

Analisi chimiche delle acque delle sorgenti di Tabella I
(Gli ioni sono espressi in mg/l)

Camp.	T°C	PH	CE μ S	TDS	CO ₂	Li	Na	K	NH ₄	Ca	Mg	Sr	Cl	SO ₄	HCO ₃	F	Br	I	SiO ₂		
Febbraio 78	1	16.5	7.0	11858	7539	23.0	0.06	1956	66.5	tr	331	249	4.37	3645	442	777	0.26	25.0	0.06	7.9	
	2	15.0	6.9	3674	2295	57.0	0.07	440	19.5	-	237	78	1.71	841	102	753	0.03	2.5	tr	8.9	
	3	15.5	7.0	8900	5998	43.5	0.07	1443	51.7	-	299	188	3.55	2661	342	756	0.21	23.6	0.03	7.9	
	4	16.0	7.0	9050	6100	22.7	0.06	1450	53.0	-	303	189	3.55	2708	327	764	0.22	20.0	0.03	7.7	
	5	14.0	7.4	2258	1380	29.0	0.04	228	19.0	tr	149	52	1.42	481	76	412	0.02	3.0	tr	16.9	
	6	17.0	7.4	3995	2460	20.1	tr	537	25.3	tr	173	84	1.76	1019	135	516	0.04	3.0	tr	13.1	
	8	12.0	7.3	357	197	5.1	-	3.38	1.10	-	64	7.3	0.1	14	4.1	220	tr	tr	tr	5.6	
	9	12.6	7.3	300	185	9.2	-	3.25	0.87	-	56	8.3	0.07	12	2.9	201	tr	tr	tr	2.9	
	Settembre 78	1	17.0	6.9	11900	6760	21.0	tr	1807	67.5	tr	343	261	4.70	3449	396	788	0.25	20.9	0.05	11.7
2		16.0	6.9	3300	1930	56.5	0.06	407	18.1	-	206	75	1.64	752	93	726	0.03	2.0	tr	13.1	
3		16.0	6.9	8800	5290	41.0	0.08	1440	53.0	-	284	185	3.68	2620	298	762	0.20	22.0	0.03	12.2	
4		16.0	6.8	8900	5320	22.5	0.07	1450	53.0	-	280	192	3.67	2666	287	765	0.22	20.0	0.03	10.9	
6		17.0	7.3	3800	2200	22.0	tr	520	27.0	tr	183	75	1.77	1000	120	495	0.04	2.5	tr	15.1	
8		12.0	7.2	360	280	5.0	-	3.30	0.90	-	63	8.9	-	17	4.5	220	tr	tr	tr	7.1	
9		15.0	7.4	330	211	9.2	-	3.40	1.10	-	58	7.5	-	17	2.6	196	tr	tr	tr	6.4	
Gennaio 80		1	16.9	6.6	11700	7300	94.0	0.03	2075	70.5	0.5	328	241	3.98	3688	476	802	0.26	24.0	0.06	7.9
		2	15.2	6.7	3350	1960	128.0	0.05	405	16.5	tr	225	75	1.26	750	95	763	0.03	2.0	tr	9.0
	3	16.0	6.7	9000	5200	102.0	0.04	1400	53.0	tr	294	183	2.98	2538	335	781	0.20	21.0	0.02	7.7	
	4	16.2	6.7	9000	5293	95.0	0.05	1370	52.3	-	294	185	2.94	2500	323	789	0.21	19.0	0.02	7.7	
	6	17.0	7.2	3700	2202	42.0	0.02	520	25.0	-	169	77	1.38	953	121	520	0.03	2.0	tr	13.5	
	Dicembre 80	1	14.0	6.4	9700	6847	62.0	0.05	1850	78.5	0.48	332	239	4.28	3100	864	781	0.22	19.0	0.03	8.6
2		14.5	6.5	2860	2000	150.0	0.06	400	18.0	0.50	232	75	1.46	701	192	756	0.02	1.5	tr	10.2	
6		17.9	6.6	3200	2263	35.0	0.04	560	22.6	0.66	167	89	1.70	979	128	599	0.03	16.0	tr	15.5	

Tabella 2. Analisi chimica delle acque delle sorgenti riportate in Tabella 1.

L'andamento delle curve nel diagramma di Schoeller modificato (Figura 25) risulta molto simile per le sorgenti della Piana di Paestum, nonostante abbiano una salinità molto diversa (1400-7500 ppm); ciò sembra indicare diversi gradi di mescolamento tra acqua mineralizzata di tipo clorurato-alcaino ed una bicarbonato-calcica.

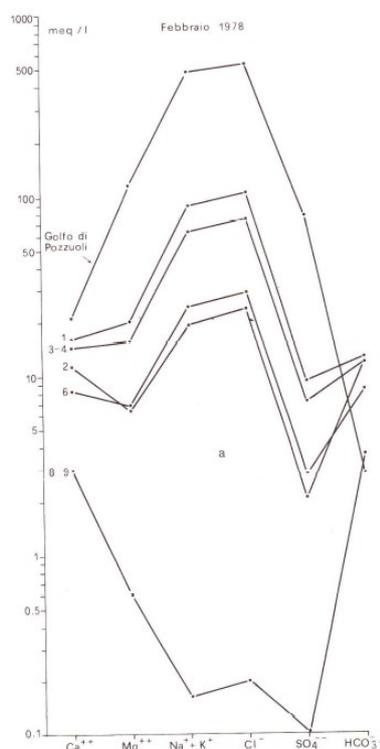


Figura 25. Diagramma di Schoeller modificato; a) prelievi del febbraio 1978; b) prelievi del gennaio 1980. (Celico et alii, 1978).

L'insieme dei dati suggerisce l'ipotesi di un mescolamento di acqua marina con acque relativamente superficiali che circolano in rocce carbonatiche. Le caratteristiche geochemiche escludono che la componente mineralizzata possa derivare da acque connate o comunque circolanti attraverso terreni evaporitici. Inoltre, le determinazioni geotermometriche hanno indicato temperature basse e quindi non compatibili con un modello di circolazione molto profonda. Lo spessore dei depositi quaternari della piana non giustifica l'ingressione di una falda marina fino all'acquifero carbonatico, tenuto conto anche della quota di emergenza delle sorgenti pari a 27 m s.l.m. Celico *et alii* (1982), propongono pertanto un modello in cui l'idrodinamica della falda di base del massiccio carbonatico sia tale da rimuovere l'acqua del mare rimasta "intrappolata" al di sotto della quota di sfioro delle sorgenti, durante gli ultimi movimenti eustatici del Quaternario. Tale fenomeno dovrebbe essere legato in parte all'approfondimento dei circuiti dovuto al particolare assetto strutturale dei rilievi carbonatici dei Mt. Soprano- Mt. Vesole e in parte al richiamo esercitato dalle sorgenti sulle acque marine intrappolate nel substrato carbonatico della Piana di Paestum.

5. Dati e metodologie

5.1 Ricostruzione del modello idrogeologico concettuale dell'area di studio

Al fine di analizzare e caratterizzare i processi di ricarica dell'acquifero campione nelle condizioni tipiche riscontrabili nella regione Campania e nell'Appennino meridionale, sono state prodotte una serie di mappe tematiche (scala 1:50.000) che rappresentano le principali caratteristiche idrogeologiche dell'area in studio. I dati utilizzati per le elaborazioni sono di seguito elencati:

- Carte geologiche regionali (1:50.000) (ISPRA-Progetto Carg), 503 NE (Felitto) e 503 NO (Ogliastro Cilento);
- Carta geologica (1:100.000) (ISPRA-Progetto Carg) n° 198 (Eboli);

Il progetto CARG - Progetto di Cartografia Geologica – nasce con l'obiettivo di garantire la conoscenza del territorio e del suo sottosuolo attraverso l'uso di tecniche e metodologie rigorose di rilevazione del dato. Dotato di un sistema informativo ad alto valore scientifico, la Banca Dati CARG, rappresenta lo strumento conoscitivo per eccellenza utile alla pianificazione territoriale, mitigazione dei rischi, tutela e prevenzione dell'ambiente, indispensabile al raggiungimento degli obiettivi strategici per lo sviluppo sostenibile. Esso rappresenta un progetto di cartografia moderno e innovativo, corredato di una piattaforma digitale conoscitiva a disposizione della collettività, che permette di visualizzare le singole carte geologiche ed accedere ai livelli informativi relativi alle Unità geologiche, ai lineamenti tettonici, alle giaciture, agli elementi geomorfologici e alle risorse e prospezioni di carattere applicativo (<http://sqi2.isprambiente.it/viewergi2/>).

Il progresso delle conoscenze geologiche del territorio nazionale, iniziarono con il rilevamento in scala 1:100.000, suddiviso in 277 fogli, che ebbe inizio nel 1877 e fu completato nel 1976. Successivamente, il progetto CARG, basato sul rilevamento in scala 1:10.000 con restituzione in scala 1:50.000, prevede inoltre la realizzazione e informatizzazione dei 636 fogli geologici e geotematici alla scala 1:50.000 che compongono la copertura al 50.000 dell'intero territorio nazionale.

- Mappa CORINE Land cover 2018;

Il progetto Corine Land Cover (CLC) è nato a livello europeo specificamente per il rilevamento e il monitoraggio della tipologia di copertura ed uso del suolo, con particolare attenzione alle esigenze di tutela ambientale. La ricognizione CORINE Land Cover (CLC) è stata avviata nel 1985. Gli aggiornamenti sono stati prodotti nel 2000, 2006,

2012 e 2018. Essa consiste in un inventario della copertura del suolo suddiviso in 44 classi. CLC utilizza una Minimum Mapping Unit (MMU) di 25 ettari per i fenomeni areali e una larghezza minima di 100 m per i fenomeni lineari. La rete Eionet National Reference Centres Land Cover (NRC/LC) produce le banche dati nazionali CLC, che sono coordinate e integrate dall'EEA. Il CLC è prodotto dalla maggior parte dei paesi mediante l'interpretazione visiva di immagini satellitari ad alta risoluzione. In alcuni paesi vengono applicate soluzioni semiautomatiche, utilizzando dati nazionali in situ, elaborazione di immagini satellitari, integrazione e generalizzazione GIS. La versione 2012 di CLC è stata la prima a incorporare le serie temporali CLC nel programma Copernicus, garantendo così finanziamenti sostenibili per il futuro. La versione 2018 finanziata anche da Copernicus è stata prodotta in meno di 1 anno (<https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover>).

- CUAS (Carta Utilizzazione Agricola Suolo) 2009;

La carta dell'uso agricolo del suolo è un elaborato finalizzato all'accertamento sia dell'uso agricolo delle zone non urbanizzate del territorio che la tipologia delle colture in atto al momento del rilevamento delle stesse. La cartografia storica dell'uso agricolo del suolo è stata ottenuta mediante il rilievo in campo, alla fine degli anni '70, dei paesaggi agro-silvo-pastorali della Campania da parte del personale degli ex Ispettorati Agrari (<https://sit2.regione.campania.it/content/carta-utilizzazione-agricola-dei-suoli>).

- Carta della Natura (1:50.000), ISPRA;

La Carta della Natura, nata con la Legge Quadro sulle aree protette, è un progetto nazionale coordinato da ISPRA che "...individua lo stato dell'ambiente naturale in Italia, evidenziando i valori naturali ed i profili di vulnerabilità territoriale..." (art.3, L.394/91). L'obiettivo generale della Carta della Natura è produrre elaborati tecnici a supporto della conoscenza del territorio italiano, studiandolo e rappresentandolo nei suoi aspetti naturali (fisici e biotici) ed antropici. I lavori per Carta della Natura alla scala 1:50.000 nella Regione Campania sono iniziati durante la fase sperimentale del progetto, nell'ambito di una Convenzione con l'Università degli Studi di Parma che interessava aree distribuite su tutto il territorio nazionale, con il coinvolgimento di diverse università italiane. In particolare, per la Campania l'Università degli Studi di Napoli Federico II, con il supporto dell'Università degli Studi di Trieste, ha realizzato tra il 2000 ed il 2004 la carta degli habitat di una vasta area della porzione appenninica del territorio campano. Dal 2004 ad oggi i lavori per la realizzazione di Carta della Natura in Campania sono proseguiti attraverso una fattiva collaborazione tra APAT-ISPRA ed ARPA Campania, sviluppatasi nel tempo in forme diverse (Bagnaia *et alii*, 2018).

5.1.1 Realizzazione di un modello 3D dell'acquifero campione mediante l'utilizzo del pacchetto open-source GemPy (Python)

Al fine di realizzare un modello idrogeologico concettuale rappresentativo della complessità geologico-strutturale dell'acquifero è estremamente importante la ricostruzione tridimensionale (3D) del modello geologico-strutturale. Infatti, negli acquiferi carbonatici è generalmente accettato che la complessa struttura geologica possa in gran parte controllare il deflusso idrico sotterraneo (Goldscheider, 2011; Rogger *et alii*, 2013); tuttavia la geometria delle superfici di contatto tra le unità è di difficile interpretazione e rappresentazione. In questo lavoro è stato utilizzato il pacchetto open-source GemPy (Python, De la Varga *et alii*, 2019) come generatore di modelli di ensemble. GemPy è una libreria di geomodellazione in grado di costruire modelli geologici 3D complessi che includono strutture a pieghe, faglie e non conformità. È stato progettato per realizzare facilmente strutture probabilistiche e per meglio rappresentare le incertezze relative alle strutture del sottosuolo.

In particolare, GemPy è in grado di modellare scenari geologici 3D complessi tra cui:

- sequenze di strati sedimentari;
- corpi magmatici,
- faglie;
- pieghe.

La combinazione di questi elementi consente la realizzazione di modelli geologici 3D realistici, alla pari della maggior parte dei software commerciali. L'algoritmo di interpolazione alla base di GemPy è il cokriging universale ideato da Lajaunie *et alii* (1997) e ampliato da Calcagno *et alii* (2008). Questo metodo viene utilizzato per interpolare un campo scalare 3D, in modo tale che le interfacce geologicamente significative siano isosuperfici in questo campo. L'algoritmo consente l'integrazione diretta di due dei tipi di dati geologici di input rilevanti:

- punti di contatto della superficie: coordinate 3D dei punti che segnano i confini tra le superfici a diverse caratteristiche (ad es. interfacce di strati, piani di faglia, non conformità);
- misure di orientamento: orientamento dei poli perpendicolari all'immersione delle superfici in qualsiasi punto dello spazio 3D.

GemPy consente anche la definizione di elementi topologici come la combinazione di più sequenze stratigrafiche e complesse reti di faglie da considerare nel processo di modellazione. I modelli generati con GemPy possono essere visualizzati in diversi modi:

- visualizzazione diretta di sezioni del modello 2D (o mappe geologiche) utilizzando la libreria di Python *matplotlib*, incluso l'ombreggiatura e altre opzioni per la rappresentazione intuitiva dei risultati;
- visualizzazione 3D interattiva e manipolazione del modello utilizzando il Visualization Toolkit (VTK).

Oltre alla visualizzazione, i modelli generati possono essere esportati in vari modi: esportazione di file VTK per ulteriore visualizzazione ed elaborazione in altri software esportazione di mesh di superficie triangolate (ad es. per ulteriori elaborazioni in programmi di meshing); esportazione di immagini (es. carte geologiche) (De la Varga *et alii*, 2019).

5.1.2 Monitoraggio della portata della sorgente Capodifiume

Le misure di portata di sorgenti, o di corsi d'acqua alimentati dalla circolazione idrica sotterranea, assumono grande importanza negli studi idrogeologici perché consentono di risalire al regime di falde e di acquisire dati indispensabili per il calcolo ed il controllo dei bilanci idrologici. A tale scopo, un'approssimazione dell'ordine del 4-5% è ritenuta tollerabile nei calcoli idrologici. C'è però da considerare che non sempre è possibile raggiungere questo ordine di incertezza, per vari motivi legati alla metodologia utilizzata, o alle irregolarità legate alla sezione di misura che rendono difficile un'attendibile misura.

In considerazione della portata molto rilevante (circa 3 m³/s) che rende inapplicabile il metodo volumetrico, le misure di portata effettuate presso la sorgente Capodifiume sono state eseguite mediante l'utilizzo del mulinello idrometrico modello Swoffer 3000 (Figura 26), costituito essenzialmente da un corpo fisso avente forma aereodinamica e da un'elica in materiale plastico, molto leggera, con un dispositivo ottico-elettronico per il rilevamento della rotazione, pertanto molto sensibile anche a velocità molto basse della corrente idrica. L'elemento idrodinamico e l'elica connessa vengono immersi nella corrente. Per effetto dell'attrito idrodinamico, l'elica ruota azionando, ad ogni giro, un contatto ottico-elettrico il cui segnale viene rilevato da un contatore a batterie sincronizzato con un cronometro. Lo strumento misura il numero di giri dell'elica per unità

di tempo e da esso si risale alla velocità dell'acqua nel punto di misura. La relazione che lega la velocità della corrente (v) al numero di giri dell'elica al secondo (n) è del tipo:

$$v = \alpha n + \beta n + \gamma \quad [6]$$

dove:

α = passo geometrico dell'elica;

β, γ = coefficienti che tengono conto degli attriti.

Nei moderni mulinelli, per velocità superiori ad 1 m/s, β e γ sono pressoché trascurabili; si può quindi ritenere che esista una proporzionalità diretta tra v e n .

Il numero di giri al secondo è dato da:

$$n = a / t \quad [7]$$

dove:

a = lettura al contatore;

b = giri dell'elica per ogni segnale ($b = 1$ se ad ogni segnale corrisponde un giro; $b = 0.5$ se ad ogni segnale corrisponde mezzo giro);

t = tempo di misura (s).

Bisogna tener presente che $t = 60$ secondi rappresenta il limite minimo di osservazione per ogni misura, affinché risultino sufficientemente contenuti gli errori dovuti a variazioni di velocità legate a pulsazioni locali della corrente. Le misure devono essere eseguite preferenzialmente immergendo lo strumento nell'acqua mediante aste rigide che vanno tenute perfettamente verticali. Detto supporto, essendo graduato, consente di rilevare anche la profondità del fondo alveo e la posizione dei vari punti di misura rispetto al pelo libero dell'acqua. Perché la misura venga effettuata in modo corretto, è necessario che le aste siano calate da un ponticello o da una passerella al disopra del corso d'acqua. Per effettuare il calcolo della portata (Q) è necessario conoscere la velocità media (v_m) della corrente e l'area della sezione di misura (S) ($Q = S v_m$). Al fine di ottenere entrambi i parametri con sufficiente approssimazione, si eseguono misure con il mulinello (regolarmente distribuiti all'interno della sezione) dei quali vengono rilevate le coordinate (con riferimento al pelo libero dell'acqua e ad un punto qualsiasi posto a riva). Le verticali di misura sono più fitte verso i margini in quanto la velocità è massima

al centro e tende a diminuire verso le sponde (in modo non lineare) secondo l'andamento delle curve che uniscono i punti di uguale velocità (isotachie). Lungo la stessa verticale invece la velocità è minima sul fondo ed è massima poco sotto il pelo libero dell'acqua; su quest'ultimo si esercita infatti l'azione frenante dovuta all'attrito con l'atmosfera (Celico, 1986).

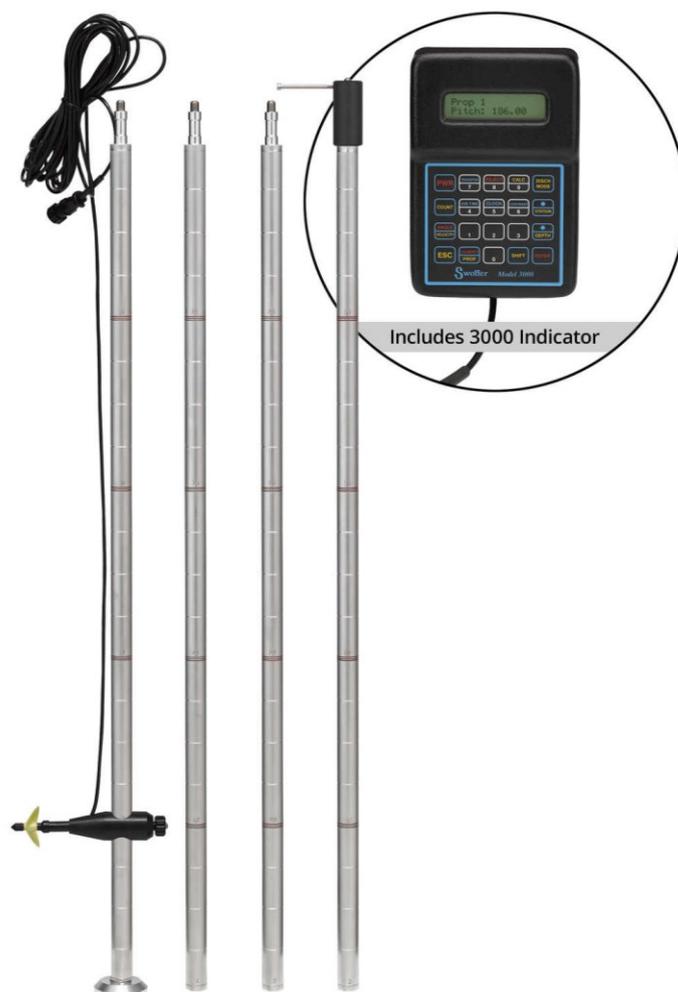


Figura 26. Mulinello idrometrico Swoffer 3000 utilizzato per le misure di portata della sorgente di Capodifume.

Le misure di portata sono state eseguite con sistematicità nella stessa sezione, considerando sempre gli stessi punti di misura (Figura 27), secondo lo schema riportato in Tabella 3:

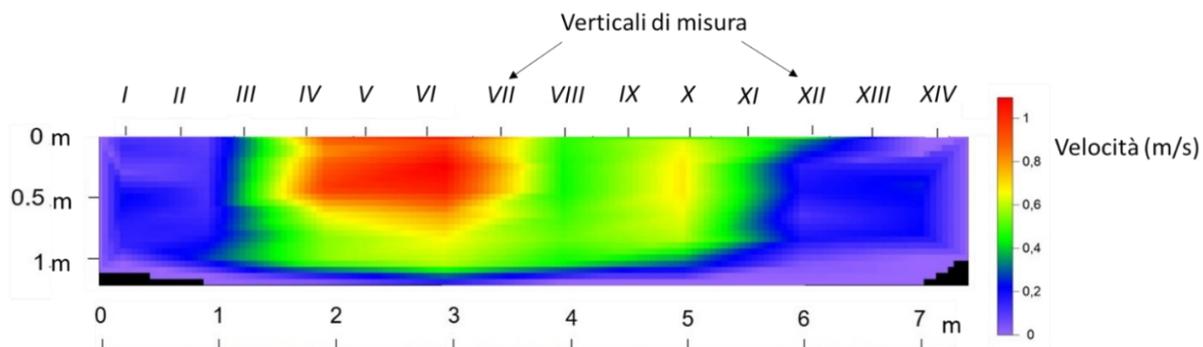


Figura 27. Mappa della velocità di flusso della sorgente Capodifiume (Capaccio, SA -10.10.2020) rappresentativa delle verticali di misura e della lunghezza della sezione.



Figura 28. Misura di portata della sorgente Capodifiume.

Nome della sezione	Capodifiume
Inizio	0.65 m
Fine	7.85 m
Verticale	Distanza (m)
<i>Inizio</i>	0.65
<i>I</i>	0.85
<i>II</i>	1.35
<i>III</i>	1.85
<i>IV</i>	2.35
<i>V</i>	2.85
<i>VI</i>	3.25
<i>VII</i>	3.85
<i>VIII</i>	4.35
<i>IX</i>	4.85
<i>X</i>	5.35
<i>XI</i>	5.85
<i>XII</i>	6.35
<i>XIII</i>	6.85
<i>XIV</i>	7.65
<i>Fine</i>	7.85

Tabella 3. Verticali di misura e distanza dall'inizio della sezione

Nella presente ricerca, il calcolo della portata è stato eseguito mediante sviluppo numerico; sono pertanto state misurate le profondità del pelo libero dell'acqua (h) e le velocità (v) mediante l'equazione di taratura del mulinello.

5.2 Caratterizzazione del sistema idrogeologico superficiale coperture-substrato carbonatico

Gli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale rappresentano un territorio assai diversificato dal punto di vista fisico ad ambientale. La grande variabilità litologica e morfologica ha certamente influenzato la differenziazione delle diverse tipologie di coperture di suolo. Le differenze litologiche hanno determinato infatti una variabilità di forme, caratterizzate da pendenze molto accentuate ed elevata energia di rilievo, da pendenze moderate e da superfici completamente piatte.

La dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello è caratterizzata da una morfologia tipica degli acquiferi carbonatici mediterranei. Ciononostante è stata riconosciuta una variabilità di tipologie di coperture di suolo all' interno dello stesso litotipo calcareo, ove le forme più aspre e ripide si alternano alle aree carsiche più pianeggianti.

Le tipologie di coperture di suolo riconosciute sulla dorsale carbonatica in studio possono essere principalmente suddivise in aree a copertura boschiva ed aree denudate. Queste ultime sono state a loro volta suddivise in: aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico, aree denudate con suolo discontinuo e aree denudate con suolo continuo. Fatta eccezione per le aree ad intera copertura boschiva, caratterizzata dall'assenza quasi totale di substrato carbonatico affiorante, le aree denudate sono rappresentative di siti in cui le ampiezze delle tasche di suolo è maggiore rispetto alle tasche caratterizzate da affioramento di substrato.

Le diverse tipologie individuate nell'area di studio sono brevemente descritte di seguito. La maggior parte della superficie della dorsale è caratterizzato dalla presenza di aree boschive (Figura 29 d) contraddistinte da ampie tasche di suolo con apparati radicali ben sviluppati in profondità. Le aree denudate con suolo continuo (Figura 29 c) presentano una copertura di suolo continua ed omogenea e più estesa rispetto alla zone caratterizzate da affioramento di substrato carbonatico. Per le aree denudate con suolo discontinuo (Figura 29 b) la copertura di suolo risulta essere abbastanza omogenea e le aree caratterizzate da affioramento di substrato calcareo risultano essere meno estese rispetto alle aree caratterizzate da coperture di suolo. Le aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico (Figura 29 a) sono infine contraddistinte principalmente da affioramento di substrato carbonatico; in questa tipologia di copertura le tasche di suolo sono scarse e di spessore limitato.

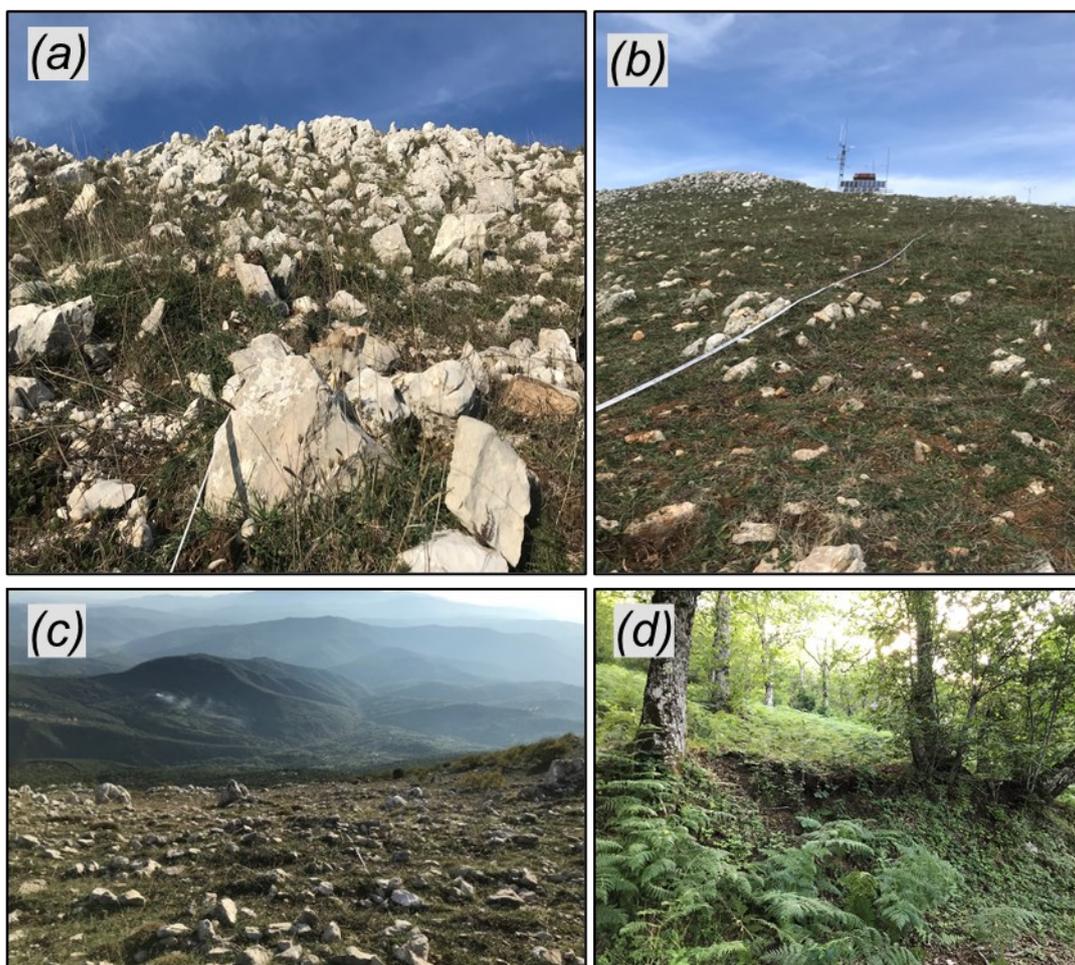


Figura 29. Principali tipologie di copertura di suolo riconosciute sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. a) aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva.

5.2.1 Misurazione degli spessori di suolo e campionamento

Al fine di ottenere una caratterizzazione stratigrafica ed idraulica dei depositi di copertura e del substrato carbonatico sono state effettuate misurazioni dirette degli spessori di suolo in aree rappresentative dell'intera dorsale carbonatica in studio. Le misurazioni sono state effettuate mediante l'utilizzo di un'asta di acciaio lungo profili di misura di diversa lunghezza (dai 20 m ai 50 m, a seconda dell'area indagata) con frequenza variabile di acquisizione del dato (da 20 cm fino ad una spaziatura di 1.0 m). I dati di spessore raccolti sono stati statisticamente analizzati mediante analisi di frequenza. Inoltre, nei siti sperimentali scelti è stato effettuato campionamento di suolo disturbato al fine di ottenere una determinazione delle proprietà fisiche e campionamento di suolo

indisturbato al fine di effettuare una caratterizzazione idraulica tramite l'utilizzo delle Tempe Cell degli orizzonti indagati. Il campionamento di questi ultimi è stato effettuato mediante anelli di ottone (Figura 30) che costituiscono l'insieme dell'apparecchiatura descritta nel paragrafo 5.2.5.2



Figura 30. Anelli di ottone utilizzati per il campionamento di suolo indisturbato per le prove di caratterizzazione idraulica non satura di laboratorio.

Questa metodologia nasce dalla necessità di causare il minimo disturbo ai campioni in modo da rendere realistiche e rappresentative le curve di ritenzione idrica di ciascun suolo oggetto di studio. Le profondità di campionamento per i campioni testati sono riportati in Tabella 4:

Località di campionamento	Profondità di campionamento (m)	n° di campioni indisturbati	n° di campioni disturbati
Mt. Chianello	0.30	4	1
Località Capizzo	0.30	2	1
	0.70	2	1
Località Capizzo (paleosuolo)	0.90	2	1

Tabella 4. Profondità e localizzazione dei campionamenti.

5.2.2 Valutazione della distribuzione spaziale dello spessore dei suoli mediante tecnica supervisionata

La classificazione supervisionata è la tecnica più utilizzata per l'analisi quantitativa delle immagini. L'obiettivo di tale classificazione è identificare specifici tipi di copertura di suolo ed uso del suolo, definiti a priori dall'utente, tramite l'individuazione di dati di training, ovvero pixels rappresentativi per ogni tipologia di classe. In questo modo il programma viene addestrato a riconoscere le peculiarità per ogni classe (Figura 31).

Il procedimento della classificazione supervisionata può essere schematizzata nei seguenti step:

1. definizione della legenda: fase in cui deve essere specificato l'insieme delle classi di copertura del suolo presenti sul terreno da individuare sull'immagine;
2. scelta dei *training samples*: per ogni classe da identificare devono essere individuati dei pixels per l'addestramento del programma che eseguirà la classificazione;
3. selezione delle caratteristiche: vanno identificate le componenti del feature space tra tutte quelle disponibili all'interno dei dati di *training*;
4. funzioni di decisione: ad ogni classe viene associata una regola di decisione per suddividere il feature space in regioni corrispondenti alle classi da assegnare;
5. applicazione dell'algoritmo: tramite un processo automatico tutti i pixels dell'immagine vengono classificati secondo le regole di decisione, il risultato finale è una mappa tematica in cui compaiono le classi richieste;
6. validazione dei risultati: si valuta l'accuratezza della mappa tramite un confronto del risultato con un insieme di pixels noti, detti *ground truth*; il grado di confidenza dei risultati è rappresentato nella matrice di confusione.

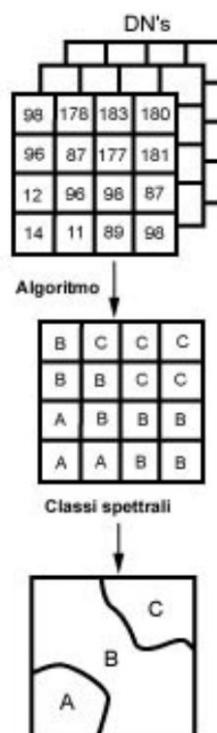


Figura 31. Procedimento della classificazione supervisionata.

La fase di addestramento è quella che richiede il maggior tempo d'intervento dell'esperto che deve far ricorso alle proprie capacità, conoscenza del problema e del territorio per individuare i training samples più idonei a seconda delle circostanze e degli obiettivi dello studio.

Nella presente ricerca i *training samples* sono stati ricercati tramite immagini Google Earth ad alta risoluzione (0.7 m x 0.7 m) (Figura 32). Sono state acquisite 155 immagini rettangolari (0.80 km x 1.28 km) al fine di creare un quadro unione nel quale ricercare le firme spettrali delle varie classi. È stata poi applicata una mosaicatura di precisione: le immagini sono state progressivamente allineate e sovrapposte in maniera sequenziale, tramite l'individuazione di più punti omologhi presenti nelle aree di sovrapposizione delle immagini.

Per le finalità della presente ricerca la classificazione supervisionata è stata effettuata mediante l'utilizzo di Semi-Automatic Classification Plugin (SCP), plugin open source gratuito per QGIS che consente di ottenere una classificazione semiautomatica (nota anche come classificazione supervisionata) di immagini. L'obiettivo generale di SCP è fornire una serie di strumenti interconnessi per l'elaborazione raster al fine di creare un flusso di lavoro automatico e facilitare la classificazione della copertura del suolo. La prima versione di SCP è stata sviluppata da Luca Congedo nel 2012 per l'ACC Dar

Project” al fine di creare uno strumento per la classificazione della copertura della tipologia di suolo in modo accessibile ed automatico (Congedo, 2016).

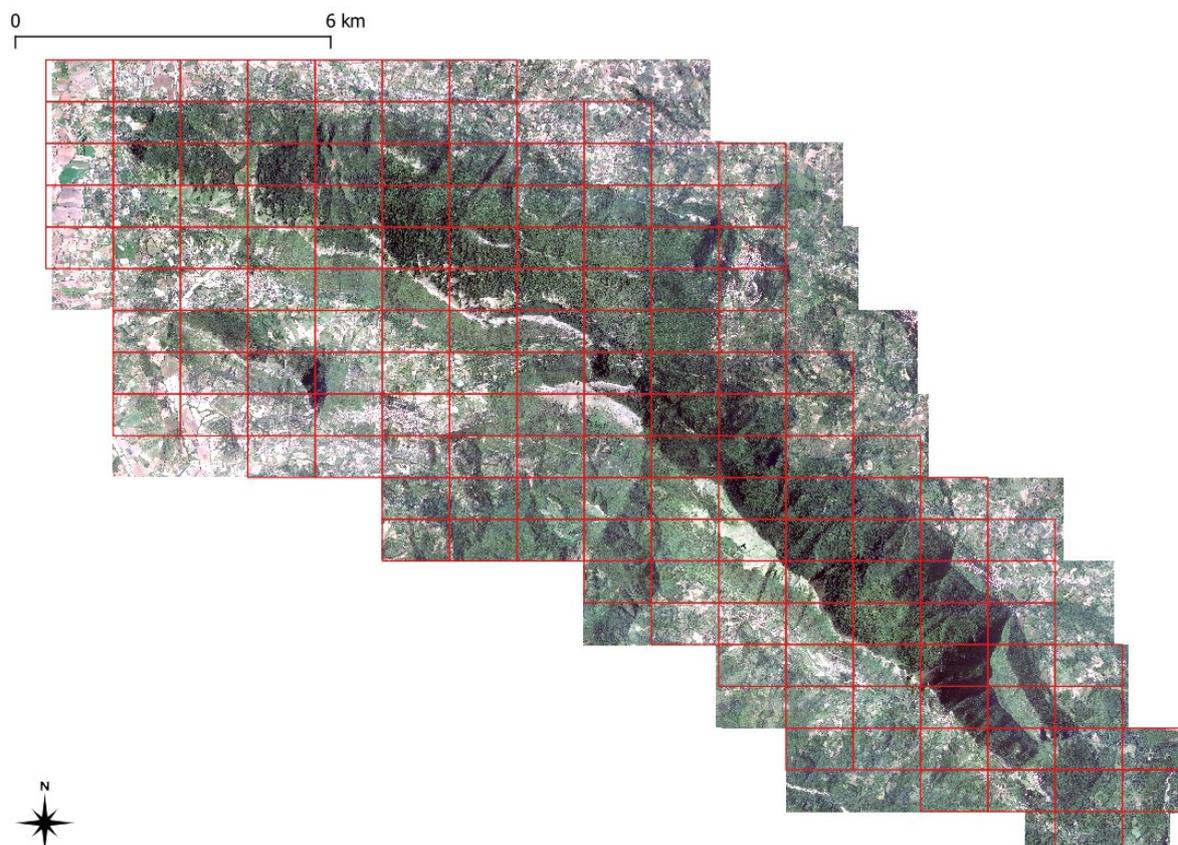


Figura 32. Mosaico di immagini Google Earth acquisite ad alta risoluzione ed utilizzato per identificare i training samples.

5.2.3 Metodologie di laboratorio per la caratterizzazione dei depositi di copertura pedogenizzati

In questa sezione sono descritti i metodi di laboratorio utilizzati per la determinazione delle proprietà fisiche ed indice e per una caratterizzazione idraulica delle coperture di suolo rappresentative dell'intera dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole -Chianello. Tali test di laboratorio hanno permesso di stimare le caratteristiche geotecniche dei suoli campionati durante le campagne di indagine e di classificarli in accordo con le attuali classificazioni geotecniche ed agronomiche.

5.2.4 Caratterizzazione delle proprietà fisiche dei suoli

Il contenuto di acqua (w) (ASTM D2216-80) di un suolo è definito dal rapporto tra il peso di acqua contenuta nei vuoti interstiziali e il peso della fase minerale. Il peso unitario di un terreno è il rapporto tra il peso del campione (P) e il volume dello stesso (V), espresso con gr/cm^3 o kN/m^3 . In condizioni naturali, il peso di volume naturale (γ_{nat}) viene determinato tenendo conto dello scheletro solido e del fluido contenuto nei pori. Il peso del volume varia a seconda del contenuto di acqua, ma è compreso tra due valori estremi: il peso unitario secco (γ_{dry}) e il peso unitario saturo (γ_{sat}). A partire da questi parametri fisici e volumetrici è possibile ottenere la porosità (n). La porosità (n) di un terreno è definita dal rapporto tra il volume dei vuoti e il volume totale (V_v/V_t) in condizioni di contenuto d'acqua naturale, e dal rapporto V_w/V_t in condizioni di saturazione. Questo è un parametro adimensionale ed è espresso in percentuale e risulta indirettamente stimato, partendo dal rapporto esistente tra pesi e volumi delle diverse fasi. Il rapporto dei vuoti (e) caratterizza il grado di densificazione di un suolo. Per la determinazione del peso specifico delle particelle solide (γ_s) effettuata per particella di diametro inferiore a 4.75 mm (ASTM D 854-83; BS 1377-75 Test 6B; CNR-UNI 10010, 10013), si utilizza il metodo del picnometro, secondo il quale da 3 a 5 gr di terreno passano attraverso il setaccio N°200 ASTM (75 μm) e vengono successivamente versati e miscelati con acqua distillata. La fase gassosa della miscela ottenuta (distillata acqua + suolo) viene rimossa mediante una pompa a vuoto, permettendo così di ottenere il valore di P_t (peso picnometro + peso acqua + peso campione essiccato). La γ_s indica il peso del volume dello scheletro solido ed è uguale a P_s/V_s . In un terreno coeso e a grana fine, la variazione di volume e il suo comportamento reologico sono strettamente correlati al suo contenuto d'acqua. Qualsiasi variazione del contenuto d'acqua può causare cambiamenti dello stato fisico di un terreno, passando dal solido, al semisolido, al plastico ed infine al liquido. Atterberg (1911) ha affermato che il passaggio da uno stato reologico ad un altro si verifica quando viene superato un determinato contenuto di umidità (w). Durante l'esperienza di laboratorio, sono stati calcolati i limiti di Atterberg e in questo contesto le metodologie standard per questi test sono brevemente descritti come segue:

- Il limite di liquidità (w_L) (ASTM D4318; BS 1377), ovvero il contenuto di acqua di un terreno coesivo, rappresenta il passaggio dallo stato plastico allo stato liquido. La determinazione di questo limite è stata effettuata mediante l'uso dell'apparato del cono penetrometrico (Sherwood e Ryley, 1970). Questo strumento è costituito da un'asta d'acciaio sostenuta su un supporto al cui fondo è posto un cono d'acciaio (lunghezza 35

mm, angolo apicale 30°, e 80 gr di peso). La canna è libera di muoversi con il minimo attrito lungo la verticale, misurando tali movimenti mediante un micrometro. Il cono è collegato all'asta, posta a contatto con la superficie del campione e dopo essere stato rilasciato da un elettromagnete (temporizzato a cinque secondi) affonda nel provino. È definito come limite liquido il contenuto d'acqua al quale l'asta e la punta conica affondano nel provino per 20 mm. Un altro metodo standard applicabile per la valutazione di w_L è l'apparecchio di Casagrande (ASTM D 4318-84; BS 1377: Part 2: 1990) ma è stato utilizzato solo il primo metodo descritto.

- Il limite di plasticità (w_P) è il contenuto di acqua al quale un terreno passa dallo stato semisolido a plastico. Il metodo standard (ASTM D 4318-84; BS 1377: Part 2: 1990; CNR-UNI 10014) si basa sulla valutazione del limite plastico misurando il contenuto di acqua corrispondente alla formazione di crepe superficiali durante la creazione a mano di barre cilindriche di campioni (3 mm di diametro).

L'analisi della distribuzione granulometrica di un suolo è una proprietà indice di fondamentale importanza. Per la sua valutazione viene adottata una procedura standard di laboratorio. Consiste nell'analisi della frequenza di particelle solide di dimensioni assegnate. Tale frequenza è data dal rapporto tra il peso delle classi di distribuzione granulometrica e il peso iniziale del campione. Per quanto riguarda le classi granulometriche con diametri maggiori di 75 μ , la curva di classificazione è costruita mediante l'analisi di vagliatura (ASTM D 421-85; D 2217-85; UNI 2334, 8520-PART 5; CNR Anno V N.23-1971). La dimensione dei setacci dipende dalla serie numerica di Tyler. Se la percentuale di passaggio attraverso il setaccio N° 200 ASTM (75 μ) è superiore al 10%, l'analisi granulometrica viene eseguita mediante sedimentazione, evidenziando in questo modo la presenza, non trascurabile, di particelle fini (limo e/o argilla). Questo test si basa sulla legge di Stokes (1850) che descrive la velocità di sedimentazione dei clasti immersi in un fluido di viscosità nota. La velocità di sedimentazione influenza la densità della miscela suolo-acqua, che varia nel tempo in funzione della graduale sedimentazione delle particelle. Il diametro medio di queste è espresso dalla legge di Stokes, valida per particelle sferiche:

$$D = \sqrt{\frac{1800 \cdot \mu \cdot v}{\gamma_s - \gamma_L}} \quad [8]$$

dove:

γ_s = peso specifico delle particelle solide (gr/cm³);

γ_L = peso specifico del liquido (gr/cm³);

μ = viscosità;

v = velocità di una particella per andare dalla superficie libera dell'acqua e il centro di massa di il densimetro (cm/s);

Il test consiste nel misurare la velocità di sedimentazione delle particelle, cioè il tempo in cui le particelle percorrono la distanza tra il livello dell'acqua e il centro del bulbo, leggendo sul densimetro il valore della densità della miscela suolo-acqua.

La curva granulometrica viene utilizzata per leggere la granulometria alla quale è passato il 10% del campione (d_{10}), il 30% del campione (d_{30}) e il 60% del campione (d_{60}). Questi numeri sono usati per calcolare i seguenti coefficienti: la dimensione effettiva di Hazen (d_{10}) che viene utilizzata per stimare la conducibilità idraulica (K); Coefficiente di uniformità ($U = d_{60}/d_{10}$) che viene utilizzato per stimare la gradazione.

La classificazione del suolo è un argomento dinamico che è legato all'applicazione finale, dalla struttura del sistema stesso alle definizioni delle classi. Tra le classificazioni del suolo più comuni vi è l'Unified Soil Classification System (USCS) definito dallo standard ASTM D2487. L'USCS è un sistema di classificazione del suolo, utilizzato in ambito geotecnico, per classificare i suoli con proprietà omogenee mediante analisi granulometrica e/o dei limiti di consistenza. La classificazione può essere applicata a materiali geologici (terreni) non consolidati ed è rappresentata da un simbolo di due lettere descritto nella Tabella 5.

L'USCS ha tre principali classi di suolo:

- 1) suoli a grana grossa (sabbie e ghiaie) se la quantità di materiale passante al setaccio ASTM n. 200 è inferiore al 50%;
- 2) suoli a grana fine (limi e argille) se la quantità di materiale passante al setaccio ASTM n. 200 è maggiore del 50% (ulteriori suddivisioni dipendono dall'analisi dei limiti di consistenza attraverso la carta di plasticità di Casagrande);
- 3) suoli altamente organici (denominati torba) ulteriormente suddivisi in tre principali sottoclassi di suolo.

GW-GM corrisponde a "ghiaia ben gradata con limo". SP-SM può riferirsi a "sabbia scarsamente gradata con limo e ghiaia". I criteri USCS per ghiaie ben classificate (GW) e sabbie (SW) sono:

1. Meno del 5% di materiale passante al setaccio N° 200;
2. Coefficiente di uniformità maggiore di 4;

3. Coefficiente di curvatura compreso tra 1 e 3.

PRINCIPAL DIVISIONS		GROUP SYMBOL	DENOMINATION	FIELD IDENTIFICATION	LABORATORY CLASSIFICATION			
1	2	3	4	5	6			
COARSE-GRAINED SOILS Retained fraction at No. 200 ASTM sieve > 50%	GRAVEL Retained fraction at No. 4 ASTM sieve ≥ 50%	G	GW	Clean and well graded gravel and sand	Well graded gravelly soil, including different grain size classes	$C_u = d_{60}/d_{10} \geq 4$; $c_c = d_{30}^2/(d_{10} \times d_{60}) = 1 \div 3$		
			GP	Clean and poor graded gravel and sand	Well sorted gravelly soil, including grains belonging to few grain size classes	$C_u = d_{60}/d_{10} < 4$; $c_c = d_{30}^2/(d_{10} \times d_{60}) > 1 \div 3$		
		S	GM	Gravel with silt	The finer fraction is slightly plastic	Point below the "A" line or $I_p < 4$	Above the "A" line with $I_p = 4 \div 7$, classify the soil with double symbol (i.e. GM - GC)	
			GC	Gravel with clay	The finer fraction is plastic	Point above the "A" line or $I_p > 7$		
	SAND Passing fraction at No. 4 ASTM sieve ≥ 30%	S	L	SW	Clean and well graded sand and gravel	Well graded sandy soil, including different grain size classes	$C_u \geq 6$; $c_c = 1 \div 3$	
				SP	Clean and poor graded sand and gravel	Well sorted sandy soil, including grains belonging to few grain size classes	$C_u < 6$; $c_c < 1 \div 3$	
			H	SM	Sand with silt	The finer fraction is slightly plastic	Point below the "A" line or $I_p < 4$	Above the "A" line with $I_p = 4 \div 7$, classify the soil with double symbol (i.e. SW - SM)
				SC	Sand with clay	The finer fraction is plastic	Point above the "A" line or $I_p > 7$	
				Manual identification of the passing at n. 40 ASTM	Casagrande's plasticity chart			
				SHATTERING RESISTANCE OF DRIED SAMPLE	SHAKING REACTION OF WET SAMPLE	CONSISTENCY WITH w_L		
FINE-GRAINED SOILS Passing fraction at No. 200 ASTM sieve > 50%	SILT AND CLAY (M - C) LOW PLASTICITY $w_L < 50\%$	L	OL	Organic silt, organic low plasticity silty clay	Low-medium	slow	low	
			ML	Inorganic silt; very fine sand; rock flour; silty and clayey fine sand; low plasticity clayey silt	null-low	quick-slow	null	
			CL	Medium-low plasticity inorganic clay; gravelly or sandy clay; silty clay	medium-high	null-very slow	medium	
	HIGH PLASTICITY $w_L \geq 50\%$	H	OH	Medium-high plasticity organic clay; organic silt	medium-high	null-very slow	low-medium	
			MH	Inorganic silt; fine sand; micaceous and diatomaceous silt	low-medium	null-slow	low-medium	
			CH	High plasticity inorganic clays	high-very high	null	high	
HIGHLY ORGANIC SOILS			Pt	Peat and other highly organic soils				

Tabella 5. Unified Soil Classification System.

La classificazione AGI (1977) ha proposto una serie di classi granulometriche basate sul diametro delle particelle espresso in millimetri. Utilizzando la convezione proposta da questa classificazione, il nome ad una terra viene assegnato seguendo questa procedura:

- il nome dell'aggregato è dato dalla frazione granulometrica con percentuale maggiore (es: ghiaia);
- quando la seconda frazione granulometrica, in ordine di percentuale in peso, è compresa tra il 50 % e il 25%, si usa CON per unire i due nomi (es: ghiaia con limo);
- si usa il suffisso OSO se la percentuale in peso della frazione successiva è compresa tra il 25% e il 10% (es: ghiaia con limo sabbiosa);
- viene usato il suffisso OSO e DEBOLMENTE se la percentuale della frazione successiva è compresa tra il 10% ed il 5% (es: ghiaia con limo debolmente limosa);

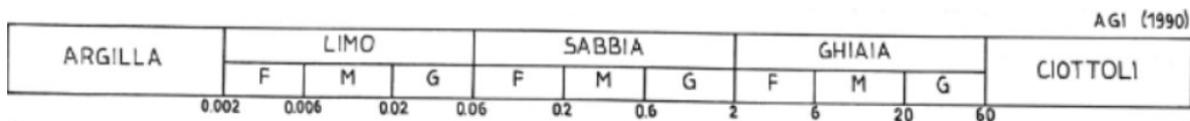


Figura 33. Sistema di classificazione AGI (Raviolo, 1993).

La Tassonomia del suolo secondo USDA, è infine un sistema di classificazione dei suoli sviluppato dal Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti e dal National Cooperative Soil Survey. Fornisce una classificazione dei tipi di suolo in base alle loro proprietà e in diversi livelli: Ordine, Sottordine, Grande Gruppo, Sottogruppo, Famiglia e Serie (Figura 34).

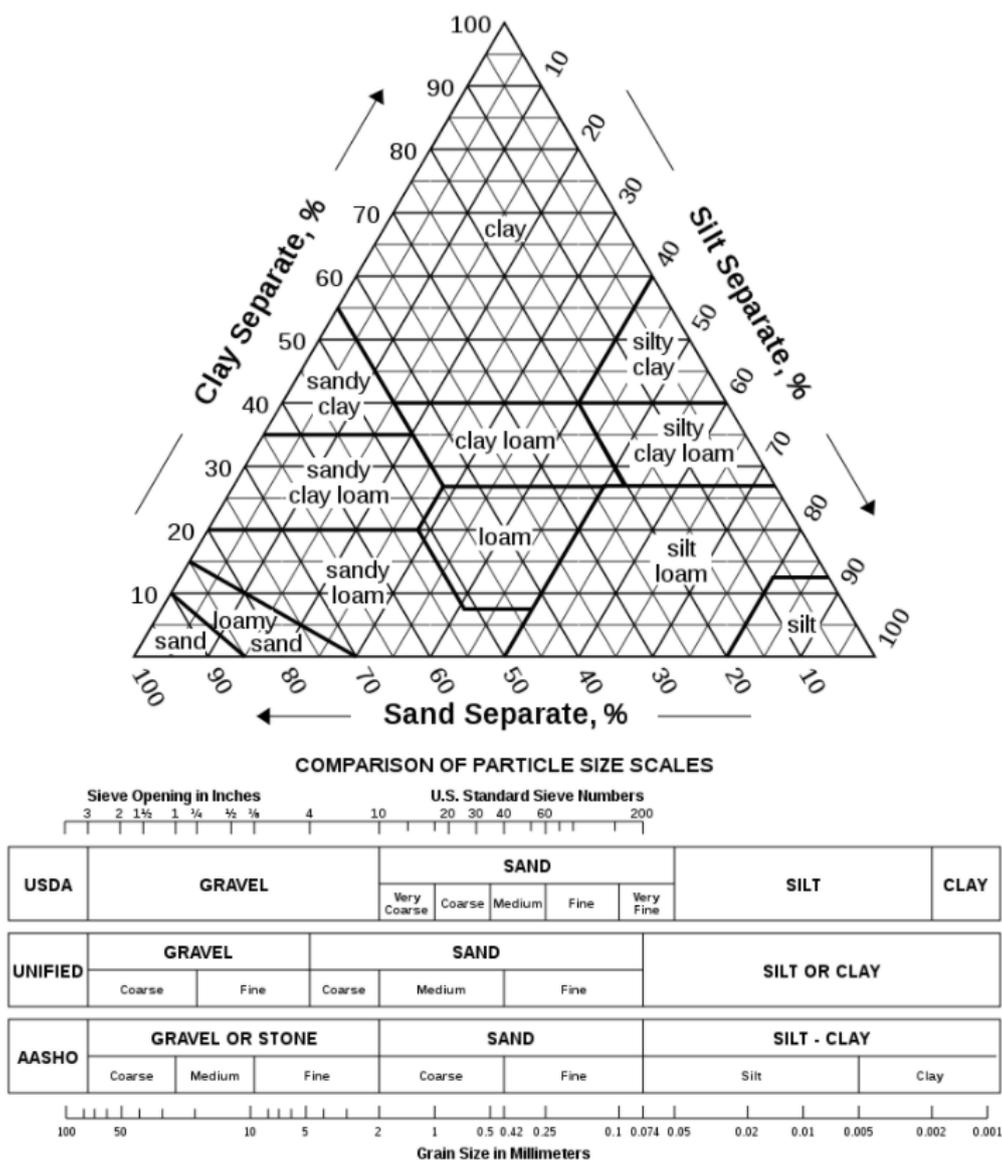


Figura 34. Sistema di classificazione USDA basato sulla granulometria (Soil Survey Staff, 1998).

5.2.5 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche dei depositi di copertura nel dominio della saturazione e sottosaturazione

In questa sezione vengono descritti i metodi usati per la caratterizzazione delle proprietà idrauliche delle coperture di suolo campionate durante le varie campagne di indagine. È necessario, in questo contesto, spiegare alcuni aspetti riguardanti il contenuto d'acqua dei suoli (w or θ) e il relativo potenziale idrico. Infatti, relativamente alla relazione suolo-acqua, la disponibilità idrica utilizzabile dalle piante si rappresenta attraverso il potenziale idrico Ψ_m , che si esprime in termini di pressione negativa rispetto a quella atmosferica (condizione insatura) anche nota come potenziale matriciale o suzione del suolo o suzione matriciale. Al contrario, valori positivi indicano condizione di saturazione. In condizioni di saturazione, il suolo è alla sua massima capacità di ritenzione (Figura 35). In queste condizioni, tutti i pori del suolo sono riempiti di acqua. La saturazione di solito si verifica per brevi periodi di tempo, sia durante gli eventi di pioggia intensa che durante l'irrigazione del terreno. A saturazione, la Ψ_m è prossima allo zero, mentre la porosità del suolo corrisponde al contenuto volumetrico d'acqua (θ). Il suolo rimane a saturazione finché l'acqua si infiltra, altrimenti l'acqua contenuta nei pori drena liberamente sotto le forze di gravità e dopodiché il terreno è considerato alla Capacità Idrica di Campo (C.I.C.). Quest'ultima rappresenta approssimativamente la quantità di acqua che viene trattenuta dal terreno a seguito di un completo processo di drenaggio a partire dalla condizione di saturazione. Alla Capacità Idrica di Campo il terreno contiene la quantità massima di acqua capillare che può essere immagazzinata ed utilizzata dalle radici delle piante. Il Punto di Appassimento Permanente (P.A.P.) (Figura 35) è definito invece come il contenuto d'acqua minimo del suolo alla quale una pianta appassisce. Il terreno al suo Punto di Appassimento Permanente apparirà pulverulento ed asciutto. La quantità di acqua trattenuta tra C.I.C. e P.A.P. è chiamata Contenuto d'acqua disponibile, ed è una misura della quantità di acqua nel terreno che è potenzialmente utilizzabile dalle piante.

