

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



Dottorato di ricerca in

SCIENZA DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E DELLE RISORSE

XXXVI CICLO

**Impatto delle variazioni climatiche sui processi di ricarica
degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale
mediante l'uso di modelli climatici regionali e dati satellitari**

Dott. Daniele Lepore

Tutor:

Prof. Pantaleone **De Vita**

Co-tutor:

Prof. Vincenzo **Allocca**

Dott. Edoardo **Bucchignani**

Coordinatore del corso di dottorato:

Prof. Rosa **Di Maio**

.....e se uno va

tra il dire e il fare non c'è più di mezzo il mare si sa

ma il vento forte e i pescicane e il mal di mare.....

(Cappello a cilindro, Il Vento Forte)

Elenco delle figure

Figura 2-1: struttura concettuale dei GCM (NOAA.org) (a), schematizzazione delle celle verticali e orizzontali dei GCM (Mann & Kump, 2015)	10
Figura 2-2: struttura concettuale di un RCM e del processo di downscaling di un GCM (www.cccsn.ec.gc.ca)	11
Figura 2-3: schema degli scenari SRES (www.ipcc.ch)	13
Figura 2-4: schema degli scenari RCP (www.ipcc.ch; IPCC, 2013)	14
Figura 2-5: schema degli scenari SSP (O'Neill et al., 2014)	15
Figura 2-6: Confini (e topografia) dei quattordici domini CORDEX ufficiali (a), dominio dell'EURO-CORDEX (b)	16
Figura 2-7: Procedura schematica di correzione di una serie tramite quantile mapping (Feigenwinter et al., 2018)	20
Figura 2-8: Esempio del SWI 1Km dell'Europa, Agosto 2018 (land.copernicus.eu).	26
Figura 2-9: Rappresentazione schematica delle differenze tra i dati satellitari usati per la determinazione del SWI (Bauer-Marschallinger et al., 2018)	27
Figura 2-10: Schema del modello a due strati utilizzato per il calcolo del SWI dove: L rappresenta la profondità del serbatoio, C è la costante di pseudo-diffusività (area) e WS e WR indicano rispettivamente i livelli superficiale e del serbatoio.	28
Figura 2-11: Rappresentazione dell'ETR MODIS alla scala globale (Steven W. Running, Qiaozhen Mu, Maosheng Zhao, 2021)	29
Figura 2-12: Flowchart dell'ET MOD16 per la determinazione dell'Evapotraspirazione (Mu et al., 2013) ..	32
Figura 2-13: Validazione dati MODIS: misurazioni di ET (punti neri, OBS), stime di ET basate sui dati meteorologici misurati dalla torre di flusso (linee rosse) e sui dati meteorologici GMAO (linee blu) dal 2000 al 2006 per i siti di Donaldson (a) e LBA Tapajos KM6 Mature Forest (b) (Mu et al., 2013).	32
Figura 3-1: Modello di un acquifero carsico non confinato (Stevanović, 2015)	34
Figura 3-2: Modello schematico di "epicarso" (Mangin, 1974)	34
Figura 3-3: Modelli schematici delle tre tipologie di acquiferi carbonatici secondo White (1969).	35
Figura 3-4: Modello concettuale di un sistema carsico che comprende i processi carsici (Hartmann et al., 2014).	36
Figura 3-5: 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)	37
Figura 3-6: Modello concettuale di un acquifero carsico secondo (Trcek, 2006; Trcek e Krothe, 2002).	37
Figura 3-7: Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (De Vita et al., 2018).	38
Figura 3-8: Modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986, modificato).	39
Figura 3-9: 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 al., 2009).	40
Figura 3-10: 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 al., 2006).	40

Figura 4-1: Schema tettonico dell'Italia meridionale (da Ciarcia et al., 2011 modificato) e sezione geologica (Mazzoli et al., 2008 modificato) (Mazzoli et al., 2008).....	42
Figura 4-2: I massicci carbonatici dell'area di studio (De Vita et al. 2018 modificato).....	43
Figura 4-3: Aree endoreiche e plateau sommitali per i massicci carbonatici dell'area di studio. 1) limiti idrogeologici e codice identificativo dell'acquifero; 2) limiti dello spartiacque endoreico (da Allocca et al., 2014 modificato).	44
Figura 4-4: Distribuzione delle precipitazioni medie mensili e della temperatura dell'aria.....	45
Figura 4-5: Schema Idrogeologico dell'Unità M.Cervati – M. Vesole estratto e modificato da De Vita et al. 2018.....	47
Figura 4-6: rappresentazione della tipologia di copertura del suolo, distribuzione probabilistica degli spessori e della stratigrafia per: a) aree denudate con prevalente affioramento di sub strato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo discontinuo; d) aree ad intera copertura boschiva (Cusano et al. 2024).....	50
Figura 4-7: Distribuzione dei depositi vulcanoclastici in Campania derivanti dall'attività esplosiva del Somma Vesuvio e dei Campi Flegrei (Bisson et al., 2007 modificato).	51
Figura 5-1: Mappa dell'acquifero dei Monti Soprano-Vesole-Chianello; vengono rappresentati i tipi di suolo principali e la distribuzione della rete di monitoraggio.....	60
Figura 6-1: a) Mappa dell'area di studio che mostra la distribuzione delle stazioni meteo per la temperatura dell'aria e dei pluviometri (OBS) che sono stati attivi, anche se in modo discontinuo, nel periodo di validazione (1950-1996); b) griglia dei RCM (Modelli Climatici Regionali) EUR-11. In entrambe le mappe vengono mostrati anche gli acquiferi carbonatici (colore verde).	64
Figura 6-2: (a) Pluviometri e (b) stazioni di temperatura dell'aria funzionanti nel periodo di convalida (1950-1996) anche in modo discontinuo nello spazio e nel tempo. Sono inoltre rappresentate le celle della griglia dei RCM che comprendono almeno una stazione di monitoraggio.....	65
Figura 6-3: Variazione spazio-temporale dei dati di precipitazione nell'area di studio: a) variazione temporale del numero delle stazioni di precipitazione (OBS) avvenute nel periodo di validazione (1950-1996) nelle celle della griglia dei RCMs; b) numero totale di stazioni di precipitazione (OBS) per ciascun anno.....	66
Figura 6-4: Variazione spazio-temporale dei dati di temperatura dell'aria: a) variazione temporale del numero delle stazioni di temperatura dell'aria (OBS) avvenute nel periodo di validazione (1950-1996) nelle celle della griglia dei RCMs; b) numero totale di stazioni di temperatura dell'aria (OBS) per ciascun anno.	67
Figura 6-5: Box plot rappresentanti la distribuzione della frequenza dei valori annuali di precipitazione dei 15 RCM considerati per l'E15.....	69
Figura 6-6: Box plot rappresentanti rappresenta la distribuzione della frequenza della temperatura media annuale dei 15 RCM considerati per l'E15.	70
Figura 6-7: a) Distribuzioni di frequenza dei dati OBSP ed E15P (sinistra) e dati OBST ed E15T (destra); b) distribuzioni di frequenza dei dati OBSP ed E15P (sinistra) e dati OBST ed E15T (destra) dopo la correzione dell'errore; c) Box plot dei dati OBSP, E15P e E15P corretti (sinistra) e dati OBST, E15T e E15T corretti (destra).....	71
Figura 6-8: mappa delle celle della griglia dei RCM che comprendono il dominio degli acquiferi carbonatici. Queste celle della griglia sono state considerate per il calcolo di E15P ed E15T sugli acquiferi carbonatici del sud Italia sia per il periodo dell'"esperimento storico" (1950-2005) che per il periodo degli scenari (2006-2110). Il centroide di ciascuna cella è mostrato come un piccolo punto nero.	72
Figura 6-9: Serie temporali del "periodo sperimentale storico" (1950-2005) e scenari (2006-2110) dei percorsi RCP8.5 e RCP4.5: a) precipitazioni medie annuali; b) temperatura media annuale dell'aria. Legenda dei simboli: per a) e b) l'intervallo di confidenza è calcolato come $\pm \sigma$	73

Figura 6-10: a) Serie temporale dell'evapotraspirazione media annuale (ETR) nel "periodo sperimentale storico" (1950-2005) e scenari (2006-2110) dei percorsi RCP8.5 e RCP4.5; b) Serie temporale della precipitazione efficace media annuale (Pe)	74
Figura 6-11: a) Frequenza cumulativa delle serie temporali di Pe nel "periodo sperimentale storico" (1950-2005) e scenari (2006-2110) dei percorsi RCP8.5 e RCP4.5; b) Serie temporale dell'indice di precipitazione efficace media annuale (MAEPI) nel "periodo sperimentale storico" (1950-2005) e scenari (2006-2110) dei percorsi RCP8.5 e RCP4.5. Legenda dei simboli: linee continue spesse rappresentano la media mobile su 11 anni; linea tratteggiata e numero (mm) rappresentano il valore assoluto medio della precipitazione efficace (Pe) nel periodo storico.	74
Figura 6-12: Mappe relative ai dati idrogeologici per il periodo 1950-2005; (a) mappa dei valori medi dell'E15 di precipitazione (P); (b) mappa dei valori medi dell'E15 di evapotraspirazione (ETR); (c) mappa dei valori medi dell'E15 di P-ETR; (d) mappa dei valori medi di portata disponibili per gli acquiferi (Boni et al., 1983, Allocca et al.2014). Chiave di lettura figura (d): sono rappresentati con il perimetro colorato gli acquiferi campione e gli ID degli acquiferi.	76
Figura 6-13: Mappa dell'AGRCRCM per i sistemi acquiferi carbonatici dell'area di studio. I numeri corrispondono all'ID degli acquiferi.	78
Figura 6-14: Correlazione tra la media annuale del deflusso di falda valutata dalle misurazioni non sistematiche delle sorgenti e la media annuale stimata di ricarica delle acque sotterranee dei RCM. I numeri corrispondono all'ID degli acquiferi. Vengono mostrati anche gli intervalli di confidenza al 95%.	79
Figura 6-15: Scenari di ricarica degli acquiferi carbonatici. (a) Mappe della ricarica del periodo storico (1950-2005) e delle variazioni di ricarica rispetto al periodo storico per il breve termine (2011-240), medio termine (2041-2070) e lungo termine (2071-2100) per gli scenari RCP 4.5 e RCP 8.5. (b) Serie temporale dell'indice di ricarica media annuale (MAGRI) nel "periodo storico" (1950-2005) e scenari (2006-2110) degli scenari RCP8.5 e RCP4.5. Legenda dei simboli: linee continue spesse rappresentano la media mobile su 11 anni; linea tratteggiata e numero (mm) rappresentano il valore assoluto medio della ricarica (R) nel periodo storico....	82
Figura 6-16: Mappa del SWI dell'Acquifero carsico dei Monti Soprano-Vesole-Chianello. Rappresentazione dei dati relativi al 21/01/2021.	83
Figura 6-17: Valore medio giornaliero del contenuto volumetrico d'acqua del suolo relativo alla profondità di 5 cm delle sonde della rete di monitoraggio in relazione agli eventi di precipitazione. La linea spessa verde rappresenta il valore medio rappresentativo.	84
Figura 6-18: Confronto tra dati medi reali giornalieri del contenuto volumetrico d'acqua (linea verde) e dati medi di SWIw (linea blu) in relazione agli eventi di precipitazione. Le linee tratteggiate rappresentano una funzione polinomiale del quinto ordine,.....	85
Figura 6-19: a) Box plot rappresentanti la distribuzione della frequenza dei dati medi reali giornalieri del contenuto volumetrico d'acqua (Box plot verde) e dati medi di SWIw (Box plot azzurro); b) Correlazione tra dati medi reali giornalieri del contenuto volumetrico d'acqua e dati medi di SWIw. La linea tratteggiata rossa rappresenta la regressione esponenziale tra le variabili.....	85
Figura 6-20: Mappa dell'Evapotraspirazione MODIS dell'Acquifero carsico dei Monti Soprano-Vesole-Chianello. Rappresentazione dei dati relativi al 21/01/2021.	86
Figura 6-21: Serie temporale della frequenza di osservazioni (numero di pixel) dei dati MODIS ricadenti nell'acquifero carsico dei Monti Soprano-Vesole-Chianello.....	87
Figura 6-22: Serie temporale dell'evapotraspirazione MODIS. I punti grigi rappresentano i valori di ogni singola osservazione (pixel) e la linea continua rossa rappresenta il valore medio.	87

Elenco delle tabelle

Tabella 1: stato dell'arte dell'applicazione dei modelli GCM/RCM in ambito idrogeologico in presenza di litologie carbonatiche nell'area del Mediterraneo.	23
Tabella 2: Principali caratteristiche degli input (ASCAT-Sentinel-1) e output (SWI1Km).....	26
Tabella 3: Modelli EURO-CORDEX selezionati e adottati nell'area di studio da considerare per l'ensemble di riferimento (E15). EUR-11 indica modelli con risoluzione di 0,11° (circa 12,5 km).....	53
Tabella 4: valori di riempimento dei dati MODIS16A2	62
Tabella 5: codice dei valori relativi al fattore di qualità legato alla presenza delle nuvole	63
Tabella 6: Errore degli RCM rispetto ai dati osservati (OBS) per la precipitazione totale annua (OBSP) e la temperatura media dell'aria (OBST), nel periodo di validazione (1950-1996).	68
Tabella 7: Precipitazione media annuale dell'area di studio, per il periodo di convalida 1950-1996 prima e dopo la correzione del bias. Valori osservati (OBSP, mm), media dell'insieme dei RCM (E15P, mm), Bias E15P (Bias E15P), E15P corretto (E15P corr., mm), Bias E15P corretto (Bias E15P corr.).....	71
Tabella 8: Media annuale della temperatura dell'aria dell'area di studio, per il periodo di convalida 1950-1996 prima e dopo la correzione del bias. Valori osservati (OBST, °C), media dell'insieme dei RCM (E15T, °C), Bias E15T (Bias E15T), E15T corretto (E15T cor °C), Bias E15T corretto (Bias E15T corr.).....	72
Tabella 9: Stima dell'AGRCRCM per gli acquiferi carbonatici campione. I valori sono relativi al valore medio di P - ETR dell'E15 riferito al periodo storico (1950-2005). I valori geo-morfologici derivano da Allocca et al., 2014.	75
Tabella 10: Valori di area calcarea (L %), zone con plateau sommitali e aree endoreiche (E %), RCMAGRC e della ricarica derivante dagli RCM media annuale delle acque sotterranee dei 40 sistemi carbonatici dell'area di studio riferiti al periodo storico 1950-2005. Nell'ultima colonna sono riportate i valori di deflusso medio annuale delle acque sotterranee, per alcuni dei sistemi carbonatici, derivanti da altri studi idrogeologici (Celico, 1983; Allocca et al., 2007, 2014; Ruggieri et al., 2021) e dalla cartografia idrogeologica (Boni et al., 1987).'	77
Tabella 11: valori medi della ricarica derivata dall' E15 stimato per il periodo storico (1950-2005) e per tre decenni consecutive: 2011–2040 (breve termine), 2041–2070 (medio termine) e 2071–2100 (lungo termine). Entrambi gli scenari di ricarica RCP4.5 e RCP8.5 sono stati presi in considerazione per gli acquiferi carbonatici dell'area di studio. I valori medi sono riportati in 106 m3 yr-1	80
Tabella 12: Riepilogo della ricarica totale derivata dall'E15 stimata per tre decenni consecutive: 2011-2040 (breve termine), 2041-2070 (medio termine) e 2071-2100 (lungo termine). Sono stati considerati entrambi gli scenari di ricarica RCP4.5 e RCP8.5 per gli acquiferi carbonatici dell'area di studio. Nell'ultima riga sono riportate le variazioni di ricarica (%) rispetto al periodo storico (1950-2005).	81

Lista delle abbreviazioni e acronimi

Acronimo	Descrizione
AR	Assessment Report
CDF	Funzione Di Distribuzione Cumulata
CDO	Climate Data Operators
CGLS	Copernicus Global Land Service
CIRA	Centro Italiano Ricerche Aereospaziali
CMB	Chloride Mass Balance
CORDEX	Coordinated Regional Downscaling Experiment
Csa	Clima Mediterraneo
CSb	Clima Mite Mediterraneo
DECM	Empirical Statistical Downscaling and Error Correction Methods
E15	Ensamble Di 15 RCM
ECDF	Funzione Di Ripartizione Empirica
ECV	Variabile Climatica Essenziale
EOSDIS	Earth Observing System Data and Information System
ESGF	Earth System Grid Federation
ET	Evapotraspirazione Attuale
GCM	General Circulation Model
GCOS	Sistema Globale Di Osservazione Del Clima
ISMN	International Soil Moisture Network
ISPRA	Istituto Superiore Per La Protezione e la Ricerca Ambientale
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LE	Flusso Di Calore Latente
LMCS	Land Monitoring Core Service
LOCI	Local Intensity Scaling
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive
LS	Linear Scaling
LST	Temperatura della Superficie Terrestre
MERRA	Modern-Era Retrospective Analysis for Research And Applications
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NAO	Oscillazione Nord Atlantica
PET	Evapotraspirazione Potenziale
PLE	Flusso Di Calore Latente Potenziale
RCM	Regional Circulation Model
RCP	Representative Concentration Pathways
SAR	Synthetic Aperture Radar
SCATSAR	Scatterometer-Synthetic Aperture Radar
SIMN	Sistema Idrografico e Mareografico Nazionale
SRES	Special Report on Emissions Scenarios
SSM	Surface Soil Moisture
SSP	Shared Socio-Economic Pathways
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWBM	Soil Water Balance Model
SWI	Soil Water Index
USGS	United States Geological Survey
WCRP	World Climate Research Programme
WTF	Water Table Fluctuation Method