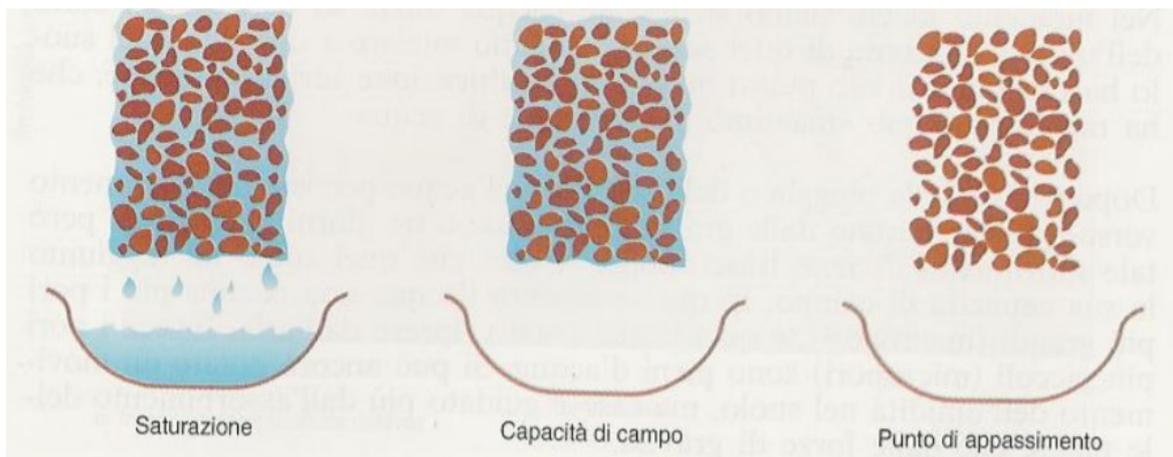


Figura 35. Diverse condizioni di umidità del suolo (http://attra.ncat.org/attra-pub/soil_moisture.html).

La misurazione del contenuto d'acqua trattenuto da una terra, vale a dire molecole d'acqua legate alle particelle solide da forze elettrostatiche o capillari, sono possibili mediante dispositivi idraulici in grado di estrarre l'acqua in condizioni sia sature che insature. Questo tipo di determinazioni permette di comprendere il comportamento idraulico del suolo insaturo, attraverso la determinazione della Curva Caratteristica del suolo - acqua, nota anche come Curva di Ritenzione Idrica del Suolo (SWRC). Si tratta di una relazione empirica, determinata su base sperimentale, che mette in relazione la suzione (matriciale, totale o entrambi) al contenuto di acqua volumetrico (θ) (Figura 36). Detta relazione può anche essere espressa in funzione del grado di saturazione.

Le tecniche sperimentali per la determinazione diretta del SWRC forniscono dati discreti. I parametri utilizzati nei modelli matematici per la determinazione delle SWRCs includono punti fissi relativi al contenuto d'acqua o alla suzione in condizioni specifiche (ad esempio saturazione, saturazione residua e pressione d'ingresso dell'aria) e costanti di "best fitting" selezionate per ottenere la forma della curva. La relazione tra il contenuto d'acqua e la suzione matriciale varia a seconda che il terreno sia bagnato (processi di assorbimento) o asciutto (processi di desorbimento). Questa discrepanza è indicata come fenomeno di isteresi (Figura 37).

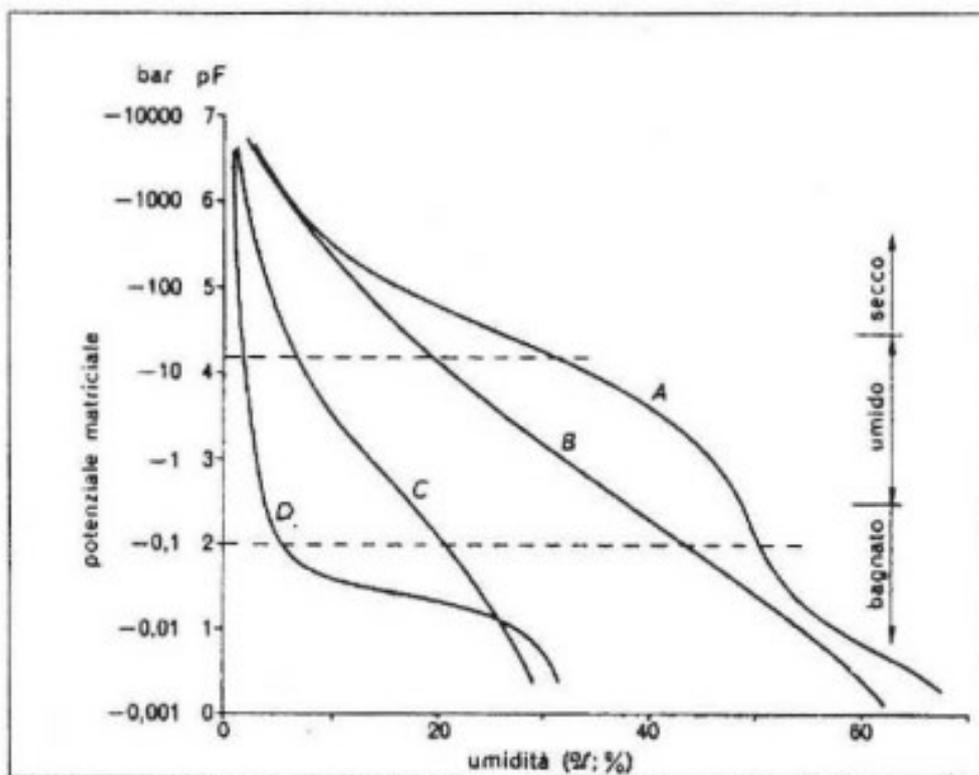


Figura 36. Curve di ritenzione per diverse tipologie di suolo (Cavazza, 1997).

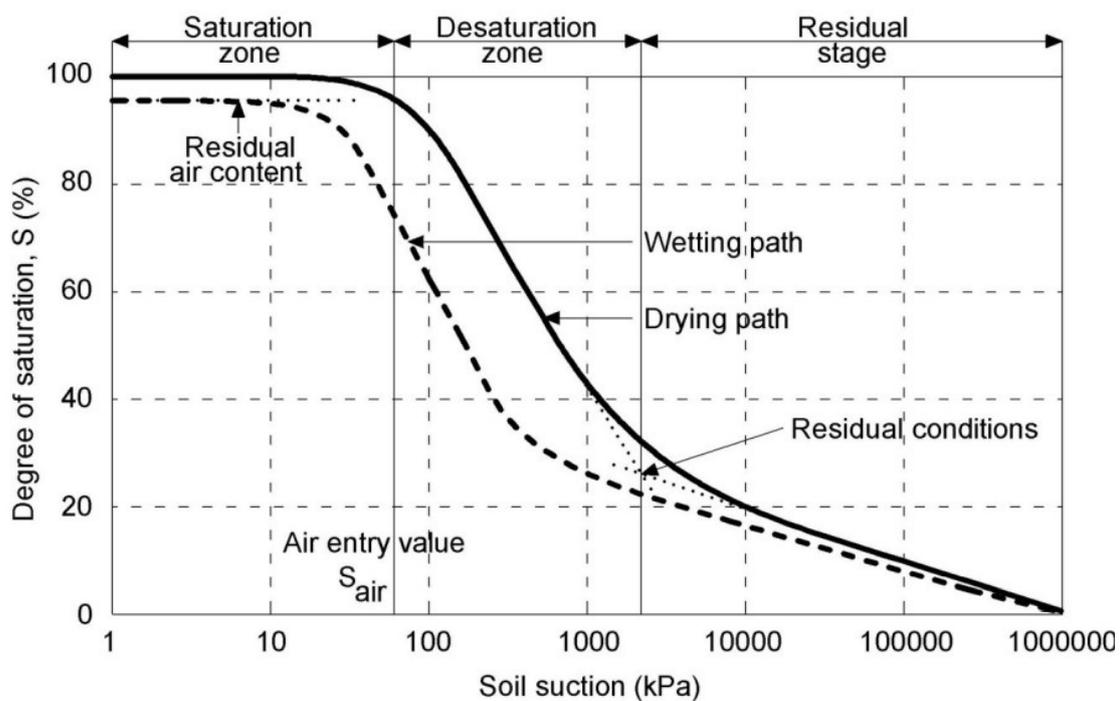


Figura 37. Processo di isteresi riferito alla curva caratteristica suolo-acqua (<http://www3.imperial.ac.uk/pls/portallive/docs/1/33435697.JPG>).

La pressione di ingresso dell'aria (ψ_b) descrive il valore di suzione sul ramo di desorbimento dove l'aria inizia ad entrare nei pori e inizia la de-saturazione. Il contenuto di acqua residua (θ_r) descrive la condizione alla quale l'acqua risiede nei menischi dei pori, e in questo caso, grandi cambiamenti di suzione sono necessari per rimuovere l'acqua extra dal sistema. Il contenuto di acqua ad una data pressione (ψ) è di solito diverso per un terreno umido rispetto ad un terreno asciutto. Questo è dovuto principalmente all'aria intrappolata in segmenti di pori di dimensioni maggiori.

5.2.5.1 Curve di ritenzione idrica del suolo (SWRC_s)

Per una corretta ed efficiente gestione irrigua dell'acqua, sono largamente impiegati modelli matematici di simulazione del trasporto dell'acqua nel suolo. Tali modelli necessitano della definizione delle funzioni di ritenzione idrica (Santini, 1992). In questo paragrafo sono descritti i modelli comunemente utilizzati nelle applicazioni geotecniche, con particolare riguardo alla metodologia usata in questo studio.

Brooks e Corey (1964) hanno proposto, per la curva di ritenzione idrica, la seguente espressione, basata su un grande numero di dati sperimentali:

$$\Theta = \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \quad \text{per } \frac{h}{h_b} > 1$$

$$\Theta = 1 \quad \text{per } \frac{h}{h_b} \leq 1$$

[9]

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico (adimensionale);

h_b = potenziale della air entry point (cm);

h = potenziale capillare o di suzione (cm).

Esplicitando il contenuto d'acqua (θ) si ottiene:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h}{h_b} \right)^{-\lambda} \quad \text{per } \frac{h}{h_b} > 1$$

$$\theta = \theta_s \quad \text{per } \frac{h}{h_b} \leq 1$$

[10]

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico;

θ_r = contenuto d'acqua residuale ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

θ_s = contenuto d'acqua a saturazione ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

h_b = potenziale della air entry point (cm);

h = potenziale capillare o di suzione (cm).

Il parametro λ invece è caratteristico del suolo e rappresenta l'indice di distribuzione delle dimensioni dei pori che determina la pendenza della curva di ritenzione. Generalmente i valori di λ sono maggiori per suoli con distribuzione dimensionale dei pori uniforme, mentre nei suoli con pori di dimensioni molto variabili, i valori sono più bassi. L'equazione di Brooks e Corey generalmente fornisce risultati accurati per molti suoli a tessitura media e grossolana, caratterizzati da una distribuzione di dimensione delle particelle e dei pori con bassa deviazione standard, mentre i risultati sono generalmente meno accurati per la maggior parte dei suoli a tessitura fine a causa dell'assenza di un ben definito valore di h_b (van Genuchten *et alii*, 1991).

Tra le espressioni disponibili per descrivere la curva di ritenzione idrica, quella di van Genuchten (1980) è la più utilizzata ed è rappresentata dalla seguente equazione:

$$\Theta = \left[\frac{1}{1 + (\alpha \cdot h)^n} \right]^m \quad [11]$$

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico;

h = potenziale capillare o di suzione (cm). E' considerato di segno positivo;

α = inverso del valore del potenziale capillare nel punto di flesso della curva (cm^{-1});

n = distribuzione dei pori all'interno del suolo indagato;

m = simmetria della curva caratteristica ed è legato al parametro n secondo la seguente

relazione: $m = \frac{1}{n}$.

Il termine Θ è definito secondo l'espressione:

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [12]$$

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico adimensionale (detto grado di saturazione efficace), assumendo valori compresi tra 0 e 1;

θ_r = contenuto d'acqua residuale ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

θ_s = contenuto d'acqua a saturazione ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

Esplicitando l'Equazione 11 e l'Equazione 12 si ottiene la seguente relazione:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \frac{1}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad [13]$$

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico;

θ_r = contenuto d'acqua residuale ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

θ_s = contenuto d'acqua a saturazione ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$);

h = potenziale capillare o di suzione (cm);

α = inverso del valore del potenziale capillare nel punto di flesso della curva (cm^{-1});

n = distribuzione dei pori all'interno del suolo indagato;

m = simmetria della curva caratteristica.

Un esempio di curva di ritenzione ottenuta secondo l'espressione proposta da van Genuchten è riportato in Figura 38 a. La curva di ritenzione si può esprimere in termini di contenuto idrico adimensionale θ , definito dall'Equazione 13. In tal caso la curva di ritenzione assume la forma indicata in Figura 38 b. I parametri θ_s e θ_r vengono solitamente considerati parametri empirici utilizzati all'interno delle funzioni di ritenzione

idrica e quindi non sempre riconducibili ad un preciso significato fisico (van Genuchten, 1991). Difatti il contenuto idrico residuale (θ_r) non rappresenta necessariamente il minimo contenuto idrico di un suolo. Al contrario, il contenuto idrico a saturazione (θ_s) rappresenta il massimo contenuto idrico volumetrico di un suolo. Tale valore non dovrebbe essere considerato uguale alla porosità, rispetto alla quale è solitamente inferiore del 5% -10% a causa dell'aria intrappolata nei pori (van Genuchten *et alii*, 1991). In sintesi, l'equazione di van Genuchten (Equazione 13) contiene 4 parametri indipendenti che devono essere stimati a partire dai dati relativi alla ritenzione idrica osservati su uno specifico suolo. Questi parametri riducono la flessibilità del modello, ma consentono una notevole semplificazione dello stesso, conferendogli una maggiore efficienza rispetto al modello precedentemente descritto.

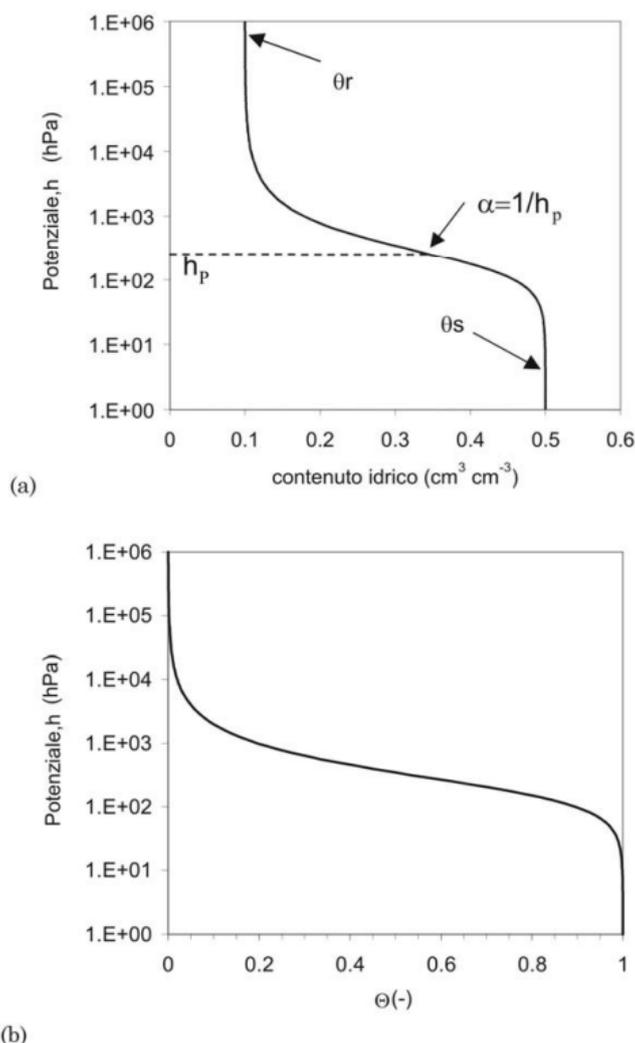


Figura 38. Curva di ritenzione idrica ottenuta mediante l'applicazione dell'equazione di van Genuchten calcolata rispetto al contenuto idrico (a) e rispetto al contenuto idrico dimensionale (b).

5.2.5.2 Strumentazione utilizzata: Tempe Cell (Soil Moisture Inc.)

Le tecniche sperimentali usate per determinare le curve di ritenzione idrica di un suolo (SWRCs), variano ampiamente in termini di costi e complessità. In questo paragrafo sono descritti i metodi maggiormente utilizzati e particolare enfasi viene data alla descrizione della strumentazione usata per il caso studio. Le Tempe Cell sono comunemente utilizzate quando bassi valori di suzione (<100 kPa o 10 m di colonna d'acqua) devono essere applicati. Per applicazioni che necessitano di elevati valori di suzione sono invece utilizzate le celle di pressione (*pressure plate extractor*) le quali sono costituite da robuste celle in grado di resistere ad elevati valori di pressione (tipicamente 1500 kPa).

La *cella di pressione* è un dispositivo idraulico che consente l'estrazione delle acque di ritenzione di un campione non saturo mediante azione dell'aria superiore a quella atmosferica. L'aria in pressione, confinata in un contenitore ermetico e robusto, agisce sulle acque capillari del campione che sono forzate a fluire verso l'esterno attraverso una piastra di ceramica porosa saturata. La piastra è costituita da pori molto piccoli in cui i menischi capillari resistono alla spinta dell'aria fino ad un certo livello di pressione (*air entry value*). La prova consiste nell'estrarre acqua dai campioni con step di pressione crescenti (fino all'*air entry value*) e nel determinare mediante successive estrazioni dalla cella di pressione e pesate, il contenuto d'acqua dei campioni (θ).

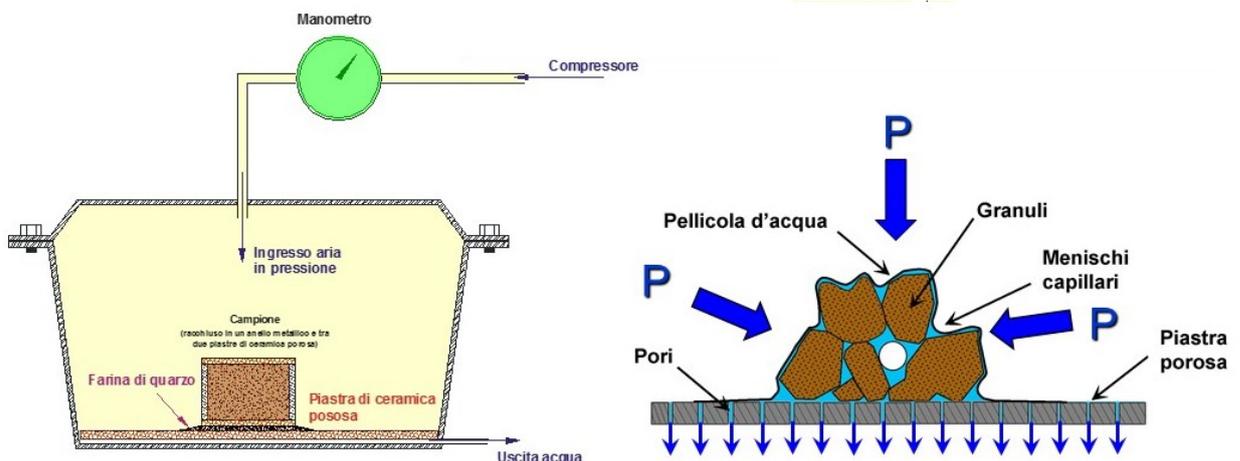


Figura 39. Modello schematico di cella di pressione.

In Figura 40 è mostrata una sezione trasversale di una *Tempe Cell*. Il suo funzionamento è molto simile a quello della cella di pressione.

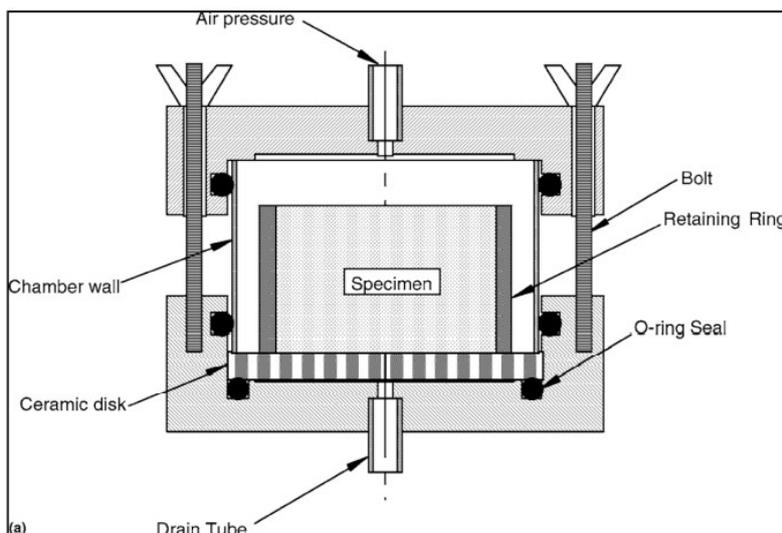


Figura 40. Sezione schematica di una “Tempe Cell” (Wang e Benson, 2004).

L'apparato Tempe Cell consiste in un contenitore cilindrico chiuso caratterizzato da un particolare assemblaggio in cui una pressione di aria nota viene applicata all'interno. In questo modo, la pressione dell'aria, agendo sui menischi capillari, determina la fuoriuscita di acqua capillare dal campione attraverso una piastra di ceramica porosa satura sulla quale poggia il provino di suolo. Durante le varie fasi, la pressione dell'aria causa l'espulsione dell'acqua capillare fino al raggiungimento dell'equilibrio con la tensione superficiale dei menischi capillari, annullando in questo modo il deflusso dell'acqua. Numerosi punti che compongono la curva di ritenzione possono essere ricavati applicando step di pressione crescenti. Per ogni cella, e per ciascuno step di pressione, sono osservate condizioni di equilibrio quando si raggiunge l'annullamento del deflusso e pesando la cella. Dopo aver raggiunto il massimo livello di suzione matriciale, l'intero apparato viene smontato e i campioni di terreno essiccati in stufa di laboratorio. Questi test di laboratorio hanno tempi di esecuzione molto lunghi (dell'ordine dei mesi) poiché il tempo necessario per l'estrazione dell'acqua aumenta all'aumentare degli step di pressione, il contenuto idrico del suolo diminuisce e di conseguenza anche la sua conducibilità idraulica. Diversi test, suddivisi in tre tornate, sono stati eseguiti su 10 campioni di suolo prelevati a differenti profondità e rappresentativi di differenti usi di suolo della dorsale carbonatica in studio. Per ogni tornata, dopo aver assemblato le Tempe Cell, sono stati applicati step di pressione crescenti ed è stato calcolato il contenuto d'acqua volumetrico per ciascuno di essi. Al fine di testare livelli molto bassi di suzione matriciale è stato utilizzato un compressore d'aria appositamente progettato, costituito da un tubo di plastica, disposto ad U, aperto da un lato alla pressione atmosferica e dall'altro collegato all'apparato delle Tempe Cell. Il tubo è stato riempito in modo tale da creare una differenza di carico idraulico, corrispondente ad una

determinata pressione dell'aria. In questo modo la suzione matriciale del suolo è stata testata partendo da un'altezza della colonna d'acqua $h = 11$ cm, corrispondente al contenuto d'acqua saturo (θ_s). Dopo la stabilizzazione del deflusso dell'acqua dalla cella, e pesato il quantitativo di acqua fuoriuscito ad ogni step di pressione in tempi stabiliti, la pressione è stata aumentata fino ad una altezza della colonna d'acqua pari a 120 cm. Per valori più elevati (fino ad un massimo di 960 cm di H₂O) è stato utilizzato un compressore ad aria standard. Per il presente studio, sono stati applicati step di pressione crescenti secondo lo schema di seguito riportato:

	1. Campioni	2. Campioni	3. Campioni
Step di pressione applicati (cm H ₂ O)	11.0	11.0	11.0
	30.0	30.0	30.0
	60.0	60.0	60.0
	120.0	120.0	120.0
	240.0	240.0	240.0
	480.0	480.0	480.0
	960.0	960.0	960.0

Tabella 6. Step di pressioni applicati alle tre tornate di campioni.

5.2.5.3 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche dei depositi di copertura nel dominio della saturazione

Il dominio della saturazione rappresenta la condizione in cui il contenuto d'acqua dei mezzi porosi è uguale o molto vicino al 100%; ciò significa che tutti i vuoti presenti nel mezzo sono occupati da acqua ad eccezione di bolle d'aria che possono rimanere intrappolate. Lo studio del comportamento idraulico in queste condizioni è essenzialmente finalizzato a definire i moti di filtrazione dell'acqua attraverso il suolo sotto l'azione della forza di gravità. In condizioni naturali, la filtrazione non avviene attraverso tutti i pori presenti nel terreno, ma solo attraverso una loro frazione (la

cosiddetta porosità efficace). Il flusso dell'acqua, o drenaggio, avviene pertanto sotto l'azione della forza di gravità con perdita di potenziale idraulico. La percentuale restante dei pori del mezzo è occupata da acqua non soggetta alla gravità, nota come l'insieme delle acque di ritenzione, e si trova quindi in una condizione stazionaria a meno dell'azione di suzione degli apparati radicali delle piante che la mobilita nel processo dell'evapotraspirazione. Il parametro che caratterizza i moti di filtrazione dell'acqua nel terreno è la conducibilità idraulica satura (K_{sat}), parametro fondamentale della legge di Darcy (1856) che descrive i moti di filtrazione in un mezzo saturo:

Nelle terre, detto parametro è influenzato da molti fattori quali la granulometria e dal tipo e distribuzione di particelle fini. Esso è anche controllato della densità della terra, ovvero dal peso dell'unità di volume: maggiore è il peso del campione di suolo, minore è la conducibilità a causa della corrispondente diminuzione del rapporto dei vuoti (e) e della porosità (n). Inoltre, la conducibilità idraulica è influenzata dalla disposizione delle particelle che possono avere un orientamento predominante.

La conducibilità idraulica a saturazione (K_{sat}) è definita come prodotto della permeabilità intrinseca (K_i) e il rapporto tra gravità e viscosità cinematica del fluido. Dipende dal quadrato del diametro effettivo dei grani e ha le dimensioni di una velocità (solitamente misurata in m/s o cm/s). Dalla definizione data, ne consegue che la conducibilità idraulica dipende non solo dalle caratteristiche del terreno, ma anche da quelle del fluido.

$$K_{sat} = K_i \cdot \frac{g}{\nu} \quad [14]$$

dove:

K_i è la permeabilità intrinseca (m^2);

g = accelerazione di gravità (m/s^2);

ν = viscosità cinematica (m^2/s).

La determinazione della conducibilità idraulica, sia in situ che in laboratorio, viene effettuata in riferimento alla legge di Darcy (1856), (flusso laminare):

$$Q = K \cdot S \cdot i \quad [15]$$

dove:

Q è la portata (m^3/s);

S è la sezione del mezzo (m^2);

i è il gradiente idraulico.

In generale per la valutazione di K_{sat} , vi è la difficoltà di portare il mezzo a saturazione, soprattutto quando la frazione fine è preponderante. Può accadere infatti che le bolle d'aria intrappolate riducano la sezione drenante causando una sottovalutazione della conducibilità idraulica. Questo è particolarmente vero quando il fronte di saturazione si propaga dall'alto verso il basso. Con le misure di laboratorio è possibile evitare il problema di cui sopra, saturando il terreno dal basso e permettendo all'aria di fuoriuscire verso l'alto. Inoltre, il test può essere svolto per un tempo prolungato, sufficiente a raggiungere la totale saturazione.

Data l'elevata variabilità temporale e spaziale della permeabilità dei suoli, non esiste un metodo di laboratorio univoco per tutti i casi studio. Inoltre, un grande numero di misurazioni è spesso necessario per caratterizzare adeguatamente il K_{sat} a scala di campo. Per questo tipo di test vengono generalmente usati il permeometro costante per terreni a granulometria medio-grossolana (sabbiosi e limosi) e il permeometro variabile per terreni a granulometria fine (limosi e argillosi) con conducibilità idraulica inferiore a 10^{-7} m/s.

Pertanto, le misurazioni dirette di laboratorio o sul campo richiedono a volte costi elevati e tempo.

In alternativa, K_{sat} può essere stimato indirettamente dalla distribuzione granulometrica del suolo, densità apparente, porosità e contenuto in materia organica. Sono infatti note in letteratura Funzioni di Pedotrasferimento (PTF) (Bouma *et alii*, 1989), sviluppate per stimare la conducibilità idraulica satura in maniera indiretta (ad es. Saxton *et alii*, 1986, Jabro *et alii*, 1992; Julia *et alii*, 2004). Queste PTF offrono una variabilità nell'accuratezza della previsione di K_{sat} e nei requisiti di input. Alcune di queste funzioni sono rappresentate da relazioni empiriche tra la conducibilità idraulica satura e la porosità effettiva e richiedono dati di input facilmente reperibili (Ahuja *et alii*, 1984; Forrest *et alii*, 1985).

Altre PTF invece richiedono più di un parametro di input rispetto alle precedenti funzioni. Queste relazioni determinano la conducibilità idraulica satura dalla caratterizzazione granulometrica (% di sabbia, % di limo e % di argilla), densità apparente e porosità totale (Puckett *et alii*, 1985, Cosby *et alii*, 1984) parametri che rappresentano, in maniera indiretta, l'effetto della struttura del suolo sui moti di filtrazione di un fluido.

Per la presente ricerca, sono state applicate diverse relazioni per la stima indiretta della conducibilità idraulica satura. In particolare, le relazioni di Campbell e Shiozawa, 1984

[16] Cosby *et alii* 1984 [17], Dane e Puckett 1994 [18], Julia *et alii* 2004 [19]. Queste relazioni determinano il K_{sat} esclusivamente in relazione alla caratterizzazione granulometrica.

$$K_{sat} = 54 \exp [-0.07 (\%sabbia) - 0.167(\%argilla)] \quad [16]$$

$$K_{sat} = 25.4 \times 10^{-0.6+0.012 (\%sabbia) - 0.00064 (\%argilla)} \quad [17]$$

$$K_{sat} = 303.84 \exp [-0.144 (\%argilla)] \quad [18]$$

$$K_{sat} = 0.0920^{[0.0491 (\%sabbia)]} \quad [19]$$

Invece, l'equazione di Saxton *et alii* (1986) stima la conducibilità idraulica satura in funzione del contenuto di sabbia e argilla e della porosità:

$$K_{sat} = \exp [12.01 - 0.0755 \cdot \% SA + (-3.895 + 0.03671 \cdot \% SA - 0.1103 \cdot \% CL + 0.00087546 \cdot \% CL^2) / n] \quad [20]$$

dove:

SA è la % di sabbia;

CL è la % di argilla;

n è la porosità.

Tale metodo è stato scelto tra quelli presenti in letteratura, in quanto tiene conto della porosità, caratteristica fondamentale che influenza il movimento dei fluidi in un mezzo poroso e quindi sulla stima della conducibilità idraulica a saturazione.

5.2.5.4 Stima della Riserva idrica utile (u)

Il movimento dell'acqua nel suolo è un processo che evolve con continuità nel tempo e può ricondursi, in modo schematico, ad un alternarsi di fenomeni di infiltrazione e redistribuzione (Figura 41) (Santini, 1975). In conseguenza di abbondanti apporti meteorico o irrigui, il terreno risulta essere saturo di acqua, la quale occupa tutta la porosità del suolo ed ha una energia libera che per convenzione è uguale a 0. Il contenuto d'umidità del suolo in questa situazione definisce la *capacità idrica massima*. In condizioni di terreno saturo una parte dell'acqua contenuta percola sotto l'azione della forza di gravità; quest'acqua non trattenuta dal terreno è detta acqua gravitazionale, il

cui volume corrisponde alla macroporosità. L'acqua che resta ad imbibire il suolo dopo che la percolazione si è arrestata è quella trattenuta nei micropori, dove la componente matriciale è tanto alta da bilanciare e superare quella gravitazionale: in queste condizioni il terreno si trova alla *capacità di campo* (θ_{CIC}) che rappresenta la situazione ideale per il rifornimento idrico delle piante che attingono l'acqua senza grossi sforzi. Col progressivo diminuire dell'acqua, per evaporazione dal terreno o per traspirazione delle piante, il contenuto d'acqua diminuisce sempre di più localizzandosi in pori via via più minuti in cui il potenziale idrico scende a valori bassissimi. Arrivati al momento in cui le piante, almeno quelle comunemente coltivate, non sono più in grado di prelevare acqua dal terreno, fatto che si traduce nell'appassimento del vegetale, il contenuto d'umidità viene definito *punto di appassimento o di avvizzimento* (θ_{PA}). L'acqua presente nel terreno al punto di appassimento è acqua non utilizzabile dalle piante: è questa in parte acqua rimasta nei capillari più fini e in parte acqua igroscopica, le cui ultime molecole sono trattenute con tensioni dell'ordine di -1.000 MPa (Figura 42). Pertanto, *l'acqua disponibile* (AD) o *riserva idrica utile* (u), definita nell'intervallo fra la capacità di campo (θ_{CIC}) e il punto di appassimento permanente (θ_{PA}) è stata introdotta essenzialmente con l'obiettivo di fornire agli agricoltori un criterio pratico per decidere quando irrigare e come valutare i volumi irrigui (Cassel e Nielsen, 1986). La riserva idrica utile quando è espressa come differenza tra contenuti d'acqua, è adimensionale. È possibile però esprimere questa grandezza idrologica come lama d'acqua (mm), ovvero come la quantità di acqua di ritenzione contenuta nel prisma di terreno di altezza pari alla zona di evapotraspirazione (profondità alla quale si estendono le radici delle piante), e di base unitaria.

Veihmeyer e Hendrickson (1927) sostenevano che le attività delle piante praticamente non risentissero delle variazioni di umidità in un campo di valori abbastanza ampio e che l'acqua presente nel suolo si poteva considerare ugualmente disponibile per le piante per valori di θ compresi fra la capacità di campo (θ_{CIC}) e il punto di appassimento permanente (θ_{PA}), che rappresentava un valore di soglia al di sotto del quale si assumeva che l'attività delle piante venisse bruscamente ridotta. Questo modello concettuale, ampiamente diffuso (Ratcliff *et alii*, 1983; Ritchie *et alii*, 1999), porta a considerare l'acqua disponibile (u) come una costante caratteristica del suolo definita dalla relazione:

$$u (\%) = \theta_{CIC} - \theta_{PA}$$

$$u (\text{mm}) = (\theta_{CIC} - \theta_{PA}) \times h \quad [21]$$

dove:

u = riserva idrica utile o acqua disponibile;

θ_{CIC} = contenuto d'acqua del terreno alla capacità di campo;

θ_{PA} = contenuto d'acqua del terreno al punto di appassimento permanente;

h = profondità alla quale si estendono le radici delle piante (zona di evapotraspirazione) (mm).

La disponibilità di tecniche di misura sempre più sofisticate, messe a punto per la determinazione delle proprietà idrauliche dei suoli e per il monitoraggio dell'acqua nel suolo e nelle piante, hanno condotto negli ultimi anni a notevoli approfondimenti delle conoscenze sui processi di trasferimento dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera. I principali risultati conseguiti al riguardo sono da porre in relazione ad un approccio dinamico in cui il campo è visto come un sistema unico caratterizzato da processi interdipendenti, di natura complessa e funzione sia dello spazio sia del tempo, e dove il concetto di acqua disponibile per le piante non si considera come una mera proprietà del suolo, ma dipende anche dalle caratteristiche delle piante e dalle condizioni atmosferiche.

La complessità del sistema suolo-vegetazione-atmosfera, la presenza delle interazioni fra i fenomeni e le difficoltà che si incontrano nel tentativo di descrivere in termini fisici l'assorbimento radicale dell'acqua nel suolo, rendono proponibili modelli matematici per analizzare con sufficiente precisione questi processi (Santini, 1981). La grande diffusione e disponibilità di elaboratori sempre più potenti ha consentito lo sviluppo di numerosi e complessi codici di calcolo che si sono rivelati importanti strumenti per facilitare la comprensione dei fenomeni fisici, per interpretare indagini sperimentali sia di campo che di laboratorio e per valutare l'influenza che i diversi parametri esercitano sulla distribuzione dell'acqua nel suolo e nelle piante. Una volta messo a punto un modello sufficientemente rappresentativo e verificata la sua validità con prove sperimentali, è possibile utilizzarlo per fare previsioni o per prendere decisioni di carattere gestionale, ma anche per valutare l'influenza dei vari parametri del sistema sul processo traspirativo, facendo variare i parametri che caratterizzano il suolo, la vegetazione e il clima.

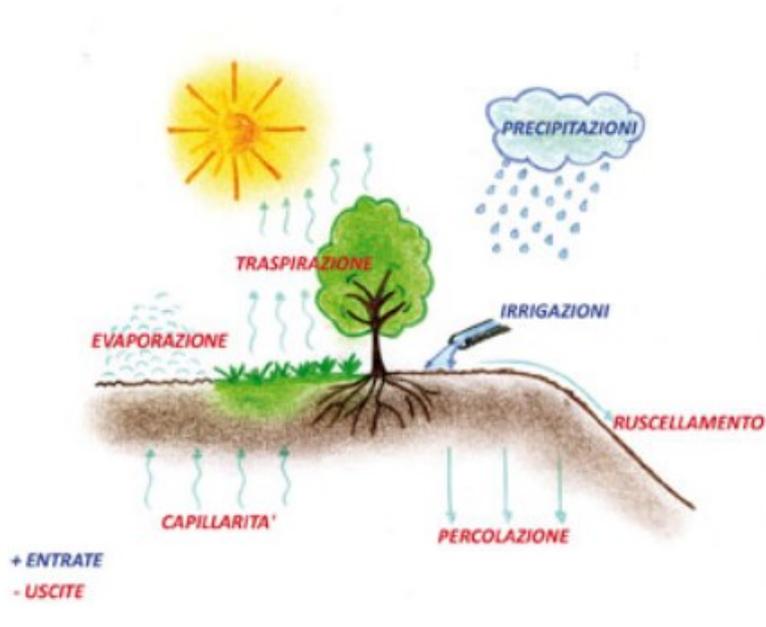


Figura 41. Ciclo dell'acqua nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera.



Figura 42. Distribuzione dell'acqua nel terreno.

5.3 Monitoraggio idrologico dei depositi di copertura

Al fine di comprendere la dinamica idrologica dei depositi di copertura pedogenizzati e quindi i suoi effetti sulla ricarica dell'acquifero carbonatico, è stata realizzata una rete per il monitoraggio in situ del contenuto d'acqua in siti rappresentativi della dorsale carbonatica in studio. Sono stati installati sensori multiprofilo (Dataflow System Ltd) che determinano le variazioni del contenuto d'acqua a differenti profondità fino ad una profondità massima di 1 m lungo la lunghezza dell'asta con distanziamento tra i sensori di circa 100 mm (Figura 43).

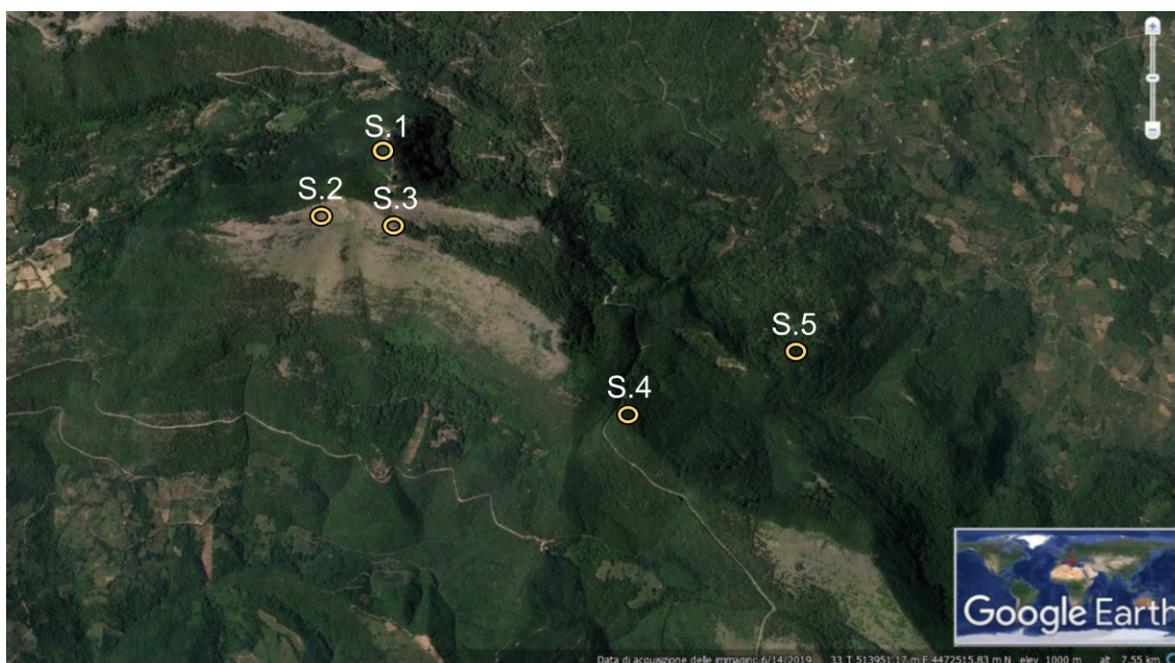


Figura 43. Rete per il monitoraggio in situ del contenuto d'acqua presso Monte Vesole.

Per il presente studio sono stati utilizzati sensori con le specifiche riportate in Tabella 7:

ID sensore	Tipologia di copertura di suolo	Specifiche
S.1	Aree ad intera copertura boschiva	5 sensori (livelli di acquisizione posizionati a 10, 20, 40, 60, 100 cm) / Lunghezza asta 1.0 m
S.2	Aree denudate	3 sensori (1 livelli di acquisizione posizionati a 10, 20, 40 cm) / Lunghezza asta 40 cm
S.3	Aree denudate	3 sensori (1 livelli di acquisizione posizionati a 10, 20, 40 cm) / Lunghezza asta 40 cm
S.4	Aree ad intera copertura boschiva	5 sensori (livelli di acquisizione posizionati a 10, 20, 40, 60, 100 cm) / Lunghezza asta 1.0 m
S.5	Aree ad intera copertura boschiva	5 sensori (livelli di acquisizione posizionati a 10, 20, 40, 60, 100 cm) / Lunghezza asta 1.0 m

Tabella 7. Caratteristiche dei sensori utilizzati.

I sensori utilizzati nella presente ricerca determinano il contenuto d'acqua volumetrico (θ) attraverso la misura della costante dielettrica del terreno (ε), che rappresenta l'attitudine di un mezzo alla conduzione di un campo elettromagnetico.

Grazie alla differenza esistente tra la costante dielettrica dell'acqua ($\varepsilon \sim 80$) e quella di un suolo secco ($\varepsilon \sim 3-5$), è possibile stimare il contenuto volumetrico d'acqua del suolo. Il comportamento non lineare della costante dielettrica del suolo, al variare del contenuto d'acqua del suolo, si spiega col fatto che per bassi contenuti di umidità le particelle d'acqua sono legate alla matrice solida da forti legami di natura elettrostatica che vincolano i dipoli a determinate orientazioni fisse. Man mano che il contenuto d'acqua aumenta, lo stato dell'acqua tende sempre più a quello di fase liquida libera con incremento della possibilità dei dipoli di orientarsi liberamente. Dal momento che la superficie specifica dei suoli regola lo stato di adsorbimento dell'acqua sulle particelle, nel caso di limi e argille l'incremento di costante dielettrica avviene per contenuti d'acqua superiori rispetto a quelli di sabbie e ghiaie (Placidi *et alii*, 2020).

La relazione tra la costante dielettrica ed il contenuto d'acqua volumetrico è stata definita da diversi autori attraverso relazioni di tipo empirico polinomiali e lineari (Topp *et alii*, 1980; Ladieu *et alii*, 1986) o approcci semi-empirici che tengono conto delle composizioni percentuali del suolo.

L'espressione di Topp è la seguente:

$$\theta = 4.3 \cdot 10^{-6} \varepsilon^3 - 5.5 \cdot 10^{-4} \varepsilon^2 + 2.92 \cdot 10^{-2} \varepsilon - 5.3 \cdot 10^{-2} \quad [22]$$

mentre quella di Ladieu è:

$$\theta = -0.0994 + 0.0968 \cdot \sqrt{\varepsilon} \quad [23]$$

dove:

θ = contenuto d'acqua volumetrico ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$);

ε = costante dielettrica del terreno (adimensionale).

Nello specifico, il sensore nell'asta consiste di due placche metalliche connesse ad un circuito oscillatore. All'aumentare dell'umidità del suolo registrata dal campo elettrico tra le piastre, si riduce la frequenza dell'oscillatore. Questa frequenza viene quindi misurata dal sensore in un periodo di tempo fissato. Il raggio di misurazione del sensore è di circa

170 mm. Affinché il dato registrato dal sensore corrisponda al reale contenuto volumetrico d'acqua, è stata effettuata la calibrazione per ciascuna tipologia di suolo, in accordo alla classifica USDA, considerando i valori di contenuto volumetrico d'acqua ricavati mediante prove di laboratorio.

La temperatura a ciascun livello viene misurata attraverso un legame termico con le piastre di misurazione di umidità che si trovano in prossimità del terreno. La misurazione dei contenuti d'acqua e di temperatura avviene in maniera sequenziale in corrispondenza di ciascun sensore disposti lungo l'asta e i dati vengono inviati al logger Odyssey® Xtream disposto nella parte superiore dell'asta. Il logger archivia i dati nella sua memoria insieme all'intervallo di tempo per ciascuna misurazione (Figura 44).

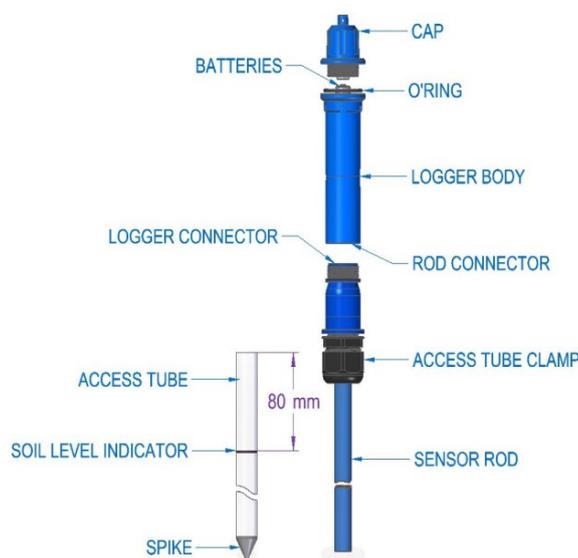


Figura 44. Sensore di umidità del terreno (Odyssey® Xtream).

Al fine di completare le attività di monitoraggio idrologico, è stata installata inoltre una stazione termo-pluviometrica che consente di registrare le variazioni di temperatura e i valori di precipitazione. Il sensore funziona secondo un procedimento meccanico: la precipitazione di acqua confluisce in un contenitore a bilancia in equilibrio su alcuni supporti progettati per ridurre al minimo l'attrito. La bilancia raccoglie acqua fino a quando il peso (equivalente a 0.2 mm di pioggia) non ne provoca il capovolgimento (Figura 46 b). Ad ogni capovolgimento della bilancia viene generato ed inviato all'unità di acquisizione un impulso elettrico; il numero degli impulsi trasmessi fornisce la misura della quantità di acqua caduta.

I componenti specifici del collettore di pioggia sono di seguito descritti (Figura 45):

- Cono collettore pioggia agganciato alla base
- Base con meccanismo di ribaltamento e cavo da 40' (circa 12 m)
- Quattro viti (8 x 3/4")
- Schermo detriti
- 16 punte per uccelli da 3.5" (9 cm)

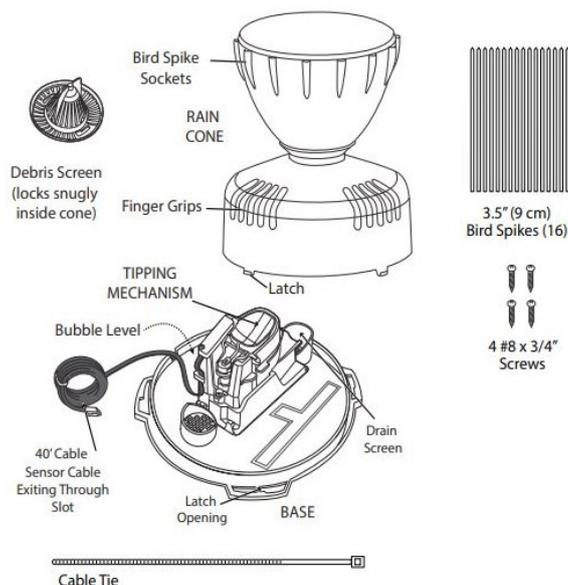


Figura 45. Componenti del collettore di pioggia di tipo Davis.

Questo pluviometro registra due tipologie di dati. Per ogni movimento della bascula il logger registra la pioggia caduta totale (in mm) per l'intervallo temporale di registrazione impostato. Il logger registra inoltre anche il tempo effettivo di ribaltamento della bascula, insieme al quantitativo di pioggia caduta nell'intervallo di tempo fissato. Per ogni record di pioggia registrato, vengono memorizzati anche i valori di temperatura (Figura 46 a).

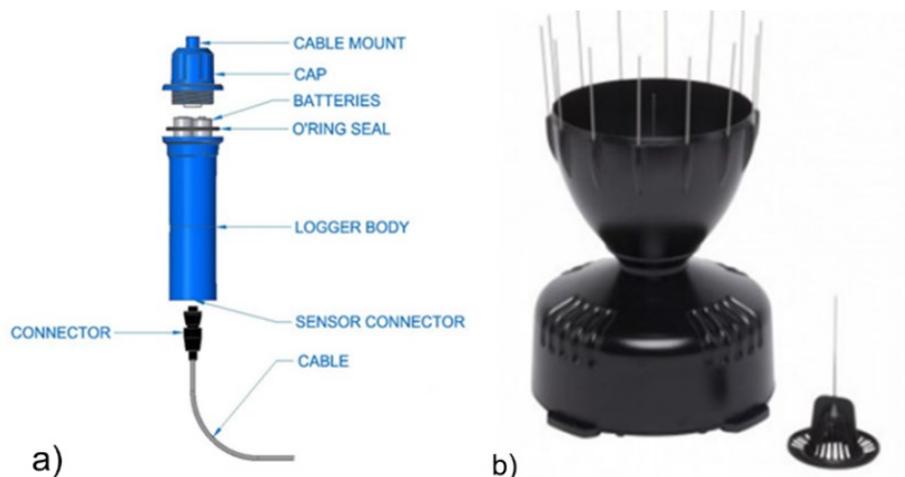


Figura 46. Componenti del pluviometro installato nell'area di studio (Odyssey® Xtream): a) Xtream Rain Gauge logger; b) Collettore di pioggia di tipo Davis.

5.4 Stima del Bilancio Idrico del suolo attraverso il codice di calcolo SWB 1.2 (Westenbroek *et alii*, 2010)

In questa sezione viene descritto il codice di calcolo Soil Water Balance (SWB), release 1.2, realizzato dall'USGS (<https://www.usgs.gov/centers/upper-midwest-water-science-center/science/soil-water-balance-swb-modified-thornthwaite>) (Westenbroek *et alii*, 2010) che è stato utilizzato per calcolare le variazioni spazio-temporali della ricarica delle acque sotterranee nell'area di studio.

Il codice di calcolo SWB 1.2 è stato sviluppato per consentire una quantificazione semplice e veloce della ricarica. Si basa su un approccio di equilibrio suolo-acqua Thornthwaite-Mather modificato, con le componenti del bilancio idrico del suolo calcolate su base giornaliera (Thornthwaite, 1948; Thornthwaite e Mather, 1957) utilizzando livelli di dati generati in ambiente GIS in combinazione con dati climatici tabulari.

I dati di ingresso richiesti dal codice sono di seguito elencati:

- Valori di precipitazione e temperatura giornalieri;
- Definizione del gruppo idrologico del suolo;
- Classificazione delle tipologie di coperture di suolo;
- Valutazione dell'acqua disponibile;

- Direzione del flusso idrico superficiale;

Come precedentemente accennato, il codice SWB si basa sull'approccio modificato del bilancio idrico del suolo di Thornthwaite-Mather, con componenti del bilancio idrico calcolati ad intervalli di tempo giornalieri:

$$R = (\text{Precipitazioni}) - (\text{Ruscellamento superficiale} + \text{Evapotraspirazione}) - \text{Variazioni del contenuto d'umidità del suolo} \quad [24]$$

La ricarica viene calcolata separatamente per ogni cella della griglia del dominio del modello. Ciascuno dei componenti dell'equazione di bilancio sono brevemente descritti di seguito:

Precipitazioni: i valori di precipitazione vengono inseriti come dati giornalieri;

Ruscellamento superficiale: i volumi di deflusso superficiale sono calcolati utilizzando il metodo dell'SCS Curve Number (USDA Soil Conservation Service, 1972), considerato tra le applicazioni empiriche maggiormente utilizzati per la stima dei deflussi superficiali.

Evapotraspirazione: è stata calcolata con il metodo di Thornthwaite – Mather (1955). I dati climatologici sono stati ricavati dalle stazioni meteo installate in punti rappresentativi della dorsale carbonatica per un intervallo temporale compreso tra il 1 gennaio 2019 al 31 dicembre 2020.

Variazioni del contenuto d'umidità del suolo: questo termine rappresenta la quantità di acqua immagazzinata nel suolo per una data cella della griglia. Si può individuare per questo parametro il limite superiore che corrisponde alla massima capacità di ritenzione idrica (approssimativamente equivalente alla capacità idrica di campo) e un limite inferiore corrispondente al punto di appassimento permanente (Westenbroek *et alii*, 2010).

Il modello utilizza le informazioni sull'uso/copertura del suolo, insieme con le informazioni relative all'acqua disponibile, per calcolare il ruscellamento superficiale e assegnare una massima capacità per ogni cella della griglia. Per la stima dei dati necessari per l'implementazione del codice è stato applicato un approccio sperimentale combinato con metodologie idrogeologiche, acquisendo dati misurati in situ e in laboratorio.

I dati richiesti per l'applicazione del modello SWB sono descritti di seguito:

ARC ASCII files:

- 1) Tipo idrologico di suolo: per quanto riguarda la natura del suolo, l'SCS ha classificato i tipi di suolo in quattro gruppi (Tabella 8):

Tipo idrologico di suolo	Descrizione
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloid, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione
D	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressoché impermeabili in vicinanza delle superfici.

Tabella 8. Classificazione dei tipi idrologici di suolo secondo il metodo SCS-CN.

- 2) Tipologia di copertura di suolo (Land Cover): la mappa è stata realizzata mediante l'applicazione di tecniche di classificazione supervisionata (vedere paragrafo 5.2.2);
- 3) Mappe della riserva idrica utile e della capacità idrica di campo: le mappe sono state realizzate su base stocastica, ovvero tenendo conto della variabilità statistica con la quale sono stati osservato gli spessori di suolo nelle differenti categorie copertura di suolo (Land Cover), e dei risultati delle prove di laboratorio riferite alla caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della sottosaturazione;
- 4) Direzione del flusso idrico superficiale (Flow Direction D8): questo file grid è stato generato a partire da un DEM con risoluzione 10m x 10m. Il DEM è stato dapprima modificato attraverso lo strumento "Fill" dello Spatial Analyst Toolbox del programma ArcGIS (ESRI), che permette di creare, a partire dal DEM di base, un'area senza depressioni locali (*sink*). La presenza di picchi potrebbero altrimenti generare errori nel calcolo della direzione del fenomeno. Queste anomalie vengono quindi rispettivamente riempite o livellate alla quota delle celle adiacenti, come mostrato in Figura 47.

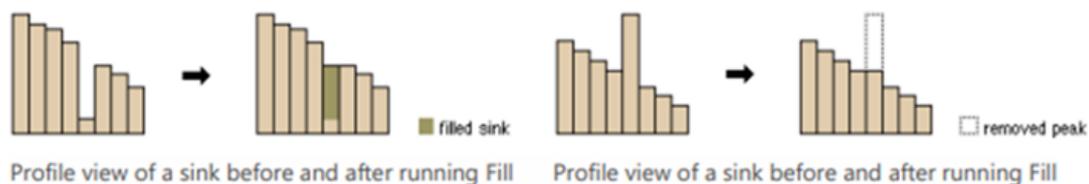


Figura 47. Principio di funzionamento del fill.

Dal DEM corretto, si è proceduto con il calcolo delle direzioni di flusso. Il principio di base assume che il flusso idrico segua la linea di massima pendenza secondo l'algoritmo D8 Single Flow (O'Callaghan *et alii*, 1984). Questo algoritmo, come quello precedentemente descritto, è implementato nel software ArcGIS (ESRI) come funzione standard per la modellazione idrologica dello Spatial Analyst, la "Flow Direction" (Jenson *et alii*, 1988) la quale è tuttora una delle più utilizzate (Marks *et alii*, 1984). L'output di questo algoritmo è un file raster i cui valori variano da 1 a 255 e sono previste 8 direzioni di flusso secondo la codifica illustrata in Figura 48.

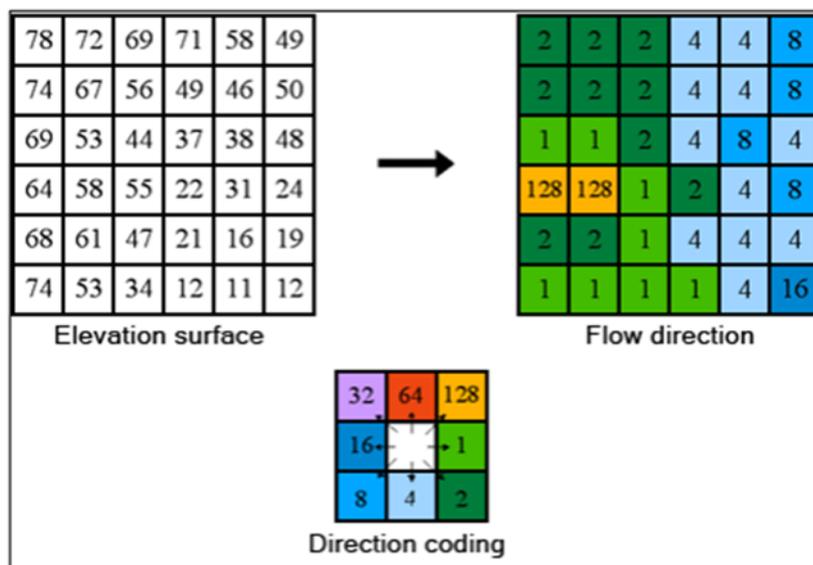


Figura 48. Principio di funzionamento del Flow Direction.

Dati tabulari:

Il modello richiede dati climatologici giornalieri. In particolare: valori di precipitazioni giornalieri, valori di temperatura dell'aria media giornaliera, massima e minima.

5.5 Stima del Bilancio Idrico del suolo mediante il metodo di Thornthwaite e Mather (1957)

Il bilancio idrico del suolo, secondo il metodo di Thornthwaite e Mather (1957), fornisce una misura indicativa della disponibilità d'acqua nel suolo e consente di stimare l'evapotraspirazione reale (E_r). Il bilancio idrico del suolo viene calcolato utilizzando latitudine, temperature e precipitazioni medie mensili e la capacità idrica del suolo. Attraverso questi parametri vengono ricavate l'evapotraspirazione potenziale, quella reale e la riserva idrica del suolo. Il loro raffronto consente di ottenere una misura indicativa della disponibilità idrica nel suolo, evidenziando eventuali periodi di deficit. Il diagramma del bilancio idrico del suolo secondo Thornthwaite e Mather è costituito da un sistema di assi cartesiani: sulle ascisse vengono riportati i mesi dell'anno e sulle ordinate i valori medi mensili delle precipitazioni, dell'evapotraspirazione potenziale e di quella reale, espressi in mm (Figura 49). L'evapotraspirazione potenziale media mensile (E_{pi}) rappresenta la quantità d'acqua che evapora dal suolo, direttamente o indirettamente attraverso le piante, senza esaurimento delle riserve idriche. La E_{pi} è riferita a un dato luogo, con determinate condizioni climatiche, e costituisce quindi una condizione ideale di umidità costante del suolo, nonché una situazione ottimale per la vita delle piante, la cui conoscenza e delimitazione è di estrema importanza sia in ambito bioclimatico sia ecologico (Armiraglio et alii, 2003).

Thornthwaite (1948) ha proposto una relazione esponenziale tra l'evapotraspirazione potenziale media mensile e la temperatura mensile dell'aria:

$$E_{pi} = K \times \left[1.6 \times \left(10 \times \frac{T_i}{I} \right)^\alpha \right] \quad [25]$$

dove:

I è l'Indice annuo di calore;

K è il coefficiente dipendente dalle ore di soleggiamento medie mensili, funzione della latitudine e del mese; pari al rapporto tra le ore diurne e la metà delle ore giornaliere (12 ore);

T_i = Temperatura media dell'aria riferita al mese i -esimo (in °C);

$$\alpha = (675 \times 10^{-9} \times I^3 - 771 \times 10^{-7} \times I^2) + (1792 \times 10^{-5} \times I + 0.49239)$$

L'evapotraspirazione reale media mensile (Eri) rappresenta invece l'effettiva quantità d'acqua che evapora dal suolo, direttamente o indirettamente, in un dato luogo. Sino a quando le precipitazioni medie mensili (Pi) risultano maggiori o uguali della Epi, la curva della Eri e quella della Epi coincidono e la riserva idrica del suolo (Ai) rimane integra. Si può verificare anzi un surplus (Di) d'acqua a disposizione per il ruscellamento superficiale. Qualora si verificano periodi con precipitazioni inferiori alla Epi, le curve della Eri e della Epi tendono invece a divergere. Inizialmente la scarsità di precipitazioni viene compensata dalla Ai, ma se il periodo di scarse precipitazioni persiste, il contributo della Ai diminuisce progressivamente fino ad annullarsi. Contemporaneamente si manifesta un deficit (Si). Il deficit idrico, cioè il periodo di crisi idrica per le piante, viene graficamente rappresentato nel diagramma come l'area delimitata superiormente dalla curva della Epi e inferiormente da quella della Eri. Il bilancio prevede anche la ricarica della riserva idrica del suolo, al sopraggiungere di nuove precipitazioni. La riserva idrica del suolo (Ai) rappresenta invece la quantità d'acqua presente in un dato momento nel suolo, ovvero la quantità d'acqua effettivamente a disposizione per le piante. Essa è funzione delle caratteristiche del suolo, ma anche del regime climatico. Viene calcolata a partire dalla stima della riserva idrica utile (u) (Armiraglio et *alii*, 2003).

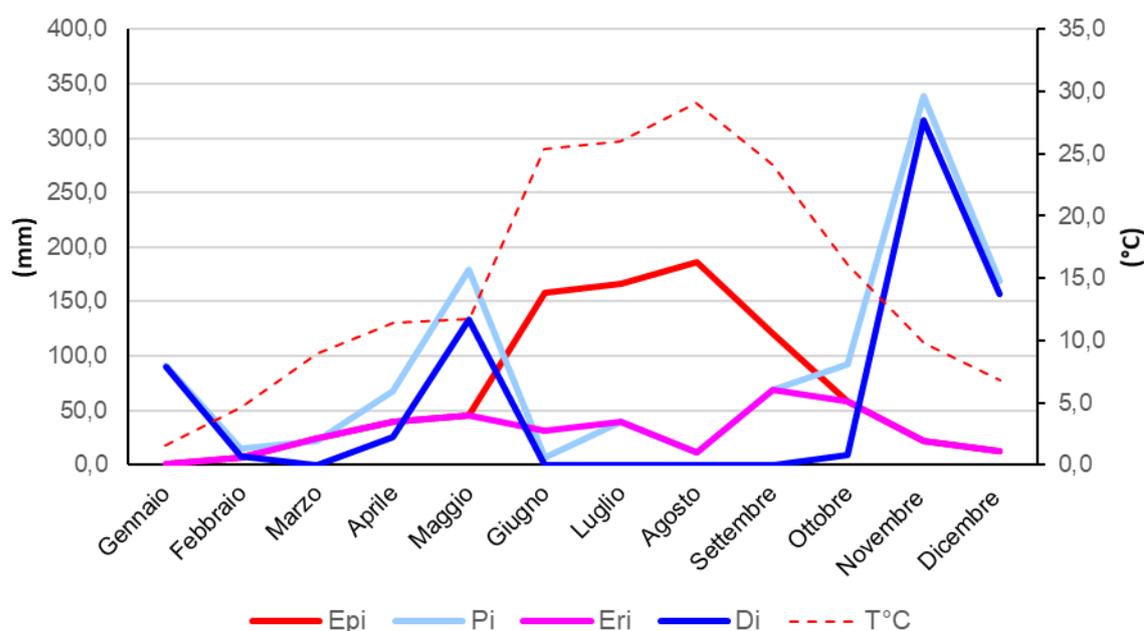


Figura 49. Esempio di bilancio idrico del suolo secondo il metodo di Thornthwaite-Mather (1957).

6. Risultati

6.1 Modello idrogeologico concettuale dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello

È stata realizzata una ricostruzione della mappa idrogeologica del bedrock dell'acquifero campione attraverso l'interpretazione di nuove carte geologiche (1:50.000) con l'intento di sintetizzare, in un unico prodotto cartografico, l'insieme di tutte le conoscenze idrogeologiche pregresse. La base di riferimento delle informazioni geologiche e cartografiche sono costituite da:

- Carte geologiche regionali (1:50.000) (ISPRA-Progetto Carg), 503 NE (Felitto) e 503 NO (Ogliastro Cilento);
- Carta geologica (1:100.000) (ISPRA-Progetto Carg) n° 198 (Eboli) (vedere paragrafo 5.1).

Per il presente lavoro, le formazioni geologiche sono state ridefinite in Unità Idrogeologiche, caratterizzate ognuna per le medesime caratteristiche di permeabilità nonché per analogo significato idrogeologico rispetto alla circolazione idrica sotterranea alla scala dell'intero territorio in studio.

L'assetto idrogeologico nell'area di studio è condizionato dall'assetto strutturale e dai rapporti di scambio idrico sotterraneo tra le diverse Unità Idrostratigrafiche. Nel territorio in esame si individuano domini geologici differenti che danno luogo alle seguenti Unità Idrostratigrafiche (Tabella 10):

1. *Unità detritica*: alluvioni costituite da ghiaie e sabbie, ciottoli eterogenei in matrice sabbiosa con lenti sabbioso limose e limo-argillose. Depositi torrentizi costituiti da ciottoli e blocchi in matrice sabbiosa. Questi depositi formano acquiferi porosi ed anisotropi nei quali si realizza la circolazione idrica sotterranea;
2. *Unità dei depositi di spiaggia*: sabbie e ciottoli di spiaggia antica. Questi depositi possono formare acquiferi con rilevante trasmissività;
3. *Unità dei travertini*: depositi travertinosi con coltre di alterazione e depositi eluvio-colluviali pedogenizzati, a spessore variabile (15-20m). Questi depositi costituiscono acquiferi eterogenei ed anisotropi con un grado di permeabilità medio alto;
4. *Unità detritica di versante*: accumulo gravitazionale di detrito eterometrico con struttura caotica e pezzame litoide del substrato in matrice argilloso-limosa. Costituiscono acquiferi con modesta trasmissività idraulica;

5. *Unità lacustre-palustre*: depositi prevalentemente fini, lagunari o palustri. Formazione fluvio-lacustre, costituita da alternanza di ghiaie, sabbie con materiale vulcanico e argille terrose e torbose. Costituiscono acquiferi poco permeabili;
6. *Unità calcareo-pelitica*: prevalenti argille policrome ed argille siltose con intercalazioni di torbiditi medie marnose e marnose calcaree con base talora costituita da areniti carbonatiche e arenarie silicoclastiche. Rappresentano limiti di permeabilità;
7. *Unità calcareo-pelitica dell'Unità Nord Calabrese (Formazione del Saraceno e delle Crete Nere)*: torbiditi arenaceo-pelitiche e calcareo marnose costituiti da arenarie e areniti carbonatiche grigie. Nella parte alta è stato distinto un membro arenaceo pelitico costituito da torbiditi sottili e medie con arenarie fini e peliti siltose e rari strati di marne chiare con base calcilutitiche o calcarenitica. La circolazione idrica sotterranea si realizza negli intervalli con prevalenti termini calcarenitici;
8. *Unità calcareo-marnoso-arenacea (Flysch del Cilento)*: torbiditi arenaceo-pelitiche e calcarenitico-marnose con frequenti intervalli conglomeratici, areniti da medio a fini talora grossolane, prevalentemente arcosiche e litiche peliti per lo più marnose, conglomerati poligenici con elementi da decimetrici a centimetrici in matrice arenacea. Nell'intervallo stratigrafico caratterizzato da abbondante componente pelitica si realizza una circolazione idrica sotterranea nella parte flyschioide superficiale, laddove la componente pelitica è inferiore si realizza una circolazione idrica profonda;
9. *Unità calcarenitico-marnoso-argillosa*: prevalenti argille e argille siltose in livelli spessi e molto spessi con intercalazioni di torbiditi marnose e marnose calcaree con base costituita da areniti carbonatiche. Rappresentano limiti di permeabilità;
10. *Unità transizionale calcarenitico marnosa (Formazione di Trentinara e Roccadaspide)*: calciruditi fangosostenute nella parte inferiore e grano sostenute nella parte superiore, calcareniti e calcilutiti, frequenti intercalazioni di argille e marne sottilmente laminate, talvolta si osservano livelli calcarei e livelli conglomeratici in matrice marnosa. Le intercalazioni marnose riducono localmente il grado di permeabilità di questo complesso idrogeologico;
11. *Unità calcarea*: calcari prevalentemente fango-sostenuti, rari calcari dolomitici e dolomie. Circolazione idrica sotterranea di notevole importanza;
12. *Unità calcareo-dolomitica*: calcari dolomitici, dolomie cristalline, calcari prevalentemente fango sostenuti. Nella parte alta è presente un orizzonte dolomitico calcareo (orizzonte guida c). Circolazione idrica di notevole importanza;

13. *Unità dolomitica*: Dolomie saccaroidi e cristalline biancastre, massicce o in banchi e strati; nella parte alta prevalenti intercalazioni calcaree. Circolazione idrica sotterranea di notevole importanza.

L'area di studio è essenzialmente costituita da serie carbonatiche circondate da terreni prevalentemente flyschoidi i quali delimitano la circolazione idrica sotterranea che trova recapito presso la sorgente Capodifiume (Figura 50). I depositi più recenti sono rappresentati dai complessi alluvionali e detritici di età Plio-Quaternaria. Sono stati riportati in carta i principali elementi strutturali (in scala 1:50.000) e le sorgenti basali (Tabella 9).

ID	Sorgente	Quota (m s.l.m.)	Portata media (m ³ /s)
1	Capaccio Vecchio	19	3.200
2	Capasso I	24	0.035
3	Capo d'Acqua	630	0.008
4	Acqua Salsa	42	0.143
5	Maiori I e II	315	0.044
6	Forma	875	0.007
7	Iummella	675	0.005
8	Canale	700	0.005
9	Capodifiume	34	2.800
10	Laurenti	300	0.007
11	Fonte	41	0.001

Tabella 9. Sorgenti presenti nell'area di studio (da "Note Illustrative della Carta Idrogeologica dell'Italia Meridionale" De Vita *et alii*, 2018).

ERA	PERIODO	EPOCA	PIANI	UNITA' IDROSTRATIGRAFICHE												
CENozoico	QUATERNARIO	OLOCENE	Presente	Unità Alluvionale	Unità dei depositi da spiaggia	Unità dei travertini	Unità derivate di versante	Unità lacustre - palustre	Unità calcareo - pelifica	Unità calcareo - pelifica dell'Unità Nord Calabrese (Formazione del Saraceno e delle Crete Nere)	Unità calcareo - marnoso - arenacea (Flysch del Cilento)	Unità calcarenitica - marnosa - argillosa	Unità transizionale calcarenitica marnosa (Formazione di Trentinara e Roccadaspide)	Unità calcarea	Unità calcareo - dolomitica	Unità dolomitica
		PLEISTOCENE	Superiore													
Medio																
Calabriano																
CENozoico	NEOGENE	PLIOCENE	Gelasiano													
			Piacenziano													
		MIOCENE	Zancleano													
			Messiniano													
			Tortoniano													
			Serravalliano													
			Langhiano													
			Burdigaliano													
			Aquitaniano													
			OLIGOCENE	Chattiano												
Rupeliano																
Priaboniano																
EOCENE	Bartoniano															
	Lutetiano															
PALEOCENE	Ypresiano															
	Thanetiano															
	Selandiano															
	Daniano															
MESOzoico	CRETACICO	SUPERIORE	Maastrichtiano													
			Campaniano													
			Santoniano													
			Coniaciano													
			Turoniano													
		Cenomaniano														
		INFERIORE	Albiano													
			Apliano													
			Barremiano													
			Hauteriviense													
	Valanginiano															
	Berriasiano															
	Tithoniano															
	GIURASSICO	SUPERIORE	Kimmeridgiano													
			Oxfordiano													
		MEDIO	Calloviano													
			Bathoniano													
		INFERIORE	Bajociano													
Aaleniano																
Toarciano																
Pliensbachiano																
TRIASSICO	SUPERIORE	Sinemuriano														
		Hettangiano														
	MEDIO	Retico														
		Norico														
	INFERIORE	Carniano														
		Ladianiano														
PERMIANO	INFERIORE	Anisiano														
		Olenekiano														
Induano																

Tabella 10. Unità Idrostratigrafiche.

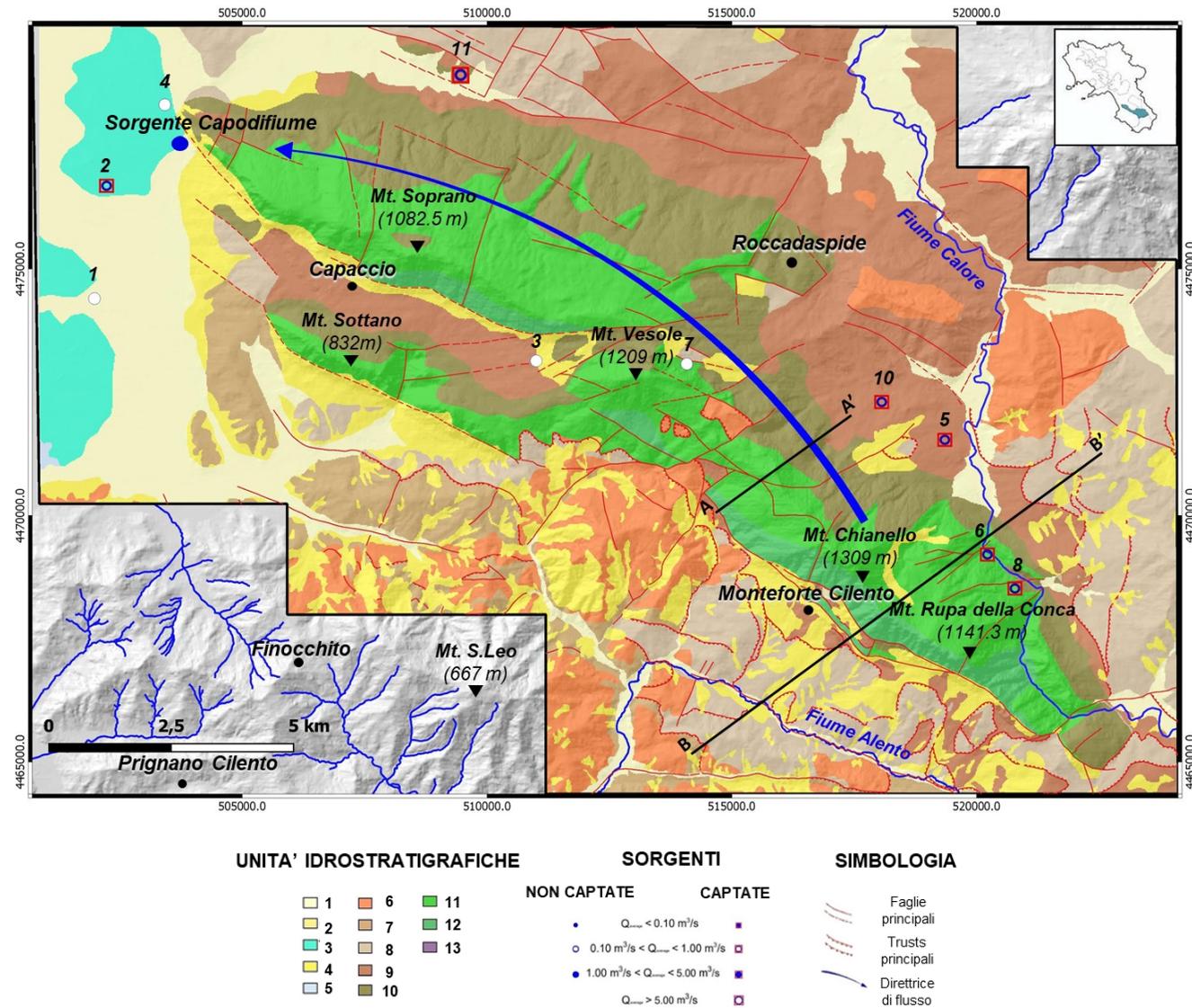


Figura 50. Mappa idrogeologica dell'acquifero campione (1:50.000). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

6.1.1 Modello di fratturazione dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello alla macroscala

L'elaborazione di un Modello Digitale del Terreno ad alta risoluzione (5m x 5m) (Figura 51) ha permesso di effettuare una dettagliata analisi dell'assetto strutturale dell'area in studio e di riconoscere gli elementi strutturali ad una scala dettagliata (1:5.000), definibile macroscala. Questa operazione ha consentito di incrementare le conoscenze in merito al modello di fratturazione (1:50.000) fino ad ora presente in letteratura (Torrente *et alii*, 2000). Al fine di conseguire un risultato accurato, è stato necessario catalogare i dati disponibili tenendo conto della varietà degli stessi. Pertanto, è stato sviluppato un geodatabase contenente per ciascun elemento strutturale riconosciuto, le seguenti informazioni:

- ID dell'elemento;
- Direzione;
- Immersione;
- Inclinazione;
- Coordinate di inizio e fine;
- Lunghezza in metri.

La realizzazione di un geodatabase è stata ritenuta necessaria principalmente per consentire di eseguire facilmente modifiche e aggiornare il modello attraverso l'inserimento di nuovi dati. Gli elementi strutturali riconosciuti sono 105 elementi morfologici (elementi del reticolo idrografico di primo ordine gerarchico) corrispondenti a faglie e le informazioni geometriche ad esse associate (immersione ed inclinazione del piano di faglia) sono stati rappresentati mediante diagrammi a rosa. Quest'ultimi riportati in Figura 52 mostrano l'immersione (a), direzione (b) e inclinazione (c). Si individuano pertanto faglie ad alto angolo (valore medio di 70.83°) con andamenti NW-SE (trend Appenninico) e E-W (trend anti-Appenninico) con cinematica diretta e trascorrente che hanno causato lo smembramento della Catena.

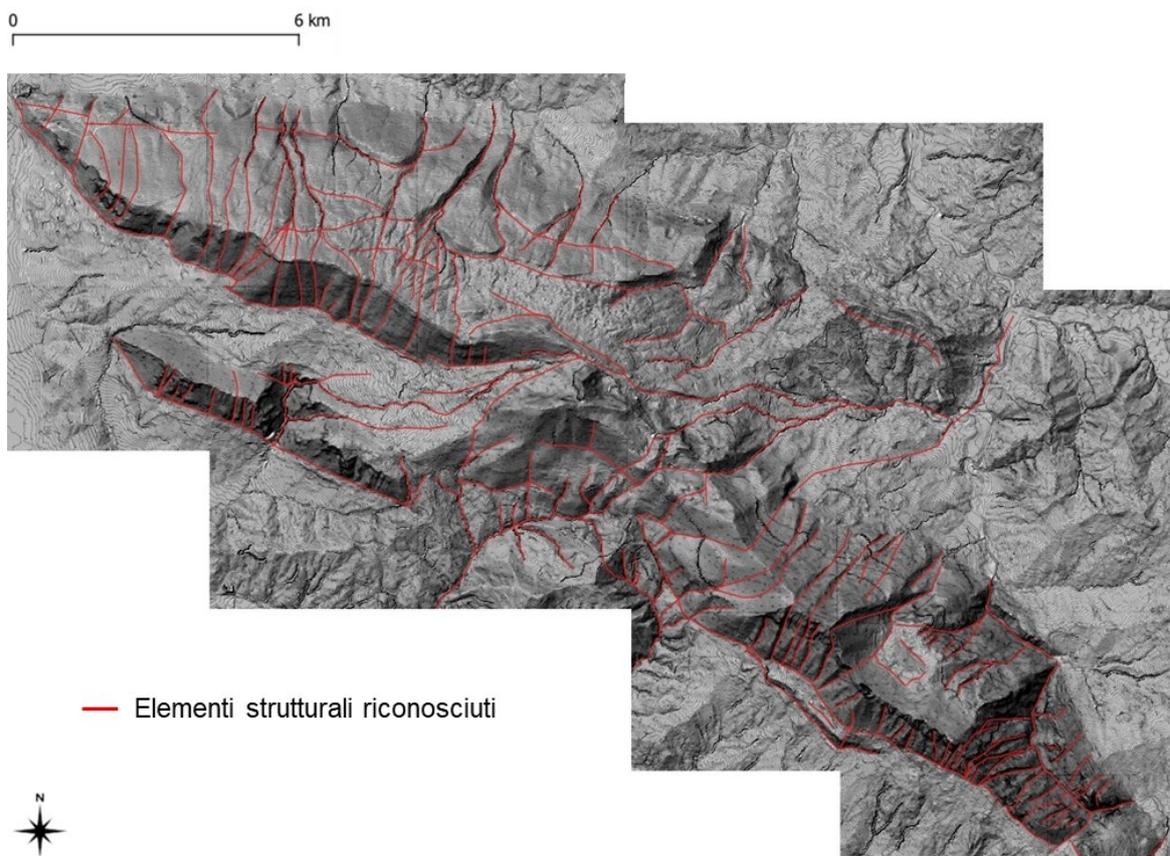
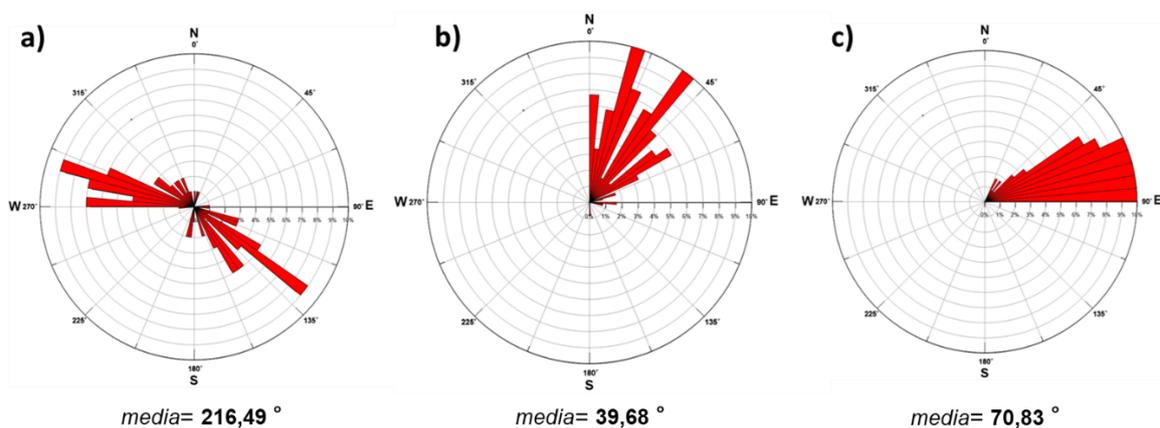


Figura 51. Modello Digitale del Terreno (1:5.000) dell'area di studio ed elementi strutturali riconosciuti.



Metodo di calcolo: Frequenza
 Classi di intervalli: 5 gradi
 Tipo di dati: Unidirezionali
 Numero di dati: 105

Figura 52. Diagrammi a rose degli elementi strutturali: a) immersione; b) direzione; c) inclinazione.

Sono presenti anche delle faglie alla macroscale rilevate lungo la dorsale carbonatica. La principale struttura affiorante nell'area è situata alla base del versante settentrionale e meridionale della dorsale (sezione A-A' e B-B', Figura 53) e corrisponde ad una o più faglie ad alto angolo parallele tra loro. Quest'ultima mette in contatto i calcari Mesozoici con le unità terrigene della valle dell'Alento. Lungo la dorsale carbonatica sono inoltre presenti altre faglie ad alto angolo che rivestono un'importanza minore e presentano estensione inferiore rispetto alle strutture sopra descritte. Il settore NE della dorsale si immerge invece sotto le formazioni mioceniche della valle del fiume Calore.

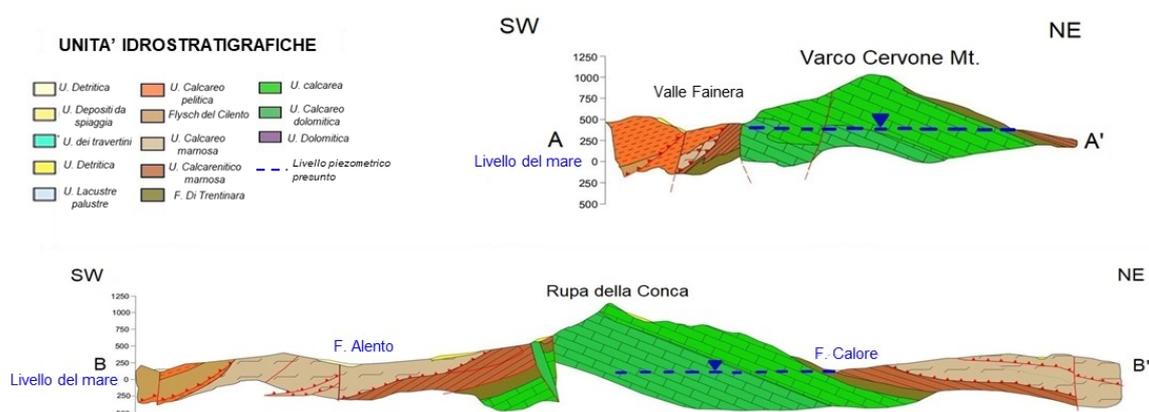


Figura 53. Sezioni idrogeologiche passanti per il settore meridionale della dorsale carbonatica. L'ubicazione delle sezioni è riportata in Figura 50.

Allo stesso modo sono stati analizzati i dati relativi all'immersione dei piani di strato per il settore settentrionale (Figura 54 d) e meridionale (Figura 54 e) della dorsale carbonatica. Le informazioni giacitureali sono state ricavate dalle carte geologiche CARG (1:100.000), foglio n° 198 (Eboli) e dalle Carte geologiche regionali (1:50.000) (ISPRA-Progetto Carg), 503 NE (Felitto) e 503 NO (Ogliastro Cilento). La struttura è fondamentalmente rappresentata da una grande monoclinale di sedimenti mesozoici allungata in senso NW – SE e con immersione dei piani di strato verso NE sui 26.2° nel versante settentrionale e 36.1° in quello meridionale. Questa grande struttura monoclinale è suddivisa da faglie con direzione NE – SW in due unità minori, che hanno le medesime caratteristiche strutturali: la monoclinale di Mt. Soprano (settore nord) e la monoclinale di Mt. Chianello (settore sud).

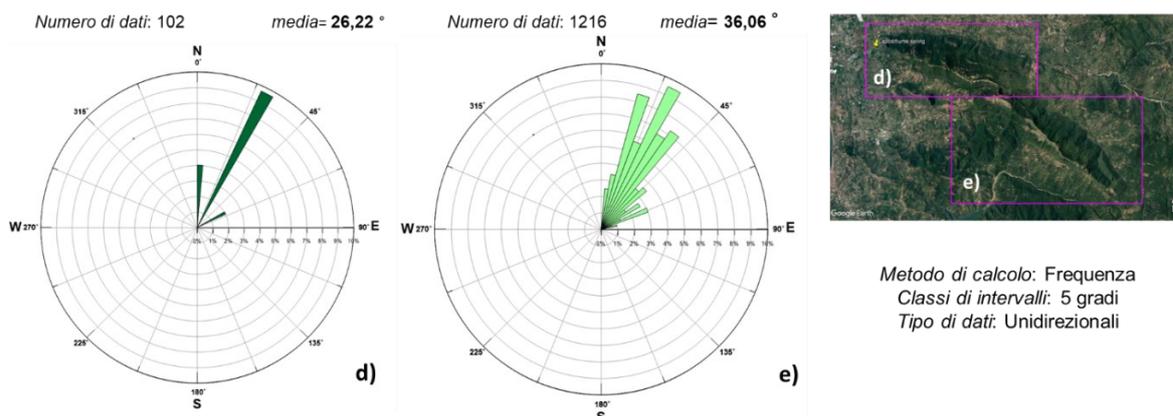


Figura 54. Diagrammi a rose delle immersioni dei piani di strato: d) settore settentrionale; e) settore meridionale della dorsale carbonatica.

6.1.2 Cartografia dei sistemi carsici epigei ed interpretazione dello sviluppo del sistema carsico

La dorsale dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello è caratterizzata da versanti sudoccidentali molto ripidi, mentre quelli settentrionali digradano più dolcemente. Ciò determina la scarsa presenza di pianori sommitali in alta quota a partire dai quali si sviluppano i principali fenomeni carsici epigei (doline, polje e inghiottitoi), come tipico dei massicci carbonatici dell'Italia meridionale ed in particolare dei limitrofi Monti Alburni. Ciononostante, le ricerche speleologiche condotte su questa dorsale carbonatica dal gruppo speleologico di Roma (Speleo Club Roma; Mecchia *et alii*, 1991) hanno evidenziato la presenza di una serie di cavità carsiche (Tabella 11): le più importanti sono la Grava delle Femmine e la Grava di Germanito, entrambi di 82 m, impostati su fratture presso la linee di cresta (Russo *et alii*, 2005).

ID	Elementi carsici	Quota (m s.l.m.)
1	Madonna del Granato	302
2	Andrea di Capaccio	322
3	San Ottone Martire	726
4	Piano Le Vitole	934
5	Scalice	804
6	Pietra Vaccata	860
7	Grava della Femmina	934
8	Cotruzzo	568
9	Della Verna	450
10	Grava di Scanna Cavallo	570
11	Fonte di Germanito	1015
12	Grava del Falco	987
13 (a-c)	San Pietro	595
14	Manco Cozzo	/
15	Serra	248
16	Grava del Carpine	397
17	Grava del Ponte	360
18	Ri Mortai	1008
19	Dei Cataratti	1003
20	Scura di Magliano	990
21 (a-c)	Schiattalettere	519
22	Pietra Perciata	675
23	Maria Neura	694
24	Cagnano	545

Tabella 11. Elementi carsici ipogei presenti sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello (da Catasto delle Grotte della Campania. <http://sit.regione.campania.it/website/CNC-WebGIS/viewer.htm>).

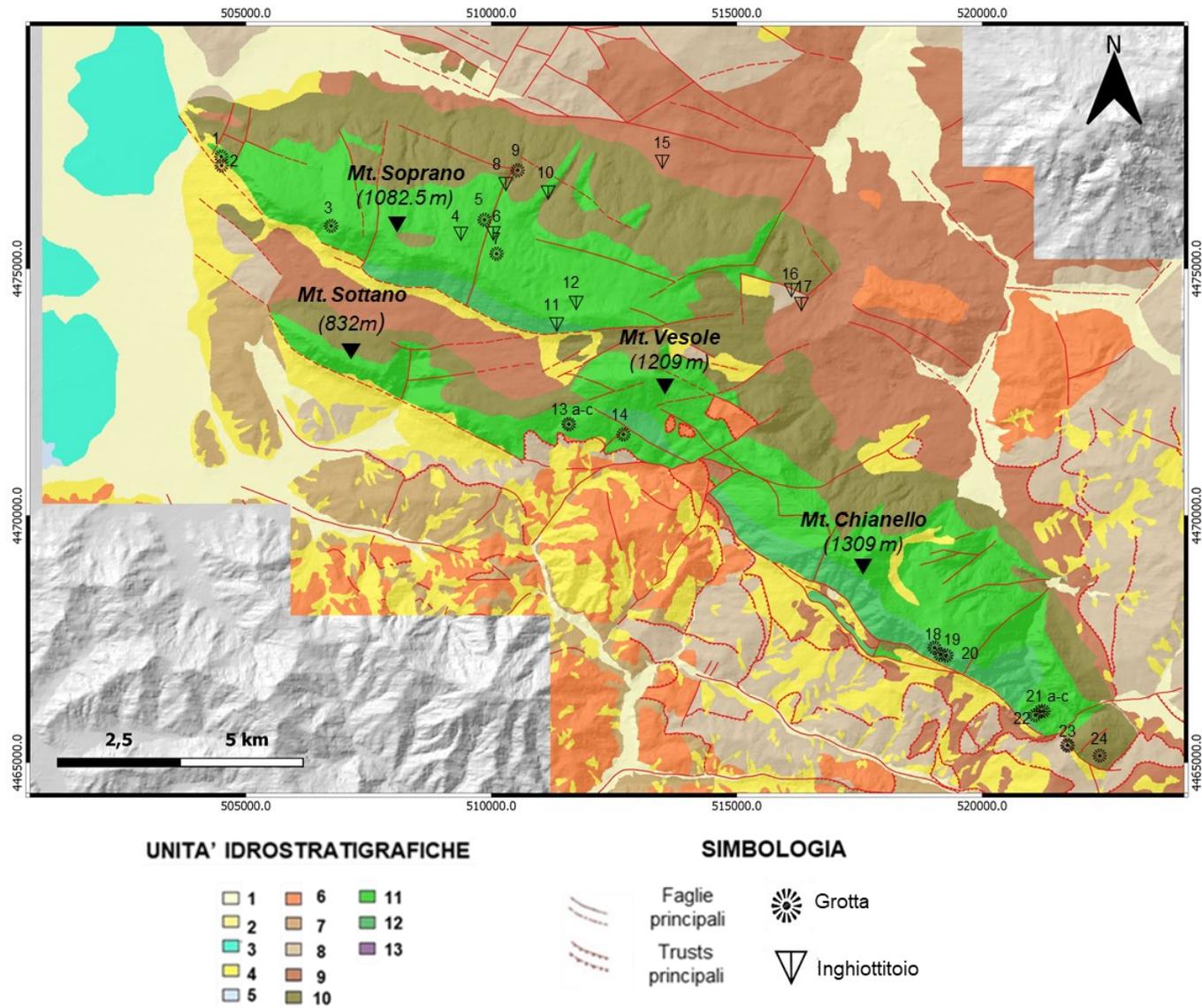


Figura 55. Mappa degli elementi carsici ipogei dell'acquifero campione (1:50.000). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

Pertanto, per l'area in studio, le ricerche speleologiche e l'analisi dell'evoluzione del sistema carsico non è stato sviluppato come nella limitrofa unità carbonatica dei Monti Alburni. In base alla vicinanza geografica, nonché alla corrispondenza delle caratteristiche litologiche, stratigrafiche e strutturali, è possibile associare all'area in studio, in prima approssimazione, le stesse caratteristiche evolutive del sistema carsico riscontrate per i Monti Alburni (Santangelo e Santo, 1991). Tali caratteristiche sono di fondamentale importanza per comprendere le modalità di circolazione idrica sotterranea dell'area.

I Monti Alburni rappresentano sicuramente l'area carsica con maggiore concentrazione di grotte dell'Italia meridionale. Il catasto della Campania ne segnala circa 250 e molte di esse costituiscono degli importanti sistemi carsici con sviluppo di alcuni chilometri, spesso collegati a sorgenti basali, captate, aventi portate di alcune migliaia di l/s. Da diversi decenni molti gruppi speleologici italiani hanno condotto campagne esplorative in tale area producendo, talora, interessanti note scientifiche. Il motivo di una così alta concentrazione di cavità su questo massiccio è da imputare a fattori geologici. La litologia rappresenta sicuramente il principale fattore che può favorire la carsificazione (De Riso e Santo, 2001).

Gli Alburni presentano una successione carbonatica in gran parte costituita da calcari cretaci, molto sensibili al fenomeno del carsismo. Per quanto riguarda l'assetto strutturale, il massiccio degli Alburni fa parte della più ampia unità carbonatica "Alburno-Cervati". Durante le fasi compressive mio-plioceniche, che hanno portato alla formazione della catena sud-appenninica, questa unità è stata deformata in blande pieghe, una delle quali è costituita dalla sinclinale della valle del Fiume Calore lucano. A grande scala, si può ritenere che il massiccio degli Alburni rappresenti, in realtà, il fianco settentrionale di una sinforme che si collega in profondità con i calcari della vicina dorsale di Mt. Chianello - Mt. Soprano. Lungo l'asse dell'ampia sinclinale, i calcari sono ribassati di alcune centinaia di metri e ricoperti da potenti successioni di flysch (Santo, 1996). Il risultato è che i calcari degli Alburni sono stati per lungo tempo sepolti e preservati dall'erosione a differenza di molti altri massicci carbonatici campani che, invece, hanno subito diverse fasi di carsificazione, perché esposti per lungo tempo agli agenti esogeni. Gli Alburni quindi sono stati interessati da importanti fasi erosive e dalla carsificazione solo in tempi geologici più recenti, dopo l'asportazione del potente pacco di sedimenti terrigeni che li ricoprivano connesse alle fasi di sollevamento, iniziate probabilmente nel Pliocene e perdurate sino al Pleistocene medio, periodo in cui si sarebbe raggiunto l'attuale assetto orografico (Amato *et alii*, 1992). Il rilievo si è sollevato per l'azione di quattro faglie che, con rigetti talora superiori ai 1000 m, lo bordano lateralmente

conferendogli una particolare forma sub-rettangolare, caratterizzata da aspri versanti di faglia su almeno tre dei quattro lati. Il risultato di questo particolare assetto morfostrutturale è stata la creazione di un vasto altopiano che raggiunge quote di circa 1600 m s.l.m. sul quale le acque meteoriche, lentamente, si infiltrano in profondità grazie all'azione del carsismo. Le attività speleologiche svolte sul massiccio carbonatico dei Mt. Alburni, hanno rivelato il ruolo fondamentale svolto dalla tettonica sullo sviluppo dei sistemi carsici (Cafaro *et alii*, 2015). Infatti, l'interpretazione dello sviluppo del fenomeno carsico è basata sul ruolo delle discontinuità tettoniche e le strutture deformative ad esse associate. La principale peculiarità dei Mt. Alburni è la presenza di aree endoreiche o sub-pianeggianti ad alta quota; si tratta di paleosuperfici formatesi in coincidenza di periodi di stabilità del livello di base dell'erosione. Schiattarella *et alii*, 2003, 2013, hanno riconosciuto almeno quattro ordini di paleosuperfici a cui sono collegati livelli carsici, in accordo con il quadro morfostrutturale regionale e la teoria di un sollevamento tettonico multifase.

Delle geometrie riferibili ai cicli carsici antichi rimangono tracce ben visibili anche sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello; è possibile riconoscere tracce di antiche superfici (paleosuperfici) di erosione e numerose forme carsiche epigee (superfici ondulate, scanalature) ad alta quota (Figura 56). Dette paleosuperfici sono in gran parte connesse all'emersione pliocenica che ha provocato la dislocazione delle antiche superfici ed il loro sollevamento differenziale. Detto sollevamento ha provocato anche la forte erosione lineare della rete idrografica, testimoniato dalle morfologie giovanili dei corsi d'acqua: valli a "V" ben marcate, come quelle in cui scorre per molto tratti il Fiume Calore. Alle fasi di sollevamento è da riferire anche la genesi di grotte ad andamento prevalentemente verticale rafforzando l'ipotesi di un sollevamento tettonico piuttosto veloce che avrebbe inibito lo stazionamento ad un livello di base per un tempo sufficientemente lungo da generare tratti orizzontali significativi, mentre promuove lo sviluppo di cavità prevalentemente verticali (Cafaro *et alii*, 2015).

Altri massicci carbonatici campani, a differenza degli Alburni, sono caratterizzati da morfostrutture monocliniche con versanti di strato generalmente molto inclinati che favoriscono il ruscellamento superficiale delle acque. Il carsismo ipogeo, in questi casi, ha minore possibilità di espletarsi. Non è un caso infatti che alcuni rilievi, molto vicini e del tutto simili litologicamente agli Alburni, non presentino molte cavità (ad esempio, il Mt. Motola, Mt. Cocuzzo delle Puglie, Mt. Vesole e Mt. Chianello).

Durante le fasi di sollevamento, il massiccio degli Alburni si è smembrato disarticolandosi in una serie di piccole valli tettoniche delimitate da blocchi laterali (horst). Su questi ultimi,

maggiormente esposti all'azione erosiva degli agenti esogeni, sono state smantellate più facilmente le coperture terrigene più erodibili; nelle valli, invece, i flysch si sono conservati in quanto più "riparati" dall'erosione. Il paesaggio risultante è caratterizzato da una serie di piccole valli chiuse nelle quali le acque piovane, cadendo sui flysch impermeabili, sono costrette a ruscellare senza infiltrarsi, sino a quando, venendo a contatto con i calcari, si inabissano in inghiottitoi contribuendo alla genesi di tutte le principali forme carsiche profonde degli Alburni. Con il procedere dell'erosione le valli si sono svuotate parzialmente dei depositi terrigeni, e così i punti di assorbimento sono migrati a quote sempre più basse lasciando sospesi in alto, lungo il paleo-limite flysch-calcari, gli ingressi non più attivi (Figura 57) (Santo, 1988).

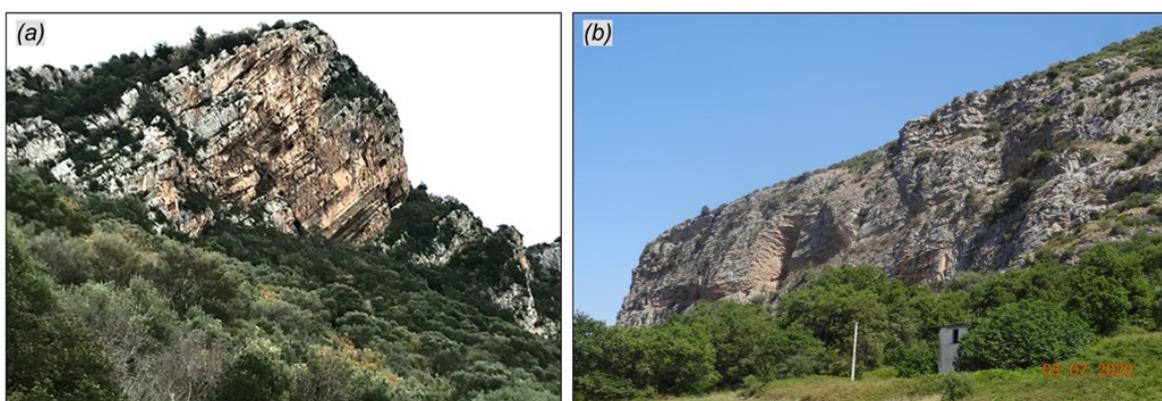


Figura 56. Geometrie riferibili ad antichi cicli carsici riconosciuti presso la dorsale di Mt. Soprano-Vesole-Chianello.

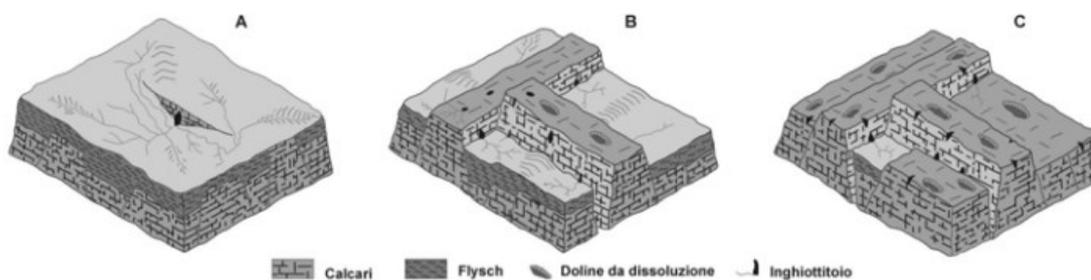


Figura 57. Evoluzione geomorfologica dei bacini carsici dell'altopiano dell'Alburno legata alla lenta esumazione dei flysch che ricoprono i calcari mesozoici (da Santangelo e Santo, 2005).

Alla luce di quanto detto si può pertanto affermare che l'evoluzione speleogenetica avverrebbe per l'infiltrazione dell'acqua attraverso i piani di interstrato e quindi allargamento per erosione carsica; processo, questo, che determinerebbe l'approfondimento dei condotti. Pertanto, è ipotizzabile l'esistenza di falde basali profonde, caratterizzate da superfici piezometriche a bassissima pendenza (Mecchia *et alii*, 1991). Si ritiene pertanto che le condizioni tettoniche, litologiche e morfologiche favoriscano una rapida infiltrazione diretta, confermando la notevole importanza degli studi sul carsismo nell'affrontare problematiche idrogeologiche.

Secondo il modello interpretativo di Santangelo e Santo (1997) sono state riconosciute sugli Alburni (Figura 57 A), almeno dieci diversi tipi di morfologie endocarsiche, variabili dalle grotte sviluppate lungo i piani di strato agli inghiottitoi alle grotte freatiche. I fenomeni carsici sono stati riconosciuti non solo nei calcari mesozoici e terziari ma anche nei depositi delle brecce di versante carbonatico quaternario (N. 8, in Figura 57 A); chiamate grotte a sviluppo laterale perché si sviluppano lungo le fratture prodotte da frane nei depositi delle brecce di versante. Certamente sistemi di grotte freatiche (N. 9, 10 e 11 in Figura 57 A) e sistemi di inghiottitoi-risorgiva (N. 1, 2 e 6 in Figura 57 A), sono i più rappresentativi tra le morfologie endocarsiche.

Il primo gruppo è caratterizzato da sistemi di grotte orizzontali sviluppate lungo faglie e piani di stratificazione che sono spesso sovrapposti, con ampie camere, gallerie e cunicoli freatici generati dall'azione dissolutiva della falda di base e la cui genesi è fortemente influenzata dalle sue oscillazioni. La maggior parte di queste gallerie ha profili irregolari, con tratti che salgono a valle. Il più antico sistema è quello a quota più elevata, caratterizzato da livelli relitti e generalmente sono riempiti da diffuse concrezioni; i livelli più bassi, situati in prossimità della falda freatica, hanno una morfologia giovanile e sono caratterizzati dalla presenza di laghi.

Le grotte più rappresentative di questo gruppo sono il sistema di grotte della Pertosa (circa 3 km) e il sistema delle grotte Castelcivita-Ausino (lunghezza circa 6 m; Di Nocera *et alii*, 1973). Quest'ultimo è caratterizzato da tre livelli sovrapposti; tra essi il più basso si trova al di sotto dell'attuale livello del mare (Santo, 1993).

Il secondo gruppo è caratterizzato da sistemi di grotte verticali con pozzi profondi, canyon e canali tortuosi, che mostrano pochi depositi di riempimento di concrezioni mentre sono sempre presenti caratteristiche idromorfiche. Queste grotte presentano profili discendenti continui senza risalite sviluppandosi prevalentemente lungo faglie e giunti con ramificazione angolare.

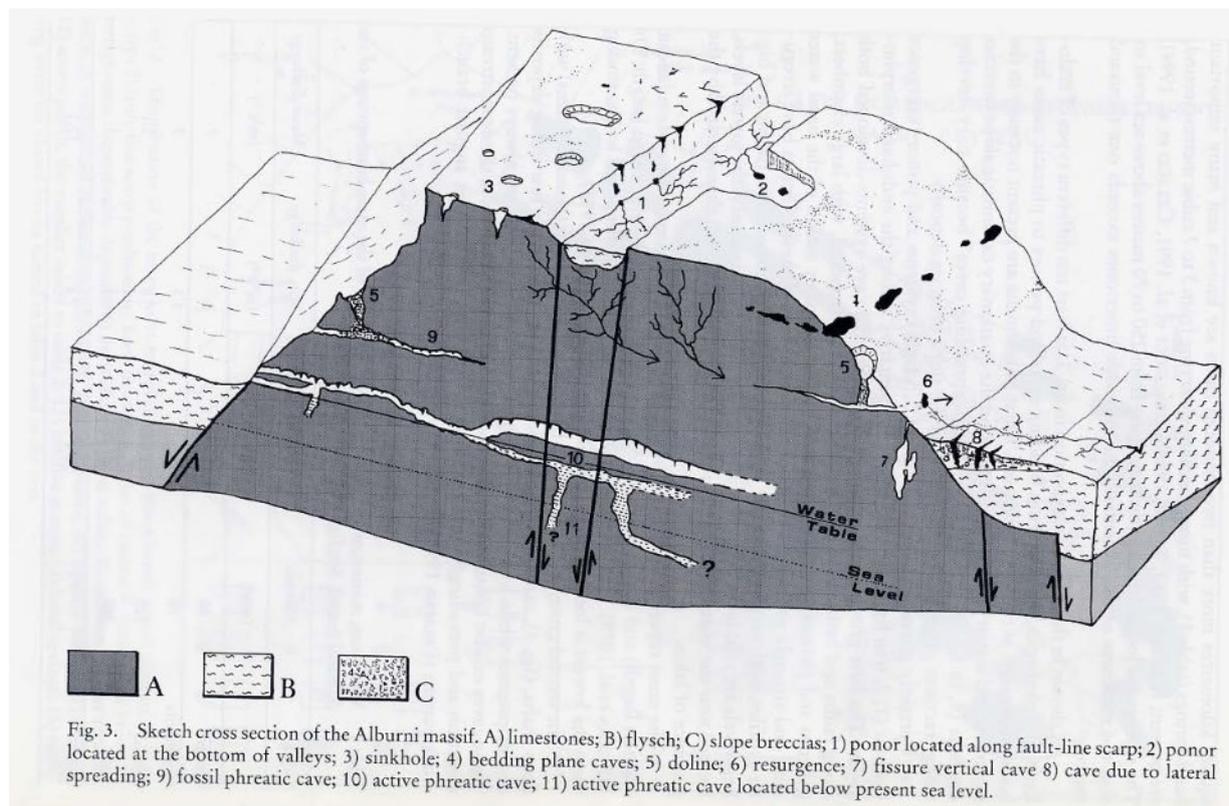


Figura 57 A. Modello interpretativo dello sviluppo del fenomeno carsico nei Monti Alburni, Santangelo e Santo (1997). A) calcari; B) flysch; C) breccie di versante; 1) inghiottitoio situato lungo la scarpata di faglia; 2) inghiottitoio situato a fondovalle; 3) dolina; 4) grotte del piano di lettiera; 5) dolina; 6) risorgenza; 7) fessura verticale grotta 8) grotta a sviluppo laterale; 9) sistema relitto; 10) grotta freatica attiva; 11) grotta freatica attiva situata al di sotto del livello del mare.

Di particolare rilevanza per l'interpretazione delle condizioni di emergenza della sorgente di Capodifiume e della sua mineralizzazione è il terzo livello del sistema carsico (Santo, 1993), costituito da tratti di canali carsici perennemente allagati e profondi che si sviluppano a quote più basse dell'attuale (livello di base carsico) raggiungendo e spingendosi talora sotto il livello del mare. La genesi di tale livello è ancora poco chiara, forse legata ad una antica fase di carsificazione o, più probabilmente, ad un'azione carsica in falda come fa ritenere la presenza di numerosi pozzi circolari profondi privi di forme idromorfe e di riempimenti.

6.1.3 Modello 3D dell'acquifero campione

Al fine di realizzare un modello 3D dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello, sono state realizzate sezioni idrogeologiche, maggiormente rappresentative della dorsale in studio, orientate SW-NE (Figura 58) che hanno permesso di ricostruire le superfici di contatto delle principali Unità Idrogeologiche presenti nel sito in studio.

In primo luogo, sono state considerate le Unità potenzialmente carsificabili in ordine crescente, dal più vecchio al più giovane:

- Unità calcareo-dolomitica basale (potenza massima circa 600 m);
- Unità calcarea (potenza massima circa 500 m);
- Formazione di Trentinara caratterizzata da una minore permeabilità rispetto alle prime due Unità menzionate (potenza variabile tra i 100 e 150 m).

È stata inoltre considerata la faglia alla mesoscala che nel settore settentrionale della dorsale mette in contatto i depositi carbonatici con i depositi a maggiore componente marnosa della Formazione di Trentinara.

Successivamente i punti di contatto tra le superfici considerate e di orientamento delle stesse sono state individuate sulla mappa idrogeologica e le coordinate (x, y e z) sono state estratte dal DEM. Punti aggiuntivi sono stati manualmente selezionati dalla mappa e dalle sezioni idrogeologiche al fine di vincolare il contatto tra le Unità. È stata scelta una risoluzione orizzontale e verticale di 100 m. La risoluzione può essere ridefinita per una maggiore accuratezza del modello, ma ciò aumenterebbe significativamente il tempo di calcolo. Il modello idrogeologico si estende intenzionalmente oltre il perimetro della dorsale carbonatica per evitare effetti di bordo.