Lista dei simboli e delle variabili

Simbolo	Descrizione
ΔS	Flusso di calore immagazzinato
ΔX_c	Fattore di correzione giornaliero
A'	Energia disponibile
$AGRC$	Coefficiente medio annuo di ricarica delle acque sotterranee
$AGRC_{RCM}$	Coefficiente medio annuo di ricarica delle acque sotterranee derivato da dati RCM
$Bias$	Incertezza/errore/distorsione
$Bias_{P,T,t}$	Incertezza/errore media
c	Periodo di calibrazione
C	Coefficiente infiltrazione
C_P	Capacità termica specifica dell'aria
E	Zone con plateau sommitali e aree endoreiche
$E15p$	Precipitazione da Ensemble di 15 RCM
$E15t$	Temperatura dell'aria da Ensemble di 15 RCM
$ecdf$	Funzione di ripartizione empirica
ETR	Evapotraspirazione Reale
FS	Fattore scala
G	Flusso di calore dle suolo
H	Flusso di calore sensibile
I_e	Infiltrazione efficace
L	Area calcarea
Ma	Massa molecolare dell'aria
$MAEPI$	Indice di Precipitazione Efficace Media Annuale
$MAGRI$	Indice di Ricarica Media Annuale delle Acque Sotterranee
$Model$	Modello non corretto
$Model^*$	Modello corretto
Mw	Massa molecolare dell'umidità
ND	Valore digitale grezzo
OBS	Dati osservati
OBS_p	Dati osservati di precipitazione
OBS_t	Dati osservati di temperatura
P	Precipitazione
$P^{\sim}$	Valore minimo di precipitazione
$P_{c,sim}$	Precipitazione giornaliera simulata
$P'_{c,sim}$	Precipitazione giornaliera corretta
$p_{(c,sim)}$	Probabilità cumulata
Pa	Pressione atmosferica
Pe	Precipitazione efficace
Pe_{Hist}	Precipitazione efficace storica media
Qfi	Fattori di qualità
Q_{out}	Deflusso netto medio annuo
Q_s	Portate in uscita medie annue
Q_t	Portate captate medio annue
R_{off}	Ruscellamento
R	Ricarica
r_a	Resistenza aereodinamica

Simbolo	Descrizione
R_{net}	Radiazione netta
r_s	Resistenza di superficie all'evapotraspirazione
sim	Simulato
SSM	Surface Soil Moisture
SWI	Soil water index
SWI_w	Soil water index medio pesato
t	Tempo
Tr	Fattore riduzione
T	Temperatura
T_a	Temperatura dell'aria aerodinamica
$T_{c,sim}$	Temperatura giornaliera simulata
$T'_{c,sim}$	Temperatura giornaliera corretta
T_s	Temperatura superficiale
U_i	Media acqua ricarica allogena
U_o	Portate medie attraverso acquiferi adiacenti
VDP	Deficit di pressione del vapore acqueo
$X_{c,sim}$	Evento simulato
λ	Calore latente di vaporizzazione
λE	Calore latente
ρ	Densità dell'aria
γ	Costante psicometrica

Sommario

Riassunto	1
Abstract	4
1 Introduzione.....	6
2 Stato dell'arte dei modelli climatici e dati satellitari	9
2.1 Modelli climatici	9
2.1.1 GCM e RCM.....	9
2.1.2 Scenari climatici	11
2.1.3 CORDEX	15
2.1.4 Metodi di correzione dell'errore (bias) e tecniche di downscaling.....	16
2.1.5 Applicazioni dei GCM/RCM in ambito idrogeologico	20
2.2 Caratterizzazione del regime idrologico del sistema suolo/vegetazione mediante dati satellitari ..	24
2.2.1 Soil Water Index (SWI)	25
2.2.2 ETR MODIS.....	29
3 Modelli idrogeologici concettuali degli acquiferi carbonatici	33
3.1 Gli acquiferi carbonatici europei e del resto del mondo	33
3.2 Gli acquiferi carbonatici italiani.....	38
3.2.1 Acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale	38
4 Aree di studio	42
4.1 Inquadramento geologico ed idrogeologico degli Acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale...	42
4.2 Inquadramento geologico ed idrogeologico di dettaglio dell'acquifero carbonatico dei Monti Soprano-Vesole-Chianello	46
5 Materiali e metodi.....	53
5.1 Modelli climatici e scenari	53
5.2 Dati reali di precipitazione e temperatura dell'aria (1950-1996)	54
5.3 RCMs processing: validazione, valutazione dell'errore (bias) e correzione	55
5.4 Scenari idro-climatologici (P, T, ETR, Pe).....	56
5.5 Bilancio idrologico.....	58
5.6 Monitoraggio del contenuto d'acqua del suolo dell'acquifero carbonatico dei Monti Soprano-Vesole-Chianello.....	60
5.7 Processamento dei dati satellitari SWI.....	61
5.8 ETR MODIS processing	62
6 Risultati	64
6.1 Analisi spazio-temporale delle serie temporali storiche di precipitazione e temperatura dell'aria (1950-1996)	64

6.2	Valutazione e correzione dell'errore (bias) degli RCM	68
6.3	Scenari idro-climatologici (2006-2100).....	72
6.4	Ricarica degli acquiferi carbonatici (1950-2005).....	75
6.5	Impatto dei cambiamenti climatici sulla ricarica degli acquiferi carbonatici	79
6.6	Serie temporale del Soil Water Index - SWI (2021-2022)	82
6.7	Serie temporale ETR MODIS (2021-2022)	86
7	DiscussionE	88
8	Conclusioni e prospettive ricerca	92
9	Ringraziamenti	93
10	bibliografia	94

RIASSUNTO

Gli acquiferi carbonatici rivestono un ruolo vitale nell'approvvigionamento delle risorse idriche sia a livello nazionale che europeo. Nell'Italia meridionale, occupano una vasta porzione del territorio, circa il 45%, e rappresentano una risorsa fondamentale per l'approvvigionamento idrico in diversi settori, tra cui l'uso domestico, industriale e termominerale (Celico, 1983; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018). Oltre al loro impatto sull'economia e sullo sviluppo sociale, questi acquiferi giocano un ruolo cruciale negli ecosistemi fluviali, terrestri e costieri, influenzando direttamente le acque sotterranee di cui dipendono tali ecosistemi (Goldscheider, 2012). Nell'Italia meridionale, la rilevanza degli acquiferi carbonatici risiede nella loro particolare combinazione di elementi geologici, strutturali, idrogeologici, geomorfologici e climatici. Questi fattori favoriscono la presenza di numerosi acquiferi, caratterizzati da un'elevata circolazione autonoma delle acque sotterranee, fondamentali per sostenere le reti idriche regionali e garantire l'equilibrio degli ecosistemi.

In relazione a tale problematica, la presente tesi di dottorato ha avuto due obiettivi principali. Il primo ha riguardato l'analisi degli effetti dei cambiamenti climatici sulla ricarica dei 40 principali acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale a differenti scale spaziali e temporali mediante l'applicazione dei sofisticati modelli climatici previsionali (GCM/RCM), capaci di descrivere dei veri e propri scenari predittivi dei tassi di precipitazione e temperatura dell'aria fino alla fine del secolo (2100). Il secondo invece è stato basato sull'approccio integrato tra diversi tipi di dati satellitari (contenuto d'acqua volumetrico del suolo e dell'evapotraspirazione) con dati terrestri nell'acquifero carbonatico sperimentale dei Monti Soprano-Vesole-Chianello (Salerno, Italia). Concentrarsi sull'analisi degli effetti dei cambiamenti climatici a livello regionale e sull'integrazione di dati satellitari e terrestri a livello di bacino idrografico diventa cruciale per colmare le lacune informative e per valutare con maggiore precisione le tendenze, le variazioni e i potenziali impatti dei cambiamenti climatici sulla disponibilità delle risorse idriche sotterranee. Questo approccio offre una prospettiva più ampia e affidabile per garantire una gestione sostenibile delle risorse idriche.

In questo lavoro di tesi sono stati investigati i criteri finora utilizzati per l'applicazione dei modelli climatici (GCM/RCM) nell'ambito della quantificazione della ricarica degli acquiferi nell'area mediterranea e in Italia. In tale contesto si è avviata una collaborazione con il Centro Italiano Ricerche Aerospaziali (CIRA) con il quale sono stati selezionati i modelli climatici (GCM/RCM) e gli scenari previsionali più idonei per una loro applicazione in ambito idrogeologico. Per ottenere una dettagliata caratterizzazione idroclimatica, è stato analizzato un insieme di 15 RCM (E15) derivati dall'*European Coordinated Regional Downscaling Experiment* (EURO-CORDEX), a una risoluzione spaziale di $0,11^\circ$ (~ 12 km). In particolare, sono stati considerati due scenari climatici (RCP4.5 e RCP8.5), considerati dall'IPCC, ed è stata realizzata una nuova metodologia statistico-inferenziale per validare e tarare i modelli con dati reali frammentati nello spazio e nel tempo. L'E15 è stato tarato nel periodo di validazione (1950-1996) tramite un confronto statistico con i dati osservati dalla rete meteorologica regionale gestita dall'ex Servizio Idrologico Nazionale (SIMN), Dipartimento di Napoli, attivo nel periodo 1921-1999. Sono stati valutati gli effetti dei cambiamenti climatici sugli scenari di temperatura dell'aria (T) e precipitazioni (P) e, di conseguenza, sugli scenari di evapotraspirazione reale (ETR) e precipitazioni efficaci P_e ($P - ETR$). Quest'ultima è stata considerata come un indicatore della ricarica delle principali falde acquifere, rappresentate principalmente dagli acquiferi carsici. La valutazione degli impatti futuri sulla ricarica delle acque sotterranee è stata condotta stimando il Coefficiente di Ricarica Annuale delle Acque Sotterranee ($AGRC_{RCM}$), che corrisponde al rapporto tra la ricarica delle acque sotterranee e la precipitazione efficace ($P - ETR$) derivata dai modelli climatici regionali (E15). A tal fine, sono stati selezionati quattro acquiferi carbonatici rappresentativi in base alla disponibilità di

misurazioni affidabili del deflusso medio annuo delle sorgenti. I valori ottenuti, la cui risoluzione spaziale dipende da quella dell'E15, sono stati poi impiegati per sviluppare un modello empirico per valutare l'AGRC_{RCM} e gli scenari di ricarica annua media delle acque sotterranee negli altri 40 principali acquiferi carsici regionali. Infine, l'analisi della ricarica degli acquiferi è stata effettuata per entrambi gli scenari RCP per tre periodi consecutivi di 30 anni ciascuno: 2011–2040 (breve termine), 2041–2070 (medio termine) e 2071–2100 (lungo termine).

Come risultato principale, l'E15 ha mostrato una struttura statistica molto simile a quella delle precipitazioni annuali e della temperatura media annua dell'aria osservata, caratterizzata da una distribuzione di frequenza molto simile. Di conseguenza, è stato adottato un approccio statistico inferenziale per tarare le precipitazioni e la temperatura dell'aria (E15) basato sulla compensazione della differenza con i dati di precipitazione (+7%) e temperatura dell'aria (-16%) osservati. L'E15 proietta una diminuzione delle precipitazioni e un aumento della temperatura dell'aria in entrambi gli scenari RCP, con un punto di divergenza tra i due scenari previsto intorno al 2040. La Pe mostra tendenze decrescenti per entrambi gli scenari RCP, raggiungendo una diminuzione della media mobile su 11 anni fino al -20%, per RCP4.5, e al -50%, per RCP8.5, anche se caratterizzata da rilevanti fluttuazioni interannuali. Tramite l'applicazione degli E15 di precipitazione e temperatura dell'aria sono stati stimati AGRC_{RCM} con valori compresi tra il 59% e il 93%. Con questi valori è stata determinata la ricarica media annuale delle acque sotterranee per il periodo storico (1950-2005) e successivamente è stata validata mediante il confronto con le misurazioni esistenti del deflusso idrico sotterraneo. Le proiezioni dei modelli climatici, confrontate con il valore medio del periodo storico (1950-2005), mostrano un graduale decremento della ricarica delle acque sotterranee in tutta la regione nel breve termine (2011–2040), medio termine (2041–2070) e lungo termine (2071–2100). La diminuzione più significativa, superiore al 40%, è osservata per lo scenario RCP 8.5 nel periodo a lungo termine (2071–2100), mentre si osserva una diminuzione del 15% per lo scenario RCP 4.5. Questi risultati contribuiscono a una comprensione più approfondita dei possibili *pattern* dell'afflusso/ricarica/deflusso sotterraneo dei principali acquiferi carsici del sud Italia, consentendo di aumentare la consapevolezza degli effetti dei cambiamenti climatici sulla disponibilità delle risorse idriche sotterranee a lungo termine.

Infine, il Copernicus Global Land Services Soil Water Index (SWI) con risoluzione di 1 km (Sentinel-1 C-banda SAR) e il prodotto di Evapotraspirazione Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS16A2) con risoluzione di 0.5 km (MODIS) sono stati esplorati per valutare il contenuto volumetrico d'acqua nel suolo e i regimi di evapotraspirazione dell'acquifero campione rappresentativo dei Monti Soprano-Vesole-Chianello (Campania, Italia meridionale) nel periodo 2021-2022. L'analisi è stata condotta in collaborazione con il Dipartimento di Geoecologia presso la Martin Luther University Halle (Germania) e ha incluso il confronto dei dati satellitari con le serie temporali raccolte da una rete di monitoraggio composta da 5 sonde multi-profilo per l'umidità del suolo, attive dal 2021.

Il risultato principale di questo studio è stata l'estrazione dei valori SWI e il calcolo di un valore medio per gli 8 valori SWI, ponderati dal fattore di qualità correlato (SWI_w). SWI_w ha mostrato una differenza costante di circa -20% rispetto ai valori medi giornalieri ottenuti dal monitoraggio sul campo. Nonostante questa discrepanza, si è riscontrato che la tendenza annuale del SWI_w è risultata molto coerente con le misurazioni delle sonde di umidità del suolo (corr. > 0,68) e ha mostrato una buona risposta agli eventi di pioggia. Inoltre, i dati di ET MODIS hanno mostrato il pattern atteso di evapotraspirazione con una risoluzione temporale non raggiungibile in altri modi considerando la mancanza di dati meteorologici locali. I risultati indicano che SWI1km e MODIS16A2 consentono di stimare l'umidità del suolo e l'evapotraspirazione degli acquiferi carsici. Nonostante alcune limitazioni dovute alle lacune/mancanze dei dati, entrambi i set di dati possono

essere considerati validi per migliorare la valutazione del regime idrologico delle coperture del suolo degli acquiferi carsici e per stimare la ricarica delle acque sotterranee. I risultati ottenuti con l'applicazione di dati satellitari di ultima generazione (SENTINEL-1 e MODIS), finora ampiamente utilizzati nel campo dello studio delle risorse idriche s.l. e agricoli, sono considerati innovativi nello studio della ricarica degli acquiferi carbonatici, aprendo nuove prospettive nella caratterizzazione, alla scala regionale, dei sistemi superficiali suolo/vegetazione che ne controllano il regime di ricarica. Tale caratterizzazione a scala regionale è intesa essere funzionale all'integrazione con gli scenari di ricarica basati sui modelli RCM.

Parole chiave:

Acquiferi carbonatici, ricarica delle risorse idriche sotterranee, modelli climatici GCM/RCM, dati satellitari, Sud Italia

ABSTRACT

Karst aquifers play a vital role in water resources at both national and European scales. In southern Italy, they cover a vast portion of the territory, approximately 45%, serving as a fundamental resource for water supply across various sectors, including domestic, industrial, and thermal uses (Celico, 1983; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018). Beyond their impact on human economy, these aquifers hold a crucial role in riverine, terrestrial, and coastal ecosystems, directly influencing the groundwater that these ecosystems rely upon (Goldscheider, 2012). In Southern Italy, the significance of karst aquifers lies in their unique combination of geological, structural, hydrogeological, geomorphological, and climatic elements. These factors foster the presence of various aquifers with high autonomous groundwater circulation, essential to sustain regional water networks and ensure ecosystem balance.