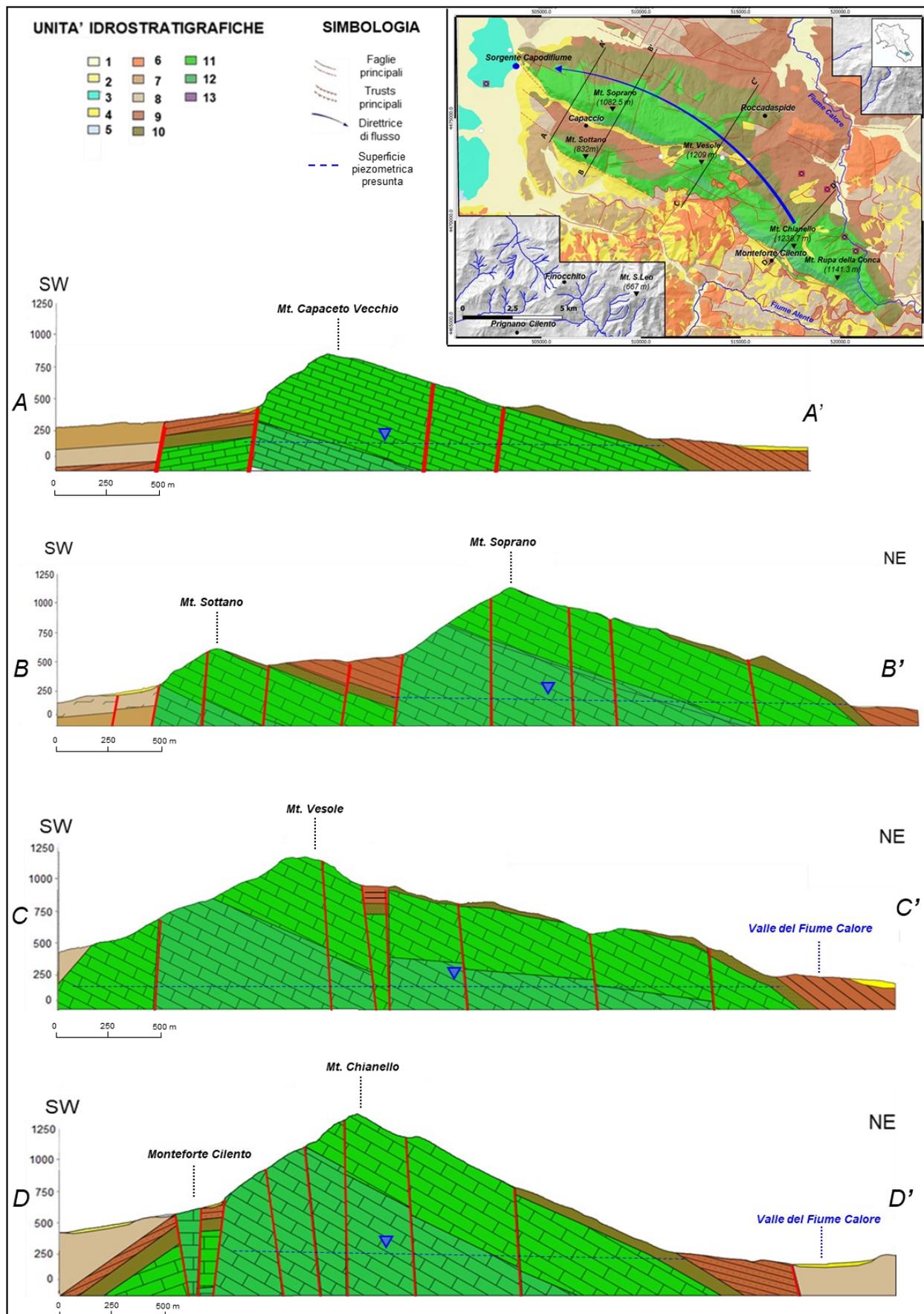


Figura 58. Sezioni idrogeologiche dell'acquifero campiano.

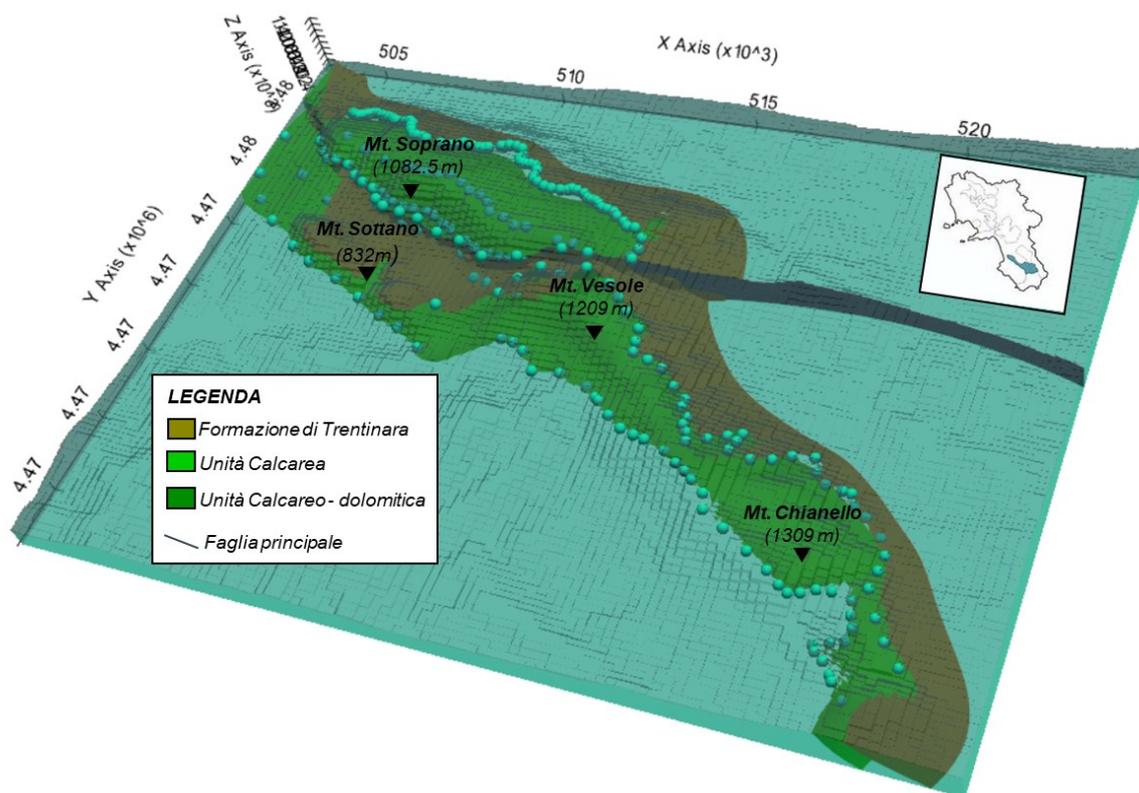


Figura 59. Modello geologico semplificato a 3 – layer creato con GemPy.

GemPy, pacchetto Python utilizzato in questo lavoro per la realizzazione del modello 3D, interpola le superfici di contatto tra le Unità sulla base della sequenza stratigrafica. Il modello 3D risultante è stato esportato come file VTK nel quale ciascuna Unità è presente nelle celle della griglia.

Il modello generato da GemPy somiglia alla struttura geologica attesa del sito in esame (Figura 59). La principale differenza evidenziabile tra le sezioni ricostruite e quelle ricavate dal modello tridimensionale è l'andamento sinuoso delle superfici di contatto tra le Unità ad accentuare le geometrie delle strutture plicative che interessano i carbonati Meso-Cenozoici. Ciò è particolarmente evidente nelle sezioni A-A' e B-B' (Figura 60) nelle quali gli spessori dell'Unità calcarea sembrano non essere pienamente rispettati. Al contrario nelle sezioni C-C' e D-D', l'Unità calcarea sembra rispettare quasi fedelmente gli spessori attesi. La Formazione di Trentinara si estende ben oltre i limiti cartografati su mappa caratterizzato da spessori variabili.

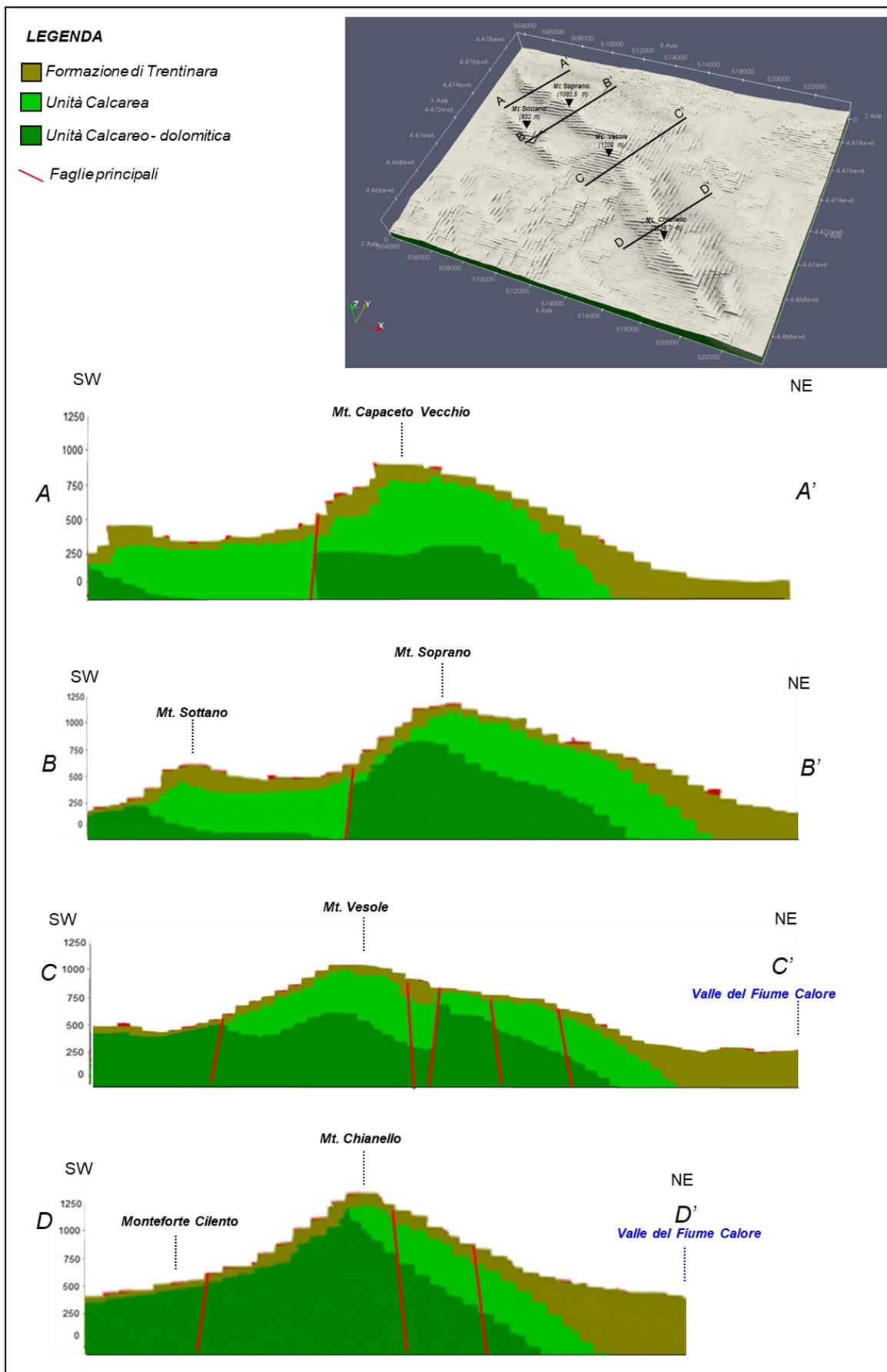


Figura 60. Sezioni ricavate dal modello 3D dell'acquifero campione.

6.2 Analisi del regime idrologico della sorgente Capodifiume

Alla scala del singolo acquifero, le attività di ricerca condotte si sono dapprima focalizzate sullo studio bibliografico dell'area in esame e su attività di campo che hanno consentito di raccogliere importanti informazioni per la caratterizzazione del sistema di ricarica dell'acquifero in studio. Al fine di valutare le principali caratteristiche idrogeologiche che influenzano i processi di ricarica del bacino sotterraneo che alimenta la sorgente di Capodifiume, sono state effettuate misure di portata con frequenza circa mensile. Le misure di portata, effettuate mediante mulinello idrometrico, sono state eseguite su un piccolo ponte che attraversa il canale principale, dove defluiscono le acque sorgive.

Le misure di portata della sorgente Capodifiume effettuate durante l'attività di studio sono 11, riportate in Tabella 12:

Data	Portata (m ³ /s)
25 marzo 2019	3.006
4 luglio 2019	2.913
10 settembre 2019	2.825
18 giugno 2020	2.998
10 ottobre 2020	2.719
23 dicembre 2020	3.003
19 gennaio 2021	3.163
5 marzo 2021	3.447
22 maggio 2021	3.465
31 maggio 2021	3.372
22 ottobre 2021	2.658

Tabella 12. Valori di portata della sorgente Capodifiume (2018-2021).

Gli stessi sono stati inoltre inseriti in un grafico portata-tempo (Figura 61). Dai dati raccolti durante l'attività di ricerca si è potuto notare che la sorgente Capodifiume ha un regime piuttosto costante caratterizzata da valori di portata che oscillano da un minimo di 2.65 m³/s ad un valore massimo di 3.46 m³/s (Figura 62).

Sono stati inoltre installati due sensori di livello idrico (modello Diver della van Essen CTD e Depth/Temperature sensor della Dataflow System) all'interno di un pozzo

abbandonato posizionato a 180 m a monte dalla sorgente in studio. Il controllo e lo studio delle variazioni piezometriche registrate (Figura 63) hanno permesso di comprendere meglio le dinamiche della circolazione idrica sotterranea nell'acquifero carbonatico campione e le relazioni esistenti con l'emergenza di Capodifiume.

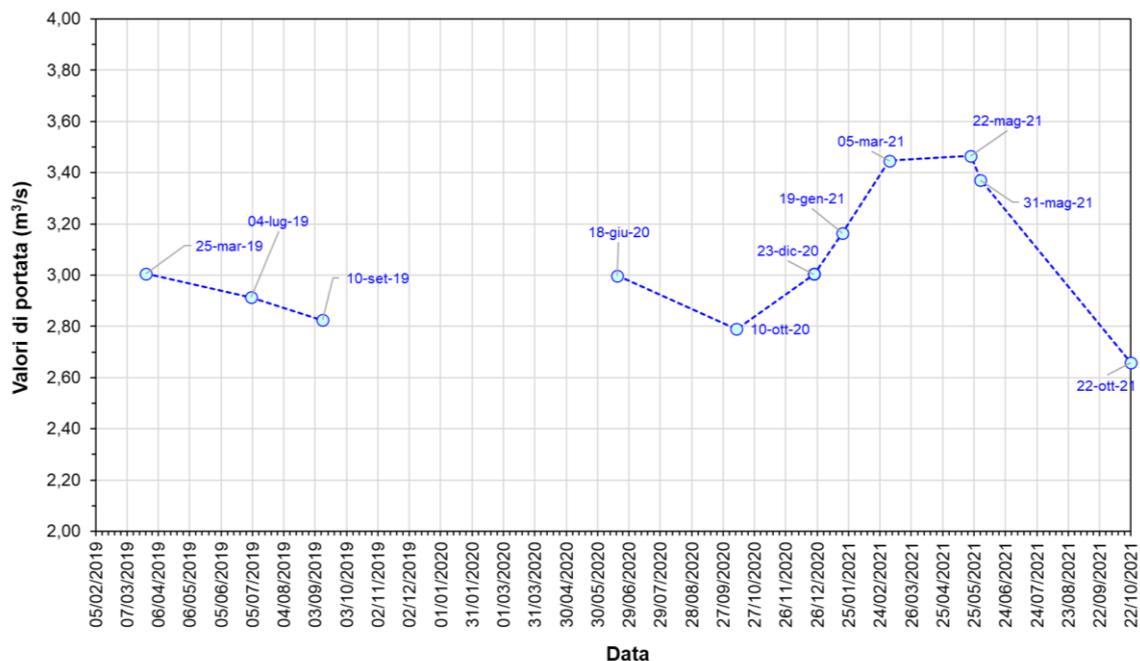


Figura 61. Valori di portata della sorgente Capodifiume (2018 -2021).

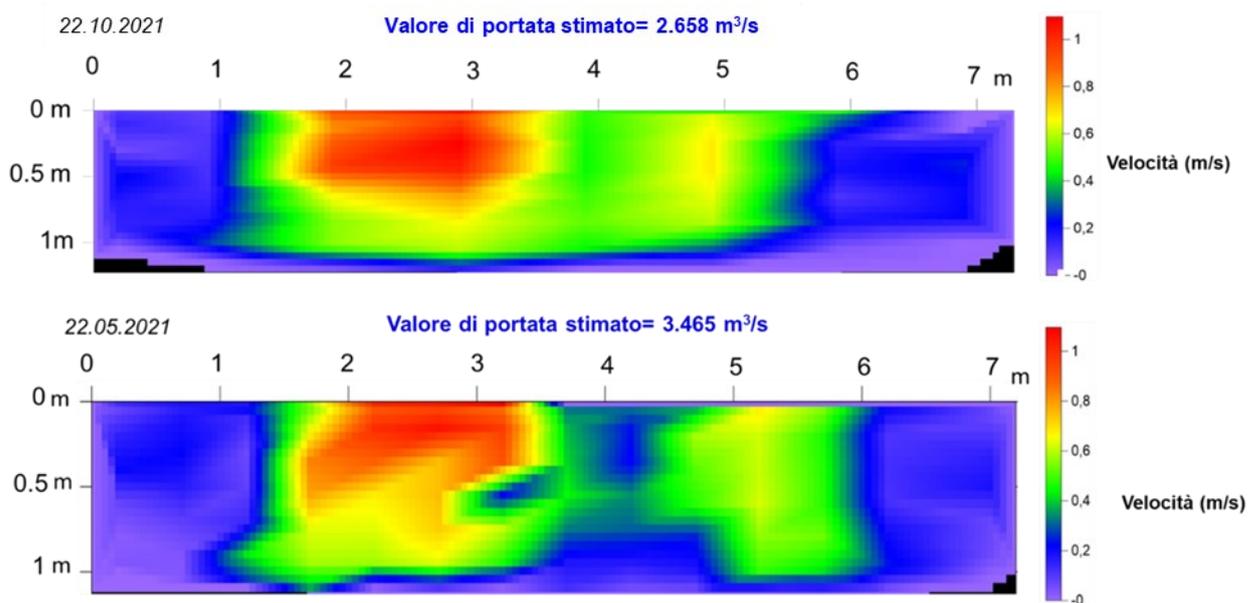


Figura 62. Mappe di velocità del flusso dei due valori estremi di portata della sorgente Capodifiume.

Inoltre, dati pluviometrici raccolti, provenienti dalla stazione meteorologica di Controne (Centro Agrometeorologico Regionale), sono stati organizzati mediante l'utilizzo di un foglio di lavoro Excel, in modo da ricostruire e disporre delle seguenti elaborazioni:

- dati di pioggia giornaliera;
- cumulate mobili di pioggia a 15, 29, 45, 59,75 giorni;
- elaborazione di un grafico che metta in relazione le piogge cumulate e giornaliera con le oscillazioni del livello piezometrico registrato nel pozzo;
- ricostruzione dell'idrogramma sorgivo della sorgente.

La prima analisi effettuata è consistita nella ricostruzione di un grafico composito nel quale sono rappresentate le piogge giornaliere e le oscillazioni del livello piezometrico. L'analisi del grafico ottenuto (Figura 63) permette di stimare l'altezza della lama di acqua di precipitazione caduta sull'area di interesse per l'intera serie temporale durante la quale si è svolta l'attività di monitoraggio e la sua distribuzione nel tempo. Il controllo e lo studio delle variazioni piezometriche registrate mostrano una buona correlazione con le precipitazioni cumulate e le misure di portata della sorgente. È possibile individuare intervalli temporali caratterizzati da valori di precipitazione cumulata spiccatamente maggiori corrispondenti ai mesi compresi tra ottobre e dicembre. Questi periodi di maggiore piovosità sono intervallati da periodi di stasi con scarse precipitazioni, ovvero intervalli temporali durante i quali la quantità di pioggia che cade al suolo è inferiore rispetto ai valori massimi cumulati prima elencati.

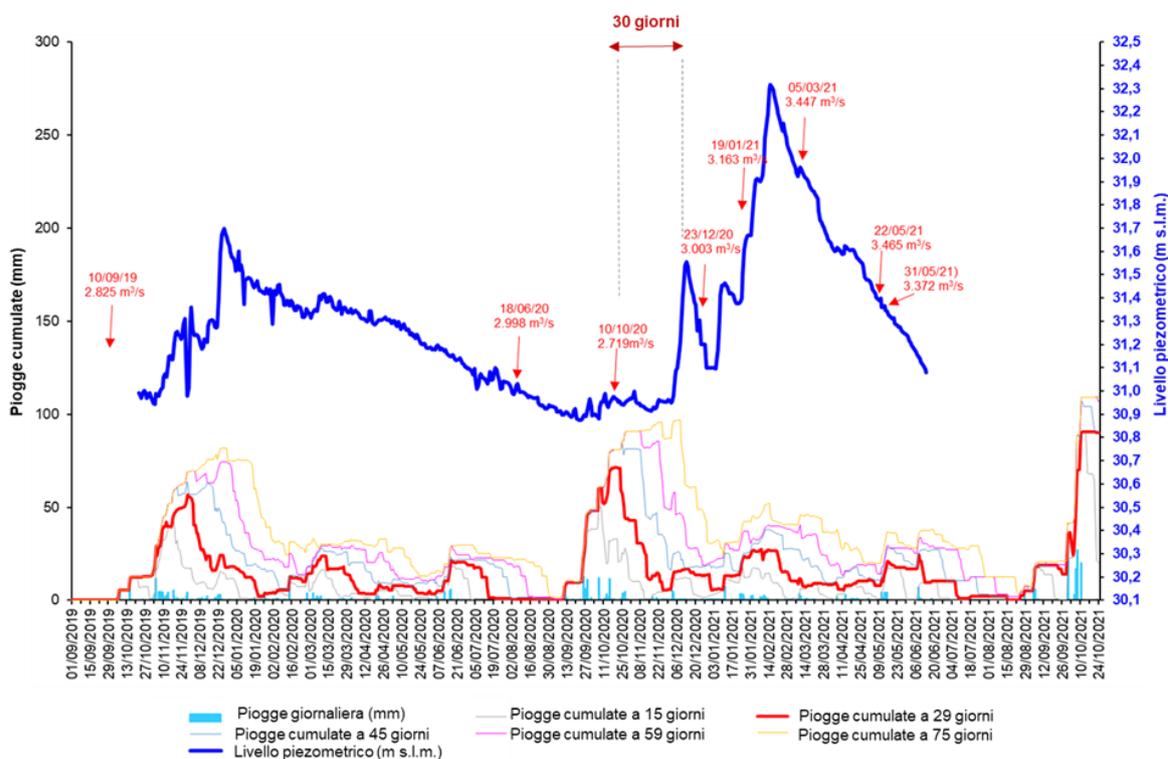


Figura 63. Grafico di correlazione tra le oscillazioni del livello piezometrico e piogge giornaliere e cumulate (a 15,29,45,59 e 75 giorni) nell'intero periodo di osservazione.

Inoltre, dall'analisi del grafico si evince che le condizioni pluviometriche critiche che determinano l'innalzamento del livello piezometrico osservato non possono essere ricercate nelle piogge dei giorni immediatamente precedenti a quelli in cui sono stati osservati oscillazioni piezometriche importanti, ma su quelle relative a periodi significativamente più lunghi. Difatti si evince dal grafico riportato in Figura 63 che, considerando un intervallo di ritardo (lag) di 30 giorni, la correlazione tra l'occorrenza delle precipitazioni e l'innalzamento del livello piezometrico risulta essere abbastanza buona.

Mettendo in relazione i valori di portata misurati con il livello piezometrico corrispondente, è stata ricavata una curva di deflusso, mediante correlazione lineare, dalla quale sono stati ricavati i valori di portata giornaliera (Figura 64). È importante evidenziare che la quota di emergenza della sorgente e quella del pozzo, sono state determinate con precisione mediante acquisizione con GPS differenziale come riportato in Figura 65.

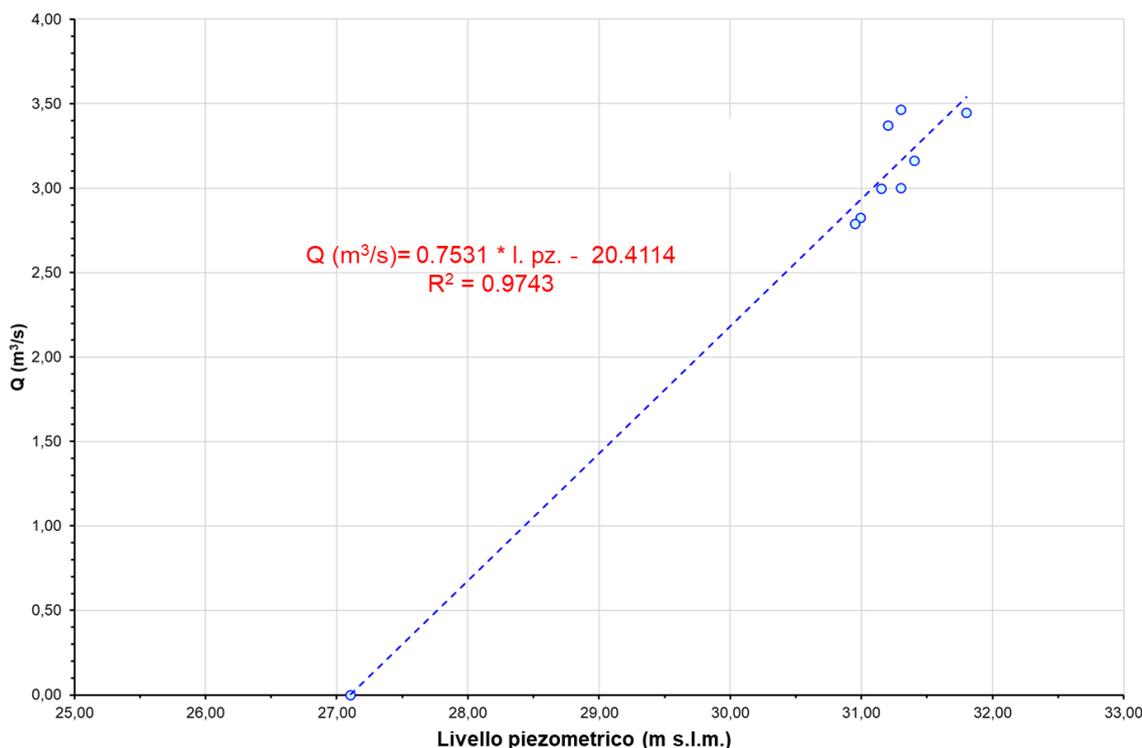


Figura 64. Grafico di correlazione i valori di portata misurati e le oscillazioni del livello piezometrico.

Sorgente Capodifiume					
Sstema di coordinate UTM WGS 84 33N		Quota ellisoidale	Quota (m a.s.l.)		
E	N				
503.755,53	4.477.552,79	74,01	27,10		
Pozzo					
Sstema di coordinate UTM WGS 84 33N		Quota ellisoidale	Quota boccapozzo	h boccapozzo (m)	Quota (m a.s.l.)
E	N	(quota boccapozzo)	(m a.s.l.)		p.c.
503.946,75	4.477.581,23	119,32	72,42	0,97	71,45

Figura 65. Correzione della quota assoluta della sorgente Capodifiume e del pozzo, mediante acquisizioni con GPS differenziale.

Sulla base dei dati acquisiti si è provveduto alla ricostruzione di un idrogramma sorgivo riferito all'anno idrologico 2019-2020 (Figura 66) che rappresenta un'importante acquisizione tecnico-scientifica, necessaria all'implementazione di un monitoraggio delle portate sorgive.

La serie presenta una variabilità delle portate generalmente moderata, individuandosi un ramo ascendente, di ricarica, in cui si osserva il progressivo incremento della portata fino ad un valore massimo di 3.46 m³/s (dicembre 2019) ed un ramo discendente o di esaurimento in cui si ha una diminuzione sempre più lenta della portata (valore minimo 2.80 m³/s registrato ad ottobre 2020).

Inoltre, è stato calcolato l'Indice di Meinzer o di "variabilità" (Rv)

$$Rv = \frac{Q_{max} - Q_{min}}{Q_{med}} (\%) \quad [26]$$

dove:

Q_{max} = portata massima (m^3/s);

Q_{min} = portata minima (m^3/s);

Q_{media} = portata media (m^3/s).

Detto parametro, espresso in funzione della portata massima ($Q_{max} = 3.45 m^3/s$), portata minima ($Q_{min} = 2.85 m^3/s$) e portata media ($Q_{med} = 3.05 m^3/s$) dell'intero anno idrologico 2019-2020, è risultato pari a circa il 20%, consentendo di classificare la sorgente in studio come costante.

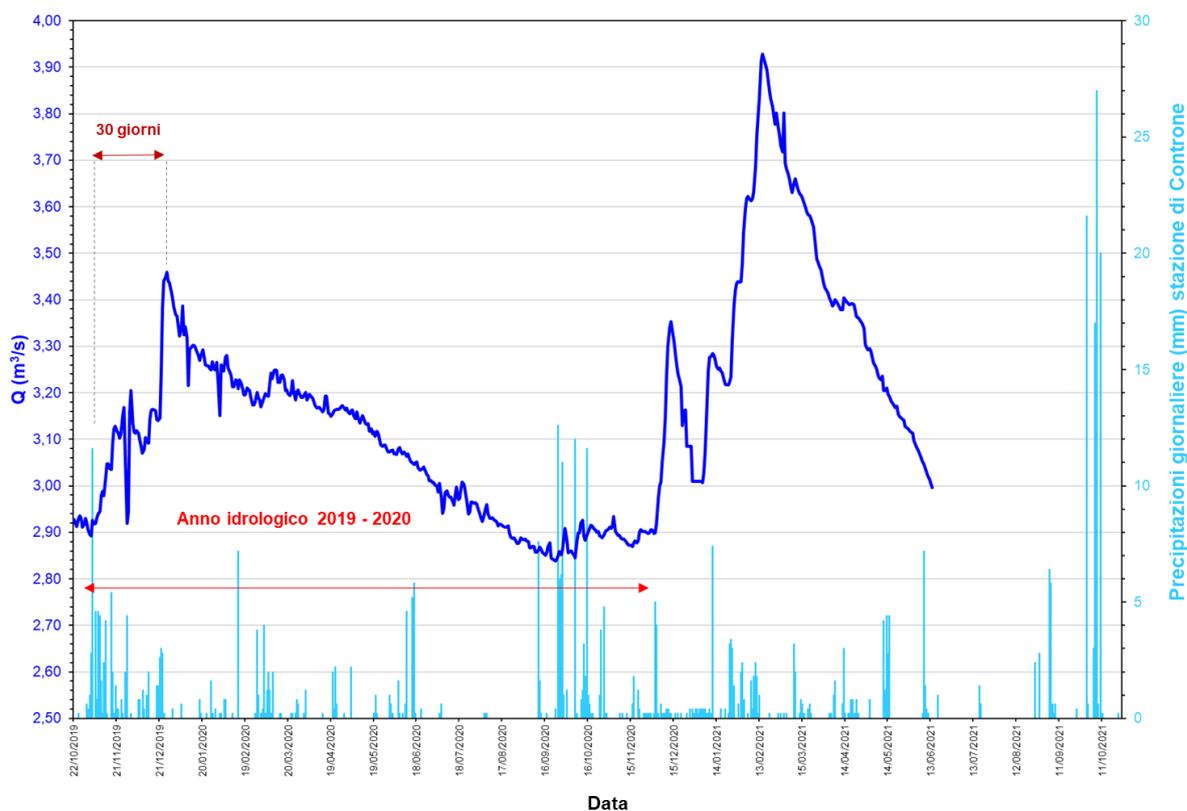


Figura 66. Ricostruzione dell'idrogramma sorgivo della sorgente Capodifiume.

6.3 Tipologie di copertura del suolo dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello

Al fine di migliorare le conoscenze riguardo le condizioni idrologiche superficiali dell'acquifero campione, sono stati prodotti elaborati cartografici inerenti non solo le caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello, ma anche relativi al tipo di copertura del suolo.

In particolare, l'area di studio, situata all'estremità settentrionale del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, è classificata come:

- Zona di Protezione Speciale – ZPS Monti Soprano Vesole e Gole del Fiume Calore Salernitano (IT8050053);
- Siti di Importanza Comunitaria – SIC Monte Soprano e Monte Vesole (IT8050031).

La designazione del SIC e della ZPS sono dovute alla presenza di vaste superfici di boschi sempreverdi, caducifoglie ed arbusteti, che conferiscono all'area un buon valore ambientale ed una forte idoneità per specie di interesse conservazionistico. Il Sito di Interesse Comunitario Monte Soprano e Monte Vesole e la Zona di Protezione Speciale Monti Soprano Vesole e Gole del Fiume Calore Salernitano, rientrano nella tipologia di siti montano-collinari in virtù del range altimetrico in cui si collocano: tra i 300 m s.l.m. ed i 1309 m s.l.m. Anche gli habitat di interesse comunitario presenti sono caratteristici di questa tipologia di siti: si tratta per lo più di habitat forestali, di prateria, mediterranei, ma anche in piccola percentuale di habitat rupicoli (Blasi, 2005).

Dalla carta della tipologia di copertura del suolo (Land Cover) (CLC 2018) (Figura 67) si evince che l'intera dorsale carbonatica è caratterizzata da foreste di latifoglie, mentre aree a diversa destinazione d'uso (prevalentemente vigneti e frutteti) si rinvengono nelle zone di pianura. La carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo 2009 (Figura 68) conferma ciò che è stato rappresentato nell'elaborato precedente: boschi di latifoglie ricoprono l'intero massiccio carbonatico. In dettaglio, il versante settentrionale presenta vaste aree caratterizzate dalla presenza di castagneti da frutto, una delle formazioni boschive di origine antropica più diffusa. Gli impianti a castagno sono diffusi nella fascia collinare e nella fascia montana compresa tra i 700 e i 1200 m, non molto lontano dai centri abitati; frutteti e seminativi di vario genere caratterizzano invece la zona di piana. È stata infine elaborata una più dettagliata mappa dei tipi di vegetazione (Figura 69): il versante N-NE è caratterizzato prevalentemente da percorsi sub-steppici di graminacee, mentre sul versante S-SW alle quote più basse ritroviamo foreste di leccio e a quelle più alte ritroviamo formazioni erbose secche seminaturali e facies coperte da cespugli su

substrato calcareo. Sulle vette ritroviamo anche alcuni lembi di faggeta frammista a tasso e leccio. Lembi piuttosto estesi di questo tipo di vegetazione sono presenti lungo i versanti meridionali del Vesole-Soprano. Si tratta di un aspetto non molto frequente di macchia mediterranea, dominata dal leccio che mantiene, a causa dell'intenso pascolo, un portamento arbustivo (Blasi, 2005). Boschi decidui di latifoglie e faggete sono presenti in corrispondenza del settore centrale della dorsale, dove queste tipologie vegetali risultano particolarmente estese soprattutto lungo le pendici settentrionali di Monte Vesole. Questo tipo di vegetazione forestale d'alto fusto è caratterizzata dalla presenza di alcune specie rare ed endemiche dell'Italia meridionale, come *Arabis rosea* e *Acer lobelii* (Blasi, 2005). Nelle zone di pianure sono invece presenti colture intensive.

Complessivamente nel sito risulta predominante l'habitat con formazioni mediterranee dei querceti. Non mancano tuttavia habitat di prateria mediterranea e d'alta quota e vegetazione mediterranea e rupicola.

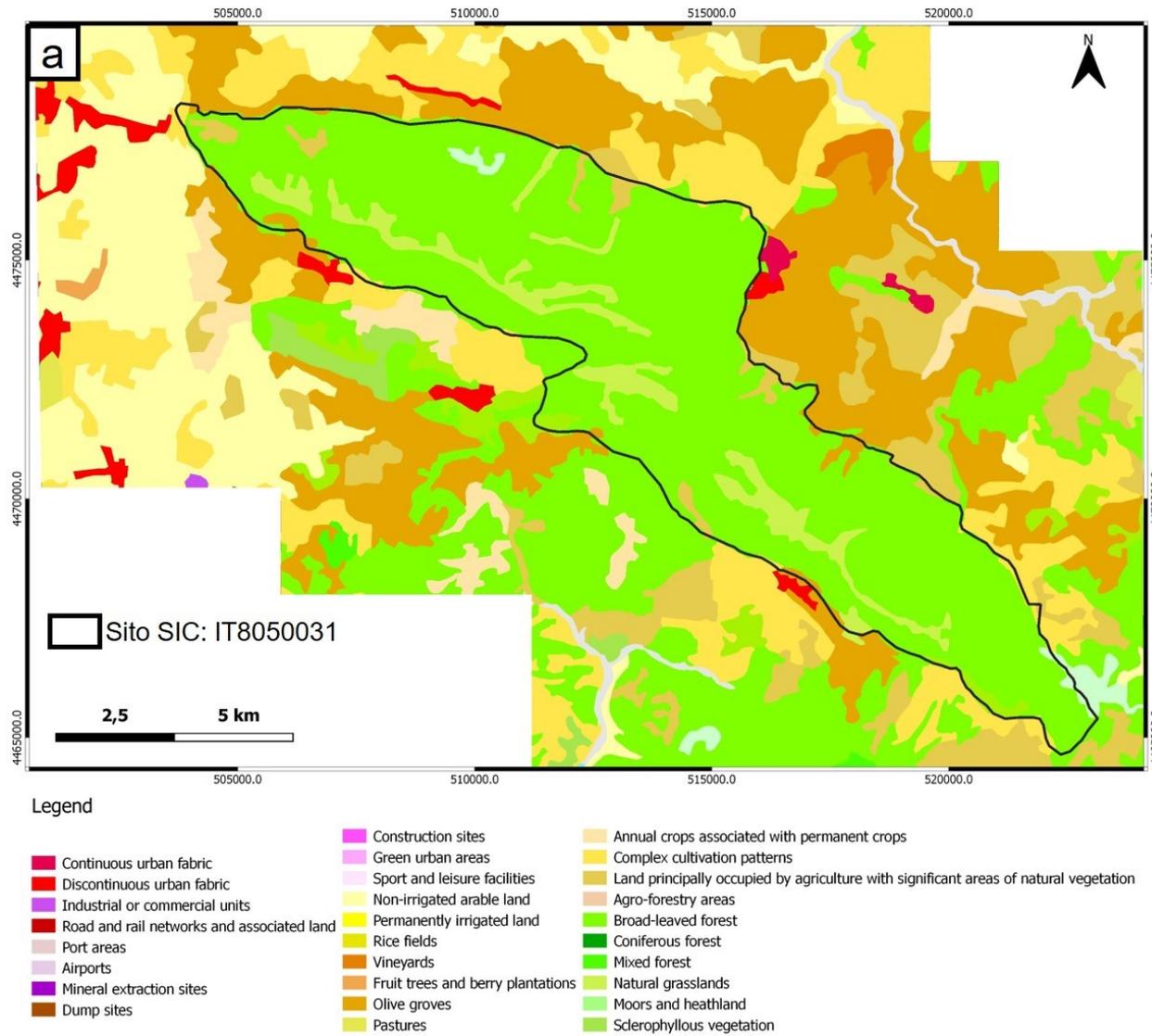


Figura 67. Mappa Corine Land Cover (2018) dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

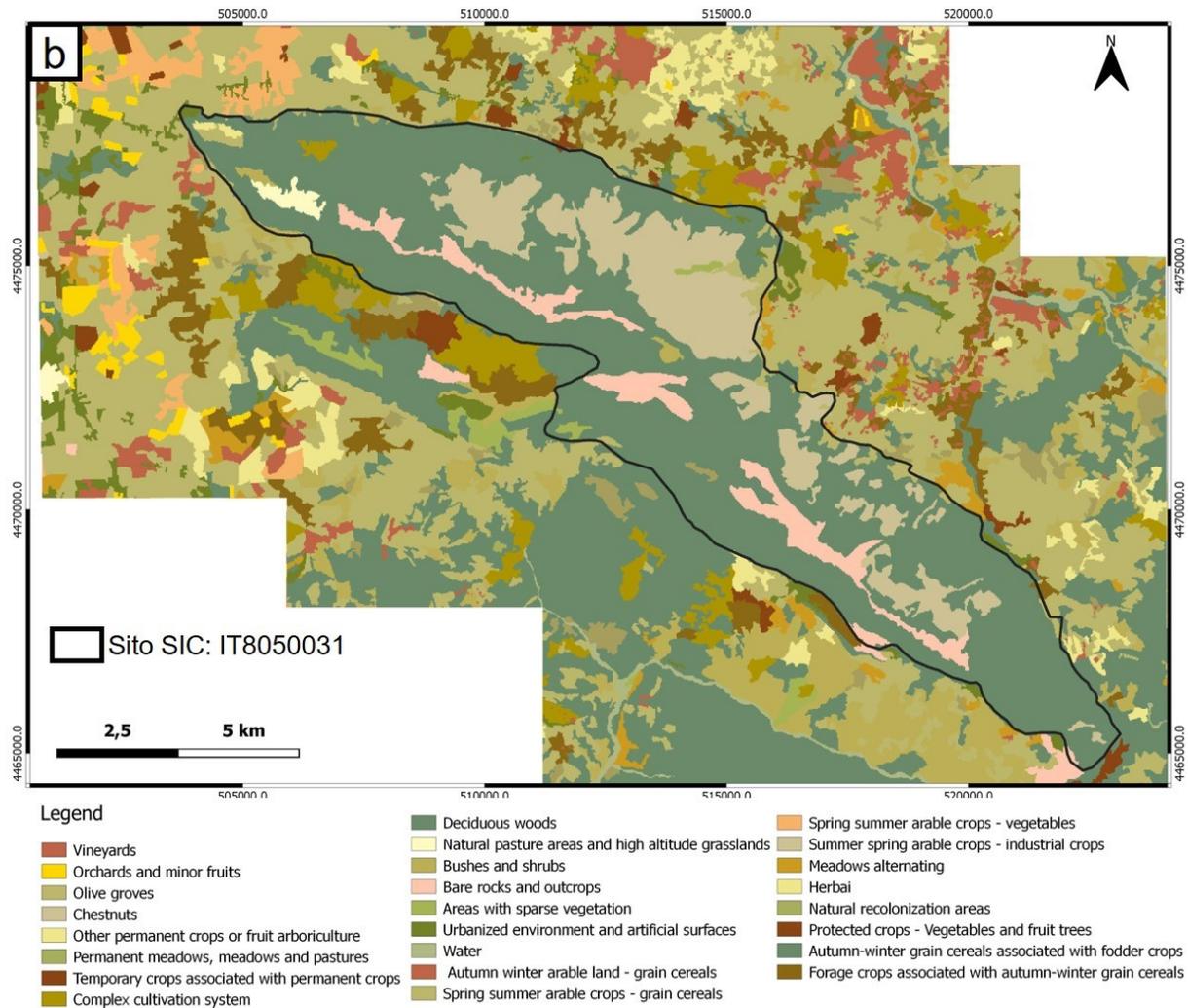


Figura 68. Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo (2009) dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

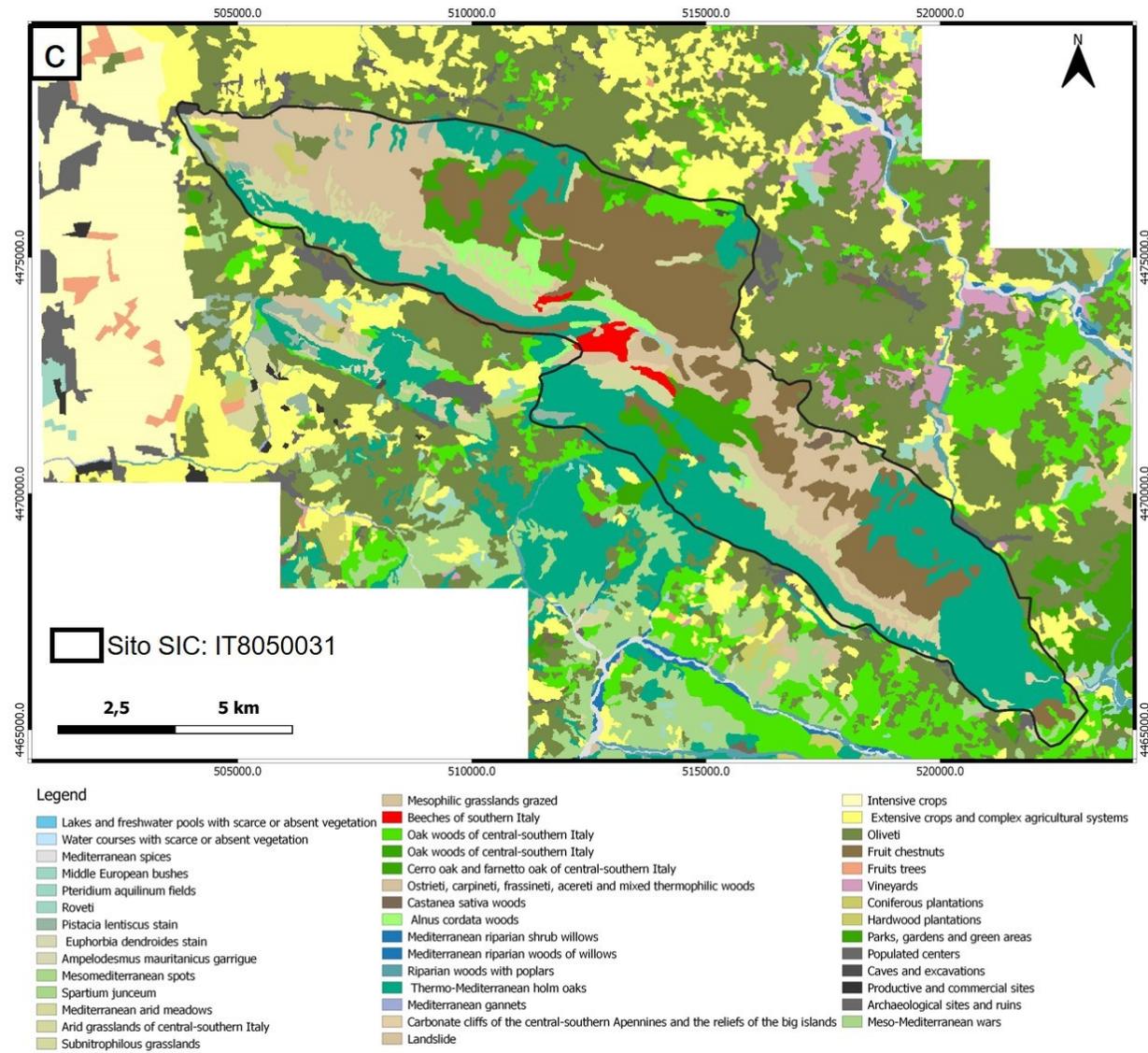


Figura 69. Mappa dei tipi di vegetazione dell'acquifero carbonatico dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33.

6.3.1 Ricostruzione della mappa della tipologia di coperture di suolo dell'acquifero campione

Le indagini di campo riguardo le tipologie di coperture di suolo e le misurazioni degli spessori di suolo, hanno permesso di ottenere *la mappa della tipologia di copertura di suolo* per l'intera area di studio (Figura 70). Per ottenere tale risultato, basato su osservazioni di campo, è stata effettuata una classificazione supervisionata di immagini ad alta risoluzione di Google Earth (campionate ad una risoluzione di 0.7 m x 0.7 m). La risoluzione finale è stata poi aumentata a 10 m x 10 m.

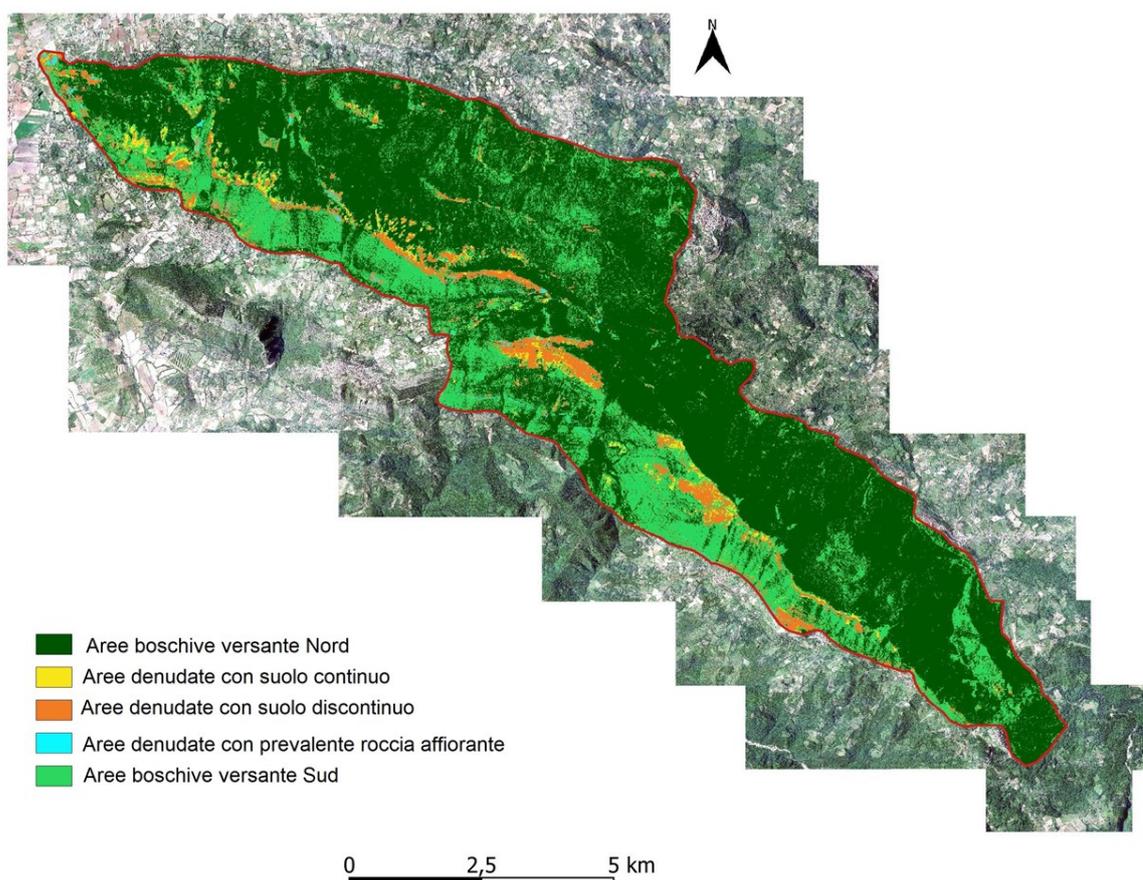


Figura 70. Mappa delle coperture di suolo dell'intera dorsale carbonatica.

La dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello è costituita per il 93% da copertura boschiva che occupa 69.79 km² dell'area totale. Il 5% della superficie in studio è caratterizzata da aree denudate con suolo discontinuo, mentre il 2% è rappresentato da aree denudate con suolo continuo (rispettivamente 3.76 km² e 1.44 km²). Infine, 0.366

km² è la superficie rappresentata dalle aree denudate con affioramento di substrato carbonatico (0.5% dell'intera area in studio) (Figura 71).

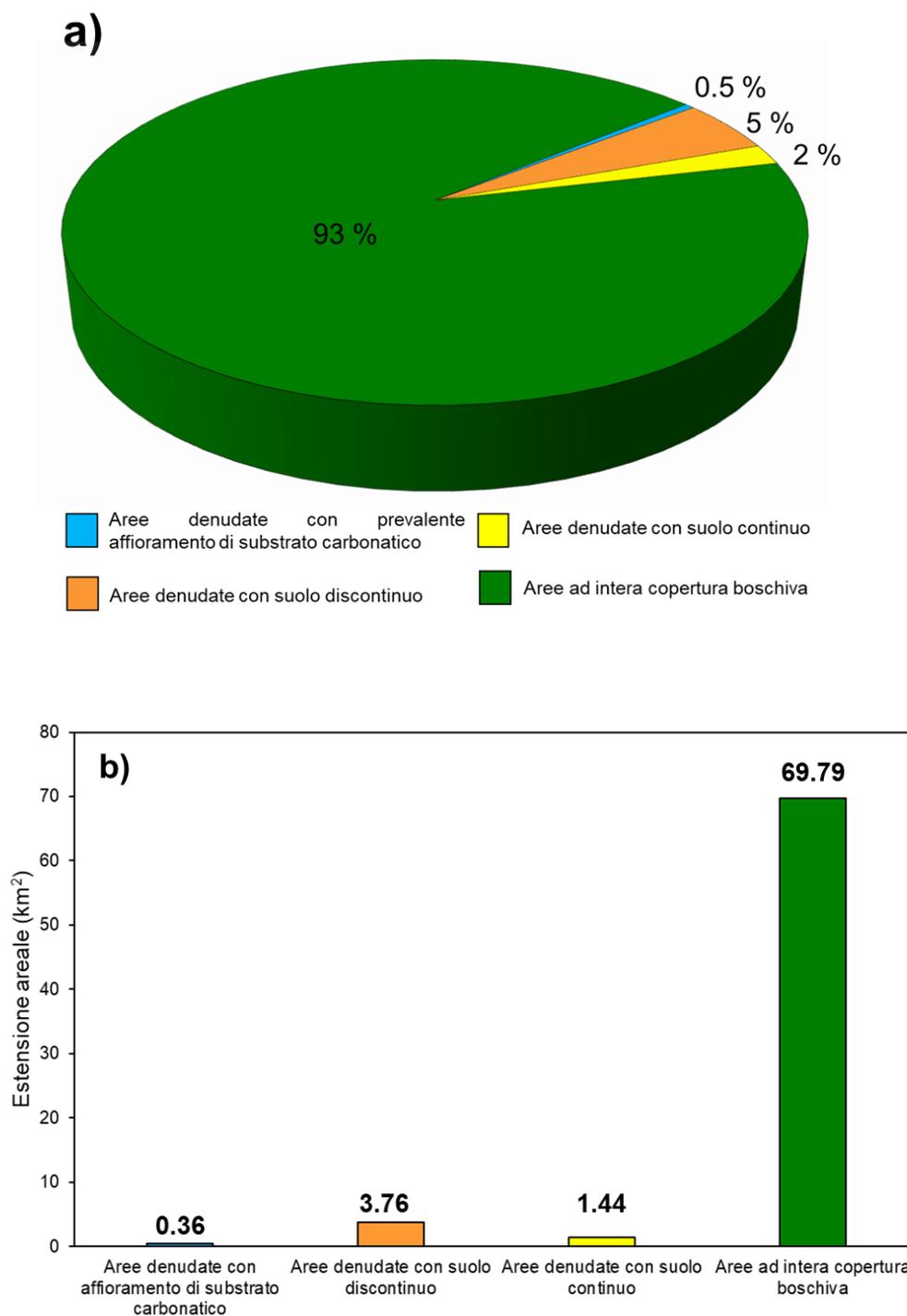


Figura 71. Rappresentazione dell'estensione areale delle tipologie di coperture di suolo individuate per l'intera area di studio; a) estensione percentuale; b) estensione chilometrica.

6.4 Caratterizzazione dei depositi di copertura pedogenizzati

Al fine di analizzare i processi di ricarica dell'acquifero campione nelle condizioni tipiche riscontrabili nell'Appennino meridionale, il presente lavoro è stato finalizzato alla tipizzazione delle condizioni idrogeologiche superficiali della dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello mediante caratterizzazione stratigrafica ed idraulica dei depositi di copertura e del *bedrock* e una caratterizzazione del tipo di suolo e della copertura vegetale. A tal fine sono state effettuate misurazioni degli spessori di suolo in aree selezionate. I dati relativi agli spessori di suolo misurati sono stati analizzati statisticamente mediante analisi di frequenza. In questo modo è stato possibile individuare quattro tipologie rappresentative delle coperture di suolo (Land Cover) dell'acquifero carbonatico in studio:

- a) aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico;
- b) aree denudate con suolo discontinuo;
- c) aree denudate con suolo continuo;
- d) aree ad intera copertura boschiva.

Durante la campagna di misure in campo del settembre 2019, sono state effettuate misurazioni dello spessore di suolo presso la porzione inferiore del Mt. Chianello, *sito rappresentativo di aree denudate con suolo discontinuo*, mediante l'infissione di un'asta d'acciaio (diametro 16 mm) ripetuta con frequenza di acquisizione del dato ogni 0.2 m lungo due profili ortogonali e intersecanti (lunghezza 50 m) (250 misurazioni per ciascun profilo) (Figura 72). Sebbene l'area appaia essere caratteristicamente contraddistinta dall'assenza di vegetazione arborea ed arbustiva, come tipico delle aree denudate dei massicci carbonatici, la copertura di suolo è stata riconosciuta essere abbastanza omogenea e le aree caratterizzate da affioramento di substrato calcareo risultano essere meno estese rispetto alle aree caratterizzate da coperture di suolo, pertanto le zone caratterizzate dalla presenza di tasche di suolo sono risultate essere prevalenti. Lo spessore medio del suolo è risultato pari a 16.1 cm per il profilo n° 1 e 17.3 cm per il profilo n° 2.