Therefore, this doctoral thesis had two main objectives. The first focused on analyzing the effects of climate change on the recharge of the 40 primary carbonate aquifers in Southern Italy at various spatial and temporal scales, utilizing sophisticated predictive climate models (GCM/RCM). These models describe predictive scenarios of precipitation and air temperature rates up to the end of the century (2100). The second objective was centred on an integrated approach between different types of satellite data (soil moisture and evapotranspiration) and ground-based data in the representative carbonate aquifer of Monti Soprano-Vesole-Chianello (Salerno, Italy). Focusing on the analysis of climate change effects at a regional scale and integrating satellite and ground-based data at the watershed scale becomes crucial to fill information gaps and to more accurately assess trends, variations, and potential impacts of climate change on the availability of groundwater resources. This approach offers a broader and more reliable perspective to ensure sustainable management of water reserves.

This PhD thesis investigated the criteria employed so far for applying climate models (GCM/RCM) in quantifying aquifer recharge in the Mediterranean region and Italy. In this context, a collaboration was initiated with the Italian Aerospace Research Centre (CIRA) to select the most suitable climate models (GCM/RCM) and predictive scenarios for their application in hydrogeology field. To achieve a detailed hydroclimatic characterization, an ensemble of 15 RCMs (E15) derived from the European Coordinated Regional Downscaling Experiment (EURO-CORDEX) was analysed at a spatial resolution of 0.11° (~ 12 km). Specifically, two IPCC climate scenarios (RCP4.5 and RCP8.5) were considered, and a new statistical-inferential methodology was developed to validate and calibrate the models using fragmented observed data in space and time. The E15 was calibrated in the validation period (1950-1996) by statistically comparing it with observed (OBS) data from the regional meteorological network managed by the former National Hydrological Service (SIMN), Department of Naples, active in the period 1921-1999. The effects of climate change on air temperature (T) and precipitation (P) scenarios and consequently on actual evapotranspiration (ETR) and effective precipitation P_e ($P - ETR$) scenarios were evaluated. The latter was considered as proxy of recharge for major aquifers, primarily represented by karst aquifers. The assessment of future impacts on groundwater recharge was carried out by the estimation of the Annual Groundwater Recharge Coefficient ($AGRC_{RCM}$), which corresponds to the ratio between groundwater recharge and effective precipitation ($P - ETR$) derived from regional climate models (E15). For this purpose, four representative carbonate aquifers were selected based on reliable and consistent measurements of spring outflows. The obtained values, whose spatial resolution depends on E15, were then used to develop an empirical model to assess $AGRC_{RCM}$ and mean annual groundwater recharge scenarios in the other 40 primary regional karst aquifers. Finally, the analysis of groundwater recharge was performed for both RCP scenarios over three consecutive 30-year periods: 2011–2040 (short term), 2041–2070 (medium term), and 2071–2100 (long term).

As the primary outcome, the E15 exhibited a statistical structure highly akin to observed annual precipitation and mean annual air temperature, characterized by a very similar frequency distribution. Consequently, an inferential statistical approach was employed to calibrate E15 precipitation and air temperature, compensating for the difference with observed precipitation (+7%) and air temperature (-16%). E15 forecasts a decline in precipitation and a rise in air temperature under both RCP scenarios, with a divergence point between the two scenarios projected around 2040. P_e exhibits declining trends for both RCP scenarios, reaching a decrease of the 11-year moving average to -20% for RCP4.5 and -50% for RCP8.5, despite significant inter-annual fluctuations. $AGRC_{RCM}$ estimates, derived from the application of precipitation and air temperature E15, ranged between 59% and 93%. Using these values, the mean annual groundwater recharge for the historical period (1950-2005) was determined and subsequently validated by the comparison with existing groundwater outflow measurements. Climate model projections, compared to the historical period's mean value (1950-2005), depict a gradual decrease in groundwater recharge across the region in the short term (2011–2040), medium term (2041–2070), and long term (2071–2100). The most substantial reduction, exceeding 40%, is observed for the RCP 8.5 scenario in the long-term period (2071–2100), while a decrease of 15% is noted for the RCP 4.5 scenario. These findings contribute to a more reflective understanding of potential hydrogeological patterns in the major karst aquifers in southern Italy, enhancing awareness of the long-term effects of climate change on the availability of groundwater resources.

Finally, the Copernicus Global Land Services Soil Water Index (SWI) at a 1 km resolution (Sentinel-1 C-band SAR) and the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS16A2) Evapotranspiration product at a 0.5 km (MODIS) resolution were explored to assess soil moisture and evapotranspiration regimes in the test and representative karst aquifer of Monti Soprano-Vesole-Chianello (Campania, Southern Italy) during the period 2021-2022. The analysis was carried out in collaboration with the Department of Geoecology at Martin Luther University Halle (Germany) and involved comparing satellite data with time series collected from a monitoring network consisting of 5 multi-profile soil moisture probes, active since 2021. The primary outcome of this study was the extraction of SWI values and the computation of a mean value for the 8-SWI values, weighted by the related quality factor (SWI_w). SWI_w displayed a consistent difference of about -20% compared to the daily average values obtained from field monitoring. Despite this discrepancy, it was observed that the annual trend of SWI_w was highly consistent with soil moisture probe measurements (corr. > 0.68) and exhibited a strong response to rainfall events. Additionally, MODIS ET data demonstrated the expected pattern of evapotranspiration with a temporal resolution not achievable otherwise due to the lack of local meteorological data. The results indicate that SWI1km and MODIS16A2 enable the estimation of soil moisture and evapotranspiration in karst aquifers. Despite some limitations stemming from data gaps, both datasets can be considered valuable for enhancing the assessment of hydrological regimes in soil coverings of karst aquifers and estimating groundwater recharge. The results obtained with the application of state-of-the-art satellite data (SENTINEL-1 and MODIS), so far widely used in the field of the study of s.l. and agricultural water resources, are considered innovative in the study of carbonate aquifer recharge, because opening new perspectives in the characterization, at the regional scale, of the surface soil/vegetation systems that control the groundwater recharge regime. This characterization on a regional scale is intended to be functional to the integration with the scenarios of groundwater recharge based on the RCM models.

KEYWORDS:

Karst aquifers, groundwater recharge, GCM/RCM climate models, satellite data, Southern Italy

1 INTRODUZIONE

Gli acquiferi carbonatici costituiscono un elemento vitale delle risorse idriche nel contesto nazionale ed europeo. Nell'Italia meridionale, rappresentano una porzione significativa del territorio, occupando il 45% della sua estensione e rappresentando una fondamentale risorsa per l'approvvigionamento idrico in settori cruciali come quelli domestico, industriale e termominerale (Celico, 1983; Celico et al., 2000; Allocca et al., 2007). Tuttavia, oltre al loro ruolo nell'economia umana, queste risorse svolgono una funzione chiave nell'ecosistema più ampio. La loro presenza e sostenibilità sono cruciali per la conservazione degli ecosistemi fluviali, terrestri e costieri, in quanto influenzano direttamente le acque sotterranee su cui dipendono questi ecosistemi (Goldscheider, 2012).

Nell'Italia meridionale, la straordinaria importanza degli acquiferi carbonatici deriva dalla particolare combinazione geologica, strutturale, idrogeologica, geomorfologica e climatica che caratterizza questo ampio territorio. Queste condizioni favoriscono la presenza di numerosi acquiferi carbonatici con una notevole circolazione autonoma delle acque sotterranee, svolgendo un ruolo cruciale nel sostentamento delle reti idriche regionali e nell'equilibrio degli ecosistemi.

Pertanto, questo contesto richiede una stima accurata della ricarica, l'identificazione dei fattori che influenzano tali processi e la valutazione delle risorse idriche ancora disponibili e quelle potenzialmente utilizzabili in futuro. Questi passaggi sono fondamentali per garantire un uso sostenibile e quantitativamente efficace delle risorse idriche sotterranee, soprattutto considerando che gli acquiferi carbonatici costituiscono una fonte primaria per i principali sistemi acquedottistici regionali e interregionali nell'Italia meridionale (Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018). Tuttavia, la loro produttività è minacciata da scenari di siccità e variazioni climatiche a medio e lungo termine che caratterizzano questo territorio (De Vita et al., 2012); durante gli anni idrologici 2015-2016 e 2016-2017, le precipitazioni invernali sono state significativamente inferiori rispetto alla media, causando una marcata diminuzione delle sorgenti e un abbassamento dei livelli della falda. Ciò ha suscitato preoccupazione tra gli enti responsabili della gestione delle reti idriche (es. manifesto CONSAC-Gestioni Idriche S.p.A. - <http://www.consac.it/crisi-idrica-2017/>).

La valutazione diretta delle variabili idrologiche necessarie per stimare la ricarica degli acquiferi carbonatici nell'Appennino meridionale è complessa e impegnativa, soprattutto a causa della mancanza di stazioni pluviometriche e idrometriche ad alta quota per rilevare direttamente pioggia, temperatura, evapotraspirazione e deflusso superficiale (Allocca et al., 2014). Allo stesso modo, è sempre più necessario riuscire a fornire previsioni dettagliate sulle condizioni locali e formulare possibili scenari di ricarica che tengano conto dell'incidenza sempre più significativa dei cambiamenti climatici. Questi ultimi non solo generano impatti diretti sulle risorse idriche, ma stanno assumendo un ruolo sempre più rilevante nell'ambito della ricerca scientifica (IPCC, 2014). Il contesto climatico mutevole attuale richiede un'attenzione particolare nel prevedere gli impatti sulla ricarica degli acquiferi, poiché tali informazioni sono fondamentali per gestire in modo sostenibile le risorse idriche ed affrontare le sfide derivanti dai cambiamenti ambientali in atto.

Conseguentemente, nel contesto degli acquiferi carbonatici del sud Italia, in cui mancano sufficienti misurazioni dirette e serie storiche continue sui dati idrogeologici, l'adozione di un approccio integrato diventa cruciale. Unendo informazioni provenienti da fonti diverse, come i dati idrologici terrestri, le previsioni dei modelli climatici e le rilevazioni satellitari, si crea un quadro più completo e dettagliato. Questa combinazione consente di superare le incertezze e di fornire una comprensione più approfondita non solo delle condizioni idrogeologiche attuali ma anche di quelle passate e future. Attraverso questa integrazione, è possibile

sviluppare proiezioni più solide e affidabili riguardo alla gestione delle risorse idriche, specialmente considerando gli impatti dei cambiamenti climatici sul ciclo idrologico e sulle risorse idriche sotterranee.

Sulla base delle suddette premesse, la presente tesi di dottorato ha avuto come obiettivi principali 1) l'analisi degli effetti dei cambiamenti climatici sulla ricarica dei 40 principali acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale a differenti scale spaziali e temporali mediante l'applicazione dei modelli climatici previsionali (GCMs/RCMs), capaci di descrivere dei veri e propri scenari predittivi dei tassi di precipitazione e temperatura fino alla fine del secolo (2100); 2) valutare l'approccio integrato tra diversi tipi di dati satellitari (contenuto d'acqua volumetrico del suolo e dell'evapotraspirazione) con dati terrestri nell'acquifero carbonatico sperimentale dei Monti Soprano-Vesole-Chianello (Salerno, Italia).

La base di partenza di questa ricerca è costituita dai risultati di precedenti ricerche scientifiche riguardanti: la caratterizzazione idrogeologica regionale (Allocca et al., 2007; De Vita et al., 2018), caratterizzazione dei processi di ricarica in acquiferi carbonatici (Allocca et al., 2014; 2015), effetti delle variazioni climatiche di lungo periodo sulla ricarica degli acquiferi carbonatici (De Vita et al., 2012; Manna et al., 2013) e l'integrazione di dati idrologici terrestri e telerilevati (Ruggieri et al., 2021).

Considerando gli obiettivi principali sopracitati, la linea di ricerca sviluppata nella presente tesi di dottorato è stata concepita per essere articolata in diverse fasi di seguito descritte:

- 1) Raccolta e approfondimento del materiale bibliografico di tutti i lavori scientifici riguardanti principalmente l'applicazione dei modelli climatici GCMs/RCMs nell'ambito della quantificazione della ricarica degli acquiferi nell'area mediterranea e in Italia. In tale contesto è stata avviata una collaborazione con il Centro Italiano Ricerche Aerospaziali (CIRA), ente di ricerca scientifica che, tra i vari filoni, opera anche nel campo della scienza del clima e si prefigge di approfondire le conoscenze sulla variabilità climatica, le sue cause e le sue conseguenze, attraverso lo sviluppo di simulazioni ad alta risoluzione con modelli regionali, con particolare attenzione all'area del Mediterraneo. Lo scopo di questa fase è quello di investigare quali sono i criteri finora utilizzati per l'applicazione dei modelli climatici in relazione alle finalità degli studi effettuati.
- 2) Ricerca, selezione e acquisizione dei dati derivati dai modelli GCMs/RCMs allo stato dell'arte e l'analisi degli stessi e la loro elaborazione in previsione delle applicazioni per gli scopi prefissati nell'area di studio (Appennino centro meridionale). Lo scopo di questa fase è stato quello di investigare la struttura dei dati prodotti da tali modelli (formato, dimensioni, risoluzione spazio-temporale), le *repositories* dalle quali possono essere reperiti (portali web) e il numero dei modelli di cui sono disponibili i risultati. Successivamente si è focalizzata l'attenzione sull'interpretazione, la validazione e la correzione dei dati dei modelli tramite criteri di confronto e correzione con serie di dati misurati da una rete regionale di stazioni meteorologiche.
- 3) Elaborazione e applicazione dei dati climatici di precipitazione e temperatura dell'aria ottenuti dai modelli climatici. L'obiettivo principale è stato quello di non solo quantificare, ma anche ricostruire in dettaglio le serie temporali delle variabili idrogeologiche chiave come l'evapotraspirazione e la precipitazione efficace poiché regolano e influenzano direttamente i processi di ricarica dei 40 principali acquiferi carbonatici dell'area di studio. Attraverso questa analisi dettagliata, si è potuto comprendere come le variazioni nei modelli climatici impattino sulle condizioni idrogeologiche, consentendo di valutare meglio le dinamiche di ricarica degli acquiferi. Questo approccio ha fornito una visione approfondita delle variazioni annuali e a lungo termine delle variabili chiave che guidano il ciclo idrologico in relazione alla

ricarica degli acquiferi, risultando fondamentale per le previsioni e la gestione sostenibile delle risorse idriche.

- 4) Realizzazione e analisi degli scenari di ricarica basati sui dati dei modelli climatici. L'obiettivo principale è stato stabilire dei coefficienti di infiltrazione che tenessero conto della risoluzione spazio-temporale dei modelli GCM/RCM. Questo approccio ha permesso di quantificare i tassi di ricarica dei 40 principali acquiferi carbonatici a livello regionale. È stata effettuata un'analisi dettagliata che ha coinvolto l'interpretazione dei dati climatici modellati per comprendere la possibile evoluzione dell'infiltrazione e, di conseguenza, della ricarica degli acquiferi. La risoluzione spazio-temporale dei modelli è stata fondamentale per ottenere previsioni accurate e valutare l'impatto dei cambiamenti climatici sui processi idrogeologici su larga scala.
- 5) Raccolta e approfondimento del materiale scientifico relativo all'utilizzo dei dati satellitari nell'ambito idrogeologico, nonché l'elaborazione dei dati telerilevati provenienti da diverse piattaforme satellitari. Questa fase è stata sviluppata in collaborazione con il Dipartimento di Geoecologia presso la Martin Luther University Halle (Germania), sia durante che dopo il periodo di ricerca all'estero previsto per gli studenti del XXXVI ciclo di dottorato, che si è svolto tra settembre 2022 e gennaio 2023. Lo scopo principale di questa fase è stato analizzare e valutare i dati satellitari relativi alle variazioni del contenuto volumetrico d'acqua nel suolo e all'evapotraspirazione nel bacino sperimentale dei Monti Soprano-Vesole-Chianello. Questo bacino è stato scelto in quanto ritenuto rappresentativo dal punto di vista idrogeologico e dell'utilizzo del suolo nell'ambito del progetto internazionale MedWater (<http://grow-medwater.de/home/>).

2 STATO DELL'ARTE DEI MODELLI CLIMATICI E DATI SATELLITARI

2.1 Modelli climatici

La storia della modellazione climatica inizia con modelli concettuali, seguiti nel XIX secolo da modelli matematici di bilancio energetico e trasferimento radiativo, oltre che da semplici modelli analogici (Edwards, 2011). Dagli anni '50, gli strumenti principali della scienza climatica sono stati i modelli di simulazione al computer della circolazione generale globale (Edwards, 2011). Dagli anni '90 fino ad oggi, c'è stata una tendenza verso modelli accoppiati sempre più completi dell'intero sistema climatico e la valutazione ed il confronto reciproco dei modelli climatici stanno trasformando la modellazione in un processo più standardizzato e modulare, presentando il potenziale per unificare gli aspetti di ricerca e operativi della scienza climatica (Edwards, 2011).