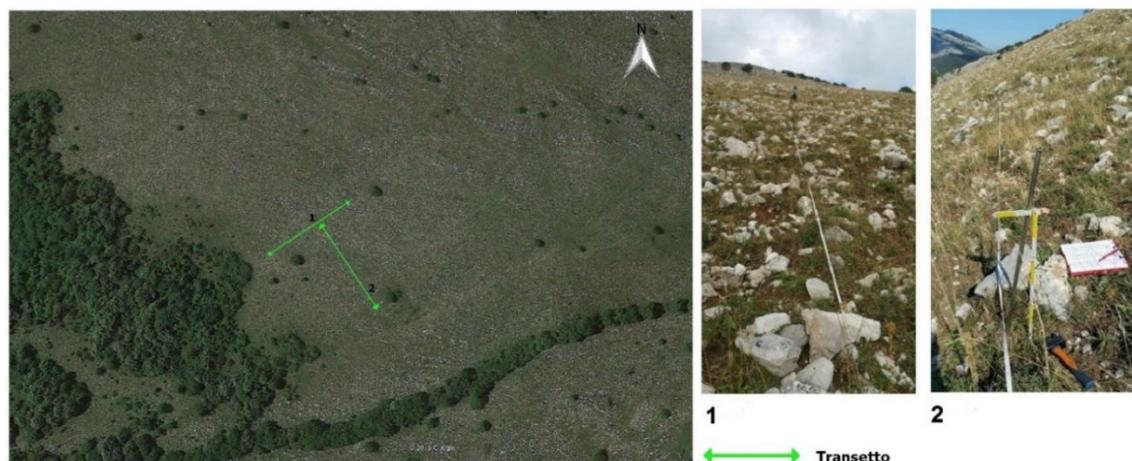


Figura 72. Misurazione degli spessori di suolo lungo due profili ortogonali ed intersecanti (sito rappresentativo di aree denudate con suolo discontinuo), presso la porzione inferiore del Mt. Chianello.

Nel corso della campagna di rilevamento dell'ottobre 2019, sono state effettuate ulteriori misurazioni di spessore di suolo presso Mt. Vesole adoperando la stessa metodologia utilizzata per le prime misurazioni. I valori medi di spessore ottenuti dall'analisi dei due profili realizzati in corrispondenza della cresta del massiccio carbonatico sono rispettivamente 16.36 cm (transetto n° 1) e 6.27 cm (transetto n° 2). I dati raccolti per il transetto n° 1, *sito rappresentativo di aree denudate con suolo continuo*, risultano essere continui ed omogenei e la copertura di suolo più estesa delle aree caratterizzate da affioramento di substrato calcareo (Figura 73). Il transetto n° 2, invece, è stato considerato rappresentativo di *aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico* (Figura 74).



Figura 73. Misurazione degli spessori di suolo lungo un profilo rappresentativo di aree denudate con suolo continuo presso Mt. Vesole.

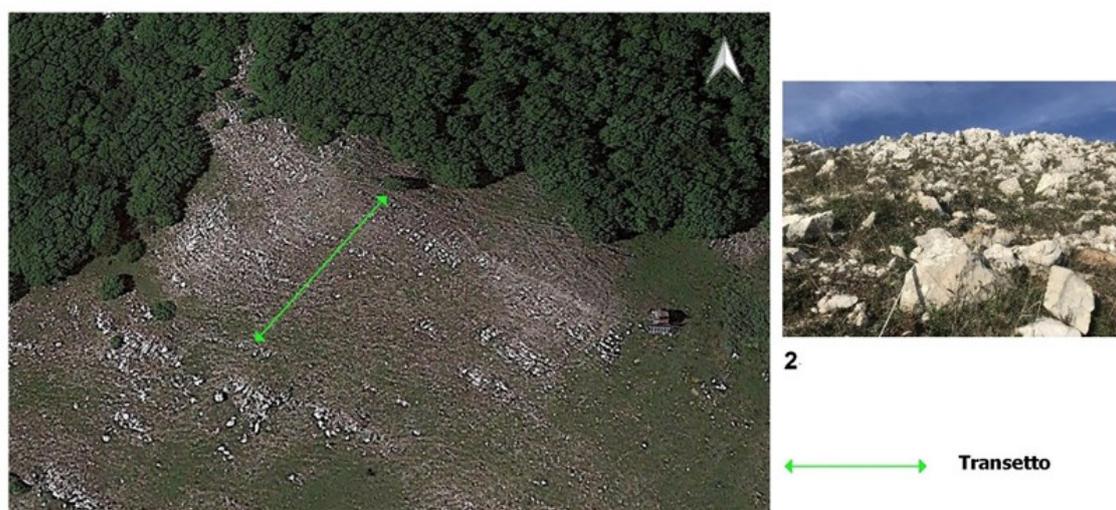


Figura 74. Misurazione degli spessori di suolo lungo un profilo caratterizzato da affioramento prevalente di substrato calcareo, presso Mt. Vesole.

Sono stati inoltre caratterizzati *siti rappresentativi di aree ad intera copertura boschiva*. Misurazioni degli spessori di suolo sono state effettuate in corrispondenza del versante nord del Mt. Vesole mediante la realizzazione di 5 transetti (lunghezza 50 m) e con una frequenza di acquisizione del dato ogni 0.5 m per il profilo n°1 (101 misurazioni) e ogni 1 m per i restanti 4 profili analizzati (51 misurazioni per ciascun profilo) (Figura 75). L'area interessata da intensa copertura boschiva mostra valori medi di spessori di suolo sensibilmente più alti compresi tra 54 e 74 cm, sebbene siano stati misurati valori massimi di spessori di suolo pari a 130 cm.



Figura 75. Misurazione degli spessori di suolo lungo profili rappresentativi di aree caratterizzate da intera copertura boschiva, presso Mt. Vesole.

Infine, sono state effettuate misure dello spessore del suolo nel settore meridionale della dorsale carbonatica in esame, in prossimità di Magliano Vetere, presso la località Capizzo, sito rappresentativo di *aree ad intera copertura boschiva* (Figura 76). In quest'area sperimentale (3.51 km² di estensione) che dalla località Capizzo si estende verso NW fino alle propaggini meridionali del Mt. Chianello, sono stati raccolti importanti informazioni in merito agli spessori di suolo caratterizzanti il versante nord della dorsale. Le misurazioni sono state effettuate mediante l'infissione di un'asta d'acciaio (diametro 16 mm) lungo 9 profili di misura di lunghezza media di 20 m, con frequenza di acquisizione del dato ogni 1.0 m (20 misurazioni circa per ciascun profilo). L'area in esame mostra valori medi di spessori di suolo compresi tra 70 cm e 92 cm, sebbene siano stati misurati valori massimi di 150 cm, in accordo con gli spessori misurati presso il versante nord di Monte Vesole.



Figura 76. Misurazione degli spessori di suolo presso la porzione meridionale della dorsale carbonatica, in prossimità del centro abitato di Magliano Vetere.

I dati dello spessore del suolo sono stati analizzati statisticamente mediante la ricostruzione delle curve di frequenza cumulata ottenuta per i profili di Mt. Chianello e quelli per Mt. Vesole che hanno mostrato un andamento simile e paragonabile tra loro. Tali curve sono rappresentative di aree denudate nelle quali le ampiezze delle tasche di suolo è maggiore rispetto alle tasche caratterizzate da affioramento di substrato. Dall'analisi delle curve di frequenza cumulata si evince inoltre che i valori massimi di spessore di suolo misurati non superano i 40 cm.

La curva di frequenza cumulata rappresentativa di aree caratterizzate da copertura boschiva, ha invece un andamento diverso rispetto alle altre. Il suolo si presenta con spessore molto più continuo con rare manifestazioni dell'emersione del substrato e con valori massimi sensibilmente più elevati, fino a 140 cm (Figura 77).

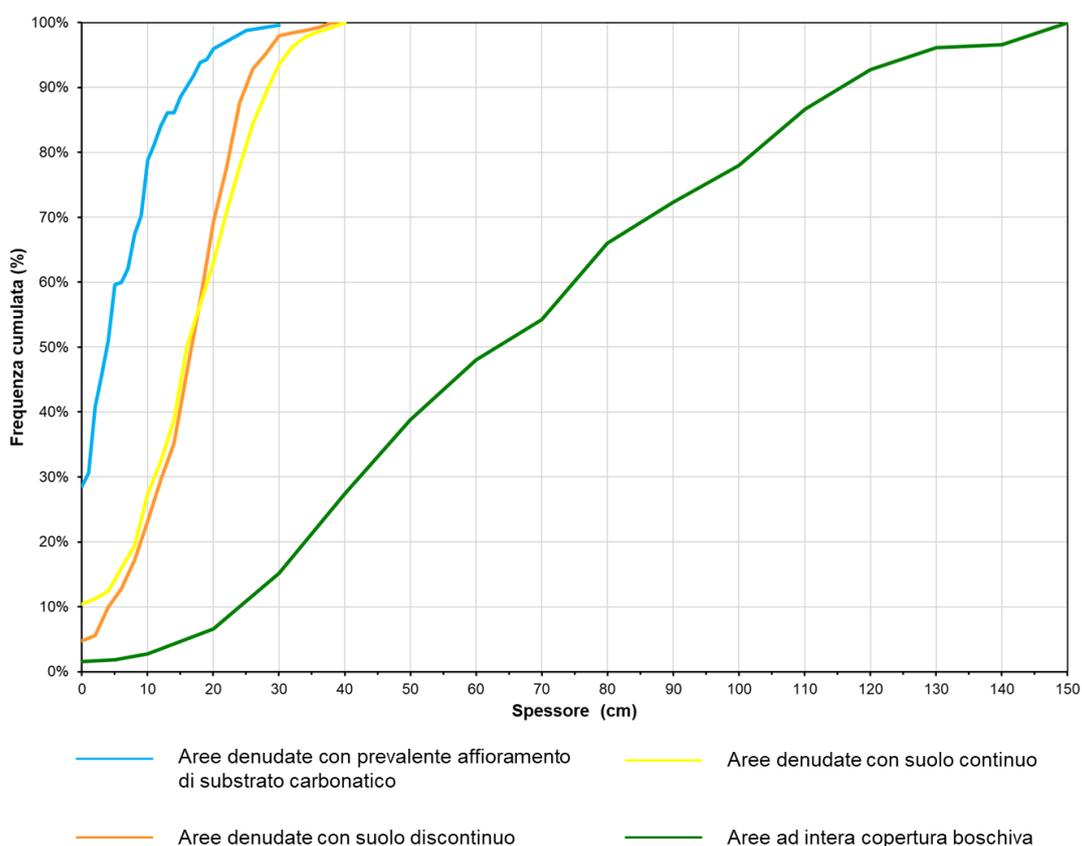


Figura 77. Analisi di frequenza degli spessori di suolo misurati.

È importante sottolineare che i suddetti depositi di copertura pedogenizzati sono derivanti dall'attività deposizionale di prodotti piroclastici da caduta ascrivibili principalmente all'attività esplosiva del Somma-Vesuvio. La variabilità spaziale degli spessori misurati è in accordo con la distribuzione disomogenea di detti prodotti,

nell'area perivesuviana e nella Piana Campana. Ciò è da mettere in relazione sia agli assi di dispersione di ciascuna eruzione sia a fenomeni denudazionali, controllati perlopiù dall'angolo di pendio dei massicci e all'occorrenza di piogge di forte intensità, determinando la presenza, lungo i versanti, di serie vulcanoclastiche incomplete (De Vita e Celico, 2006).

L'origine piroclastica dei depositi è giustificata dagli spessori elevati, dalle proprietà indice (granulometria sabbioso-limoso) e fisiche (elevata porosità) che non sono compatibili con suoli autoctoni eventualmente sviluppati dalla pedogenesi di prodotti residuali derivanti dalla dissoluzione delle rocce calcaree (componente silicoclastica pelitica all'interno delle rocce calcaree). Infatti, in quest'ultimo caso i suoli sarebbero di spessori esigui, fortemente discontinui ed a granulometria prevalentemente limoso-argillosa.

6.4.1 Realizzazione della mappa stocastica degli spessori delle coperture di suolo dell'acquifero campione

Le attività di campo relative alla discriminazione dei tipi di coperture e misurazioni dello spessore di suolo condotte durante le attività di ricerca, hanno permesso di comprendere la variabilità spaziale degli spessori delle coperture. I dati raccolti sono stati analizzati mediante l'applicazione del modello probabilistico normale o di Gauss, al fine di ricostruire un modello stocastico che ha consentito di ottenere una mappa degli spessori di suolo dell'area in studio. Di seguito sono riportati i grafici delle quattro distribuzioni normali, rappresentanti le quattro tipologie di suolo individuate nell'area in esame, con diversi gradi di libertà (Figura 78).

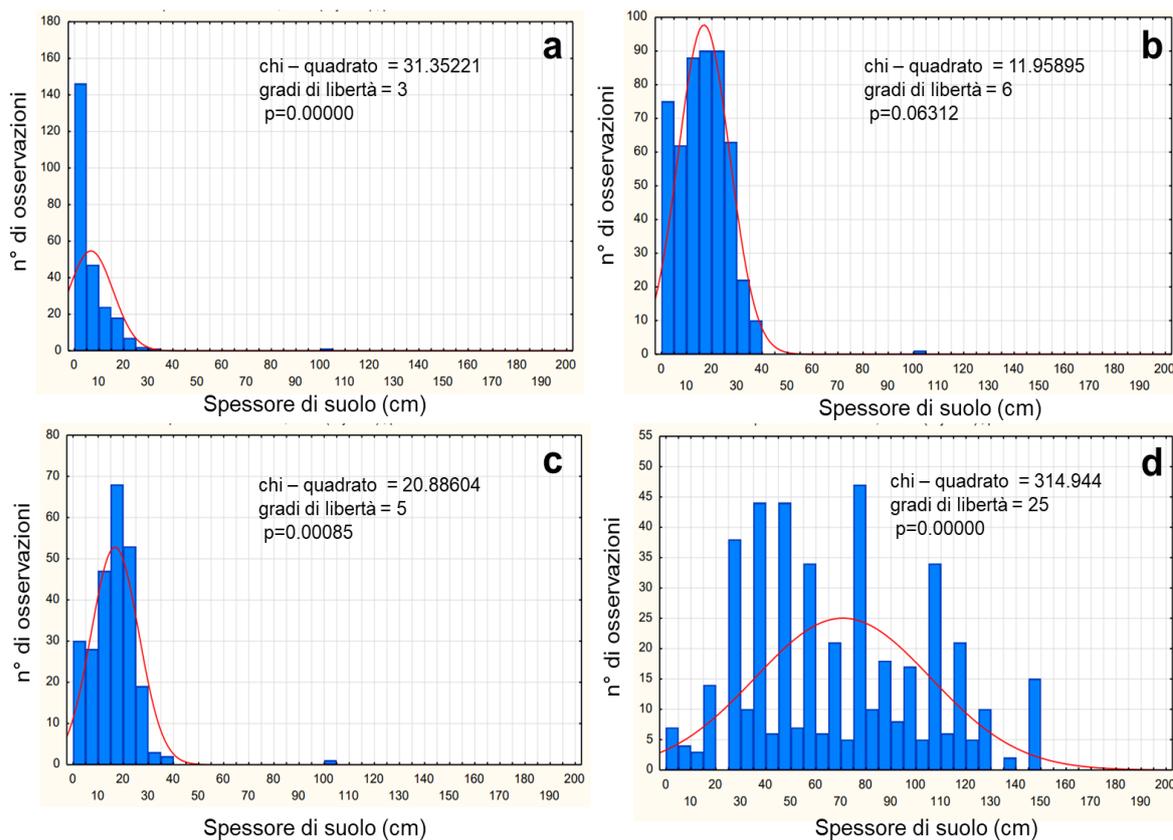


Figura 78. Applicazione del modello probabilistico normale o di Gauss ai dati di spessore misurati nelle diverse tipologie di copertura del suolo (Land Cover): a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Sono anche evidenziati i valori del test di significatività statistica basati sul chi-quadrato e sul grado di libertà.

I dati rappresentati nei grafici di Figura 78 evidenziano una buona approssimazione con il modello probabilistico normale o di Gauss, sebbene la presenza di valori nulli faccia troncare la distribuzione sullo zero, di cui si è tenuto conto nelle successive elaborazioni.

Le distribuzioni di frequenza delle aree denudate (Figura 78a_ aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; 78b_ aree denudate con suolo discontinuo; 78c_ aree denudate con suolo continuo) mostrano una distribuzione normale con elevata significatività statistica (probabilità dell'ipotesi nulla - $p < 0.06312$).

	a) Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	b) Aree denudate con suolo discontinuo	c) Aree denudate con suolo continuo	d) Aree ad intera copertura boschiva
Modello probabilistico	Normale	Normale	Normale	Normale
Media	6.69	16.86	16.70	70.76
Varianza	80.64	104.51	89.80	1235.55
Deviazione standard	8.98	10.22	9.48	35.15
Significatività statistica (probabilità Chi-quadro)	0.00000	0.06312	0.00085	0.00000

Tabella 13: parametri del modello probabilistico normale applicati ai dati di spessore delle differenti tipologie di copertura di suolo.

Le aree denudate sono caratterizzate da valori medi di spessori di suolo sensibilmente inferiori rispetto alle aree ad intera copertura boschiva. Dall'analisi statistica si evince che le aree denudate con affioramento di substrato carbonatico presentano valori medi di spessore di circa 6.69 cm, 16.86 cm e 16.70 cm sono invece da attribuire alle aree denudate rispettivamente con suolo discontinuo e continuo. Infine, le aree ad intera copertura boschiva sono caratterizzate da valori medi di spessore sensibilmente più alti (70.76 cm) (Figura 79).

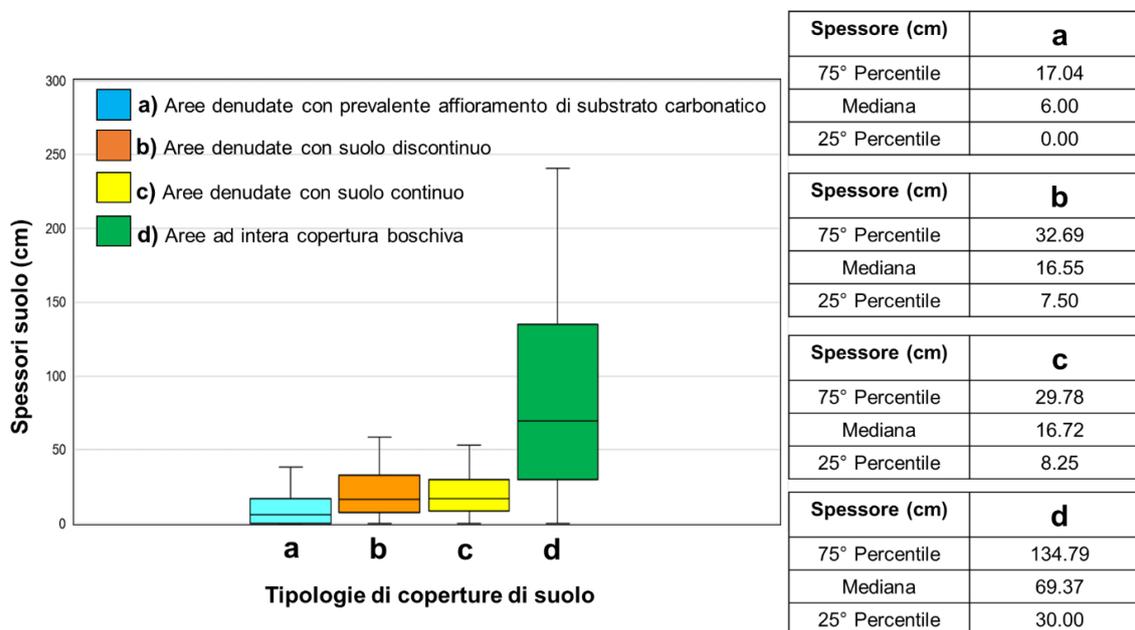


Figura 79. Variabilità degli spessori delle coperture di suolo per ciascuna tipologia di suolo individuata.

Considerando il modello probabilistico normale o di Gauss

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2} \quad [27]$$

dove:

$f(x)$ = funzione di densità di probabilità della variabile x ;

μ = media;

σ = deviazione standard.

e la sua funzione inversa

$$x = \mu - 2\sqrt{2 \cdot \ln[f(x) \cdot \sigma\sqrt{2\pi}]} \quad [28]$$

è stato possibile generare una serie di valori random con distribuzione statistica omogenea a quella dei valori campionati, mediante la generazione di un numero casuale ($f(x)$). Considerando la coda della distribuzione nel campo negativo, i valori inferiori a zero sono stati considerati pari a zero.

In questo modo, considerando i parametri del modello di probabilità normale ricavati per ciascuna tipologia di copertura di suolo (Tabella 13), è stata ricostruita la distribuzione stocastica dello spessore dei depositi di copertura (Figura 80).

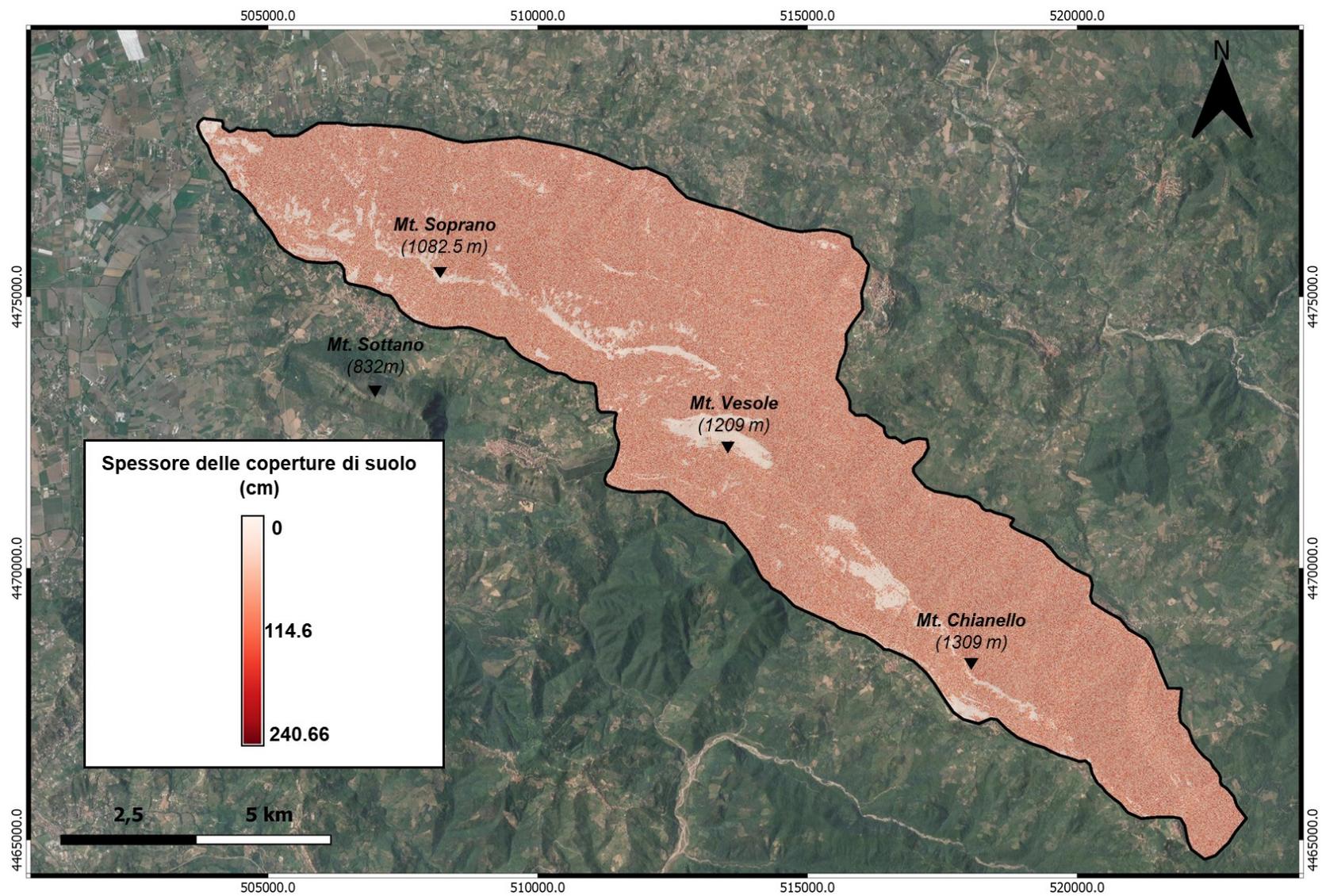


Figura 80. Mappa stocastica degli spessori delle coperture di suolo dell'acquifero campione. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

6.4.2 Caratterizzazione stratigrafica e campionamento dei depositi di copertura pedogenizzati

Al fine di ottenere una caratterizzazione completa del ruolo idrologico delle coperture di suolo sui processi di ricarica dell'acquifero campione, si è ritenuto fondamentale indagare le proprietà fisiche delle terre che li costituiscono. Pertanto, sono state effettuate indagini in sito finalizzate all'acquisizione di dati stratigrafici nell'ambito dei depositi di copertura al fine di discriminare le diverse tipologie di orizzonti litostratigrafici e pedologici (USDA, 2014) ed il relativo campionamento (Tabella 14). Successivamente è stata effettuata una caratterizzazione delle proprietà indice mediante prove di laboratorio che hanno consentito la classificazione degli orizzonti di suolo secondo i criteri AGI (1977) e USCS.

Località di campionamento	Profondità di campionamento (m)	ID campioni
Mt. Chianello	0.30	I
Località Capizzo	0.30	II
	0.70	III
Località Capizzo (paleosuolo)	0.90	IV

Tabella 14. Localizzazione e profondità dei suoli campionati.

Una trincea esplorativa (T.1) realizzata presso Mt. Chianello per la stima dello spessore totale della coltre di suolo, ha permesso infatti di identificare gli orizzonti di suolo pedogenizzati (A e B) e il substrato carbonatico R (Figura 81). Gli spessori di ciascun orizzonte riconosciuto sono riportati in Tabella 15.

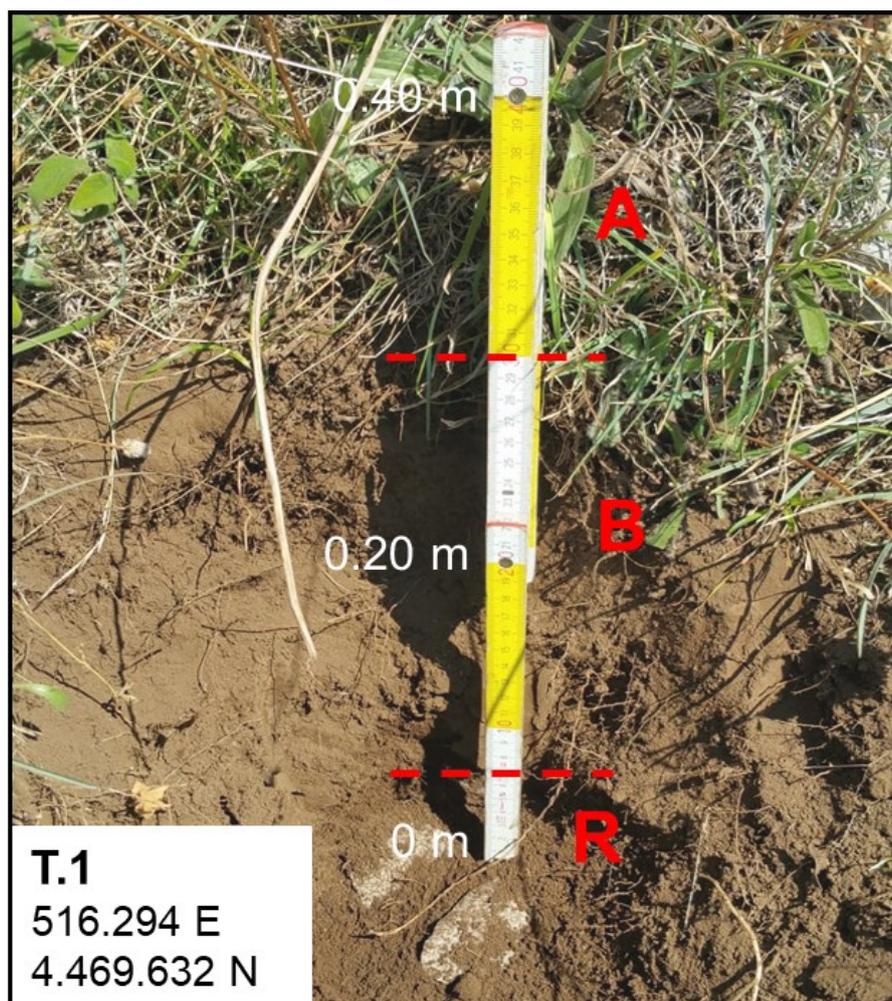


Figura 81. Stratigrafia rilevata nell'area campione di Mt. Chianello. Sono riportate le coordinate UTM (fuso 33N).

Profondità top (m)	Profondità bottom (m)	Spessore (m)	Descrizione
0.40	0.30	0.10	Terra ad elevato contenuto organico con granulometria limoso-sabbiosa. Presenza di diffusi apparati radicali. Colore marrone brunastro. Orizzonte A
0.30	0.08	0.22	Terra a tessitura fine di origine piroclastica a granulometria limoso-sabbiosa e poco plastica. Diffusi apparati radicali. Colore marrone giallastro scuro. Orizzonte B . Campionamento
0.08	0.00	0.08	Ammasso roccioso calcareo. Orizzonte R .

Tabella 15. Spessori degli orizzonti di suolo riconosciuti attraverso la realizzazione della trincea esplorativa T.1.

Una seconda trincea esplorativa (T.2) è stata realizzata presso la zona campione Mt. Capizzo per la stima dello spessore totale della coltre di suolo. Sono stati riconosciuti gli orizzonti pedogenizzati (A e B), il palesuolo basale (Bb, corrispondente ad un orizzonte B sepolto dal successivo evento deposizionale) e il substrato carbonatico R (Figura 82). Gli spessori di ciascun orizzonte riconosciuto sono riportati in Tabella 16.

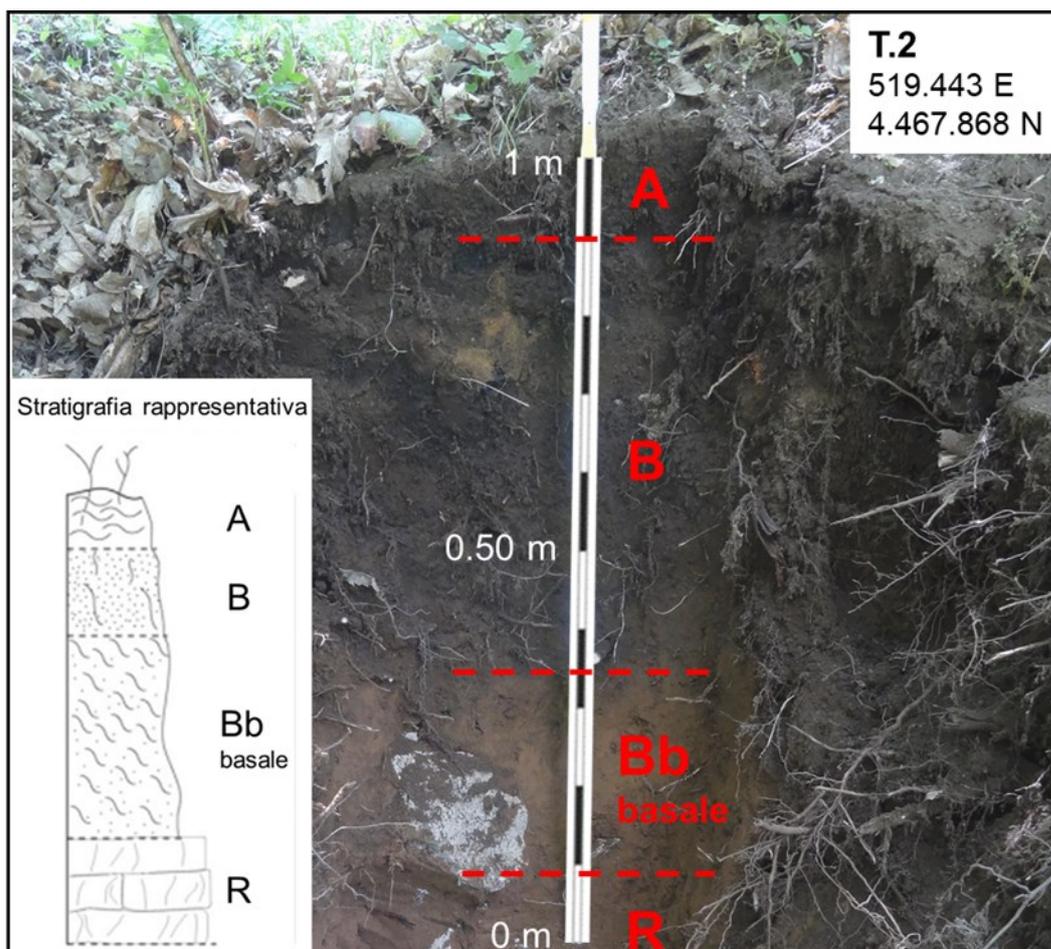


Figura 82. Stratigrafia rilevata nell'area campione di Località Capizzo. Sono riportate le coordinate UTM (fuso 33N).

Profondità top (m)	Profondità bottom (m)	Spessore (m)	Descrizione
1.00	0.90	0.10	Terra ad elevato contenuto organico con granulometria limoso-sabbiosa non plastica e con stato di addensamento sciolto. Presenza di diffusi apparati radicali. Colore marrone brunastro scuro. Orizzonte A
0.90	0.35	0.55	Terra a tessitura medio-fine di origine piroclastica a granulometria limoso-sabbiosa e poco plastica. Diffusi apparati radicali. Colore marrone giallastro scuro. Orizzonte B . Campionamento
0.35	0.10	0.25	Terra limosa leggermente plastica di colore giallo brunastro chiaro. Paleosuolo. Orizzonte Bb . Riempie le discontinuità del substrato carbonatico. Campionamento
0.10	0.00	0.10	Ammasso roccioso calcareo fratturato. Orizzonte R .

Tabella 16. Spessori degli orizzonti di suolo riconosciuti attraverso la realizzazione della trincea esplorativa T.2.

6.4.3 Caratterizzazione delle proprietà fisiche e indice dei depositi di copertura pedogenizzati

La caratterizzazione delle proprietà fisiche dei suoli e la classificazione delle proprietà indice descritte nel paragrafo 5.2.4. La determinazione delle curve granulometriche degli orizzonti di suolo campionati è mostrata in Figura 83 e Figura 84.

I risultati dei test di laboratorio riguardanti la caratterizzazione delle proprietà fisiche ed indice degli orizzonti sono riportati in Tabella 17. Le analisi hanno consentito la determinazione dei parametri necessari per la classificazione USCS e AGI. Le proprietà fisiche dei suoli quali i pesi unitari (γ_{nat} , γ_{dry} e γ_{sat}), la porosità (n) e il rapporto dei vuoti (e), le determinazioni del peso specifico (γ_s) e della materia organica (%) sono stati stimati per ciascuna tipologia di suolo campionato.

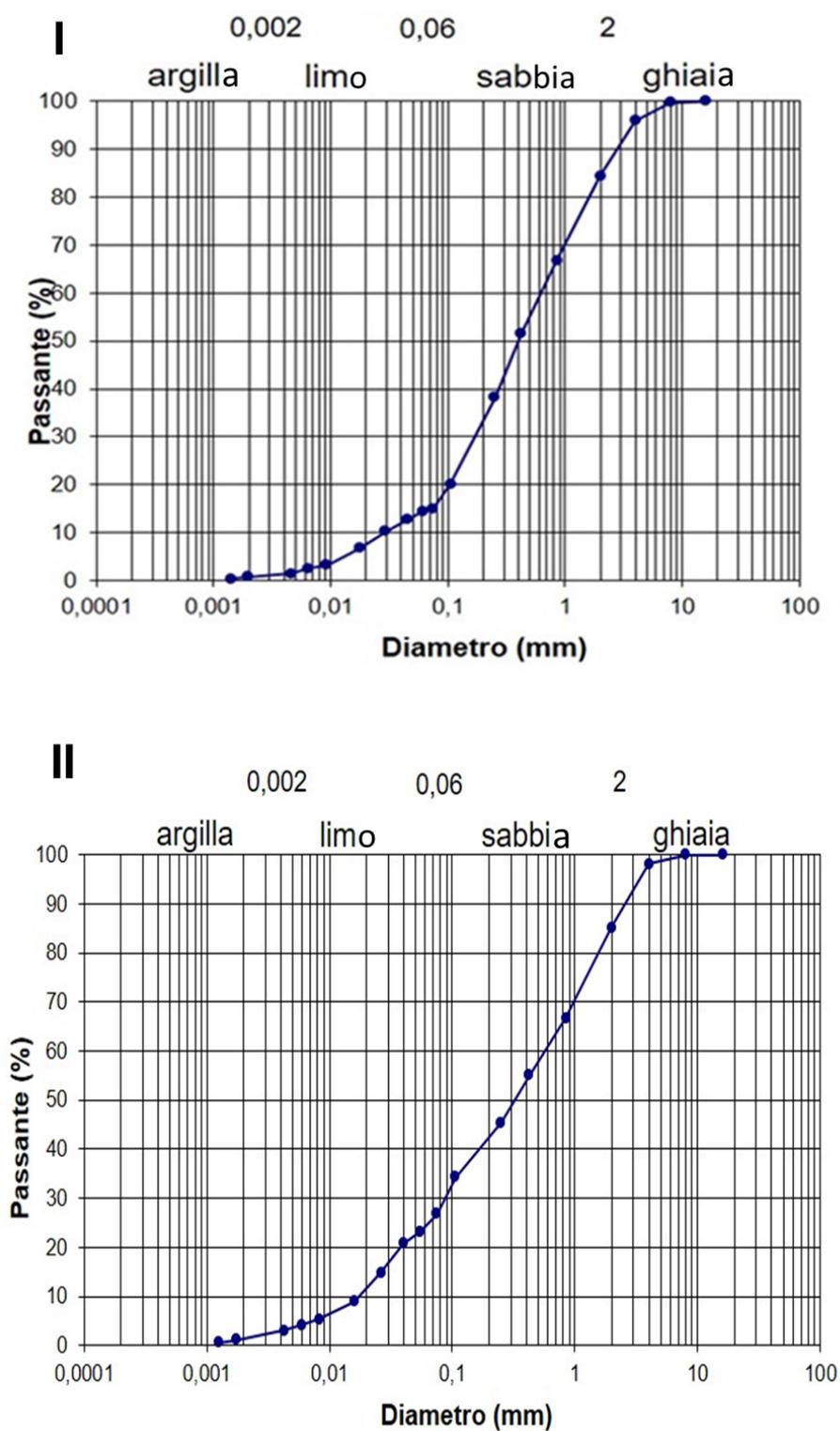


Figura 83. Curva granulometrica per: I) campionamento presso Mt. Chianello (30 cm di profondità); II) campionamento presso Località Capizzo (30 cm di profondità).

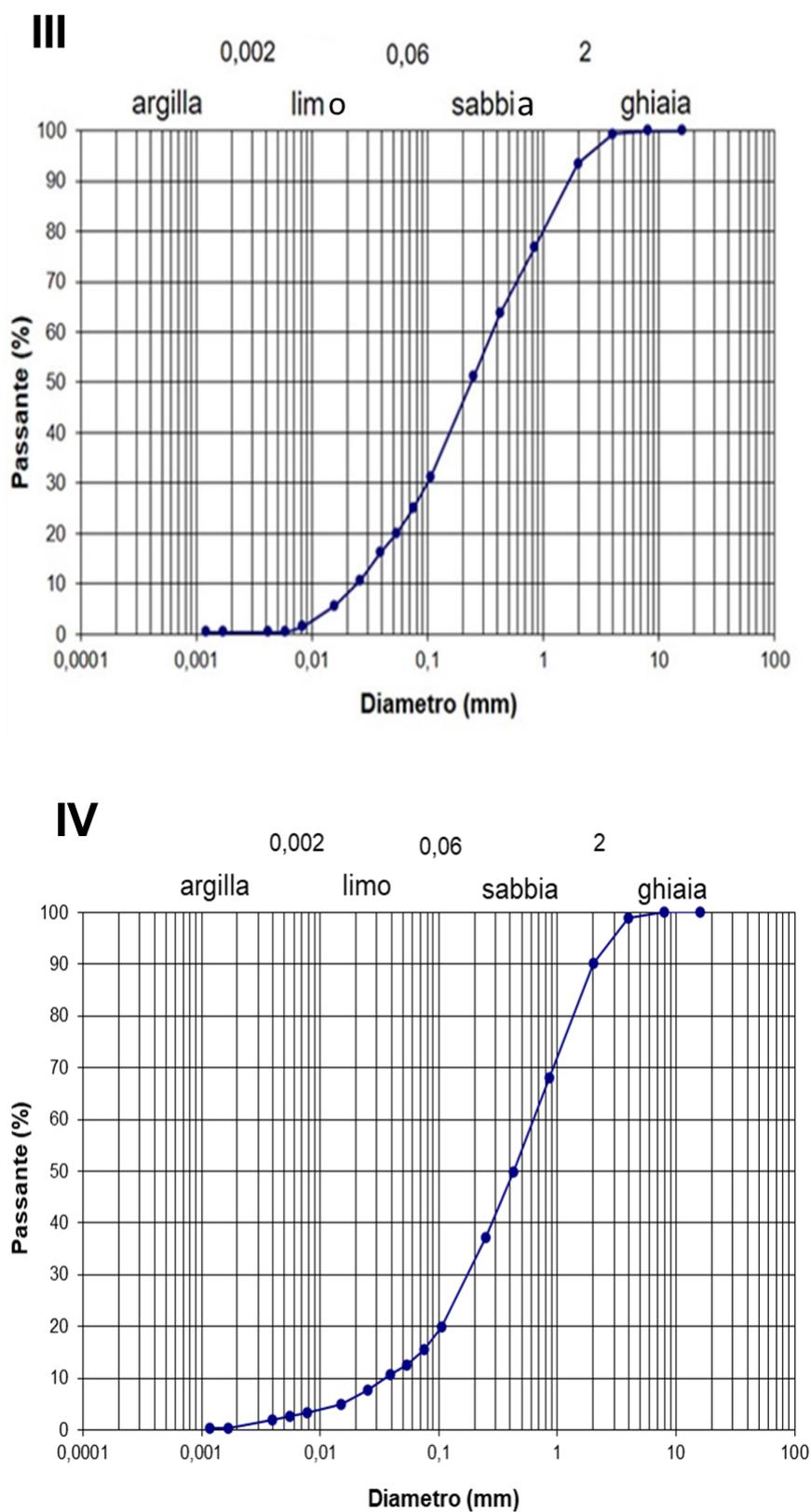


Figura 84. Curva granulometrica per: Curve granulometriche per: III) campionamento presso Località Capizzo (70 cm di profondità);IV) campionamento presso Località Capizzo (paleosuolo).

Come generalmente si riconosce, al diminuire della granulometria si osserva un aumento della porosità e del rapporto dei vuoti. Infatti, il campione I e IV, composti da una maggiore percentuale di sabbia e ghiaia, presentano valori più bassi di e ed n rispetto ai campioni II e III per i quali la componente limosa è significativa. Le osservazioni di campo, così come i risultati delle analisi di laboratorio, permettono di considerare i campioni III e IV indagati come depositi vulcanoclastici. Gli elevati valori dei parametri e ed n rispecchiano la peculiare natura dei suddetti depositi che sono tipicamente caratterizzati da una struttura vescicolare che permette l'esistenza di vuoti interparticellari parzialmente interconnessi.

La granulometria dei campioni varia in un campo piuttosto ristretto, caratterizzandosi con un passante al setaccio N. 200 ASTM generalmente inferiore al 50% ed una prevalenza della frazione sabbiosa. L'analisi delle proprietà di plasticità mediante la carta di plasticità di Casagrande (Figura 85) evidenzia la collocazione dei punti rappresentativi dei campioni al di sotto della retta A e, quasi per tutti i casi, il valore $w_L > 50\%$ consente di caratterizzare la frazione fine dei campioni come equivalente ad un limo inorganico ad alta compressibilità e argille inorganiche (MH - OH). Inoltre, con la valutazione dei limiti di consistenza è stato possibile determinare la diversa plasticità dei suoli indagati. Si evidenzia come, all'aumentare della profondità, i suoli tendano ad aumentare l'indice di plasticità ($IP = w_L - w_P$). È necessaria quindi una maggiore quantità di acqua per osservare la transizione dallo stato plastico al liquido per gli orizzonti di suolo situati a maggiore profondità.

In base ai caratteri granulometrici ed alle caratteristiche di plasticità della frazione più fine (passante al N. 200 ASTM), i campioni sono omogeneamente classificabili nel sistema USCS come sabbia con limo (SM).

Infine, la classificazione secondo il criterio USDA è riportata in Figura 86.

Parametri fisico-volumetrici & indice	I	II	III	IV
w (%)	39.51	39.51	39.51	36.49
γ_{nat} (gr/cm ³)	0.982	0.932	1.016	1.259
γ_{dry} (gr/cm ³)	0.692	0.590	0.616	0.929
γ_{sat} (gr/cm ³)	1.411	1.386	1.377	1.584
γ_s (gr/cm ³)	2.23	2.36	2.47	2.58
e	2.23	2.99	3.01	1.77
n (%)	69.00	74.96	75.04	63.69
Dr (%)	59.70	57.07	47.47	49.60
W _L (%)	68.58	67.39	75.22	51.66
W _P (%)	61.06	56.97	56.79	46.18
W _R (%)	58.84	39.30	41.56	30.49
I _P (%)	7.52	10.42	18.43	15.48
I _R (%)	2.22	17.67	15.23	15.69
I _L (%)	2.87	1.67	0.94	1.77
I _C (%)	3.87	2.67	1.94	2.77
Sostanza organica (%)	18.48	18.60	19.32	19.01
<i>Classificazione AGI</i>	<i>Sabbia ghiaiosa</i>	<i>Sabbia limosa debolmente ghiaiosa</i>	<i>Sabbia limosa debolmente ghiaiosa</i>	<i>Sabbia debolmente ghiaiosa</i>
<i>Classificazione USCS</i>	SM	SM	SM	SM

Tabella 17. Caratterizzazione di laboratorio dei suoli campionati.

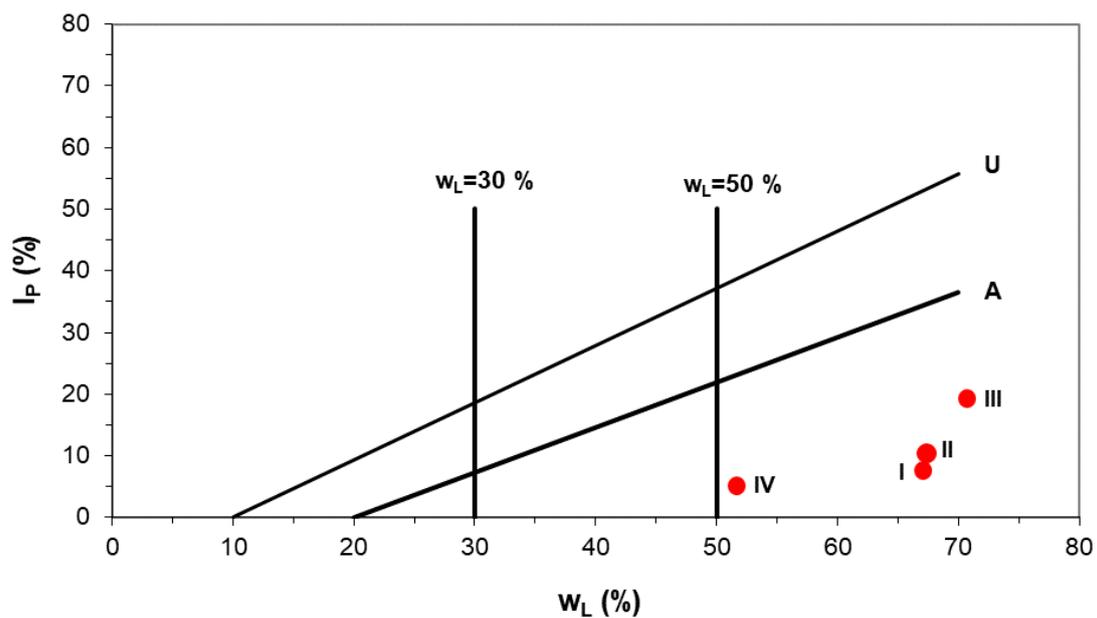


Figura 85. Carta di plasticità di Casagrande.

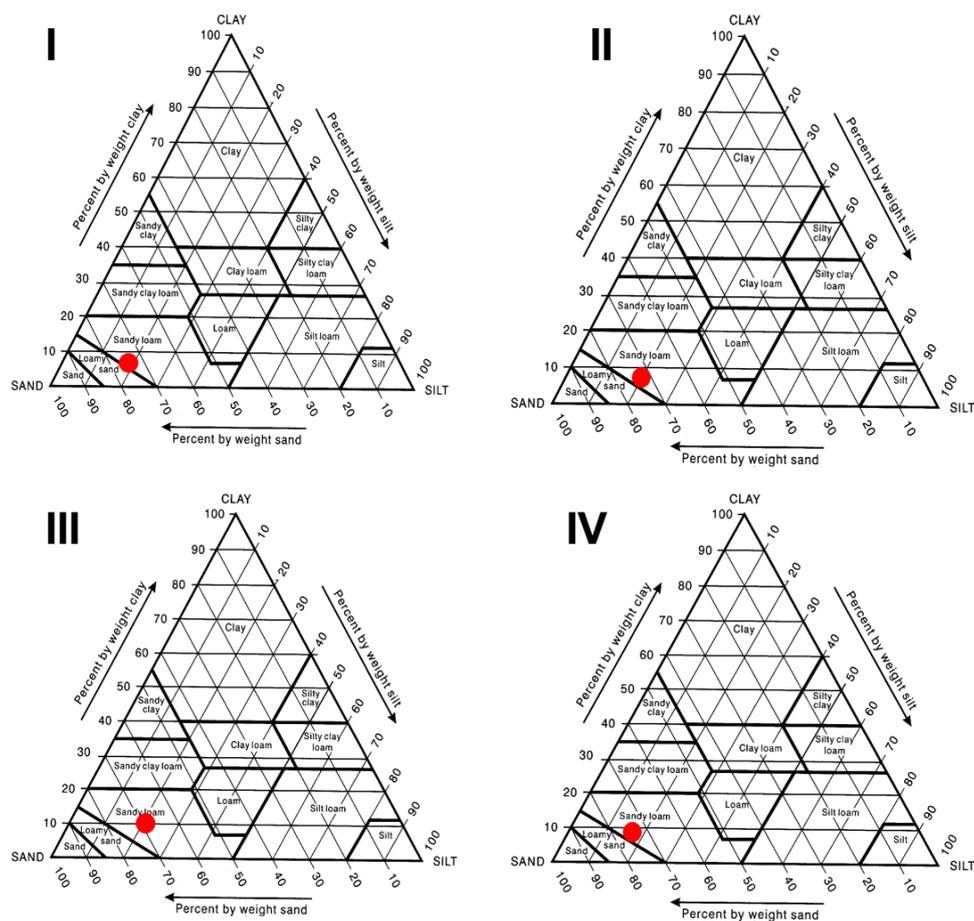


Figura 86. Classificazione dei suoli campionati secondo il criterio USDA.

6.4.4 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della sottosaturazione

Le Curve di Ritenzione Idrica del suolo (SWRCs) sono state determinate, mediante l'utilizzo delle Tempe Cell (Soil Moisture Corporation) per i campioni prelevati in aree rappresentative delle principali tipologie di coperture di suolo corrispondenti alle aree denudate, alle aree con copertura boschiva ed al paleosuolo di base. Come descritto nel paragrafo 5.2.5.1, tali curve sono relazioni empiriche, ricostruite sperimentalmente, tra il potenziale matriciale del terreno (h) e il contenuto d'acqua volumetrico dello stesso (θ) ed esprimono le relazioni esistenti tra le suddette variabili nel campo non saturo. Tali curve quindi rappresentano i fenomeni di ritenzione idrica di una terra, adsorbimento e capillarità, e pertanto sono di fondamentale importanza per la caratterizzazione del comportamento idraulico e meccanico dei suoli non saturi.

Le Curve di Ritenzione Idrica sono state determinate in tre tornate distinte della durata di circa tre mesi ciascuna, secondo lo schema riportato in Tabella 18.

Località di campionamento	Tipologia di copertura del suolo	Profondità (m)	N. di campioni indisturbati
Monte Chianello	Aree denudate	0.30	4
Località Capizzo	Area con copertura boschiva	0.30	2
		0.70	2
Località Capizzo (paleosuolo)		0.90	2

Tabella 18. Localizzazione e profondità dei campioni utilizzati per la determinazione delle curve di ritenzione (SWRC).

I campioni di suolo sono stati testati con una serie di gradini di pressione nel range compreso tra 0.01-1 bar con una procedura basata sulla misura dei quantitativi d'acqua in uscita, variabili nel tempo, in risposta a ciascun incremento di pressione. Coppie di misure $\theta - h$ hanno permesso l'individuazione di una serie di punti nella relazione di ritenzione idrica, per ciascuna tornata di analisi (Figura 87). In particolare, il campione 1 della prima tornata di analisi, è stato escluso dalle elaborazioni successive in quanto il valore di θ_s è risultato inferiore rispetto ai valori osservati per gli altri campioni,

probabilmente perché suddetto campione non ha raggiunto la saturazione durante la fase preliminare di preparazione, durante la quale le Tempe Cell sono state completamente immerse in acqua distillata. Dopo aver escluso le curve affette da errori sperimentali e aver calcolato i valori medi di θ per ciascuno step di pressione di tutti i campioni e per ciascuna tornata di analisi, le curve di ritenzione (SWRC) sono state rappresentate in un unico grafico (Figura 88).

Questa operazione ha permesso di osservare che gli orizzonti indagati hanno peculiari proprietà idrauliche non sature, ma, diversamente, il confronto tra le curve, ha evidenziato un diverso comportamento idraulico dei campioni di suolo i quali, a partire da diversi contenuti di umidità iniziali e per distribuzioni granulometriche leggermente differenti, mostrano un diverso contenuto di acqua residua.

Le curve mostrano valori di contenuto d'acqua a saturazione (θ_s) particolarmente elevati (72% per le aree denudate, 79% per le aree ad intera copertura boschiva e 68% per il paleosuolo). I risultati ottenuti ben si correlano all'elevato valore di porosità (maggiore del 60%) ricavato mediante prove di laboratorio.

I dati sperimentali sono stati interpolati con l'equazione di van Genuchten (van Genuchten *et alii*, 1980) [13] mediante una procedura di ottimizzazione realizzata con un applicativo MS Excel ed il software RETC (van Genuchten *et alii*, 1991).

Nello specifico RETC è un programma in grado di analizzare la funzione di ritenzione idrica del suolo. Il software permette di selezionare uno dei seguenti modelli parametrici:

1. Brooks – Corey (1964);
2. van Genuchten (1980).

Successivamente, i parametri del modello di van Genuchten e quelli ricavati mediante entrambe le procedure sono stati messi a confronto in Tabella 19.

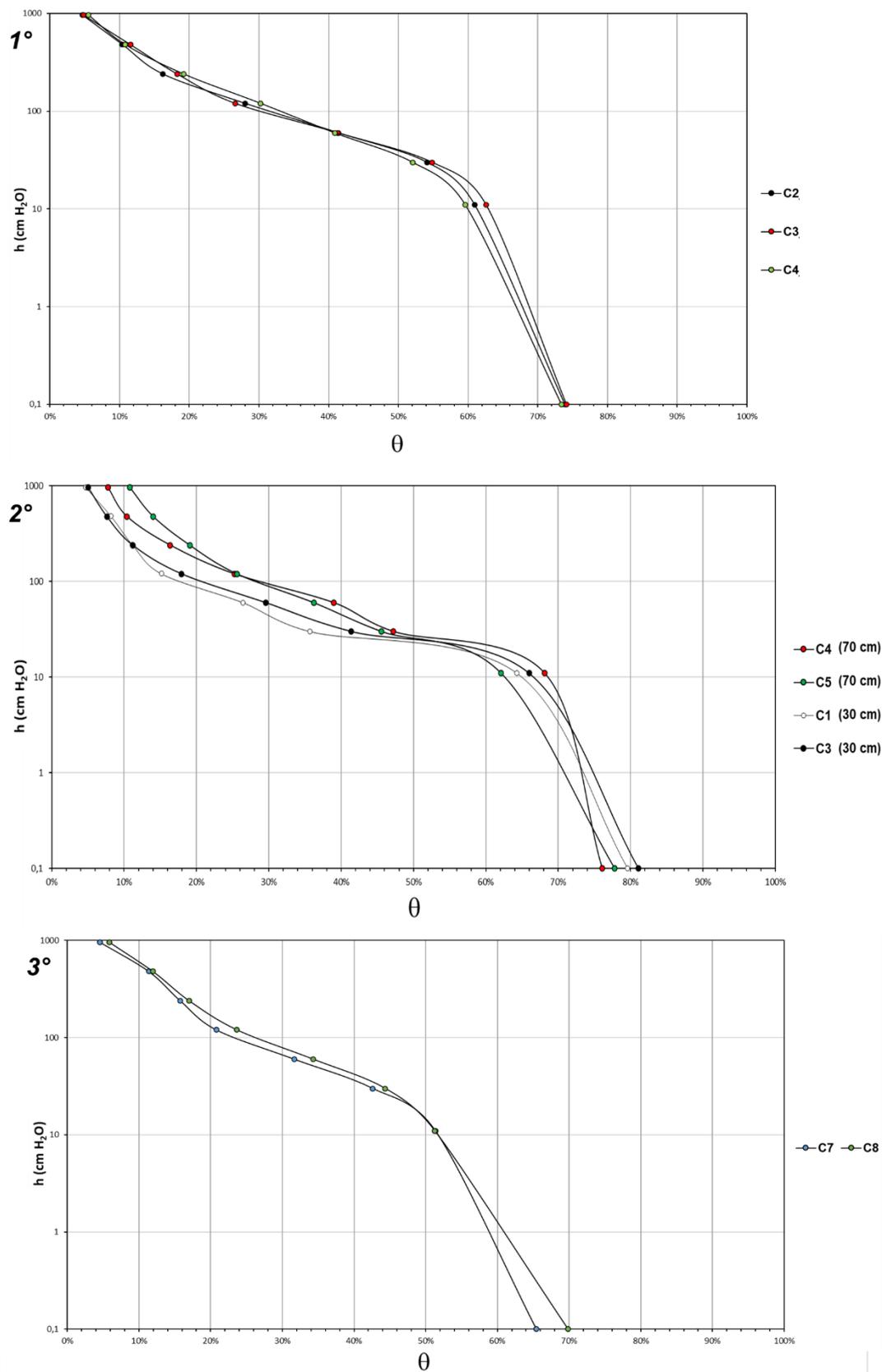


Figura 87. SWRCs determinate per aree denudate (1°), aree ad intera copertura boschiva (2°) e paleosuolo (3°).