Di seguito verranno descritti i più sofisticati e complessi modelli climatici attualmente disponibili, gli scenari climatici che vengono adoperati nonché le principali tecniche di correzione dei loro dati e una raccolta degli studi che riguardano una loro applicazione in ambito idrogeologico nell'area del Mediterraneo lì dove sono presenti litologie e acquiferi carbonatici.

2.1.1 GCM e RCM

I modelli climatici sono modelli numerici che simulano il comportamento dell'atmosfera e le relative interazioni con oceani, superficie terrestre e ghiaccio polare. Essi discretizzano e risolvono le equazioni di conservazione di massa ed energia e lo scambio radiativo all'interno del sistema climatico terrestre e includono anche schemi di parametrizzazione per quei processi, come la convezione, che si verificano su scale troppo piccole rispetto alle celle di calcolo per essere risolte direttamente. I modelli climatici si dividono in due grandi categorie: modelli globali (GCM) e modelli regionali (RCM).

I modelli numerici di Circolazione Generale o GCM, che simulano i processi fisici nell'atmosfera, nell'oceano, nella criosfera e sulla superficie terrestre, sono gli strumenti più avanzati attualmente disponibili per modellizzare la risposta del sistema climatico globale all'aumento delle concentrazioni di gas serra (www.ipcc-data.org). Sebbene modelli più semplici siano stati utilizzati anche per fornire stime mediantemente globali o regionali della risposta climatica, solo i GCM hanno il potenziale per fornire stime geograficamente e fisicamente coerenti dei cambiamenti climatici regionali, necessarie nell'analisi degli impatti climatici. I GCM rappresentano il clima utilizzando una griglia tridimensionale distribuita intorno al globo (Figura 2-1a), tipicamente con una risoluzione orizzontale compresa tra 250 e 500 km, 10-20 strati verticali nell'atmosfera e talvolta fino a 30 strati negli oceani (Figura 2-1b). In ciascuna delle celle, i GCM calcolano: interazioni atmosferiche tra vapore acqueo e nuvole, effetti diretti e indiretti degli aerosol sulla radiazione e sulle precipitazioni, cambiamenti nella copertura nevosa e nel ghiaccio marino, l'accumulo di calore nei suoli e negli oceani, flussi superficiali di calore e umidità, e il trasporto su larga scala di calore e acqua da parte dell'atmosfera e degli oceani (Wilby et al., 2009). Anche se i GCM sono preziosi strumenti predittivi, non riescono a considerare l'eterogeneità dettagliata della variabilità e del cambiamento climatico a causa della loro risoluzione grossolana. Numerose caratteristiche del paesaggio come montagne, corpi d'acqua, infrastrutture, caratteristiche della copertura terrestre e componenti del sistema climatico come le nubi convettive e le brezze costiere hanno scale molto più fini di 100-500 km. Queste eterogeneità sono importanti quando si desidera ottenere informazioni sugli impatti potenziali a scale di 10-50 km.

Per ottenere dati più dettagliati per una specifica regione o continente si utilizzano invece modelli regionali (RCM), che utilizzano le condizioni al contorno fornite dai modelli globali, assicurando una rappresentazione dell'area considerata più dettagliata, essendo in grado di produrre dati a una risoluzione spaziale più elevata (compresa tra 1 e 50 km).

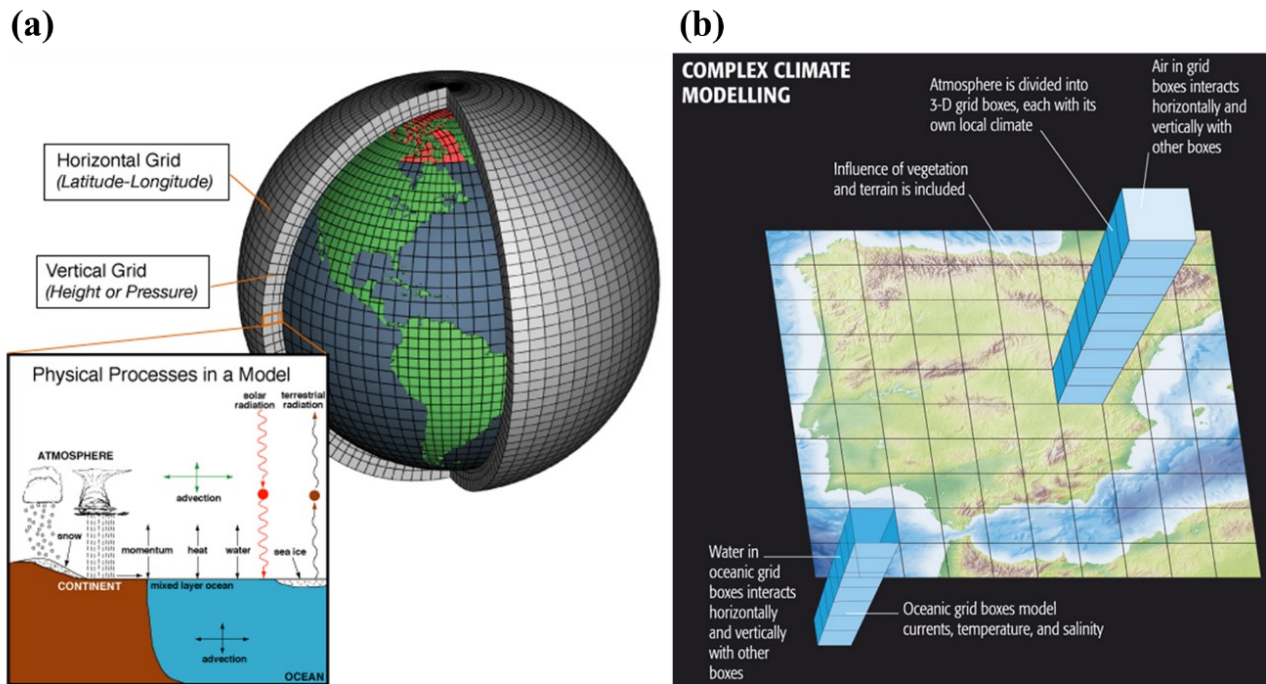


Figura 2-1: struttura concettuale dei GCM (NOAA.org) (a), schematizzazione delle celle verticali e orizzontali dei GCM (Mann & Kump, 2015)

I modelli RCM sono quindi derivati dai GCM (Figura 2-2) e aggiungono ulteriori dettagli alle proiezioni climatiche globali per studiare i processi climatici in modo più dettagliato a seguito di un processo di *downscaling*. Questi processi possono essere divisi in due categorie: *downscaling* dinamico e *downscaling* statistico (Trzaska & Schnarr, 2014).

Con il processo di *downscaling* dinamico, gli RCM prendono le informazioni atmosferiche su larga scala fornite dall'output del GCM e incorporano una topografia più complessa, il contrasto terra-mare, le eterogeneità della superficie e descrizioni dettagliate dei processi fisici al fine di generare informazioni climatiche realistiche a una risoluzione spaziale di circa 20-50 km. Dato che l'RCM è nidificato in un GCM (Figura 2-2), la qualità complessiva dell'output del processo di *downscaling* dinamico dell'RCM è legata all'accuratezza delle forzanti (condizioni al contorno) su larga scala del GCM e ai suoi errori (*bias*) (Seaby et al., 2013). Nonostante recuperino importanti caratteristiche a scala regionale sottovalutate nei GCM a minore risoluzione, gli output dell'RCM sono comunque soggetti a errori sistematici e spesso richiedono una correzione degli errori.

Il processo di *downscaling* statistico invece, prevede l'istituzione di relazioni empiriche tra le variabili climatiche su larga scala storiche e/o attuali dei modelli climatici e le variabili climatiche locali reali. Una volta che una relazione è stata determinata e convalidata, le future variabili atmosferiche proiettate dai GCM vengono utilizzate per prevedere le future variabili climatiche locali producendo proiezioni climatiche

specifiche del sito. Tuttavia, questo approccio si basa sull'assunzione critica che la relazione tra la circolazione su larga scala attuale e il clima locale rimanga invariata sotto differenti forzanti (condizioni al contorno) dei possibili climi futuri (Zorita & Von Storch, 1999) poiché non è possibile affermare che le relazioni statistiche attuali tra variabili su larga scala e su scala regionale saranno confermate nel sistema climatico futuro.