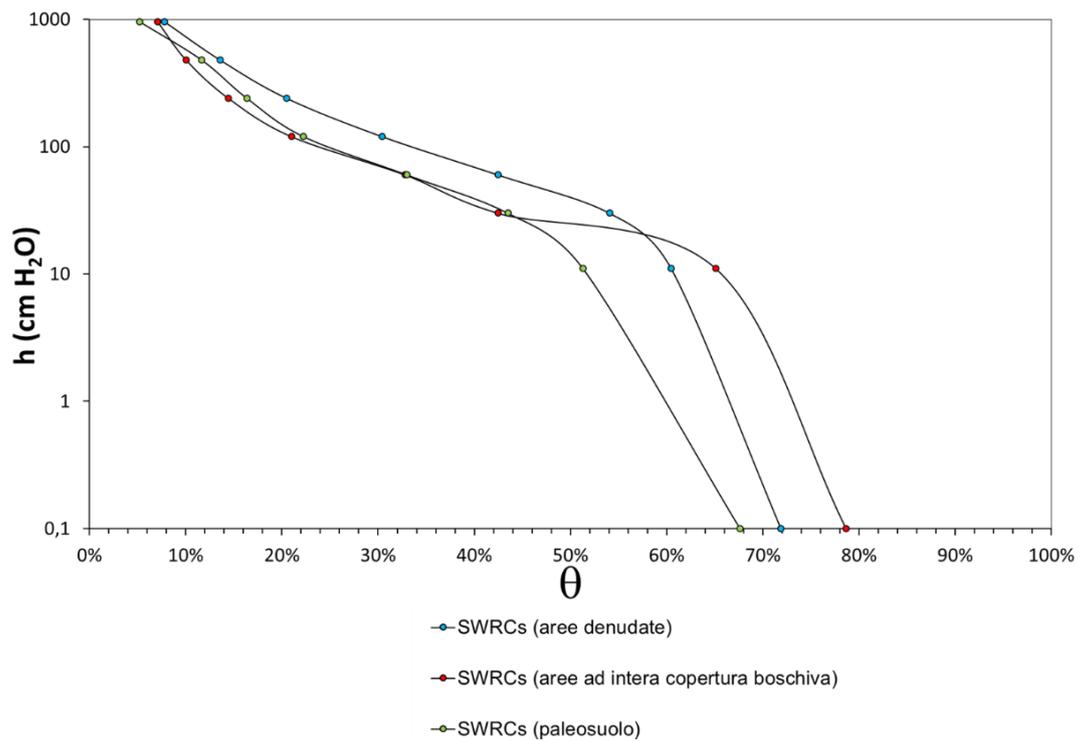


Figura 88. Sintesi delle SWRCs. Sono riportati i valori medi dei campioni analizzati.

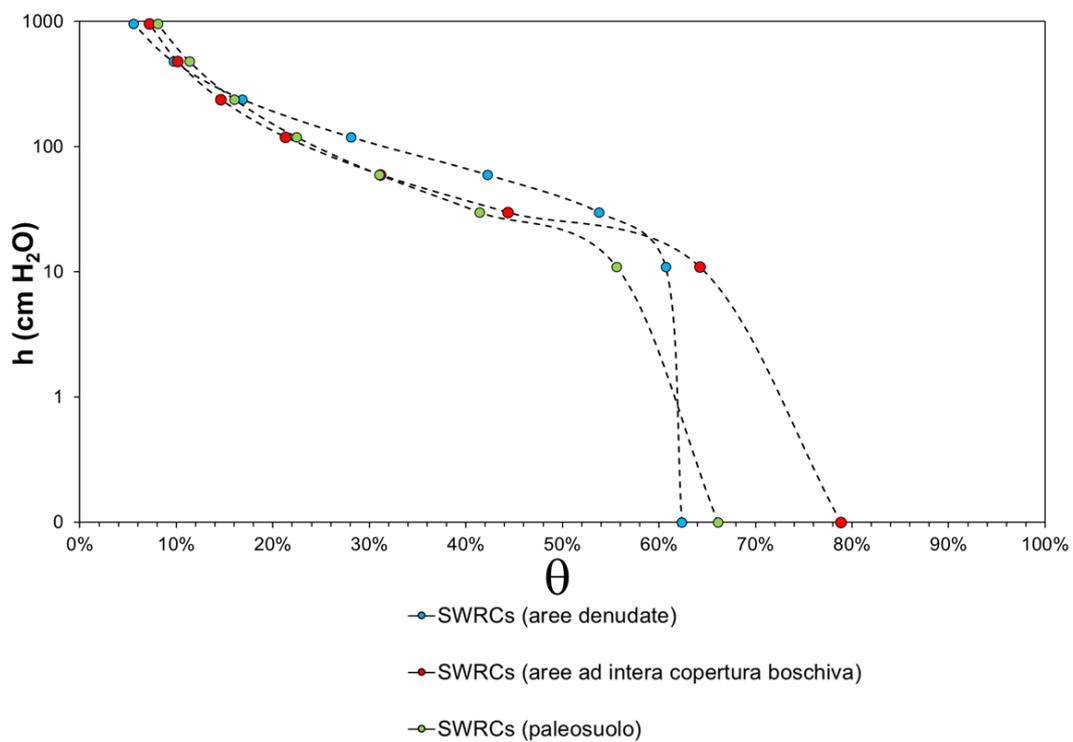


Figura 89. Sintesi delle SWRCs ottimizzate mediante il software RETC. Sono riportati i valori medi dei campioni analizzati.

Campioni	1°		2°		3°	
	Excel	RETC	Excel	RETC	Excel	RETC
θ_s [ad.]	0.738	0.623	0.786	0.788	0.676	0.661
θ_r [ad.]	0.050	0.001	0.071	0.0176	0.052	0.001
α [m ⁻¹]	3.971	1.985	6.640	7.510	7.407	7.038
n [ad.]	1.720	1.820	1.800	1.620	1.580	1.500

Tabella 19. Parametri dell'equazione di van Genuchten ottenuti mediante le due procedure di ottimizzazione, applicativo MS Excel e RETC (van Genuchten *et alii*, 1991).

La forma pressoché identica delle curve di ritenzione (Figura 88 e Figura 89) si rispecchia in valori simili dei parametri della relazione di van Genuchten.

Per la migliore ottimizzazione raggiunta dal software RETC (errore quadratico medio più basso), sono stati adottati i parametri dell'equazione di van Genuchten ottenuti con esso.

6.4.5 Caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della saturazione

La determinazione della conducibilità idraulica di un terreno in condizione di saturazione è un presupposto necessario per l'interpretazione e simulazione di modelli matematici di fenomeni idrologici. La determinazione dei valori rappresentativi della conducibilità idraulica satura (K_{sat}) comporta generalmente sforzi sperimentali significativi a causa della grande variabilità spaziale e temporale di detto parametro. Bisogna inoltre considerare la stretta dipendenza di K_{sat} dalle caratteristiche strutturali del suolo e dalla granulometria.

A monte dell'applicazione dei metodi indiretti per la stima di K_{sat} , è stata effettuata un'analisi granulometrica (paragrafo 6.4.3) mediante la quale è stato possibile individuare le caratteristiche fisiche dei depositi (pesi dell'unità di volume, porosità e indice dei vuoti) e determinare i parametri granulometrici riportati in Tabella 20:

Caratterizzazione granulometrica	I	II	III	IV
% ghiaia	15.6	14.9	6.62	9.9
% sabbia	70.5	61.1	71.9	76.6
% limo	13.1	22.7	21	12.9
% argilla	0.71	1.3	0.5	0.6
e	2.23	2.99	3.01	1.77
n (%)	69.00	74.96	75.04	63.69

Tabella 20. Caratterizzazione granulometrica dei suoli campionati.

Considerati gli elevati valori di e ed n, l'applicazione delle Equazioni [16], [17], [18] e [19] appare sottostimare la conducibilità idraulica saturata (Tabella 21):

	I	II	III	IV
Campbell e Shiozawa (1984)	2.27×10^{-5}	2.32×10^{-5}	2.26×10^{-5}	2.23×10^{-5}
Cosby <i>et alii</i> (1984)	1.81×10^{-4}	1.80×10^{-4}	1.77×10^{-4}	1.81×10^{-4}
Dane e Puckett (1994)	2.76×10^{-5}	2.75×10^{-5}	2.76×10^{-5}	2.76×10^{-5}
Julia <i>et alii</i> (2004)	2.56×10^{-4}	2.59×10^{-4}	2.55×10^{-4}	2.54×10^{-5}

Tabella 21. Stime di K_{sat} . I valori sono espressi in cm/s.

Per tale motivo è stata applicata l'equazione di Saxton *et alii*, 1986. Detta relazione stima il K_{sat} in relazione alla caratterizzazione granulometrica del terreno (in particolare la % di sabbia e la % di argilla) e alla porosità. Attraverso l'applicazione della [20] sono stati ricavati i valori di K_{sat} riportati in Tabella 22:

Campioni	K_{sat} (cm/s)
I	2.18×10^{-2}
II	4.42×10^{-2}
III	1.98×10^{-2}
IV	1.38×10^{-2}
Media armonica	2.09×10^{-2}

Tabella 22. Valori di K_{sat} ricavati dal modello di Saxton *et alii*, 1986.

I valori di conducibilità idraulica ottenuti risultano coerenti con le stime di e ed n ricavati dall'analisi granulometrica e da altre esperienze condotte su terreni simili (De Vita *et alii*, 2013). Pertanto i campioni analizzati risultano essere caratterizzati da un elevato grado di permeabilità che rispecchia la peculiare natura dei suddetti depositi, tipicamente contraddistinti da una struttura vescicolare che permette l'esistenza di vuoti interparticellari parzialmente interconnessi.

6.4.6 Valutazione della Riserva Idrica Utile dei depositi di copertura pedogenizzati

La caratterizzazione di laboratorio delle Curve di Ritenzione Idrica ha permesso la stima della riserva idrica utile dei suoli o capacità d'acqua disponibile, determinata come differenza tra la quantità di acqua presente alla capacità di campo (θ_{CIC}) e quella al punto di appassimento permanente (θ_{PA}). Come descritto nel paragrafo 5.2.5.4, il primo parametro corrisponde al massimo contenuto d'acqua che può essere trattenuto una volta eliminata l'acqua rimovibile per gravità (processo di drenaggio). Il secondo rappresenta invece il contenuto d'acqua che rimane nel suolo nella condizione in cui la componente vegetale non riesce più ad estrarla per il proprio metabolismo, appassendo in modo irreversibile.

Attraverso l'applicazione dell'equazione di van Genuchten è stato calcolato il contenuto d'acqua corrispondente al potenziale della Capacità Idrica di Campo (CIC), pari ad una suzione di 100 cm di colonna d'acqua equivalente (circa -10 kPa) ed al potenziale del Punto di Appassimento Permanente (PAP), corrispondente ad un valore di suzione di 15849 cm di colonna d'acqua equivalente (circa -1550 kPa). La differenza tra i contenuti d'acqua rappresenta la riserva idrica utile. In Tabella 23 sono riportati i valori di θ_{CIC} , θ_{PAP} ed u per i campioni rappresentativi di ciascuna tipologia di copertura di suolo.

I dati ricavati dalla caratterizzazione delle proprietà idrauliche nel dominio della sottosaturazione dei depositi di copertura pedogenizzati in combinazione con l'analisi della variabilità spaziale degli spessori degli stessi, ha permesso di realizzare una mappa della riserva idrica utile (u) per l'intera dorsale carbonatica oggetto di ricerca (Figura 94).

	Aree denudate	Aree con copertura boschiva	Paleosuolo
θ_{CIC} [ad.]	0.3165	0.2351	0.2447
θ_{PA} [ad.]	0.0061	0.0271	0.0201
u [ad.]	0.3104	0.2080	0.2246
u [%]	31	21	22

Tabella 23. Stima di θ_{CIC} , θ_{PA} e u ricavati dal modello di van Genuchten per le tipologie di coperture di suolo riconosciute.

6.5 Analisi del regime idrologico dei depositi di copertura dai dati di monitoraggio

Il contenuto d'acqua volumetrico (θ), definito come rapporto tra il volume (o massa) dell'acqua contenuto in un certo volume di terra e lo stesso volume della terra, è un parametro idrologico dei depositi superficiali pedogenizzati di fondamentale importanza, che può essere oggetto di misure occasionali o effettuate nel tempo con un'assegnata frequenza (monitoraggio). Ciò è stato favorito negli ultimi anni dal notevole avanzamento tecnologico dei sensori che lo rilevano e dei dispositivi che ne consentono la memorizzazione (*datalogger*).

Nel caso specifico, il monitoraggio delle variazioni del contenuto d'acqua nell'ambito di profili verticali dei depositi di copertura pedogenizzati è stato ritenuto di grande importanza per la presente ricerca in quanto, questo parametro, condiziona, in base al principio del bilancio idrico del suolo, la ripartizione degli afflussi meteorici in evapotraspirazione, limitatamente alle acque trattenute nel suolo o di ritenzione, e risorsa idrica disponibile suddivisibile in ruscellamento ed infiltrazione. Inoltre, il regime del contenuto d'acqua del terreno ne condiziona anche quello termico.

L'attività di monitoraggio in situ del contenuto d'acqua in siti rappresentativi della dorsale carbonatica, ed in particolare di aree ad intera copertura boschiva e aree denudate, ha riguardato un periodo di osservazione di circa 1 anno (gennaio-dicembre 2021) per i sensori S1 (installato presso il versante nord di Mt. Vesole, rappresentativo di aree ad intera copertura boschiva), S2 e S3 (posizionati presso il versante sud di Mt. Vesole, siti rappresentativi di aree denudate). I sensori S4 e S5 sono stati invece installati in aree boschive a sud-est del rilievo del Vesole e il periodo di monitoraggio è di circa 9 mesi (marzo-dicembre 2021).

Dall'analisi dei grafici si osserva una buona correlazione, per tutti i punti di osservazione, tra le variazioni dei contenuti d'acqua e l'occorrenza ed il valore delle precipitazioni, come anche una correlazione inversa tra i valori di contenuto d'acqua e le variazioni stagionali della temperatura dell'aria. Ad incrementi dei valori di precipitazione corrisponde un innalzamento percentuale del contenuto d'acqua; ciò si osserva in particolar modo nei mesi compresi tra ottobre e dicembre, quando i quantitativi di pioggia massimi raggiungono i 63.6 mm. Al contrario nei mesi estivi, compresi tra giugno e settembre, le temperature sono comprese tra i 15°C e 20° C nelle aree a copertura boschiva, mentre per le aree denudate le temperature superano i 20°C. Ciò si traduce in un rapido decremento del contenuto d'acqua. Il sensore S4 ha invece mostrato

registrazioni anomale del contenuto d'acqua, dovuto probabilmente ad errori di installazione, e pertanto è stato eliminato per le successive elaborazioni.

Dall'analisi dei dati ottenuti dall'attività di monitoraggio si osserva una diversa distribuzione dei contenuti di acqua alle diverse profondità indagate dai sensori (10, 20, 40, 60 e 100 cm di profondità per S1 e S5; 10, 20 e 40 cm di profondità per S2 e S3).

In particolare, i sensori S1 e S5 (Figura 90 e Figura 91) collocati alle profondità di 0.1 m e 0.2 m hanno mostrato un comportamento anomalo probabilmente a causa dell'installazione non correttamente eseguita. Detti sensori sono stati infatti posizionati su un pendio acclive, pertanto il volume di terreno investigato (raggio 17 cm intorno al sensore) risulta avere una maggiore estensione laterale fino ad interessare la parte esterna (aria). Un'altra possibile ipotesi per giustificare il malfunzionamento dei sensori è che essi siano in prossimità di un ciottolo di roccia che non è influenzato dalle variazioni di contenuto d'acqua.

Si può osservare una risposta quasi repentina del contenuto d'acqua, per il sensore S1, a fenomeni di precipitazione. Ciò si traduce in valori elevati di contenuti d'acqua (compresi tra il 40% e il 50% registrati per il S1 a 0.1m e variabili fino al 60% per lo stesso sensore alla profondità di 0.2 m), rispetto al valore di contenuto idrico più frequente (20% per S1 a 0.1m e 36% per S1 a 0.2 m di profondità), seguiti da una decrescita esponenziale di detti valori, accentuata per tutti i sensori, durante i mesi estivi.

Ciò si osserva, in maniera evidente, anche nei grafici riportati per il sensore S5. A 0.1 m e 0.2 m di profondità sono stati registrati valori massimi di contenuto d'acqua che oscillano tra 60% e 70%, rispetto ad un valore costante di contenuto idrico rispettivamente pari a 50% e 52%.

In entrambi i casi i detti picchi, descritti precedentemente, sono conseguenti ad intensi fenomeni di precipitazione verificatisi tra settembre e dicembre. Tuttavia, dette condizioni si sono anche verificate per eventi di pioggia estivi, occorsi tra giugno e agosto. Ulteriori evidenze di comportamenti anomali si riscontrano nei grafici di correlazione tra contenuto idrico e temperatura. Infatti, elevati valori di contenuto d'acqua si osservano fino a 0.2 m di profondità sia per il sensore S1 che S5 nel periodo compreso tra giugno e settembre durante il quale i valori di temperatura del suolo raggiungono e talvolta superano, i 20° C.

Da 0.40 m fino alla profondità massima indagata, la curva rappresentativa della variazione del contenuto d'acqua nelle aree boschive sembra mostrare un comportamento piuttosto regolare rispetto al volume di terreno precedentemente

indagato. Si osservano, in ogni caso, valori elevati di contenuto idrico in risposta ad eventi di pioggia particolarmente intensi, concentrati per lo più nei mesi compresi tra settembre e dicembre. Il valore di contenuto idrico più frequente, a maggiori profondità, risulta essere più elevato rispetto a quelli registrati nei volumi superficiali. Ciò è stato osservato sia per il sensore S1 (65% di contenuto d'acqua a 0.4m di profondità, 67% a 0.6m e 68% a 1.0 m) che per il sensore S5 (58%, 66% e 67% rispettivamente per 0.4m, 0.6 m e 1.0 m di profondità). Si può inoltre evidenziare che da tale profondità, la variabilità si riduce fino a non mostrare variazioni nel tempo a profondità superiori a circa 1.1 m. Ciò è da ricondurre all'attenuazione con la profondità dell'effetto di suzione degli apparati radicali, quindi del processo di evapotraspirazione.

Leggermente diversa è invece la situazione osservata per i sensori installati nelle aree denudate (S2 e S3) (Figura 92 e Figura 93), per i quali a 0.40 m di profondità (massima profondità indagata) si osservano variazioni del contenuto idrico del terreno.

Anche per S2 e S3 sono stati osservati elevati valori di contenuto d'acqua in corrispondenza di eventi di pioggia intensi, corrispondenti quasi sempre a diminuzioni nei valori di temperatura, seguiti da una diminuzione dei valori di contenuto d'acqua. Anche per le aree denudate, la suddetta decrescita esponenziale dei contenuti d'acqua è accentuata nei mesi compresi tra giugno e settembre.

Picchi di contenuto d'acqua risultano essere enfatizzati nei primi 0.10 m indagati mentre si addolciscono a 0.20 m e 0.40 m di profondità.

Inoltre, valori costanti sono stati osservati per i sensori installati nelle aree denudate sono di seguito elencati: 52%, 62% e 67% per il sensore S2 a 0.10m, 0.20m e 0.40 m di spessore investigati; 52%, 59% e 55% per il sensore S3 alle medesime profondità descritte per il sensore S2.

Pertanto, attraverso l'interpretazione dei risultati dell'attività di monitoraggio idrologico di campo, è possibile discriminare la diversa profondità interessata dall'attività dell'apparato radicale della vegetazione. Da ciò consegue una sostanziale differenza nel comportamento dell'evapotraspirazione delle diverse tipologie di coperture di suolo investigate. Per le aree boschive, l'effetto dell'evapotraspirazione si osserva fino ad una profondità di poco superiore ad 1.0 m, considerata pari a 1.1 m, (spessore interessato dallo sviluppo dell'apparato radicale della vegetazione) che quindi può essere considerato come un limite massimo di profondità alla quale se ne risentono gli effetti. Nelle aree denudate, invece, detti effetti coinvolgono l'intero spessore della coltre di depositi pedogenizzati, quindi fino a oltre la profondità di 40 cm (Figura 96).

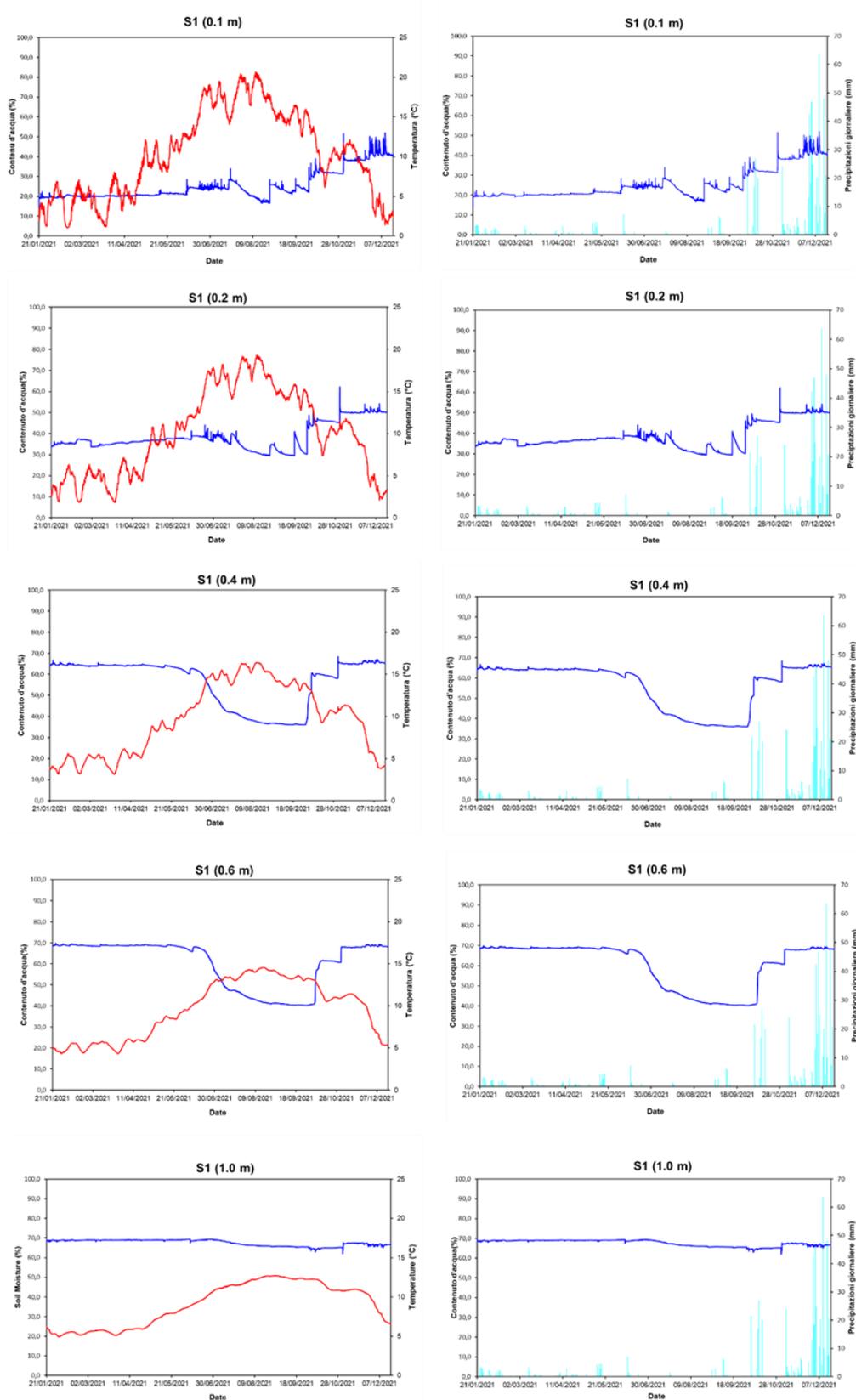


Figura 90. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) – Temperatura (°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per la verticale di misura S1, installata in un'area caratterizzata dalla tipologia di copertura di suolo boschiva. È da osservare che i sensori collocati alle profondità di 0.1 m e 0.2 m hanno manifestato un comportamento anomalo probabilmente perché l'installazione è stata effettuata su un pendio acclive ed il volume di terreno investigato dai sensori si estende lateralmente, fino ad interessare la parte esterna al terreno (aria).

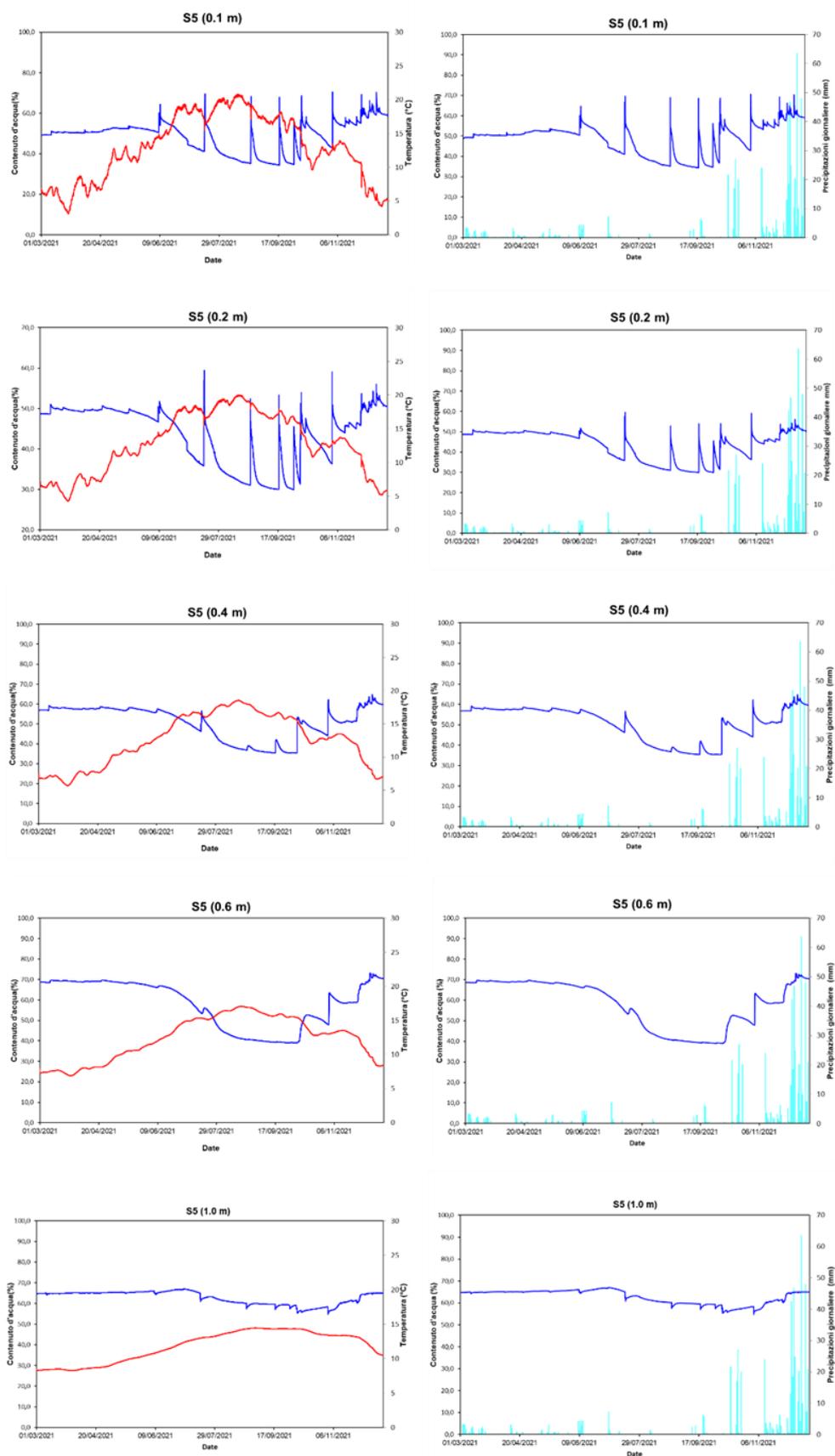


Figura 91. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura(°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S5) installato in un'area caratterizzata dalla tipologia di copertura di suolo boschiva.

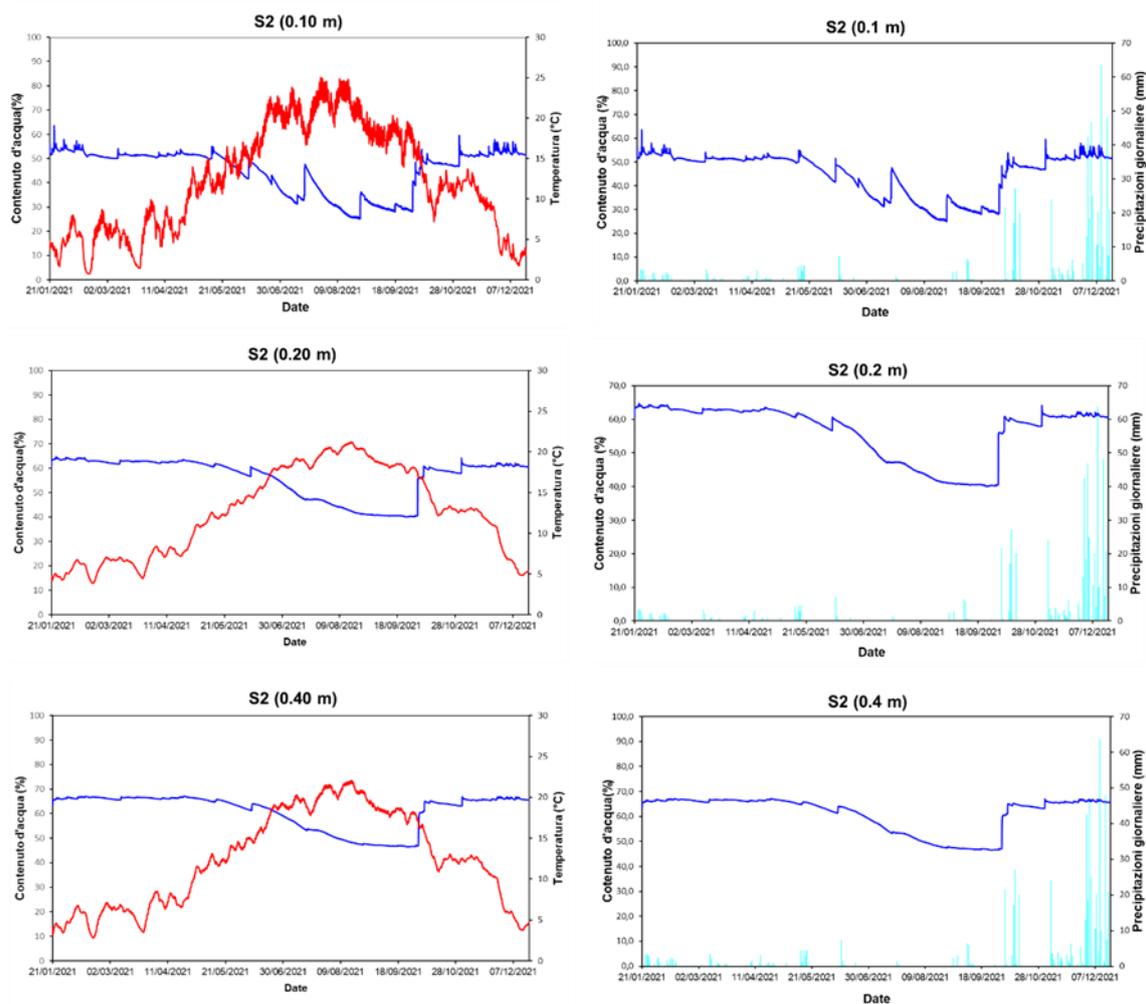


Figura 92. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura (°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S2) installato in un'area rappresentativa della copertura di suolo denudata.

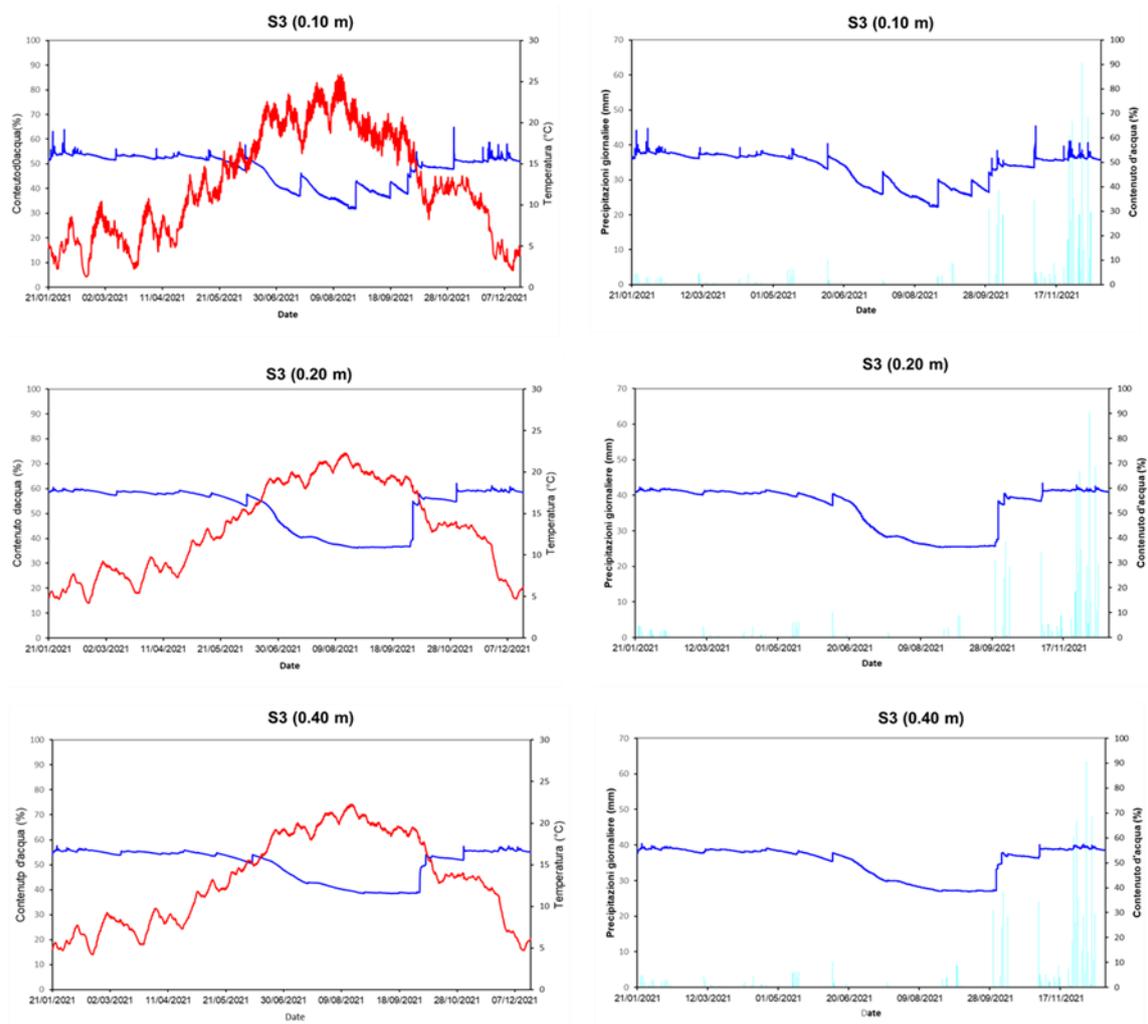


Figura 93. Grafici di correlazione Contenuto d'acqua (%) -Temperatura(°C) e Contenuto d'acqua (%) – Precipitazioni giornaliere (mm) per il sensore (S3) installato in un'area rappresentativa della copertura di suolo denudata.

6.6 Ricostruzione della mappa di riserva idrica utile (u)

Sulla base dell'analisi statistica degli spessori dei depositi di copertura pedogenizzati nelle varie tipologie di coperture di suolo, e considerando il limite massimo di approfondimento degli effetti dell'evapotraspirazione verificato mediante il monitoraggio idrologico come non superiore a 1.1 m, si evince che le aree denudate con affioramento di substrato carbonatico presentano valori medi di u di circa 24.84 mm. Invece, valori di 53.6 mm e 52.56 mm sono da attribuire alle aree denudate rispettivamente con suolo discontinuo e continuo. Infine, le aree con copertura boschiva sono caratterizzate da valori medi di riserva idrica utile sensibilmente più elevati, in relazione al maggiore spessore (147.16 mm).

Ad una maggiore profondità dei depositi di copertura pedogenizzati (copertura di suolo di tipo d) corrisponde una lama d'acqua, ovvero una quantità di acqua disponibile maggiore. Tale proporzionalità è stata limitata al valore di spessore di 1.1 m che è stata accertata, sulla base del monitoraggio idrologico, essere la massima profondità alla quale si estendono gli effetti dell'evapotraspirazione. Al contrario, i depositi delle tipologie di copertura di suolo di tipo a, b e c, essendo caratterizzate da spessori di suolo inferiori presentano valori di u più bassi.

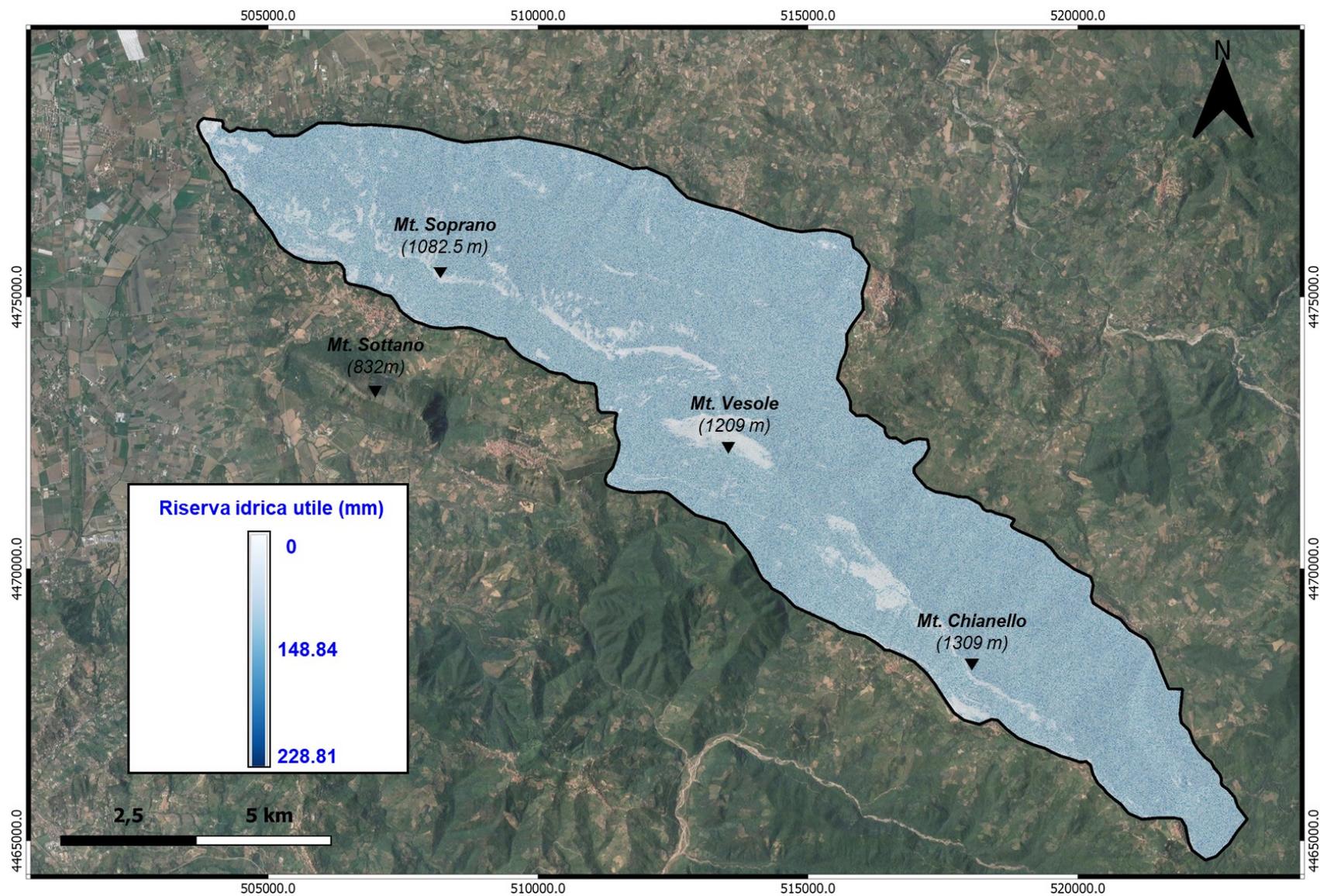


Figura 94. Mappa stocastica della riserva idrica utile dell'acquifero campione. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 3N.

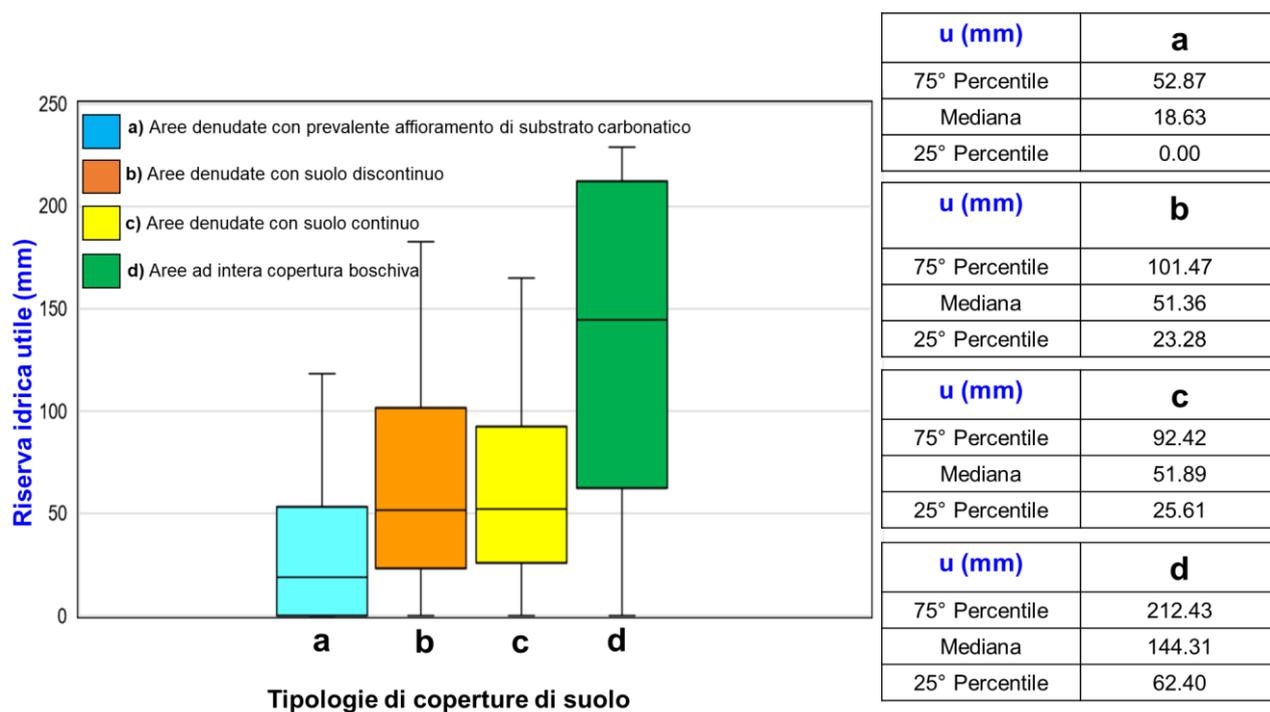


Figura 95. Variabilità della riserva idrica utile per ciascuna tipologia di suolo individuata.

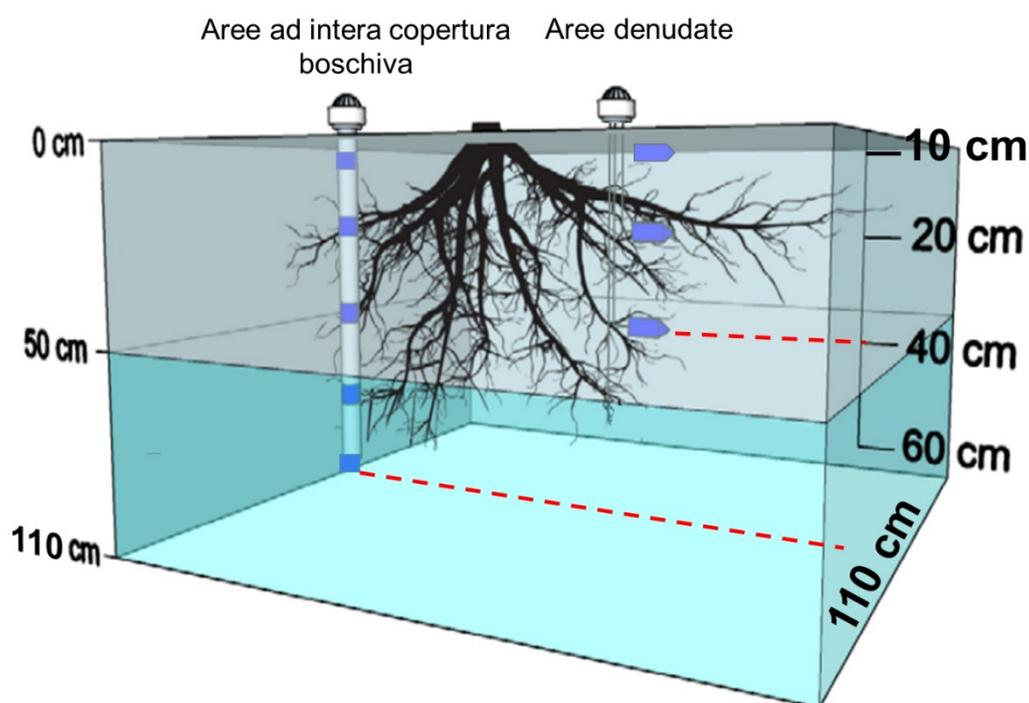


Figura 96. Illustrazione schematica del posizionamento dei sensori di umidità per le aree ad intera copertura boschiva e per le aree denudate. È riportata la profondità interessata dallo sviluppo delle radici per le due tipologie di coperture di suolo.

6.7 Stima del Bilancio Idrico del Suolo

Al fine di stimare il ruolo idrologico dei depositi di copertura pedogenizzati sui processi di ricarica dell'acquifero carbonatico in esame, si è ritenuto indispensabile effettuare una valutazione spazio-temporale del bilancio idrico del suolo. Come descritto nel precedente capitolo 5, in questa ricerca è stato applicato il codice di calcolo Soil Water Balance (SWB 1.2), sviluppato dall'USGS (Westenbroek *et alii*, 2010). Detto codice calcola le componenti del bilancio idrico del suolo su base giornaliera e si basa sull'approccio Thornthwaite – Mather modificato (Thornthwaite e Mather, 1957).

Lo studio è stato suddiviso nelle fasi di seguito descritti:

- Elaborazione dei file ARC ASCII richiesti dal codice (*definizione del gruppo idrologico del suolo, tipologia di copertura di suolo, direzione del flusso idrico superficiale, valutazione della riserva idrica utile*);
- Analisi ed elaborazione dei dati climatologici giornalieri, in formato tabulare (*precipitazione giornaliera e temperatura dell'aria massima, media e minima giornaliera*);

I dati di input sopra descritti sono stati processati al fine di calcolare i valori di ricarica nell'area di studio. La ricarica media annua è stata valutata in relazione alle caratteristiche ed alle tipologie delle coperture di suolo indagate.

Le osservazioni di campo e i dati derivanti dalle analisi di laboratorio sono stati tradotti in dati in ingresso del codice, consentendo l'identificazione delle aree, e quindi delle tipologie di coperture di suolo, che favoriscono maggiormente i fenomeni di infiltrazione e di ricarica. I livelli di dati generati in ambiente GIS sono descritti di seguito:

- a) *Gruppo idrologico del suolo*: i suoli caratterizzanti l'intera dorsale carbonatica sono stati omogeneamente classificati come sabbia con limo (SM), sulla base delle analisi granulometriche effettuate sui campioni di suolo prelevati durante le diverse campagne di indagine. Pertanto, secondo la classifica della *US Soil Conservation Service* (USDA, 1972) ricadono nella tipologia A (vedere Tabella 8).

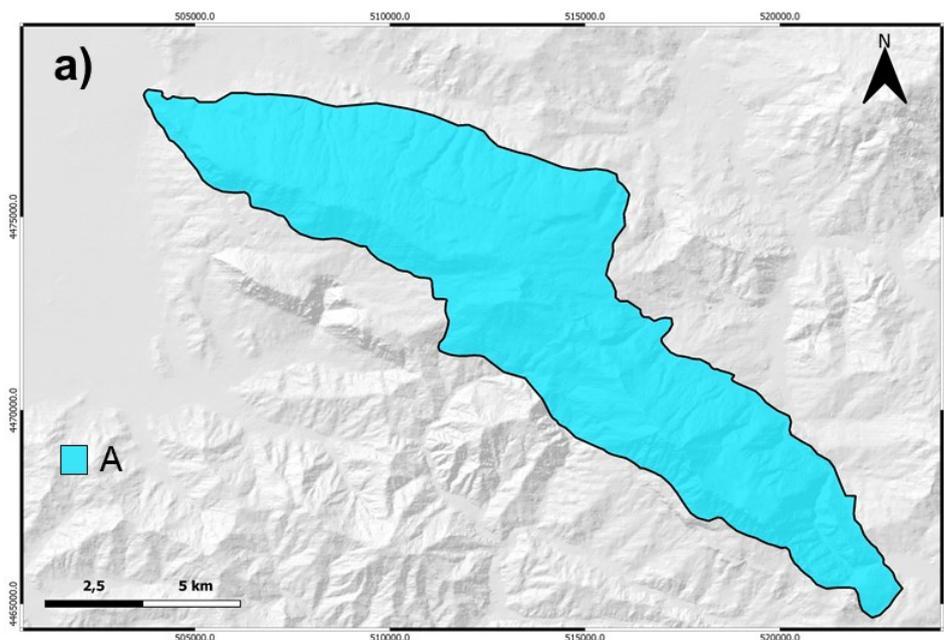


Figura 97. Carta del gruppo idrologico del suolo. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

- b) *Tipologia di copertura di suolo*: è stata utilizzata la mappa delle coperture di suolo dell'intera dorsale carbonatica in studio realizzata mediante l'applicazione di tecniche di classificazione supervisionata sulla base delle osservazioni di campo e delle misurazione degli spessori di suolo.

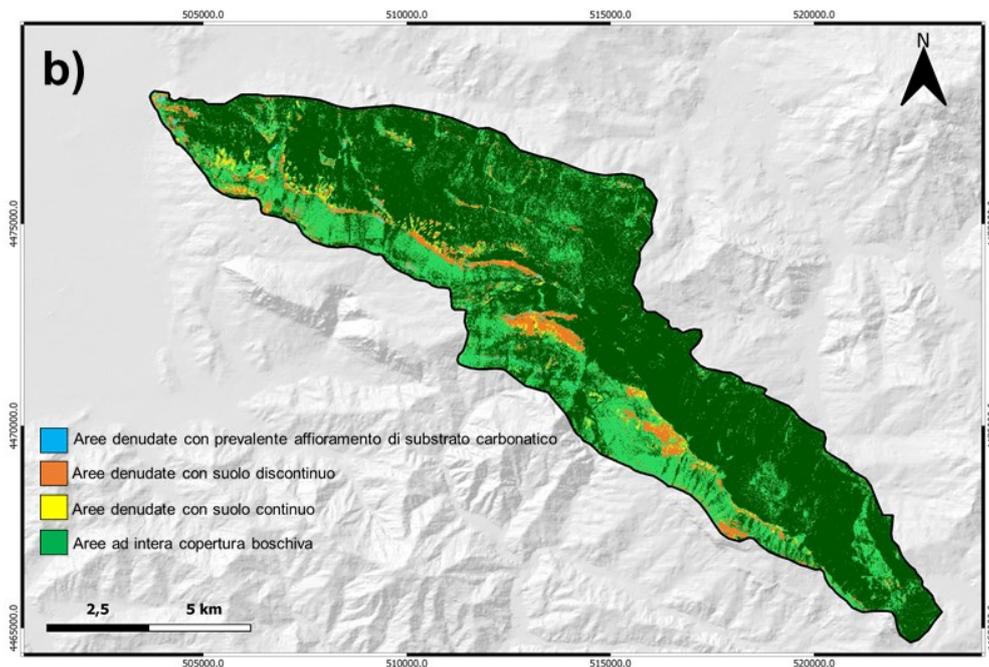


Figura 98. Carta della tipologia di coperture di suolo dell'acquifero carbonatico oggetto di studio. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

c) *Valutazione della riserva idrica utile (u)*: la mappa stocastica della riserva idrica realizzata a partire dai risultati ottenuti delle prove di laboratorio relative alla caratterizzazione delle proprietà non sature delle coperture di suolo, è stata usata come carta in ingresso per il codice.

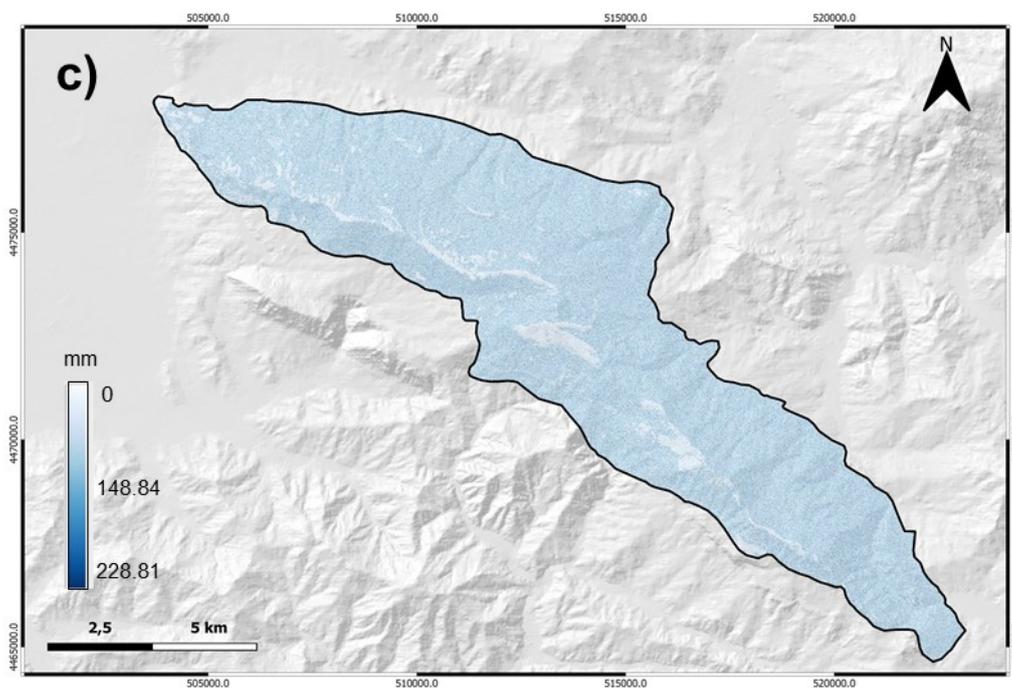


Figura 99. Carta dell'acqua disponibile. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

- d) *Direzione del flusso idrico superficiale (Flow Direction, D8)*: questa carta esprime le direzioni di flusso, ossia la direzione verso la quale una particella d'acqua scorre sulla superficie del terreno, seguendo la direzione di massima pendenza, di cella in cella.

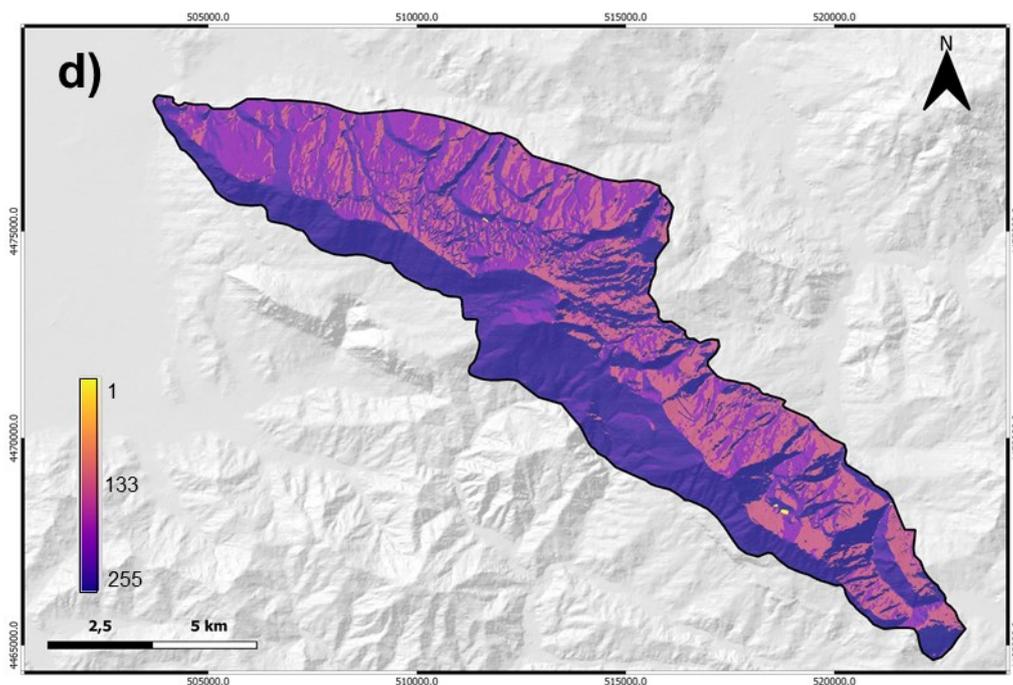


Figura 100. Carta della direzione di flusso (D8). Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

Per l'applicazione del codice SWB 1.2, sono stati utilizzati i dati climatici ovvero valori di pioggia giornaliera, valori di temperatura dell'aria massima, media e minima giornaliera, derivanti dalle stazioni metereologiche, installate per scopi di ricerca nell'ottobre 2018 nell'ambito del progetto MedWater, presso Mt. Soprano (636 m s.l.m.) e Mt. Chianello (una stazione posizionata presso la porzione medio - inferiore del rilievo, a 1022 m s.l.m., e una seconda installata in corrispondenza della cima dello stesso rilievo montuoso, a 1309 m s.l.m.) (Figura 102). Mediante foglio di calcolo MS Excel, si è provveduto pertanto a calcolare, per gli anni 2019-2020, i valori medi di precipitazione e temperatura dell'aria. Considerando che le quote alle quali le stazioni pluviometriche sono state installate rientrano nel range di variazione altimetrica della dorsale, i valori medi calcolati di precipitazione e temperatura sono stati considerati rappresentativi per l'intero massiccio carbonatico in studio.

Detti valori sono stati implementati nel software in formato tabulare.

L'anno 2019 è caratterizzato da un valore di precipitazione cumulato di 1102.80 mm; i mesi di novembre e dicembre sono contraddistinti da un incremento delle precipitazioni che raggiungono picchi di 54.9 mm il 17 novembre e 42.4 mm il 21 dicembre. La temperatura media dell'aria è di circa 14.7 °C.

Il 2020 è invece caratterizzato da un valore cumulato di precipitazione (927.2 mm) leggermente più basso rispetto all'anno precedente; i valori di pioggia più alti si raggiungono nei mesi di ricarica invernale (ottobre – dicembre), con un picco massimo di 48.3 mm registrato il 9 dicembre. La temperatura media dell'aria (14.7°C) rimane pressoché costante con il valore registrato nel il 2019.

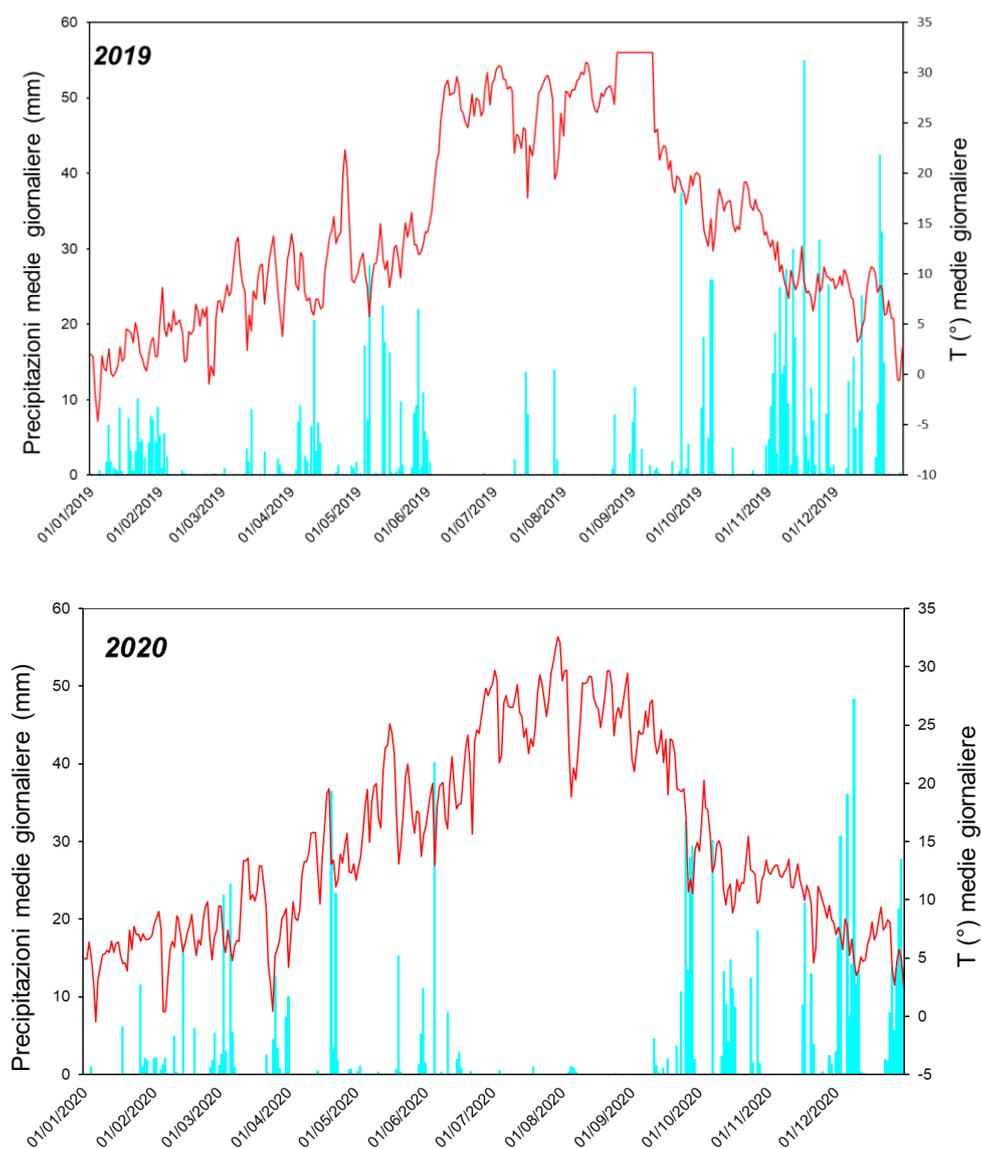


Figura 101. Grafico dei valori medi giornalieri di precipitazione (P - mm) e temperature dell'aria (T - °C), realizzati per gli anni 2019 e 2020 tenendo conto delle stazioni pluviometriche installate sulla dorsale carbonatica nell'ambito del progetto MedWater.

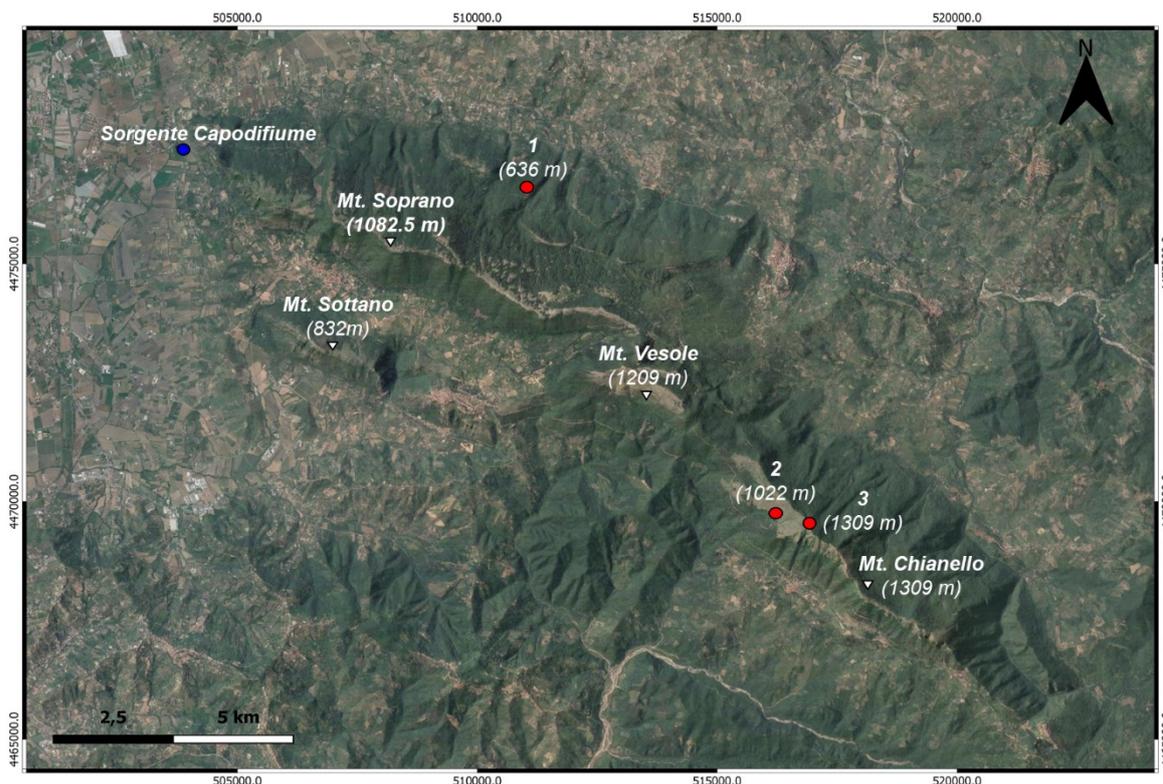


Figura 102. Ubicazione delle stazioni pluviometriche installate sulla dorsale carbonatica nell'ambito del progetto MedWater. 1) stazione pluviometrica sita presso Mt. Soprano; 2 e 3) stazioni pluviometriche site presso Mt. Chianello.

Il codice SWB 1.2 ha consentito di stimare le componenti del bilancio idrologico: evapotraspirazione reale (E_r), Ruscellamento (R_s) e Infiltrazione Efficace (I_e), o ricarica, (Figura 103 e Figura 104). Da tali analisi si evince che le aree denudate sono caratterizzate da valori medi di ricarica più alti pari a 49.8%, 49.8% e 55.8%, rispettivamente per la tipologia di copertura di suolo a, b e c per il 2019; mentre da valori di 51.3%, 50.9% e 52.0% rispettivamente per la tipologia di copertura di suolo a, b e c per il 2020. Dalle analisi è possibile evidenziare che le aree con copertura boschiva si contraddistinguono per valori più alti di evapotraspirazione reale: 55.7% di E_r contro il 42.3% di I_e , per il 2019, e 64.02% di E_r contro il 35.0% di I_e per il 2020.

Si può pertanto affermare che per le aree caratterizzate da bosco, il contributo dell'evapotraspirazione abbia un ruolo maggiormente rilevante che, pertanto, influenza la ricarica. Ciò è dovuto alla concomitanza del maggiore spessore dei depositi di copertura pedogenizzati, che è interessato dagli effetti del processo di evapotraspirazione, e dalla presenza del bosco, che comporta la maggiore disponibilità

di riserva idrica utile (u) invasata nella stagione umida, quando l'afflusso idrico dovuto alle precipitazioni supera il consumo potenziale dell'acqua di evapotraspirazione.

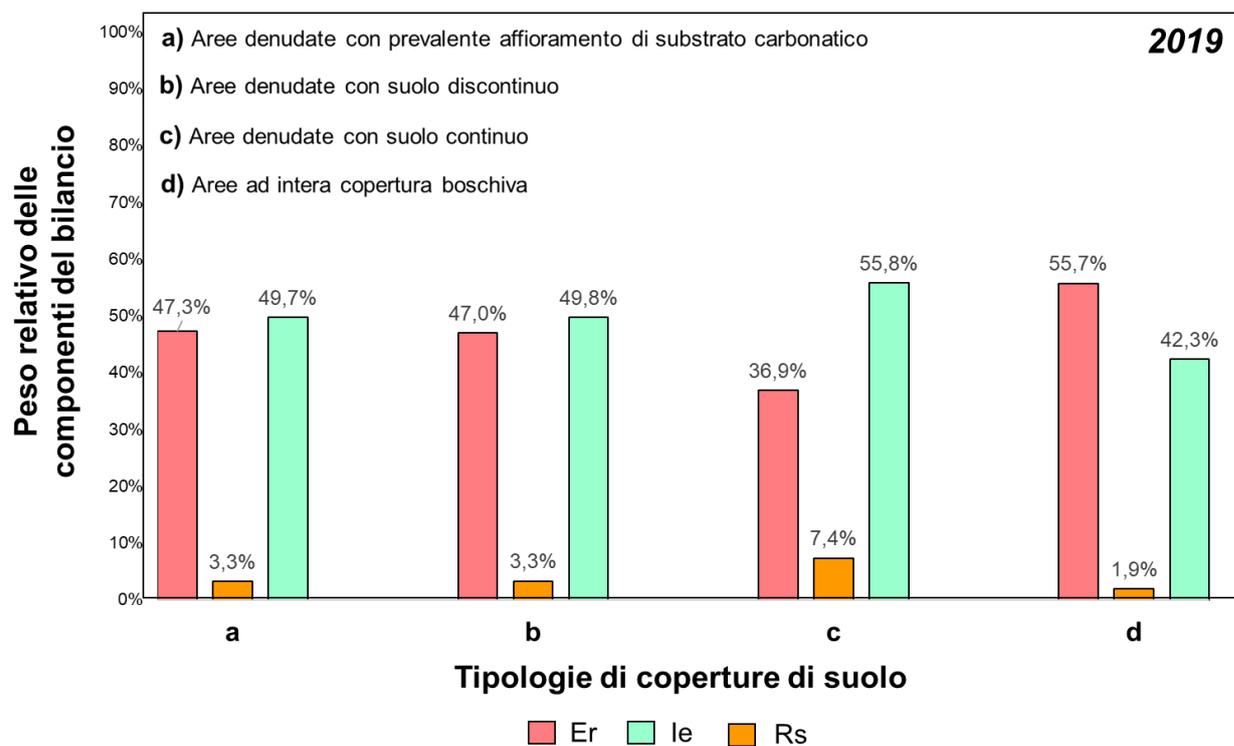


Figura 103. Rappresentazione grafica del peso relativo delle componenti del bilancio per l'anno 2019 ricavate dall'applicazione del codice di calcolo SWB 1.2.

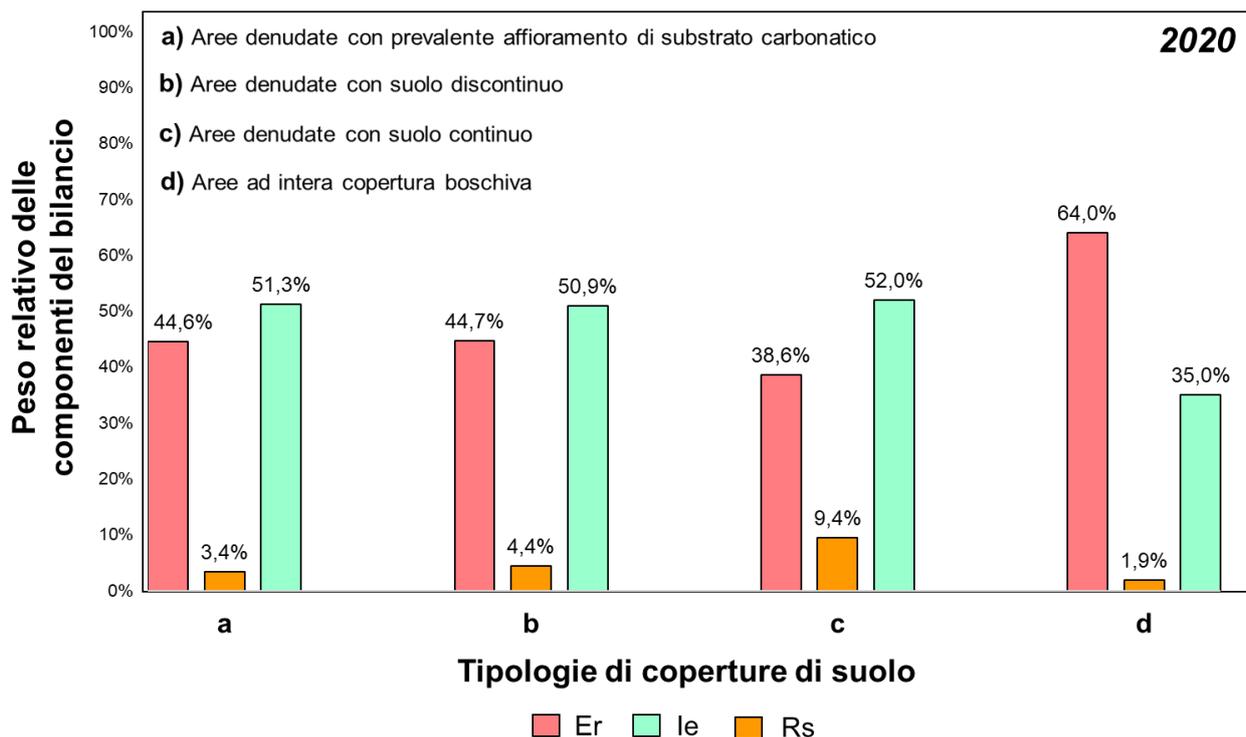


Figura 104. Rappresentazione grafica del peso relativo delle componenti del bilancio per l'anno 2020 ricavate dall'applicazione del codice di calcolo SWB 1.2.

Non potendo effettuare il bilancio idrologico dell'intero acquifero in studio, poiché questo è interconnesso con l'acquifero carbonatico del Monte Cervati, la validazione della stima della ricarica ottenuta dal metodo SWB 1.2 è stata effettuata mediante il calcolo indipendente del bilancio idrico del suolo mediante il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) per le quattro tipologie di coperture di suolo considerate, per gli anni 2019 e 2020. Tale approccio è ammissibile in considerazione che nell'equazione del bilancio idrico del suolo, il parametro di principale importanza è l'evapotraspirazione, il ruscellamento rappresenta un'aliquota minoritaria e la ricarica rappresenta il complemento della somma delle due suddette componenti.

Per l'applicazione del metodo Thornthwaite-Mather (1957) sono stati considerati i seguenti valori di riserva idrica utile (u): 147.2 mm per le aree boschive, 28.8 mm per le aree denudate con affioramento di substrato carbonatico, 53.6 mm e 52.56 mm per le aree denudate rispettivamente con suolo discontinuo e continuo. Dalle relazioni tra i vari parametri è possibile individuare le fasi che caratterizzano l'idrodinamica del suolo: evapotraspirazione, eccedenza idrica e deficit idrico. Nelle Figura 105 e Figura 106 è evidenziata la distribuzione temporale delle diverse fasi. Quando il suolo ha raggiunto la capacità massima di invaso (capacità idrica di campo) si ha un supero (eccedenza idrica)

che si allontana dalla zona di esplorazione delle radici defluendo per via sotterranea (infiltrazione efficace) o per ruscellamento. Tale eccedenza si mantiene fino a quando i valori delle precipitazioni (Pi) superano quelli di evapotraspirazione potenziale (Epi). Ciò si verifica nei mesi invernali compresi tra gennaio-aprile e settembre-dicembre. La fase di deficit idrico coincide con i mesi estivi (giugno-ottobre per il 2019 e maggio-settembre per il 2020): nella fase di sviluppo della vegetazione, coincidente con i mesi più caldi dell'anno, l'evapotraspirazione aumenta, l'apporto delle precipitazioni è scarso e la riserva idrica del suolo tende ad esaurirsi. Le stime di evapotraspirazione potenziale, evapotraspirazione reale, eccedenza idrica e deficit idrico sono riportate nelle Tabelle 25,26,27,28,29,30,31,32 per le diverse tipologie di coperture e per i due anni di analisi. Di seguito sono riportate le componenti del bilancio ricavate:

ID	Tipologie di coperture di suolo	Er(%) 2019	Er(%) 2020
a	Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	33	42
b	Aree denudate con suolo discontinuo	35	45
c	Aree denudate con suolo continuo	35	45
d	Aree con copertura boschiva	51	55

Tabella 24. Valutazione dell'evapotraspirazione reale per gli anni 2019-2020 ricavata dal modello di Thornthwaite-Mather(1957).

Dai valori riportati in Tabella 24 si evidenzia che per le aree caratterizzate da bosco, il contributo dell'evapotraspirazione abbia un ruolo rilevante rispetto alle aree denudate.

Confrontando i valori in Tabella 24 con quelli riportati nelle Figure 103 e 104, si può affermare che il bilancio idrico del suolo ottenuto mediante l'applicazione del codice di calcolo SWB 1.2 risulta essere verificato e validato. I differenti valori delle componenti del bilancio ricavate sono principalmente ascrivibili alle differenti scale temporali di indagine. Mentre il codice di calcolo SWB 1.2 stima le componenti del bilancio idrico del suolo a scala giornaliera, il modello di Thornthwaite-Mather (1957) valuta le stesse ad una scala medio-mensile che presuppone la conoscenza dei dati pluviometrici e termometrici mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	1.6	4.7	9.0	11.5	11.7	25.4	26.0	29.1	24.2	16.1	9.8	6.8	14.6
i	0.18	0.90	2.43	3.52	3.64	11.71	12.13	14.36	10.86	5.87	2.77	1.61	69.96
E'pi (mm)	1.5	8.3	23.9	35.3	36.6	125.8	130.6	156.1	116.2	60.6	27.4	15.4	737.9
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	158.6	165.9	185.8	120.8	58.2	22.5	12.4	841.9
Pi (mm)	90.8	15.1	21.9	67.7	179.5	6.5	39.7	11.7	69.5	92.0	339.3	169.1	1102.8
Δi (mm)	89.6	8.2	-2.7	28.5	133.7	-152.1	-126.2	-174.1	-51.3	33.8	316.8	156.7	260.9
Ai (mm)	24.8	24.8	22.2	24.8	24.8	0.0	0.0	0.0	0.0	24.8	24.8	24.8	
ΔAi	0.0	0.0	-2.7	2.7	0.0	-24.8	0.0	0.0	0.0	24.8	0.0	0.0	
Eri (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	31.3	39.7	11.7	69.5	58.2	22.5	12.4	363.0
Di (mm)	89.6	8.2	0.0	25.8	133.7	0.0	0.0	0.0	0.0	9.0	316.8	156.7	739.8
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	127.3	126.2	174.1	51.3	0.0	0.0	0.0	478.9

Tabella 25. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con affioramento di substrato carbonatico per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	1.6	4.7	9.0	11.5	11.7	25.4	26.0	29.1	24.2	16.1	9.8	6.8	14.6
i	0.18	0.90	2.43	3.52	3.64	11.71	12.13	14.36	10.86	5.87	2.77	1.61	69.96
E'pi (mm)	1.5	8.3	23.9	35.3	36.6	125.8	130.6	156.1	116.2	60.6	27.4	15.4	737.9
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	158.6	165.9	185.8	120.8	58.2	22.5	12.4	841.9
Pi (mm)	90.8	15.1	21.9	67.7	179.5	6.5	39.7	11.7	69.5	92.0	339.3	169.1	1102.8
Δi (mm)	89.6	8.2	-2.7	28.5	133.7	-152.1	-126.2	-174.1	-51.3	33.8	316.8	156.7	260.9
Ai (mm)	53.1	53.1	50.4	53.1	53.1	0.0	0.0	0.0	0.0	33.8	53.1	53.1	
ΔAi	0.0	0.0	-2.7	2.7	0.0	-53.1	0.0	0.0	0.0	33.8	19.2	0.0	
Eri (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	59.5	39.7	11.7	69.5	58.2	22.5	12.4	391.2
Di (mm)	89.6	8.2	0.0	25.8	133.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	297.6	156.7	711.6
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.0	126.2	174.1	51.3	0.0	0.0	0.0	450.6

Tabella 26. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo discontinuo per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	1.6	4.7	9.0	11.5	11.7	25.4	26.0	29.1	24.2	16.1	9.8	6.8	14.6
i	0.18	0.90	2.43	3.52	3.64	11.71	12.13	14.36	10.86	5.87	2.77	1.61	69.96
E'pi (mm)	1.5	8.3	23.9	35.3	36.6	125.8	130.6	156.1	116.2	60.6	27.4	15.4	737.9
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	158.6	165.9	185.8	120.8	58.2	22.5	12.4	841.9
Pi (mm)	90.8	15.1	21.9	67.7	179.5	6.5	39.7	11.7	69.5	92.0	339.3	169.1	1102.8
Δi (mm)	89.6	8.2	-2.7	28.5	133.7	-152.1	-126.2	-174.1	-51.3	33.8	316.8	156.7	260.9
Ai (mm)	52.6	52.6	49.9	52.6	52.6	0.0	0.0	0.0	0.0	33.8	52.6	52.6	
ΔAi	0.0	0.0	-2.7	2.7	0.0	-52.6	0.0	0.0	0.0	33.8	18.8	0.0	
Eri (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	59.0	39.7	11.7	69.5	58.2	22.5	12.4	390.7
Di (mm)	89.6	8.2	0.0	25.8	133.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	298.1	156.7	712.1
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.5	126.2	174.1	51.3	0.0	0.0	0.0	451.1

Tabella 27. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo continuo per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	1.6	4.7	9.0	11.5	11.7	25.4	26.0	29.1	24.2	16.1	9.8	6.8	14.6
i	0.18	0.90	2.43	3.52	3.64	11.71	12.13	14.36	10.86	5.87	2.77	1.61	69.96
E'pi (mm)	1.5	8.3	23.9	35.3	36.6	125.8	130.6	156.1	116.2	60.6	27.4	15.4	737.9
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	158.6	165.9	185.8	120.8	58.2	22.5	12.4	841.9
Pi (mm)	90.8	15.1	21.9	67.7	179.5	6.5	39.7	11.7	69.5	92.0	339.3	169.1	1102.8
Δi (mm)	89.6	8.2	-2.7	28.5	133.7	-152.1	-126.2	-174.1	-51.3	33.8	316.8	156.7	260.9
Ai (mm)	147.2	147.2	144.5	147.2	147.2	0.0	0.0	0.0	0.0	33.8	147.2	147.2	1061.3
ΔAi	0.0	0.0	-2.7	2.7	0.0	-147.2	0.0	0.0	0.0	33.8	113.4	0.0	0.0
Eri (mm)	1.2	6.9	24.6	39.2	45.8	153.6	39.7	11.7	69.5	58.2	22.5	12.4	485.3
Di (mm)	89.6	8.2	0.0	25.8	133.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	203.5	156.7	617.5
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9	126.2	174.1	51.3	0.0	0.0	0.0	356.5

Tabella 28. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree ad intera copertura boschiva per l'anno 2019. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	5.5	6.6	8.3	12.7	18.0	20.9	27.0	26.5	21.0	13.0	10.8	6.2	14.7
i	1.16	1.53	2.16	4.11	6.95	8.71	12.86	12.51	8.78	4.23	3.19	1.37	67.56
E'pi (mm)	11.7	15.5	22.1	42.9	73.7	93.0	139.0	135.0	93.7	44.2	33.0	13.8	717.7
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	92.2	117.2	176.5	160.7	97.5	42.4	27.1	11.1	817.5
Pi (mm)	23.5	43.9	91.9	76.4	35.3	55.7	1.4	2.3	128.3	126.9	51.7	289.7	927.3
Δi (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	-56.9	-61.5	-175.1	-158.3	30.9	84.4	24.6	278.7	109.8
Ai (mm)	24.8	24.8	24.8	24.8	0.0	0.0	0.0	0.0	24.8	24.8	24.8	24.8	
ΔAi	0.0	0.0	0.0	0.0	-24.8	0.0	0.0	0.0	24.8	0.0	0.0	0.0	
Eri (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	60.1	55.7	1.4	2.3	97.5	42.4	27.1	11.1	390.6
Di (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	0.0	0.0	0.0	0.0	6.0	84.4	24.6	278.7	536.7
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	32.0	61.5	175.1	158.3	0.0	0.0	0.0	0.0	426.9

Tabella 29. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con affioramento di substrato carbonatico per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	5.5	6.6	8.3	12.7	18.0	20.9	27.0	26.5	21.0	13.0	10.8	6.2	14.7
i	1.16	1.53	2.16	4.11	6.95	8.71	12.86	12.51	8.78	4.23	3.19	1.37	67.56
E'pi (mm)	11.7	15.5	22.1	42.9	73.7	93.0	139.0	135.0	93.7	44.2	33.0	13.8	717.7
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	92.2	117.2	176.5	160.7	97.5	42.4	27.1	11.1	817.5
Pi (mm)	23.5	43.9	91.9	76.4	35.3	55.7	1.4	2.3	128.3	126.9	51.7	289.7	927.3
Δi (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	-56.9	-61.5	-175.1	-158.3	30.9	84.4	24.6	278.7	109.8
Ai (mm)	53.1	53.1	53.1	53.1	0.0	0.0	0.0	0.0	30.9	53.1	53.1	53.1	
ΔAi	0.0	0.0	0.0	0.0	-53.1	0.0	0.0	0.0	30.9	22.2	0.0	0.0	
Eri (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	88.4	55.7	1.4	2.3	97.5	42.4	27.1	11.1	418.8
Di (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	62.2	24.6	278.7	508.4
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	3.8	61.5	175.1	158.3	0.0	0.0	0.0	0.0	398.7

Tabella 30. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo discontinuo per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	5.5	6.6	8.3	12.7	18.0	20.9	27.0	26.5	21.0	13.0	10.8	6.2	14.7
i	1.16	1.53	2.16	4.11	6.95	8.71	12.86	12.51	8.78	4.23	3.19	1.37	67.56
E'pi (mm)	11.7	15.5	22.1	42.9	73.7	93.0	139.0	135.0	93.7	44.2	33.0	13.8	717.7
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	92.2	117.2	176.5	160.7	97.5	42.4	27.1	11.1	817.5
Pi (mm)	23.5	43.9	91.9	76.4	35.3	55.7	1.4	2.3	128.3	126.9	51.7	289.7	927.3
Δi (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	-56.9	-61.5	-175.1	-158.3	30.9	84.4	24.6	278.7	109.8
Ai (mm)	52.6	52.6	52.6	52.6	0.0	0.0	0.0	0.0	30.9	52.6	52.6	52.6	
ΔAi	0.0	0.0	0.0	0.0	-52.6	0.0	0.0	0.0	30.9	21.7	0.0	0.0	
Eri (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	87.9	55.7	1.4	2.3	97.5	42.4	27.1	11.1	418.3
Di (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	62.7	24.6	278.7	508.9
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	61.5	175.1	158.3	0.0	0.0	0.0	0.0	399.1

Tabella 31. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree denudate con suolo continuo per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

	Gennaio	Febbraio	Marzo	Aprile	Maggio	Giugno	Luglio	Agosto	Settembre	Ottobre	Novembre	Dicembre	Anno
T (°C)	5.5	6.6	8.3	12.7	18.0	20.9	27.0	26.5	21.0	13.0	10.8	6.2	14.7
i	1.16	1.53	2.16	4.11	6.95	8.71	12.86	12.51	8.78	4.23	3.19	1.37	67.56
E'pi (mm)	11.7	15.5	22.1	42.9	73.7	93.0	139.0	135.0	93.7	44.2	33.0	13.8	717.7
K	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80	
Epi (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	92.2	117.2	176.5	160.7	97.5	42.4	27.1	11.1	817.5
Pi (mm)	23.5	43.9	91.9	76.4	35.3	55.7	1.4	2.3	128.3	126.9	51.7	289.7	927.3
Δi (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	-56.9	-61.5	-175.1	-158.3	30.9	84.4	24.6	278.7	109.8
Ai (mm)	147.2	147.2	147.2	147.2	90.3	28.8	0.0	0.0	30.9	115.3	139.9	147.2	
ΔAi	0.0	0.0	0.0	0.0	-56.9	-61.5	-28.8	0.0	30.9	84.4	24.6	7.2	
Eri (mm)	9.7	12.8	22.7	47.7	92.2	117.2	30.2	2.3	97.5	42.4	27.1	11.1	512.9
Di (mm)	13.8	31.1	69.2	28.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	271.4	414.3
Si (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	146.2	158.3	0.0	0.0	0.0	0.0	304.5

Tabella 32. Procedura di calcolo dell'evapotraspirazione potenziale e reale con il metodo di Thornthwaite-Mather (1957) applicato alle aree ad intera copertura boschiva per l'anno 2020. Simboli: T= Temperatura; i= indice termico mensile; E'pi = evapotraspirazione potenziale non corretta; K = coefficiente di Latitudine; Epi = evapotraspirazione potenziale corretta; Pi = precipitazioni; Δi = precipitazioni efficaci; Ai= riserve idriche invasate; ΔAi = variazione delle riserve invasate; Eri = evapotraspirazione reale; Di= eccedenza idrica; Si= deficit idrico. I valori riportati in tabella sono medie mensili.

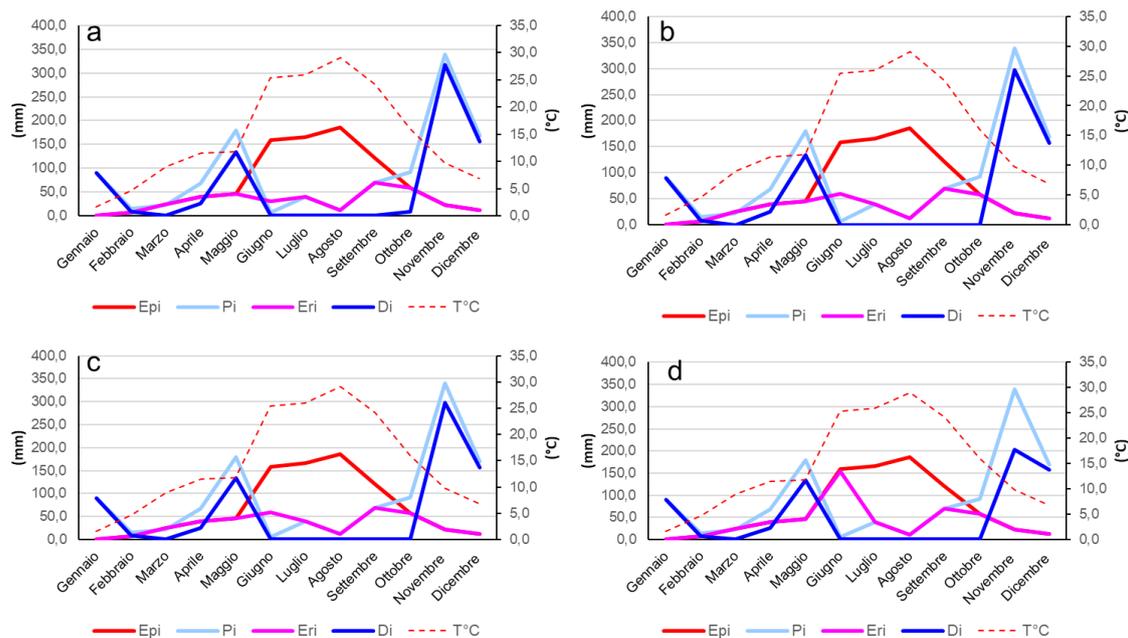


Figura 105. Bilancio idrico del suolo medio mensile secondo il metodo di Thornthwaite-Mather(1957) per l'anno 2019: a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo, c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Simboli: Epi= evapotraspirazione potenziale (mm); Pi= precipitazioni (mm); Eri= evapotraspirazione reale (mm); Di= eccedenza idrica (mm); T= temperatura (°C).

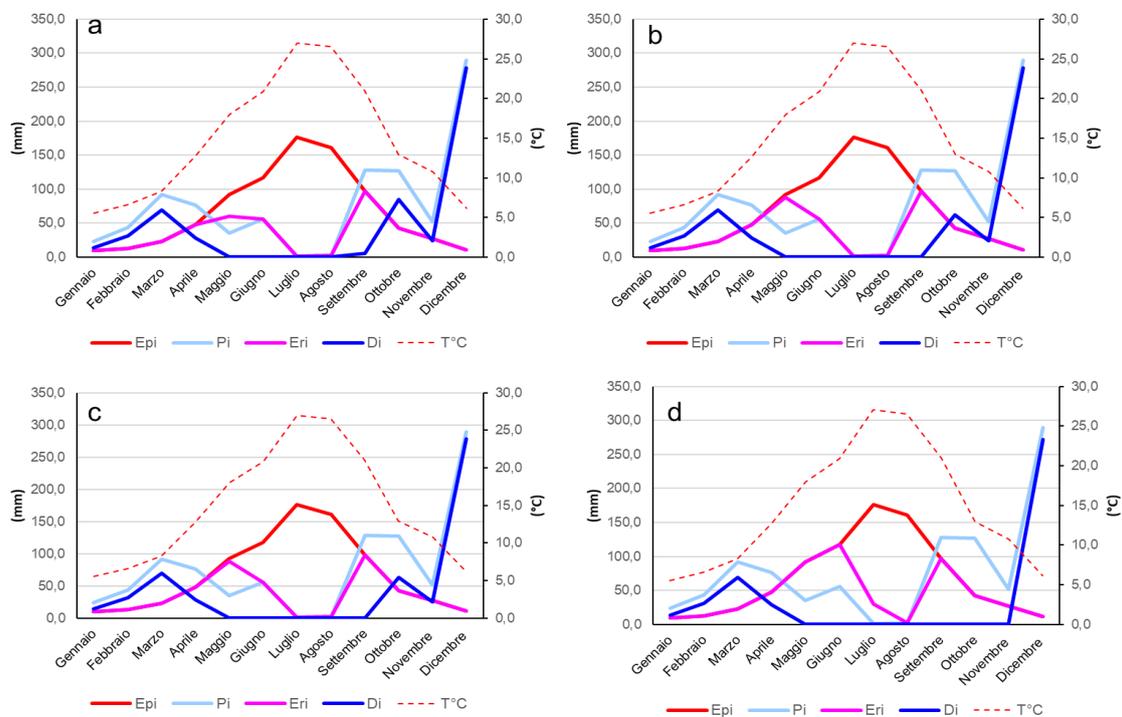


Figura 106. Bilancio idrico del suolo medio-mensile secondo il metodo di Thornthwaite-Mather(1957) per l'anno 2020: a) aree denudate con affioramento di substrato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo, c) aree denudate con suolo continuo; d) aree ad intera copertura boschiva. Simboli: Epi= evapotraspirazione potenziale (mm); Pi= precipitazioni (mm); Eri= evapotraspirazione reale (mm); Di= eccedenza idrica (mm); T= temperatura (°C).

6.8 Stima della ricarica

Il codice SWB 1.2, combinando i dati climatici con i livelli di dati generati in ambiente GIS, ha restituito le mappe della ricarica per gli anni 2019 e 2020 (Figura 107 e 109), i cui valori sono riportati in Tabella 33.

Ricarica (mm/anno)	2019	2020
media	472.4	330.6

Tabella 33. Valori di ricarica ottenuti per gli anni 2019 e 2020.

Nelle Figure 108 e Figura 110, sono riportate le variazioni della ricarica ricavate per le diverse tipologie di copertura di suolo.

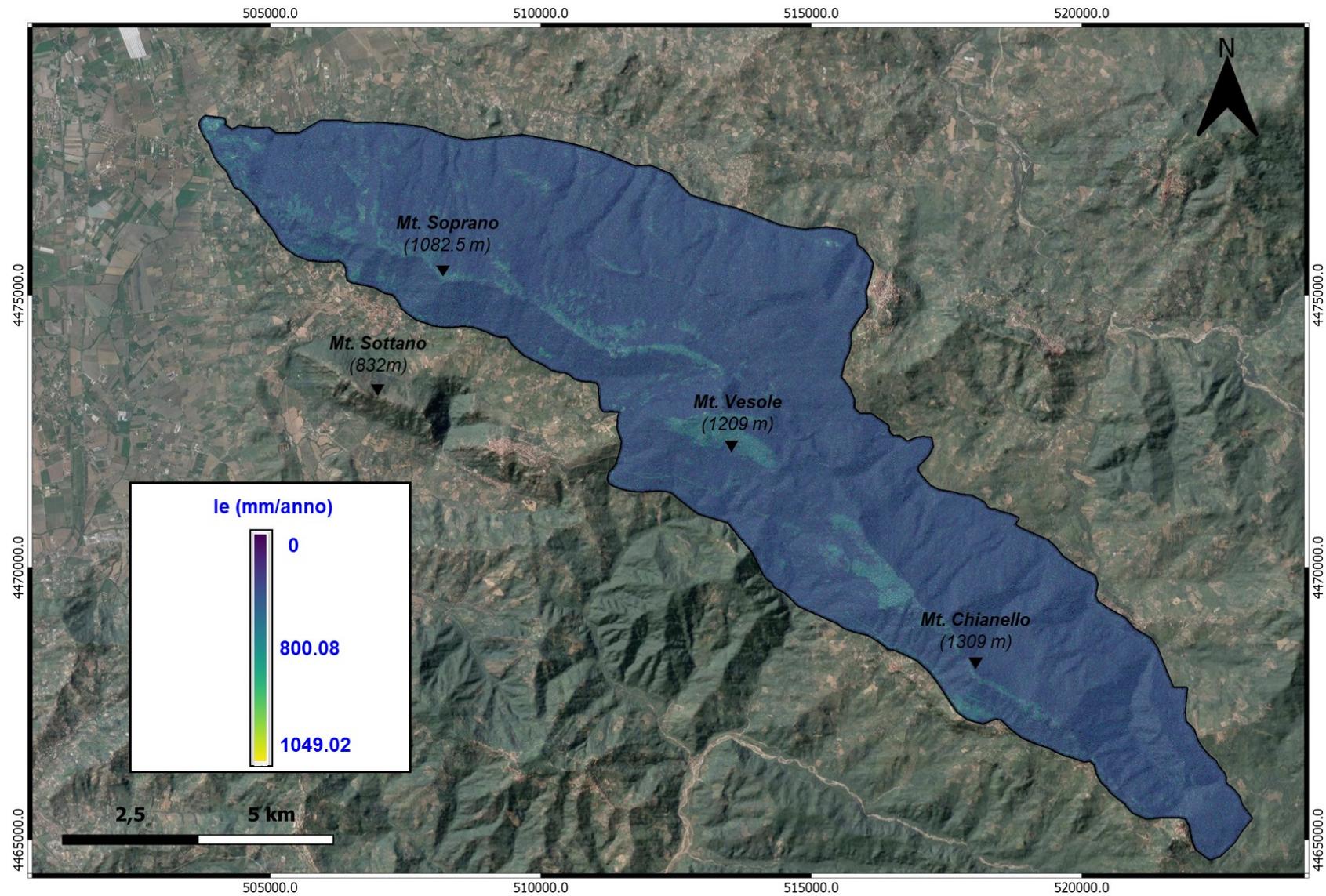


Figura 107. Mappa della ricarica per l'anno 2019. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

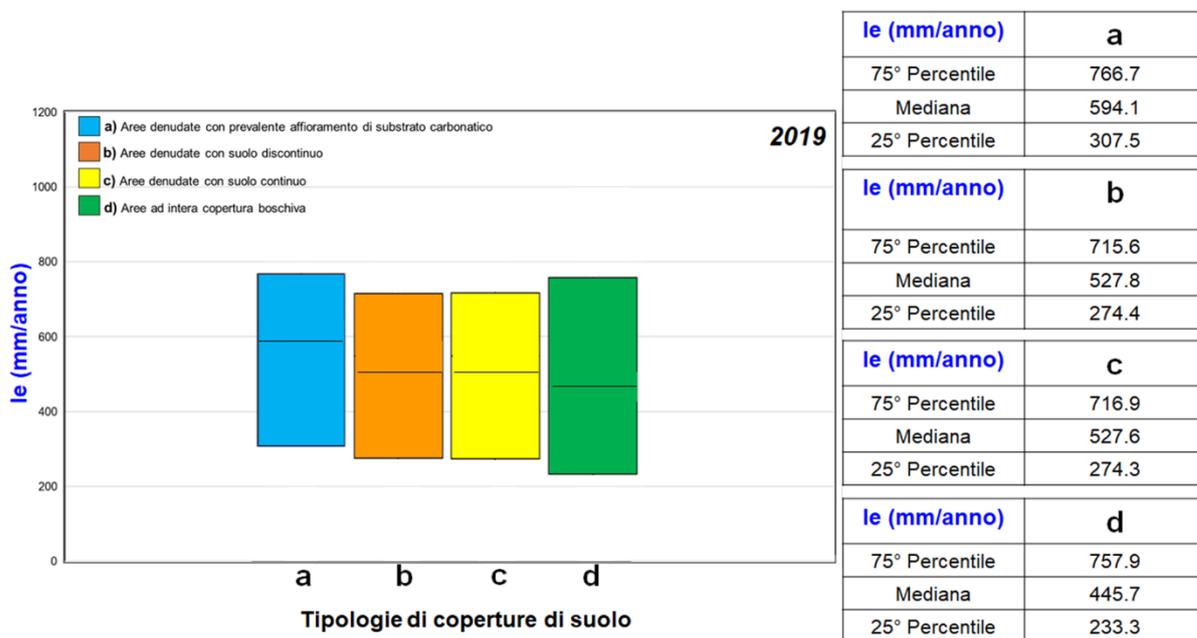


Figura 108. Variabilità della ricarica per l'anno 2019, per ciascuna tipologia di copertura di suolo individuata.

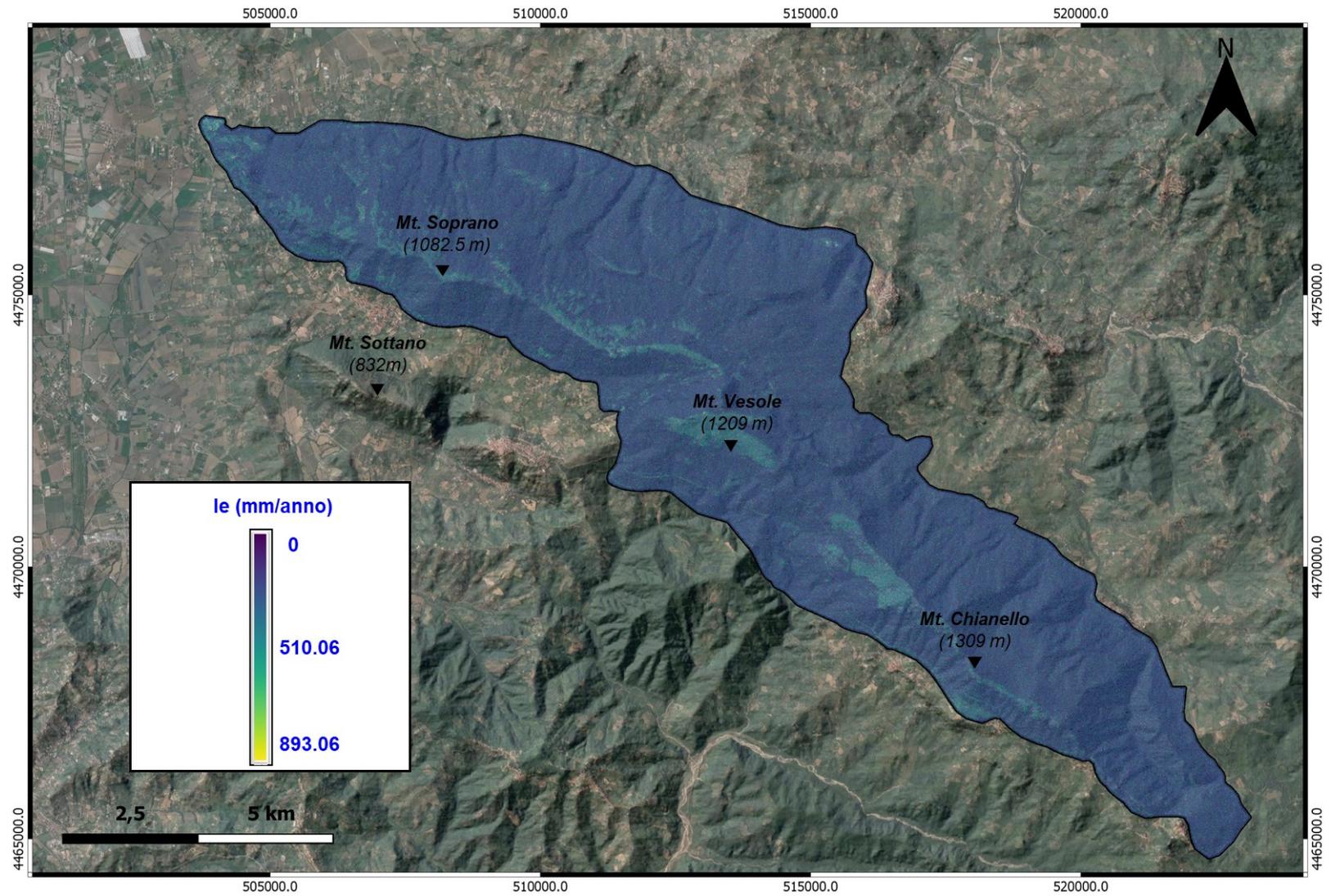


Figura 109. Mappa della ricarica per l'anno 2020. Proiezione UTM, DATUM WGS 84, zona 33 N.

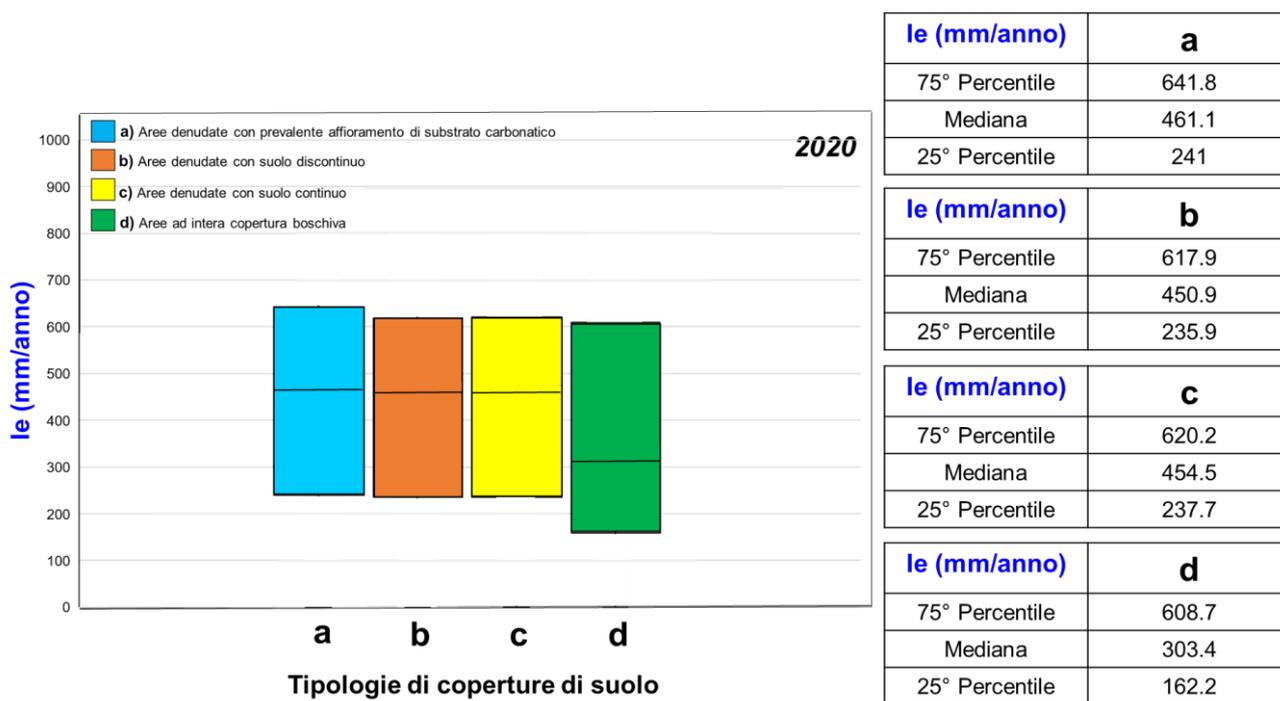


Figura 110. Variabilità della ricarica per l'anno 2020, per ciascuna tipologia di suolo individuata.

Dai grafici di Figura 108 e Figura 110 si evidenzia la variabilità dei valori medi di ricarica per le diverse tipologie di coperture individuate, mentre la variabilità temporale per le stesse tipologie è più limitata. Considerando l'intera dorsale carbonatica, è stato possibile stimare un valore medio di le di 472.3 mm/anno e un valore massimo di 1049 mm/anno, per il 2019; mentre un valore medio di le 330.6 mm/anno ed un valore massimo di 893.1 mm/anno, per il 2020. Tuttavia, sono stati analizzati i valori medi di ricarica per ciascuna tipologia di copertura di suolo al fine di evidenziare come i processi di ricarica differiscano in relazione ai differenti Land Cover.

Le aree denudate sono infatti caratterizzate da valori medi di ricarica sensibilmente più alti così distribuiti per il 2019: 615.1 mm/anno per le aree denudate con prevalente substrato carbonatico, 548.8 mm/anno e 548.6 mm/anno rispettivamente per le aree denudate con suolo continuo e discontinuo.

I valori medi di le ricavati per il 2020 sono 482.1 mm/anno, 471.9 mm/anno e 475.5 mm/anno, rispettivamente per le aree denudate con prevalente substrato carbonatico, per le aree denudate con suolo continuo e discontinuo.

Le aree ad intera copertura boschiva mostrano invece valori più bassi di le : 466.7 mm/anno (2019) e 324.4 mm/anno (2020).

ID	Tipologie di coperture di suolo	P (mm/anno)	le (mm/anno)	Er (mm/anno)	Rs (mm/anno)
a	Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	1102.8	615.1	406.5	81.1
b	Aree denudate con suolo discontinuo	1102.8	548.8	518.1	36.7
c	Aree denudate con suolo continuo	1102.8	548.6	521.5	36.4
d	Aree con copertura boschiva	1102.8	466.7	614.5	20.8

Tabella 34. Componenti del bilancio idrologico per l'anno 2019.

ID	Tipologie di coperture di suolo	P (mm/anno)	le (mm/anno)	Er (mm/anno)	Rs (mm/anno)
a	Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	927.2	482.1	357.6	87.4
b	Aree denudate con suolo discontinuo	927.2	471.9	414.5	41.1
c	Aree denudate con suolo continuo	927.2	475.5	413.3	31.5
d	Aree con copertura boschiva	927.2	324.4	593.6	17.9

Tabella 35. Componenti del bilancio idrogeologico per l'anno 2020.

Sulla base dei valori medi di le ricavati mediante l'applicazione del codice SWB 1.2 sono stati calcolati i valori del Coefficiente di Infiltrazione Efficace (EIC), espresso come rapporto tra volumi la lama d'acqua di infiltrazione efficace (le) e quella di precipitazione (P), che meglio evidenzia l'effetto sulla ricarica delle diverse tipologie di copertura di suolo.

In Tabella 36 sono riportati i valori dell'EIC ricavati:

ID	Tipologia di copertura di suolo	EIC ₂₀₁₉	EIC ₂₀₂₀
a	Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	0.56	0.52
b	Aree denudate con suolo discontinuo	0.50	0.51
c	Aree denudate con suolo continuo	0.50	0.51
d	Aree con copertura boschiva	0.42	0.35

Tabella 36. Valori di EIC ricavati per il 2019 e 2020 per ciascuna tipologia di copertura di suolo.

È stato inoltre stimato l'AGRC (Allocca *et alii*, 2014) per le quattro tipologie di coperture, i cui valori sono riportati in Tabella 37.

ID	Tipologia di copertura di suolo	AGRC ₂₀₁₉	AGRC ₂₀₂₀
a	Aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico	0.88	0.85
b	Aree denudate con suolo discontinuo	0.94	0.92
c	Aree denudate con suolo continuo	0.94	0.93
d	Aree con copertura boschiva	0.96	0.97

Tabella 37. Valori di AGRC ricavati per il 2019 e 2020 per ciascuna tipologia di copertura di suolo.

7. Discussione

Nell'ambito del progetto MedWater (<http://grow-medwater.de/home/>), la presente tesi di dottorato propone una metodologia innovativa, basata su attività di campo, sperimentali di laboratorio e modellistica, per la caratterizzazione di un acquifero carbonatico sia per ciò che riguarda la ricostruzione di un modello idrogeologico concettuale che per quanto riguarda i fattori che influenzano i processi di ricarica. In merito a quest'ultimo punto, in questo studio è stato approfondito il ruolo idrologico delle diverse tipologie di coperture di suolo sui processi di ricarica degli acquiferi carbonatici, mediante la determinazione delle principali caratteristiche idrologiche degli stessi nell'area indagata nonché l'analisi delle caratteristiche fisiche, degli spessori e delle proprietà idrauliche non sature dei suoli in relazione con le tipologie di copertura e di vegetazione.

A tale scopo è stato preso a riferimento, quale acquifero campione rappresentativo, quello costituito dalla dorsale carbonatica dei Monti Soprano-Vesole-Chianello (Campania, Italia meridionale). La metodologia proposta è stata applicata al sito sperimentale rappresentato dal bacino sotterraneo che alimenta la sorgente Capodifume (Capaccio, SA), coincidente con la dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello (<http://grow-medwater.de/home/index.php/study-sites/capodifume-catchment/>).

Il riconoscimento delle condizioni tipiche riscontrabili in ambito mediterraneo, ed in particolare nell'Appennino meridionale, è un presupposto fondamentale per la caratterizzazione e la modellazione dei processi di ricarica di una vasta porzione di acquiferi carbonatici, che risultano essere caratterizzati da differenti tipologie di depositi di copertura. Le caratteristiche dei depositi di copertura sono variabili, distinguendosi:

- terreni flyschoidi di copertura con vegetazione arborea;
- assenza di depositi di copertura e vegetazione arborea;
- coltri piroclastiche continue con vegetazione arborea;
- coltri piroclastiche discontinue e di limitato spessore con vegetazione arborea.

Pertanto, le caratterizzazioni relative ai sistemi idrogeologici superficiali "depositi superficiali – substrato carbonatico" devono essere integrate con le analisi relative al ruolo idrologico dei depositi di copertura e della domanda del processo di evapotraspirazione che esso riesce a soddisfare. Considerata la complessità del fenomeno ed il suo stretto legame con la gestione del territorio, è necessaria una

valutazione quantitativa dei principali processi idrologici che evolvono nel sistema suolo-vegetazione-atmosfera alla scala locale (o di campo). Fra questi, lo studio della distribuzione dell'acqua nel suolo assume un ruolo importante, soprattutto in quelle zone in cui le particolari tipologie di coperture possono rappresentare un elemento di controllo sui processi di ricarica e sulla domanda di evapotraspirazione.

Ciò assume un'importanza ancora maggiore se si considera che il ruolo del suolo, inteso come fattore ambientale ed economico, è ben presente alla comunità scientifica tanto da essere oggetto, al pari dei cambiamenti climatici, di una specifica direttiva comunitaria (COM 2006 231 del 22.9.2006) ed essere definito *Earth Critical Zone* (National Research Council, 2001 - doi.org/10.17226/9981).

Inoltre, sono noti in letteratura diversi studi che considerano i parametri relativi alla vegetazione e alle coperture di suolo, quali variazione del contenuto d'acqua e porosità dei terreni, fattori "predittivi" dei processi di ricarica degli acquiferi carbonatici (Kim e Jackson, 2012; Scanlon *et alii*, 2005). Tuttavia, non tutti, nel mondo scientifico, sono concordi nel considerare importanti detti parametri, al fine della valutazione della ricarica delle falde idriche sotterranee. Ad esempio, Tögl (2010) non è riuscito a trovare una correlazione tra vegetazione/copertura del suolo e ricarica.

Con la presente tesi, sono state dapprima ricostruite le principali caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero campione mediante l'elaborazione del modello idrogeologico concettuale dell'area in esame. Ciò ha richiesto approcci metodologici specifici basati sull'individuazione delle principali Unità Idrostratigrafiche che controllano la circolazione idrica sotterranea e sulla ricostruzione di numerose sezioni idrogeologiche (2D) che sono state implementate nel software open-source GemPy di modellazione geologica 3D al fine di ottenere una ricostruzione tridimensionale dell'acquifero campione. Inoltre, la realizzazione del modello di fratturazione, ottenuto attraverso la ricostruzione di un Modello Digitale del Terreno alla scala dettagliata (1:5.000) e mediante l'analisi di ciascun elemento strutturale riconosciuto, rappresenta un avanzamento delle conoscenze di letteratura sul tema. L'assetto strutturale dell'area di Mt. Vesole-Mt. Chianello è caratterizzata da una complessità tettonica riconducibile a strutture plicative che interessano i carbonati Meso-Cenozoici, dislocati da faglie ad alto angolo con cinematica normale e trascorrente (Torrente *et alii*, 2000).

Inoltre, le mappe relative alle tipologie di copertura di suolo hanno messo in evidenza il ruolo dei depositi di copertura pedogenizzati e della tipologia ivi sviluppata sui parametri del bilancio idrologico quindi sulla ricarica dell'acquifero.

Al fine di valutare le principali caratteristiche idrogeologiche che influenzano i processi di ricarica del bacino che alimenta la sorgente Capodifiume, sono state effettuate misure di portata con frequenza circa mensile, con l'obiettivo di ricostruire il regime idrologico della sorgente. Inoltre, mediante l'installazione di sensori di livello idrico (van Essen CTD -Diver and Dataflow System Ltd, Water level / temperature sensor) all'interno di un pozzo abbandonato posizionato a circa 180 m a monte dalla sorgente in studio, ha permesso di comprendere meglio le dinamiche della circolazione idrica sotterranea nell'acquifero carbonatico campione.

I valori di portata registrati per la sorgente Capodifiume sono caratterizzati da una bassa variabilità essendo compresi tra il valore massimo di 3.46 m³/s e il minimo di 2.80 m³/s. Correlando i valori del livello piezometrico registrato nel pozzo con le misure di portata della sorgente, è stato possibile ricostruire la curva di deflusso quindi l'idrogramma sorgivo. L'analisi di quest'ultimo in relazione alle piogge cumulate ha evidenziato un ritardo (lag) di circa 30 giorni tra il picco delle precipitazioni e la risposta idrologica della sorgente.

Aspetto innovativo della ricerca è stata la caratterizzazione stratigrafica ed idraulica dei depositi di copertura dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello, realizzata al fine di ottenere una tipizzazione delle condizioni idrogeologiche superficiali dell'acquifero in studio.

A tal scopo sono state effettuate diverse campagne che hanno permesso di misurare gli spessori di suolo, di effettuare campionamenti e di individuare 4 aree rappresentative dell'intera dorsale carbonatica in esame, di seguito elencate:

- a) aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico;
- b) aree denudate con suolo discontinuo;
- c) aree denudate con suolo continuo,
- d) aree ad intera copertura boschiva.

Mediante analisi statistica sui dati raccolti, si è osservato che le aree denudate sono complessivamente caratterizzate da una minore frequenza di tasche di suolo rispetto alle zone caratterizzate da affioramento di substrato carbonatico. Al contrario le aree ad intera copertura boschiva sono contraddistinte da un numero maggiore di tasche di suolo, il quale raggiunge spessori sensibilmente elevati.

Mediante una classificazione supervisionata di immagini ad alta risoluzione di Google Earth, effettuata con l'applicazione del plugin open-source gratuito per QGis, SCP (Semi - Automatic Classification), è stata ottenuta la mappa delle coperture di suolo per l'intera

area di studio, basata interamente su osservazioni di campo e misurazioni degli spessori di suolo. Il 93% dell'intera dorsale carbonatica è rappresentata da aree ad intera copertura boschiva (aree di tipo d), le quali hanno un'estensione areale di 69.79 km². Il 7.5 % dell'area di studio è caratterizzata da aree denudate, così suddivise: 0.5% aree di tipo a, 5% aree di tipo b e 2% aree di tipo c.

Questi stessi dati di campo sono stati utilizzati per l'elaborazione di una mappa stocastica degli spessori di suolo dell'area in studio, mediante la quale è stato possibile rappresentare la variabilità spaziale degli spessori delle coperture per ciascuna tipologia di suolo individuata.

La caratterizzazione delle proprietà fisico-volumetriche ed indice mediante prove di laboratorio, ha permesso di classificare i suoli campionati come sabbia con limo (SM) secondo il sistema USCS. Inoltre, la realizzazione di trincee esplorative effettuate in siti rappresentativi di aree denudate e aree boschive, ha permesso di definire l'assetto stratigrafico dei terreni di copertura e riconoscere la presenza di depositi vulcanoclastici che è stata confermata dall'analisi delle proprietà indice e fisiche.

Sono state inoltre caratterizzate le proprietà idrauliche non sature dei suoli, mediante la determinazione delle Curve di Ritenzione Idrica del suolo (SWRCs) i cui parametri rappresentativi sono stati analizzati mediante il modello di van Genuchten (van Genuchten *et alii*, 1980). Infine, una procedura di ottimizzazione dei dati sperimentali è stata adottata, applicando il software RETC (van Genuchten *et alii*, 1991) al fine di ottenere precisi parametri del contenuto d'acqua θ . Inoltre la caratterizzazione di laboratorio ha permesso la valutazione della riserva idrica utile dei suoli. La caratterizzazione della conducibilità idraulica satura (K_{sat}) attraverso l'applicazione dell'equazione di Saxton *et alii*, 1986, ha permesso di definire l'elevata permeabilità dei depositi di copertura considerati nel presente studio in accordo con la peculiare natura di detti depositi, caratterizzati da una porosità elevata.

Per la presente ricerca è stato ritenuto di fondamentale importanza il monitoraggio delle variazioni dei contenuti d'acqua dei depositi di copertura pedogenizzati per l'implementazione del modello di bilancio idrologico del suolo. Difatti, lo studio delle variazioni temporali, nonché spaziali, del contenuto d'acqua dei suoli ha rivelato, complessivamente, una variabilità di lungo periodo del contenuto d'acqua. La dinamica stagionale delle variazioni del contenuto d'acqua osservato nelle coperture di suolo studiate, dominate da un rapido incremento di detto parametro dopo intense precipitazioni, è paragonabile a quelle riportate in altri studi effettuati in area mediterranea (Canton *et alii*, 2010, Ruiz-Sinoga *et alii*, 2011). Il repentino aumento del

contenuto d'acqua, in risposta ad eventi di pioggia rilevanti, è indicatore di una infiltrazione concentrata all'interno del suolo, come verificato da Cerdà *et alii*, 1998 e Van Schaik *et alii*, 2008.

Le differenze nell'aliquota di evapotraspirazione osservate per le varie tipologie di coperture di suolo, consente una tipizzazione del ruolo idrologico delle stesse sui processi di ricarica. Differente è inoltre, la profondità alla quale si risentono gli effetti dell'evapotraspirazione che risulta essere funzione del differente spessore interessato dallo sviluppo radicale della vegetazione: profondità massima di 1.1 m nelle aree boschive laddove si registrano spessori anche maggiori di depositi di copertura pedogenizzati ed intero spessore dei depositi di copertura nelle aree denudate dove lo spessore delle stesse è generalmente inferiore a 0.4 m. Pertanto, queste considerazioni hanno permesso di realizzare una mappa della riserva idrica utile disponibile, ai fini del bilancio idrico del suolo, per l'intera dorsale carbonatica indagata. Detta mappa è stata ricavata da una mappa stocastica dello spessore dei depositi superficiali. Ad un maggiore spessore di suolo (aree ad intera copertura boschiva) corrisponde una riserva idrica maggiore e viceversa. Tale proporzionalità è stata limitata al valore di spessore di 1.1 m che è stata accertata, sulla base del monitoraggio idrologico, essere la massima profondità alla quale si estendono gli effetti dell'evapotraspirazione. Al contrario le aree denudate, essendo caratterizzate da un apparato radicale meno sviluppato in profondità e spessori di suolo più bassi, presentano valori di u inferiori.

Infine, è stata effettuata una valutazione spazio-temporale della ricarica applicando il codice Soil Water Balance (SWB 1.2), sviluppato dall'USGS e validata mediante applicazione del modello di bilancio idrico del suolo proposto da Thornthwaite e Mather (1957). I risultati della modellazione numerica, effettuata per gli anni 2019-2020, hanno evidenziato il diverso contributo dell'evapotraspirazione per ciascuna tipologia di suolo individuata: per le aree caratterizzate da bosco sono stati ottenuti valori più alti di evapotraspirazione reale (55.7% di E_r contro il 42.3% di E_p per il 2019 e 64.0% di E_r contro il 34.9% di E_p per il 2020), al contrario le aree denudate sono caratterizzate da valori medi di ricarica più alti (49.7%, 49.7% e 55,7 % rispettivamente per la tipologia di copertura di suolo a, b e c per il 2019; 51.2%, 50.8% e 51.9% rispettivamente la tipologia di copertura di suolo a, b e c per il 2020). Questo risultato è coerente con il modello clima-suolo-vegetazione sviluppato da Rodriguez-Iturbe *et alii* (1999), secondo il quale le differenti coperture di suolo hanno un impatto significativo sulla variabilità del contenuto d'acqua. Inoltre, secondo detto Autore, le coperture boschive e più generalmente quelle erbose, riducono il contenuto d'acqua nel suolo attraverso l'evapotraspirazione con conseguente diminuzione delle aliquote di acqua che vanno a

ricarica la falda idrica sotterranea. Il diverso contributo dell'evapotraspirazione per ciascuna tipologia di suolo individuata è stato verificato mediante la stima dei coefficienti, noti in letteratura, elaborati per la valutazione della ricarica delle acque sotterranee. Nello specifico sono stati stimati l'EIC (Coefficiente di Infiltrazione Efficace) e l'AGRC (Annual Groundwater Recharge Coefficient) (Allocca *et alii*, 2014).

Valori più elevati di EIC sono stati ricavati per le aree denudate, mentre valori più bassi sono stati stimati per le aree boschive (Tabella 36), a dimostrazione dell'elevato contributo dell'evapotraspirazione che caratterizza questa tipologia di copertura di suolo.

L'AGRC ha restituito invece valori prossimi ad 1 per quasi tutte le tipologie di coperture investigate e per entrambi gli anni di analisi (Tabella 37). I valori elevati di AGRC così ottenuti sono in apparente disaccordo con quanto riportato in Allocca *et alii* (2014) che stima, per l'acquifero carbonatico del Mt. Cervati, un coefficiente pari a 0.62. Ciò è dovuto alla forte differenza in precipitazione efficace (P-Er) che nel caso specifico è risultata pari in media, per le varie tipologie di copertura di suolo, a 587.7 mm, per il 2019, e a 482.45 mm per il 2020, mentre pari a 1225 mm in media annua secondo i suddetti Autori. Infatti, in accordo alla struttura del parametro AGRC, che presenta al denominatore la precipitazione efficace (P-Er), la diminuzione di detto parametro comporta un incremento del parametro stesso. Nello specifico, la differenza tra i valori della precipitazione efficace (P-Er) è da ricondurre al fatto che nella ricerca in corso sono stati considerati solo due anni idrologici consecutivi e non un valore medio annuo come riportato in Allocca *et alii* (2014). Inoltre, sono anche da considerare le eventuali differenze dovute al fatto che i valori stimati da Allocca *et alii* (2014) derivino da un modello statistico.

Infine, è da evidenziare come il modello SWB 1.2 restituisca aliquote di ruscellamento molto basse che sono risultate variabili, in media per le diverse tipologie di copertura di suolo, tra il 3.9%, per il 2019, ed il 4.8%, per il 2020; pertanto, considerabili trascurabili in quanto rientranti nei limiti di approssimazione del bilancio idrico.

8. Conclusioni

Gli approcci metodologici proposti in questa tesi di dottorato sono finalizzati a delineare una procedura di studio per la caratterizzazione degli acquiferi in aree mediterranee con particolare riferimento alla definizione del modello idrogeologico concettuale ed all'analisi dei fattori che controllano i processi di ricarica. Tale acquisizione è da intendersi di particolare significatività in Italia meridionale per il livello non dettagliato di conoscenza idrogeologica della gran parte degli acquiferi carbonatici. A tale proposito basti considerare che per la gran parte delle sorgenti basali attualmente non esistono misure sistematiche e pertanto i bilanci possono solo essere largamente approssimati, né possono essere effettuate valutazioni sugli effetti dei cambiamenti climatici.

I risultati della ricerca mettono in evidenza come l'uso integrato di approcci di campo e modellistici rappresenti un valido strumento per la stima e la modellazione, a scala di bacino, dei processi di ricarica delle acque sotterranee in acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale.

Inoltre, la tipizzazione del ruolo idrologico delle differenti tipologie di coperture di suolo sull'evapotraspirazione e sulla ricarica è da considerarsi innovativa nell'ambito della stima dei processi di afflusso-deflusso di acquiferi carbonatici. Infatti, le attività di campo e di laboratorio hanno permesso la caratterizzazione diretta delle coltri di depositi di copertura pedogenizzati, la valutazione degli spessori interessati dai fenomeni di evapotraspirazione e la stima di parametri che sono stati utilizzati nella modellazione numerica. Un ruolo di particolare rilievo in tale approccio metodologico è rappresentato dal monitoraggio di campo, così come la caratterizzazione di laboratorio proposta dalla presente ricerca, risulta essere fondamentale per una corretta quantificazione dei parametri idrogeologici che partecipano alla determinazione della ricarica.

La stima di coefficienti di trasformazione delle precipitazioni in ricarica, come l'EIC e l'AGRC si sono dimostrati pratici strumenti per la valutazione della ricarica degli acquiferi carbonatici, sebbene si evidenzia il problema ancora aperto, della quantificazione delle precipitazioni ad alta quota, spesso risolto solo mediante modelli statistici. In tale ambito, l'applicazione di modelli numerici come il Soil Water Balance (SWB 1.2) rappresenta un avanzamento delle conoscenze e delle possibilità di stima.

I risultati illustrati in questo lavoro consentono di delineare nuove linee di ricerca riguardanti la valutazione del ruolo idrologico delle coperture di suolo sulla modellazione dei processi di ricarica degli acquiferi carbonatici. Inoltre, l'approccio proposto offre nuovi strumenti per la quantificazione dei fattori che influenzano la ricarica delle acque

sotterranee e può essere considerato una metodologia esportabile ad altri acquiferi carbonatici che presentano condizioni tipiche riscontrabili nell'Appennino meridionale.

9. Ringraziamenti

Vorrei esprimere la mia sincera gratitudine al mio Tutor Prof. Pantaleone De Vita per avermi dato l'opportunità di entrare a contatto con il mondo della ricerca. Esprimo la mia riconoscenza per avermi guidata e supportata nel mio percorso con preziosi consigli ed estrema attenzione.

Devo altresì ringraziare il Prof. Vincenzo Allocca per la sua costante disponibilità ed interesse nel mio lavoro.

Al dott. Enrico Di Clemente, responsabile tecnico del Laboratorio di Geologia Applicata e Geotecnica del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Napoli Federico II, che ha diretto le analisi, va un sincero ringraziamento. Durante la lunga esperienza di laboratorio mi ha insegnato tanto, in maniera sempre cordiale e disponibile.

Sono molto obbligata nei confronti della coordinatrice del progetto MedWater, la Prof.ssa Irina Engelhardt, e di tutti i partner internazionali che hanno preso parte all'iniziativa. Il confronto costruttivo ha fatto nascere importanti spunti di riflessione e nuove collaborazioni.

Ringrazio infine le amministrazioni dei Comuni di Capaccio, Giungano, Monteforte Cilento, Roccadaspide e Trentinara per aver siglato un protocollo d'intesa con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e delle Risorse (DiSTAR) dell'Università di Napoli Federico II finalizzato al supporto tecnico-amministrativo allo svolgimento di questa tesi di dottorato.

Alla mia famiglia, il mio tutto, grazie!

10. Bibliografia

Ahuja, L. R., Naney, J. W., Green, R. E., Nielsen, D. R.: *Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management*. Soil Sci. Soc. Am. J. 48(4): 699–702 (1984).

Alley, W.M.: *On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models*. Water Resour Res 20(8):1137–1149 (1984).

Allison, G.B., Barnes, C.J., Hughes, M.W., Leany, I.W.J.: *Effects of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils*. In: Isotope hydrology. International Atomic Energy Agency, Vienna, pp 105–123 (1984).

Allison, G.B., Cook, P.G., Barnett, S.R., Walker, G.R., Jolly, I.D., Hughes, M.W.: *Land clearance and river salinisation in the Western Murray Basin, Australia*. J Hydrol 119:1–20 (1990).

Allocca, V., Celico, F., Celico, P., De Vita, P., Fabbrocino, S., Mattia, S., Monacelli, G., Musilli, I., Piscopo, V., Scalise, A.R., Summa, G., Tranfaglia, G.: *Illustrative Notes of the Hydrogeological Map of Southern Italy*. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, ISBN 88-448-0215-5, 1-211 (2007).

Allocca, V., De Vita, P., Fabbrocino, S., and Celico, P.: *The karst aquifers of the southern Apennines (Italy): a strategic groundwater resource*. Memorie Istituto Italiano di Speleologia, 2, 19, 65–72, (2007b).

Allocca, V., Celico, F., Petrella, E., Marzullo, G., Naclerio, G.: *The role of land use and environmental factors on microbial pollution of mountainous limestone aquifers*. Environ. Geol., 55, 277–283, (2008).

Allocca, V., Manna F., De Vita, P.: *Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy)*. Hydrol. Earth Syst. Sci., 18, 803–817, (2014).

Allocca, V.; De Vita, P., Manna, F., Nimmo, J.R. : *Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy*. J. Hydrol., 529, 843–853, DOI:10.1016/j.jhydrol.2015.08.032 (2015).

Amato, A., Cinque, A., Santangelo, N., Santo, A.: *Il bordo meridionale del M. Marzano e la valle del Bianco: geologia e geomorfologia*. Studi Geologici Camerti, vol. spec.1, 191–200 (1992).

Anderson, M., Woessner, W., Hunt, R.: *Applied Groundwater Modeling: Simulation Of Flow And Advective Transport / (Second ed.)* (2015).

Andersson, L. : *Ecohydrological water flow analysis of a Swedish landscape in a 100 year perspective*. Linkoping Studies, Arts and Science n° 33, Linkoping University, Sweden, 154 pp. (1989).

Armiraglio, S., Cerabolini, B., Gandellini, F., Gandini, P., Andreis, C.: *Calcolo informatizzato del bilancio idrico del suolo*. Nat. Brescia. Ann. Mus. Civ. Sci. Nat. Brescia, 33, 209–216 (2003).

Associazione Geotecnica Italiana (A.G.I.): *Raccomandazioni sulla programmazione ed esecuzione delle indagini geotecniche* (1977).

Atkinson, T.C.: *Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)*. Journal of Hydrology, 35, 93-110 (1977).

Atterberg, A.: *Der Plastizitat Der Tone*. International Mitteilungen fur Botenkunde, vol. 1, pp. 10-43 (1911).

Baggioni, M. : *Neotectonique terrasses et niveata marins de la Plaine du sele (Istolie dLr Sad)*. Bull. Ass. Franc. Et. Quat", I, 3-II (1975).

Bagnaia, R., Viglietti, S., Laureti, L., Giacanelli, V., Ceralli, D., Bianco, P., Loreto, A., Luce, E., Fusco, L.: *Carta della Natura della Regione Campania*, ISPRA, (2018).

Bandini, A.: *Tipi pluviometrici dominanti nelle regioni italiane*. Servizio Idrografico Italiano, Roma (1931).

Barbel-Perineau, A., Emblanch, C., Danquigny, C.: *Spatial and Temporal Hydrodynamic Variations of Flow in the Karst Vadose Zone (Rustrel, France) in Function of Depth and Fracturing Density*. In: Andreo B., Carrasco F., Durán J., Jiménez P., LaMoreaux J. (eds) Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environmental Earth Sciences, vol 1. Springer, Berlin, Heidelberg (2015).

Batelaan, O., De Smedt, F.: *WetSpass. A flexible, GIS based, distributed recharge methodology for regional groundwater modelling*. Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics (Proceedings of a symposium held during the Sixth IAHS Scientific Assembly at Maastricht, The Netherlands, July 2001). IAHS Publ. no. 269 (2001).

Berardi, F., De Rosa, G., Tozzi, M.: *Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica dei Monti Alburni (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 13-21 (1996).

Bisson, M., Pareschi, M.T., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Sanatacroce, R.: *Volcaniclastic debris-flow occurrences in the Campania region (Southern Italy) and their relation to Holocene–Late Pleistocene pyroclastic fall deposits: implications for large-scale hazard mapping*. Bull Volcanol (2007) 70:157–167 DOI 10.1007/s00445-007-0127-4. (2007).

Blasi, C.: *Carta Fisionomica della Vegetazione del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano*. Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio Direzione per la Protezione della Natura - Dipartimento di Biologia Vegetale Università di Roma "La Sapienza" (2005).

Bonacci, O.: *Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers*. J. Hydrol. Sciences, 38(1-2), 51-62 (1993).

Bonacci, O.: *Montly and annual effective infiltration coefficients in Dinaric karst: example of the Gradole karst spring catchment*. Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques, 46, 2 (2001).

Bonardi, G., D'Amore F.O., Ciampo, G., De Capoa, P., Miconnet, P., Perrone, V.: *Il complesso Liguride Auct: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem Soc. Geol. I. 41,17-35, (1988).

Bouma, J., de Laat, P. J. M., Awater, R. H. C. M., van Heesen, H. C., van Holst, A. E, van de Nes, T. J. : *Use of soil survey data in a model for simulating regional soil moisture regimes*. Soil Sci. Soc. Am. I., 44, 808-814 (1980a).

Bouma, J. : *Using soil survey data for quantitative land evaluation*. Advances in Soil Science 9,77-213 (1989).

Bravi, S., Civile, D., Martino, C., Barone Lumaga, M.R., Nardi, G.: *Osservazioni geologiche e paleontologiche su di un orizzonte a piante fossili nel Cenomaniano di Monte Chianello (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 123, 19-38, 15ff (2004).

Bredenkamp, D.B., Botha, L.J., van Tonder, G.J., van Rensburg, H.J.: *Manual on quantitative estimation of groundwater recharge and aquifer storativity*. Rep TT 73/95. Water Research Commission, Pretoria, 419 pp (1995).

Bregt, A. K., Beemster, J. G. R. : *Accuracy in predicting moisture deficits and changes in yield from soil maps*. Geoderma, 43,301-310 (1989).

Bresler, E., Bielorai, H., Laufer, A.: *Field test of solution flow models in a heterogeneous irrigated cropped soil*. Water Resour. Res., 15(3), 645-652 (1979).

Brisson ,N., King, D., Nicoullaud, B., Ruget E, Ripoche D., Darthout R. : *A crop model for land suitability evaluation: a case study of the maize crop in France*. Eur. 1. Agron., 1(3), 163-175 (1992b).

Bronswijk, J. J. B.: *Modeling of water balance, cracking and subsidence of clay soils*. 1. *Hydro!.*, 97, 199-212 (1988).

Brooks, R.H., Corey, A.T.: *Hydraulic properties of porous media*. Colorado State University, Hydrology Paper, N° 3, March (1964).

Cafaro, S., Gueguen, E., Parise, M., Schiattarella, M.: *Relazioni tra l'assetto morfostrutturale e carsismo ipogeo dei Monti Alburni (Campania). Risultati preliminari*. XXII CONGRESSO NAZIONALE DI SPELEOLOGIA "CONDIVIDERE I DATI". (2015).

Calcagno, P., Chiles, J.-P., Courrioux, G., Guillen, A.: *Geological modelling from field data and geological knowledge: Part I Modelling method coupling 3D potential-field interpolation and geological rules: Recent Advances in Computational Geodynamics: Theory, Numerics and Applications*. *Phys. Earth Planet. In.*, 171, 147–15 (2008).

Campbell, G.S., Shiozawa, S.: *Prediction of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data*. In 'Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils'. (Eds MTh van Genuchten et al.) pp. 317–328. (University of California: Riverside, CA)(1984).

Campbell, G. S., Diaz, R. : *Simplified soil-water balance models to predict crop transpiration*. In : Bidinger E R. and Johansen C. (Eds.), *Drought research priorities for the dryland tropics*, Parancheru, India, ICRISAT, pp 15-26 (1988).

Cantón, Y., Villagarcía, L., Moro, M. J., Serrano-Ortíz, P., Were, A., Alcalá, F. J., Kowalski, A. S., Solé-Benet, A., Lázaro, R., Domingo, F.: *Temporal dynamics of soil water balance components in a karst range in southeastern Spain: estimation of potential recharge*. *Hydrol. Sci. J.* 55, 737–753, (2010).

Cassel, D. K., Nielsen, D. R.: *Field capacity and available water capacity*. In *Methods of Soil Analysis, Part 1*. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy Monograph no. 9 pp. 901–926 (1986).

Castellano, M.C., Schiattarella, M.: *Tettonica contrazionale neogenica nel settore nord-occidentale del Monte Cervati (Cilento, Appennino Campano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 117, 745-759 (1998).

Cavazza L.: *Acqua disponibile e acqua facilmente utilizzabile*, in "Metodi di Analisi Fisica del Suolo", Ministero per le Politiche Agricole, Osservatorio Nazionale Pedologico e per la Qualità del Suolo (coord. M. Pagliai), FrancoAngeli, Parte VIII, 8, 139-141 (1997).

Centro Agrometeorologico Regionale (2021).

<http://www.agricoltura.regione.campania.it/meteo/agrometeo>.

Celico, P.: *Schema idrogeologico dell'Appenninico carbonatico centro-meridionale*. Mem. e Ist. Geol. Appl. Napoli, 14, 1-97, (1978).

Celico, P., De Gennaro, Ghiara M.R., Stanzione, D.: *Le sorgenti termo-minerali della Valle del Sele (Salerno): indagini strutturali e idrogeologiche e geochemiche*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 35, 389-409 (1979a).

Celico, P., De Gennaro, M., Ferreri, M., Ghiara M.R., Stanzione, D.: *Geochemica delle sorgenti della piana di Paestum (Campania, Italia)*. Periodico di Mineralogia, Roma, Anno 51, 249-274 (1982).

Celico, P.: *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni CASMEZ, 4/2, 1-225, (1983 a).

Celico, P.: *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centromeridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*, Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, 4/2, 1–203, (1983).

Celico, P.: *Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Idrotecnica, 1, 3-17. (1983b).

Celico P.: *Prospezioni idrogeologiche*. Vol. 1. Liguori Editore, Napoli (1986).

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

Celico, F., Naclerio, G., Bucci, A., Nerone, V., Capuano, P., Carcione, M., Allocca, V., Celico, P.: *Influence of pyroclastic soil on epikarst formation: A test study in southern Italy*. Terra Nova, 22, 110–115, doi:10.1111/j.1365-3121.2009.00923 (2010).

Cerdà, A., Schnabel, S., Ceballos, A., Gomez-Amelia, D.: *Soil hydrological response under simulated rainfall in the Dehesa land system (Extremadura, SW Spain) under drought conditions*. Earth Surf. Process. Landf., 23, 195–209, (1998).

Cestari, G.: *Geologia e idrogeologia della Piana di Paestum (Salerno)*. Geologia Tecnica n.5, 167-177. (1969).

Cestari, G.: Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 198, Eboli. Serv. Geol.d'Italia.(1971).

Ciarcia, S., Vitale, S., Di Staso, A., Iannace, A., Mazzoli, S., Torre, M. : *Stratigraphy and tectonics of an Internal units of the southern Appennines: implications for the geodynamic evolution of the Tyrrhenian mountain belt*. Terra nova 21, 88-96 (2009).

Congedo, L.: *Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. Release 6.0.1.1*. doi:10.13140/RG.2.2.29474.02242/1 (2016).

Corine Land Cover. <https://land.copernicus.eu/pan-european/corine-land-cover> (2018).

Cosby, B. J., Hornberger, G.M., Clapp, R.B., Ginn, T.R: *A statistical exploration of soil moisture characteristics to the physical properties of soils*. Water Resources Research 20, 682–690 (1984).

CUAS (Carta dell'Utilizzazione Agricola del Suolo. <https://sit2.regione.campania.it/content/carta-utilizzazione-agricola-dei-suoli> (2009).

Cusano, D., Allocca, V., Fusco, F., Tufano, R., De Vita, P.: *Multi-scale assessment of groundwater vulnerability to pollution: study cases from Campania region (southern Italy)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment (Special Issue) DOI:10.4408/IJEGE.2019-01.S-03 (2019).

Dane, J.H., Puckett, W.: *Field soil hydraulic properties based on physical and mineralogical information*. In 'Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. Eds MTh van Genuchten et al. pp. 389–403. University of California: Riverside, CA (1994).

Darcy, H.: *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Victor Dalmont, Paris. (1856).

DATAFLOW SYSTEM LTD. Odyssey® Xtrem Multi-Profile Soil Moisture Logger User Manual. www.Odysseydatarecording.com.

DATAFLOW SYSTEM LTD. Odyssey® Xtrem Rain Gauge Logger User Manual. www.Odysseydatarecording.com.

D'Argenio, B., Pescatore, E T., Scandone, P.: *Schema geologico dell' Appennino meridionale. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Accad. Naz. dei Lincei, Quad. 183, 49-72 (1973).

De la Varga, M., Schaaf, A., Wellman, F.: *GemPy 1.0: open- source stochastic geological modeling and inversion*. Geosci. Model Dev., 12, 1-32. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1-2019> (2019).

De Jong, R., Shaykewich, C. E. : *A soil water budget model with a nearly impermeable layer*. Can. J. Soil Sci., 61, 361-371 (1981).

De Riso, R., Santo, A.: *Rilevamento geologico tecnico in aree carsiche: esperienze nell'Appennino campano-lucano*. In: CANCELLI A. & CROSTA G. (a cura di) Principi e metodi di rilevamento geologico-Tecnico. Geo-Graph Segrate, 307-321(2001).

De Vita, P., Celico, P.: *Distribuzione delle coltri piroclastiche sui versanti carbonatici perivesuviani e suscettibilità a franare*. Giornale di Geologia Applicata 3 (2006) 145-151, doi: 10.1474/GGA.2006-03.0-19.0112. (2006).

De Vita, P., Agrello, D., Ambrosino, F.: *Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding SommaVesuvius: application of geophysical surveys for soil thickness mapping*, J. Appl. Geophys., 59/2, 126–139, (2006).

De Vita, P., Allocca, V., Manna, F., Fabbrocino, S.: *Coupled decadal variability of the North Atlantic Oscillation, regional rainfall and karst spring discharges in the Campania region (southern Italy)*, Hydrology and Earth System Sciences, 16, 1389–1399, (2012).

De Vita, P., Nappi, M.: *Regional Distribution of Ash-Fall Pyroclastic Soils for Landslide Susceptibility Assessment*. C. Margottini et al. (eds.), Landslide Science and Practice, Vol. 3. DOI 10.1007/978-3-642-3131-3_15. Springer-Verlag Berlin Heidelberg (2013).

De Vita, P., Allocca, V., Celico, F., Fabbrocino, S., Cesaria, M., Monacelli, G., Musilli, I., Piscopo, V., Scalise, A.R., Summa, G., Tranfaglia, G., Celico, P.: *Hydrogeology of continental southern Italy*. Journal of Maps, volume 14 – Issue 2. <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1454352> (2018).

Di Nocera, S., Nardella, A., Rodriguez, A.: *Geomorfologia della Grotta di Castelcivita (SA)*. Atti Incontri Internazionali di Speleologia, Salerno, 20-23 luglio 1972, 89-100 (1973).

Drogue, C.: *Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace, sur les roches calcaires*. Actes colloque d'hydrologie en pays calcaire, Besançon, 121-131 (1971).

Drogue, C.: *Hydrodynamic of karstic aquifers: Experimental sites in the Mediterranean karst, Southern France*. Inter. Contr. to Hydrogeol. I.A.H., 13, 133-149 (1992).

Eaton, T.T.: *Estimating groundwater recharge using a modified soil-water budget method*. In: Proc AWRWisconsin Nineteenth Annual Conf, Abstracts, AWRA, Middleburg, VA, USA, p 18 (1995).

Eriksson, E., Khunakasem, V.: *Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain*. Journal of Hydrology 7, 178–179 (1969).

Esposito, L. , Di Clemente, E. : *Proposta di una nuova procedura per la determinazione del limite di plasticità col cono penetrometrico*. Convegno internazionale di Geologia, Firenze 2004 (2003).

Finch, J.W.: *Estimating change in direct groundwater recharge using a spatially distributed soil water balance model*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 34, 71-83, <https://doi.org/10.1144/qjegh.34.1.71> (2001).

Fiorillo, F.: *The Role of the Evapotranspiration in the Aquifer Recharge Processes of Mediterranean Areas*, in: “Evapotranspiration, From Measurements to Agricultural and Environmental Applications”, edited by: Gerosa, G., InTech Publisher, Rijeka, Croatia, 373–388, (2011b).

Ford, D., Williams, P.: *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley J. & Sons, Ltd, 1-576, ISBN 978-0-470-84996-5, (2007).

Forrest, J.A., Beatty, J. , Hignett, C.T. , Pickering, J.H., Williams, R.G.P. : *A survey of the physical properties of wheatland soils in eastern Australia*. CSIRO Australia Division of Soils, Divisional Report No. 78 (1985).

Fusco, F., Allocca, V., De Vita, P.: *Hydro-geomorphological modelling of ash-fall pyroclastic soils for debris flow initiation and groundwater recharge in Campania (southern Italy)*. Catena, 158, 235–249, DOI:10.1016/j.catena.2017.07.010 (2017).

Galleani, L., Vigna B., Banzato, C., Lo Russo, S.: *Validation of a Vulnerability Estimator for Spring Protection Areas: the VESPA index*. Journal of Hydrology, 396, 233-245 (2011).

Geiger, R., Landolt-Börnstein: *Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik*, alte Serie Vol. 3, in: Klassifikation der Klimate nach W. Köppen, Springer, Berlin, 603–607, (1954).

Goldscheider, N.: *Alpine Hydrogeologie*. Grundwasser 16(1):1. <https://doi.org/10.1007/s00767-010-0157-2> (2011).

Goldscheider, N.: *A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains*, *Aqua Mundi – Am*, 06046, 117–124, (2012).

Guardiola-Albert, C., Martos-Rosillo, S., Pardo-Igúzquiza, E., Durán Valsero, J. J., Pedrera, A., Jiménez-Gavilán, P., Liñán Baena, C.: *Comparison of Recharge Estimation*

Methods During a Wet Period in a Karst Aquifer. Groundwater. doi: 10.1111/gwat.12310, (2014).

Guida, D., Guida, M., Luise, D., Salzano, G., Vallario, A.: *Idrogeologia del Cilento (Campania)*. Geologica Romana, vol. XIX, 349-369 (1980).

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

Gunn, J.: *Point recharge of limestone aquifers - a model from New Zealand karst*. Journal of Hydrology, 61, 19-29 (1983).

Hanks, R. J.: *Model for predicting plant yield as influenced by water use*. Agron. J., 66, 660-665 (1974).

Hansen, S.: *Estimation of potential and actual evapotranspiration*. Nordic Hydrology, 15, 205-212 (1984).

Hartmann, A., Gleeson, T., Rosolem, R., Pianosi, F., Wada, Y., Wagener, T.: *A simulation model to assess groundwater recharge over Europe's karst regions*. Geosci. Model Dev. Discuss., 7, 7887–7935 (2014).

Healy, R.W.: *Estimating Groundwater Recharge*. DOI: 10.1017/CBO9780511780745 (2010).

Henderson-Sellers, A., Robinson, P. J.: *Contemporary Climatology*. John Wiley & Sons, New York, (1986).

Houze, R. A.: *Orographic effects on precipitating clouds*. Rev. Geophys., 50, 1–47, (2012).

ISPRA. *Carta Geologica d'Italia, 1:50.000 "Carte n° 503 NE Felitto; n° 503 NO Ogliastro Cilento (2006)*.

ISPRA. *Carta Geologica d'Italia, 1:100.000 "Carte n° 198 (Eboli). (1976)*.

Jabro, J.D.: *Estimation of saturated hydraulic conductivity of soils from particle size distribution and bulk density data*. Transactions of ASAE 35 (2), 557–560 (1992).

Jarvis, N. J., Leeds-Harrison, P. B. : *Field test of a water balance model in cracking clay soils*. 1. Hydrol., 112, 203-218 (1990).

Jenson, S.K., Dominique, J.O. : *Extracting topographic structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing (1998).

- Julia, M. F., Monreal, T.E, Sanchez del Corral Jimenez, A., Garc Melendez, E. : *Constructing a saturated hydraulic conductivity map of Spain using Pedotransfer functions and spatial prediction*. *Geoderma* 123, 257–277 (2004).
- Kim, J. H., Jackson, R. B.: *A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate, and soils*. *Vadose Zone J.*, 11, <https://doi.org/10.2136/vzj2011.0021RA>, (2012).
- Kiraly, L. : *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaines des caractères physiques des roches karstiques*. Burger A. and Dubertret L. (Eds), *Hydrogeology of karstic terrains*, Int. Union of Geol. Sciences, B, 3, 53-67 (1975).
- Klimchouk, A.B, Ford, A.N. Palmer, Dreybrodt, W.: *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. *Journal of Hydrology* 240(1):527, (2000).
- Ledieu, J., De Ridder, P., De Clerck, P., Dautrebande, S. : *A method of measuring soil moisture by time-domain reflectometry*. *Journal of Hydrology*, 88(3–4): 319–328, doi: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90097-1](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90097-1) (1986).
- Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L.: *Foliation fields and 3D cartography in geology: Principles of a method based on potential interpolation*. *Math. Geol.*, 29, 571–584, (1997).
- Leenhardt, D., Voltz, M., Rambal, S. : *A survey of several agroclimatic soil water balance models with reference to their spatial application*. *Eur. J. Agron.*, 4(1), 1-14 (1995).
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I.: *Groundwater recharge. A guide to understanding and estimating natural recharge*. IAH Int Contrib Hydrogeol 8. Heinz Heise, Hannover, 345 pp (1990).
- Lirer L., Pescatore T., Booth B., Walker J.P.L.: *Two plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius*. *Geological Society American Bulletin*, 84, 759-772 (1973).
- Mangin, A. : *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Thèse Univ. Dijon. *Annales de spéléologie*, 29/3: 283-332, 29/4: 495-601, 30/1: 21-124 (1974).
- Manna, F., Allocca, V., De Vita, P., Fusco, F., Napolitano, E.: *Groundwater recharge assessment in karst aquifers of southern Apennines (Italy)*. *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 24, 202-204 (2013a).
- Marks, D. M., Dozier, J., Frew, J. : *Automated Basin Delineation From Digital Elevation*. *Geo. Processing*. (1984).

Mazzoli, S., Helman, M.: *Neogene patterns of relative plate motion for Africa – Europe: some implication for recent central Mediterranean tectonics*. *Geologische Rundschau* 83, 464-468. (1994)

Mazzoli, S., D'Errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P., Zattin, M.: *Tectonic burial and “young” (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold and thrust belt [Italy]*. *Geology*, 36, 243–246 (2008).

Mecchia M., Mecchia., G., Piro., M.: *Le grotte dei massicci del Monte Cervati e Monte Vesole*. *Annali del Club Alpino Italiano, sezione di Napoli* (1991).

Monestiez, P. , Delecolle R.: *Suivi et estimation du bilan hydrique. Application II la zone de Vichy*. Etude des problemes methodologiques et qualite des estimateurs. In: INRA (Ed), *Agrometeorologie des regions de moyenne montagne, Les Colloques de l'INRA*, Toulouse, 16-17 Avril 1986. INRA, Paris, 39, 263-272 (1987).

Mostardini, F., Merlini, S. : *Appennino Centro Meridionale. Sezioni Geologiche e proposta di modello strutturale*. *Mem Soc. Geol. It.* 35, 177-202, 10 ff. (1986).

Naclerio, G., Petrella, E., Nerone, V., Allocca, V., De Vita, P., Celico, F.: *Influence of topsoil of pyroclastic origin on microbial contamination of groundwater in fractured carbonate aquifers*, *Hydrogeol. J.*, 16, 1057–1064, (2008).

O'Callaghan, J. F. , Mark, D. M. : *The Extraction of Drainage Networks From Digital Elevation Data* .28 : Vol. *Computer Vision, Graphics and Image Processing* (1984).

Patacca, E., Sartori, R., Scandone, P. : *Tyrrheniana basin and Appenninic arcs : kinematic relations since late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45,425-451 (1990).

Petrella, E., Capuano, P., Celico, F.: *Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy)*. *Terra Nova*, 19, 82–88, (2007).

Petrella, E., Capuano, P., Carcione, M., Celico, F.: *A high-altitude temporary spring in a compartmentalized carbonate aquifer: the role of low-permeability faults and karst conduits*. *Hydrol. Process.*, 23: 3354–3364. DOI: 10.1002/hyp.7454 (2009).

Placidid, P., Gasperini, L., Grassi, A., Cecconi, M., Scorzoni, A.: *Charcterization of low-cost capacitive soil moisture sensors for IoT networks*. *Sensors*,20,3585,2020.

Puckett, W.E, Dane,J.H, Hajek, B.F.: *Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties*. *Soil Science Society of America Journal* 49, 831–836 (1984).

Ratcliff, L.F., Ritchie, J.T., Cassel D.K.: *Field-measured limits of soil water availability as related to laboratory-measured properties*. *Soil Sci. Soc. Am.* I 47, 770-775 (1983).

Raviolo, P.L.: *Il Laboratorio Geotecnico*. Editrice Controls Milano (1993).

Richards, L., Gardner, W., Ogata, G. : *Physical processes determining water loss from soil*. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20 (1956).

Ritchie, J.T., Gerakis, A., Suleiman, A.: *Simple model to estimate field-measured soil water limits*. Trans. ASAE, 42, 1609-1614 (1999).

Rodriguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Porporato, A., Ridolfi, L.: *On the spatial and temporal links between vegetation, climate, and soil moisture*. Water Resour. Res., 35 (12), pp. 3709-3722 (1999)

Roe, G. H.: *Orographic precipitation*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33, 645–671 (2005).

Rogger, M., Viglione, A., Derx, J., Blöschl, G.: *Quantifying effects of catchment storage thresholds on step changes in the flood frequency curve: step changes in the flood frequency curve*. Water Resour Res 49:6946–6958. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20553> (2013).

Rolandi, G., Maraffi, S., Petrosino, P., Lirer, L.: *The Ottaviano eruption of Somma Vesuvio (8000 y B.P.): a magmatic alternating fall and flow forming eruption*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 43- 65 (1993a).

Rolandi, G., Mastrolorenzo, G., Barrella, A.M., Borrelli, A.: *The Avellino plinian eruption of Somma-Vesuvius (3760 y.B.P.): the progressive evolution from magmatic to hydromagmatic style*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 67-88 (1993b).

Rolandi, G., Petrosino, P., Mc Geehin, J.: *The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 82, 19-52 (1998).

Rolandi, G., Bartolini, F., Cozzolino, G., Esposito, N., Sannino, D.: *Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano*. Quaderni di Geologia Applicata, 7-1, 213-235 (2000).

Rosi, M., Principe, C., Vecchi, R.: *The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 58, 151- 182 (1993).

Rogger, M., Viglione, A., Derx, J., Blöschl, G.: *Quantifying effects of catchment storage thresholds on step changes in the flood frequency curve: step changes in the flood frequency curve*. Water Resour Res 49:6946–6958. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20553> (2013).

Ruggieri, G., Allocca, V., Borfecchia, F., Cusano, D., Marsiglia M., De Vita, P.: *Testing evapotranspiration estimates based on MODIS satellite data in the assessment of the groundwater recharge of karst aquifers in southern Italy*. *Water*, 13, 18. <https://doi.org/10.3390/w13020118> (2021).

Ruiz-Sinoga, J. D., Martínez-Murillo, J. F., Gabarrón-Galeote, M. A., García-Marín, R.: *The effects of soil moisture variability on the vegetation pattern in Mediterranean abandoned fields (Southern Spain)*, *Catena*, 85, 1–11, (2011).

Rushton, K.R., Ward, C.: *The estimation of groundwater recharge*. *J Hydro* 41:345–361 (1979).

Russo, N., Del Prete, S., Giulivo, I., Santo, A.: *Grotte e speleologia della Campania. Atlante delle cavità naturali*. Federazione Speleologica Campana, Elio Sellino Ed., 623 pp., 9 tavv. F.t., 1 DVD Rom (2005).

Santangelo, N., Santo A.: *Endokarstic evolution of carbonatic massif in Campania (southern Italy): geological and geomorphological implications*. In print on Atti of I.C.E.C.K.A, Padova, (1991).

Santangelo, N., Santo, A. : *Endokarst processes in the Alburni massif (Campania, Southern Italy): evolution of ponors and hydrogeological implications*. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 41, 2, pp. 229-247 (1997).

Santangelo, N., Santo, A.: *Il carsismo e la formazione delle grotte*. In: RUSSO N., DEL PRETE S., GIULIVO I. & SANTO A. (a cura di), *Grotte e speleologia della Campania*. Elio Sellino Editore, 39-48 (2005).

Santini, A.: *Presupposti teorici delle misure idrologiche ed idrauliche nel terreno agrario e forestale*. Atti dell'incontro di studio su "Misure idrologiche ed idrauliche nel terreno agrario e forestale", 1a Sez. A.L.G.R, Milano, 3-4 ottobre, Al, 11-42 (1975).

Santini, A.: *Rialimentazione naturale degli acquiferi*, in "Relazione tra acque superficiali e falde idriche sotterranee e loro modellizzazione". CNR Progetto Finalizzato "Conservazione del suolo", pubblicazione n. 72, Centro Grafico Linate, San Donato Milanese, 51-89 (1981).

Santini, A.: *Modelling water dynamics in the soil-plant-atmosphere system for irrigation problems*. *Excerpta* n.6, 1991/92 (1992).

Santo, A. : *Alcune osservazioni sul carsismo ipogeo dei M.Alburni*. *L'Appennino Meridionale Annuario del C.A.I. Napoli*, n.1, (1988).

Santo, A.: *Idrogeologia dell'area carsica di Castelcivita (M. Alburni -SA-)*. Geol. Appl. e Idrog. 28, pp. 663-673 (1993).

Santo, A.: *Le ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione altomiocenica dell'Appennino campano*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 519-528 (1996).

Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S., Papendick, R.I. : *Estimating generalized soil water characteristics from texture*. Soil Sci. Soc. Am. J. 50, 1031–1036 (1986).

Selli, R.: *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale*. Giorn. Geol.,ser.2,26, Bologna (1957).

Selli, R.: *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Della Soc. Geol. It, 3, Bologna (1962).

Scanlon, B.R., Healy, R.W , Cook, V. : *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal 10 (1): 18–39. <http://dx.doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2> (2002).

Scanlon, B. R., Reedy, R. C., Stonestrom, D. A., Prudic, D. E., Dennehy, K. F.: *Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US*. Global Change Biol., 11, 1577–1593 (2005).

Schiattarella, M., Di Leo, P., Beneduce, P., Giano, S.I.: *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, 101-102,239-302 (2003).

Schiattarella, M., Giano, S.I., Gioia, D., Martino, C., Nico, G.: *Age and statistical properties of the summit paleosurface of southern Italy*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 36(2), 289-302 (2013).

Schroeder, P. R., Lloyd , C. M., Zappi , P. A., Aziz , N. M.: *The Hydrologic Evaluation of Landfill Performance (HELP) Model, user's guide for version 3, EPA/600/168a*. U.S. Environ. Prot. Agency Risk Reduction Eng. Lab., Cincinnati, Ohio (1994).

Sgrosso, I.: *Note biostratigrafiche sul Mt. Vesole (Cilento)*. Boll. Soc. Natur. Napoli,77, 159-180 (1968).

Sharma, M. L., Luxmoore, R. J.: *Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance*. Water Resour. Res., 15(6), 1567-1573 (1979).

- Sharma, M.L.: *Groundwater recharge*. AA Balkema, Rotterdam, 323 pp (1989).
- Sherwood, P. T., Riley, M. D. A : *An investigation of a cone-penetrometer method for the determination of the liquid limit*. Géotechnique; 20(2), pp. 203–208 (1970).
- Simmers, I.: *Estimation of natural groundwater recharge*. NATO ASI Ser C 222. Reidel, Dordrecht, 510 pp (1988).
- Simmers, I.: *Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas*. IAH Int Contrib Hydrogeol 19, AA Balkema, Rotterdam, 277 pp. (1997).
- Soil Survey Staff : *Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys (2nd ed)*. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture Soil Conservation Service) (1998).
- Somaratne, N.: *Characteristics of Point Recharge in Karst Aquifers*. *Water*, 6, 2782–2807" *Water* 6, no. 12: 3727-3738. <https://doi.org/10.3390/w6123727> (2014).
- Stein, A., Hoogerwerf, M., Bouma J.: *Use of soil map delineations to improve (co-) kriging of point data on moisture deficits*. *Geoderma*, 43, 163-177 (1988).
- Stevanovic´, Z.: *Characterization of Karst Aquifer*. In: *Stevanovic´ Z. (ed) Karst Aquifers – Characterization and Engineering*, Series: Professional Practice in Earth Science. Springer International Publishing Switzerland, 47–126 (2015).
- Swanson, S.K.: *A comparison of two methods used to estimate groundwater recharge in Dane County, Wisconsin*. MSc Thesis, University of Wisconsin, Madison, USA (1996).
- Taylor, R. G. *et alii*: *Groundwater and climate change*. *Nature Climate Change* 3.4: 322-329 (2013).
- Terribile, F., Basile, A., De Mascellis, R., Di Gennaro, A., Vingiani, S.: *I suoli delle aree di crisi di Quindici e Sarno: proprietà e comportamenti in relazione ai fenomeni franosi del 1998*. *Quaderni di Geologia Applicata* 7 (1), pp. 60– 79 (2000).
- Thornthwaite, C.W.: *An approach toward a rational classification of climate*. *Geographical Review*, v. 38, no. 1, p. 55–94 (1948).
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R.: *The Water Balance*. *Publ. Climatol.*, 8 (1): 1-104, Drexel Institute of Climatology, Centerton, New Jersey, (1955).
- Thornthwaite, C.W., Mather, J.R.: *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance*. Centerton, New Jersey, Laboratory of Climatology, *Publications in Climatology* 10 (3): 185–311 (1957).

Tögl, A. C.: *Global groundwater recharge: Evaluation of modeled results on the basis of independent estimates*, Institut für Physische Geographie Fachbereich Geowissenschaften/ Geographie, Goethe-Universität, Frankfurt am Main (2010).

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P. : *Electromagnetic Determination of Soil Water Content and Electrical Conductivity Measurement Using Time Domain Reflectometry*. Water Resources Research; 16: p. 574-582 (1980).

Torrente, M.M., Civile, D., Martino, C., Mili, A.: *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Monte Vesole – Monte Chianello (Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119,733-747 (2000).

Trcek, B., Krothe, N.C.: *The role of the epikarst zone in karst aquifer recharge processes*. Geologija, 45(2), 579–584 (2002).

Trcek, B.: *How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour?*. Environ Geol (2007), 51, 761-765 (2006).

Tufano, R., Allocca, V., Coda, S., Cusano, D., Fusco F., Nicodemo, F., Pizzolante, A., De Vita, P. : *Groundwater vulnerability of principal aquifers of Campania region (southern Italy)*. Journal of Maps, 2020.16(2):565-576. DOI:10.1080/17445647.2020.1787887 (2021).

Turc, L. : *Le bilan d'eau des sols: Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'évaporation*. Ann. Agron., 5, 491–595 (1954).

USDA - Keys to Soil Taxonomy. USDA-Nat, Res. Cons. Service, 8th ed., 328 (1998).

van Genuchten, M. T. : *A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils*. Soil Science Society of America Journal, 44, pp. 892-898 (1980).

van Genuchten, M. T., Leij, F.J., Jates, S.R.: *The Retc code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. U.S. Department of Agriculture, Agricultural Research Service, Report IAG-DW12933934, Riverside, CA (1991).

Van Schaik, N. L. M. B., Schnabel, S., Jetten, V. G.: *The influence of preferential flow on hillslope hydrology in a semi-arid watershed (in the Spanish Dehesas)*. Hydrol. Process., 22, 3844–3855, (2008).

Veihmeyer, F.J., Hendrickson, A.H.: *Soil moisture conditions in relation to plant growth*. Plant Physiol., 2,71-78 (1927).

Verheye, W. H. : *Le regime hydrique des sols d'Europe base sur des donnees pedologiques et climatologiques*. Sci. Sol, 27(2), 117-130 (1989).

Vigna, B., Calandri, G.: *Gli acquiferi carsici*. Quaderni Didattici della Società Speleologica Italiana n.12 (2001).

Vigna, B.: *Monitoring and evaluation of the vulnerability of karst aquifers*. Conference proceedings "Le risorse idriche sotterranee delle Alpi Apuane: conoscenze attuali e prospettive di utilizzo". Forno di Massa, Italy - 22 giugno 2002, 23-35 (2002).

Vigna, B.: *Classification and operation of aquifer systems in carbonate rocks*. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia XIX, 21–26. ISBN: 978-88-89897-03-4 (2007).

Wagenet, R.J., Hutson, J.L.: *Simulation nitrogen dynamics in soils using deterministic model*. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.1991.tb00853.x> (1991).

Wang, X., Benson, C. H. : *Leak-Free Pressure Plate Extractor For Measuring the Soil Water Characteristic Curve*. Geotechnical Testing Journal, Vol. 27,. 2, pp. 1-9 (2004).

Westenbroek, S.M., Kelson, V.A., Dripps, W.R. , Hunt, R.J., Bradbury, K.R.: *SWB—A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge*: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 6, chap. A31, 60 p. <http://pubs.usgs.gov/tm/tm6-a31/> (2010).

White, W. B. : *Conceptual models for limestone aquifers*. Groundwater, 7 (3), 15-21. (1969).

Wroth, C.P., Wood, D.M. : *The Correlation of Index Properties with Some Basic Engineering Properties of Soils*. Canadian Geotechnical Journal, 15 (2), pp. 137-145 (1978).