Ciò nonostante, i modelli RCM sono ampiamente riconosciuti dalla comunità scientifica, perché forniscono input chiave agli studi di impatto climatico, nonché alla pianificazione dell'adattamento, affrontando i possibili danni e le opportunità legate alla variabilità e al cambiamento climatico. Essi, quindi, rappresentano un utile strumento sia per la ricerca che per le applicazioni.

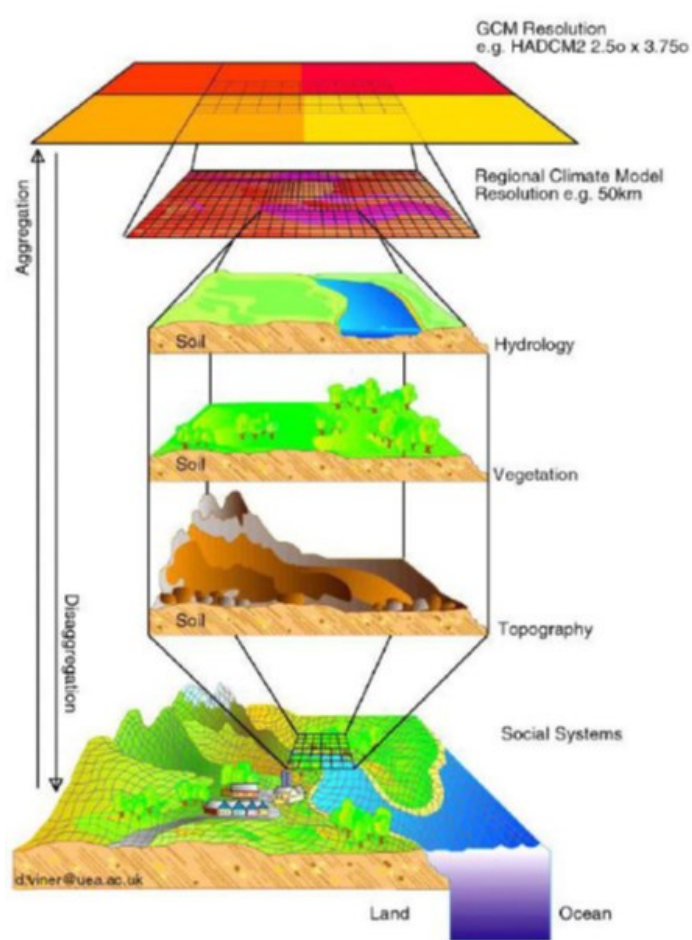


Figura 2-2: struttura concettuale di un RCM e del processo di downscaling di un GCM (www.cccsn.ec.gc.ca)

2.1.2 Scenari climatici

Le implicazioni del cambiamento climatico antropogenico per l'ambiente e la società dipendono non solo dalla risposta del sistema Terra ai cambiamenti nella composizione atmosferica, ma anche dalle forzanti naturali e antropogeniche, quindi dalle risposte dell'uomo attraverso cambiamenti nella tecnologia, nelle economie, nello stile di vita e nelle politiche. Nella ricerca sul cambiamento climatico, gli scenari descrivono traiettorie plausibili di diversi aspetti del futuro costruite per indagare le potenziali conseguenze del cambiamento climatico antropogenico. L'obiettivo nel lavorare con gli scenari non è predire il futuro, ma comprendere meglio le incertezze e i futuri alternativi, al fine di valutare quanto siano robuste diverse decisioni o opzioni in un'ampia gamma di possibili futuri. Diversi fattori dell'attività antropogenica, come lo sviluppo socio-

economico, tecnologico, demografico ed ambientale, vengono caratterizzati nei modelli climatici come cambiamenti equivalenti nelle concentrazioni di gas serra, così come cambiamenti nell'uso del suolo e nella copertura del suolo.

Poiché l'evoluzione futura dei fattori antropogenici non può essere conosciuta in anticipo, i loro effetti potenziali vengono esplorati attraverso diversi scenari che descrivono diverse possibili vie di emissione e quindi concentrazioni di gas serra. Quando si esegue una simulazione climatica con modelli GCM/RCM, lo scenario di emissione scelto fornisce dati delle forzanti al modello climatico, determinando la risposta fisica del sistema climatico a quella particolare forzatura antropogenica futura. A causa di questo carattere dipendente dalle forzanti, i risultati dei modelli climatici non vengono interpretati come previsioni, ma come proiezioni basate su uno specifico scenario di emissione.

Nel corso degli ultimi due decenni, l'IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) ha commissionato e approvato tre insiemi (gruppi) di scenari di emissione per la ricerca sul clima che sono stati alla base degli ultimi Assessment Report di valutazione dell'IPCC (AR3, 2001; AR4, 2007; AR5, 2014) e il più recente sesto Assessment Report (AR6, 2023). Questi sono i cosiddetti scenari SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*; Nakicenovic et al., 2000; AR3 e AR4), RCP (Representative Concentration Pathways; Moss et al., 2008; AR5) e SSP-RCP (Shared Socio-economic Pathways; O'Neill et al., 2014).

2.1.2.1 *Scenari SRES*

Gli scenari SRES (Nakicenovic et al., 2000) quantificano le emissioni antropogeniche di gas serra (e di alcuni altri inquinanti), l'uso del suolo e altri fattori per il XXI secolo fornendo una vasta gamma di possibili alternative, basate su modellazione e ricerca (Figura 2-3).

Gli scenari sono raggruppati in 4 famiglie principali: A1, A2, B1, B2, ciascuna composta da diversi scenari. Le famiglie A sono caratterizzate da un rapido sviluppo economico, mentre gli scenari B rappresentano la sostenibilità ambientale. Le versioni A1 e B1 mostrano una diminuzione della popolazione dopo poche decadi e soluzioni globali per le sfide mondiali, mentre gli scenari A2 e B2 indicano una crescita continua della popolazione con soluzioni socio-economiche locali. Lo scenario A1 ha tre gruppi che descrivono direzioni alternative di cambiamento tecnologico nel sistema energetico: intensivo nei combustibili fossili (A1FI), fonti energetiche non fossili (A1T), o un equilibrio tra tutte le fonti (A1B). Alla fine del 21° secolo, i livelli di concentrazione più elevati sono raggiunti in A1FI e A2; percorsi futuri più "ottimistici" risultano da B1 e A1T; e A1B è uno scenario intermedio.

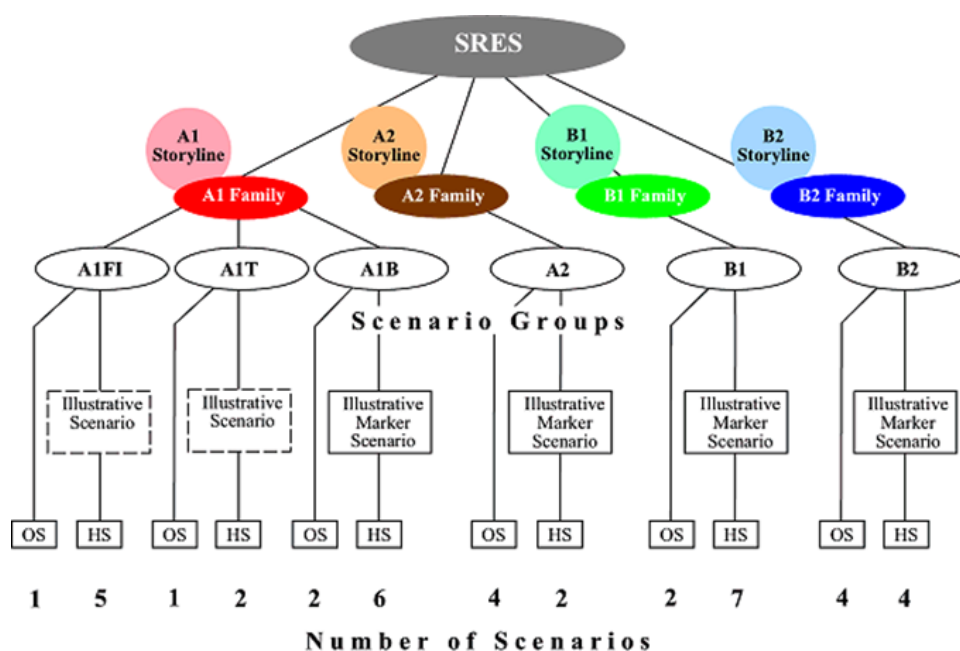


Figura 2-3: schema degli scenari SRES (www.ipcc.ch)

2.1.2.2 Scenari RCP

Gli scenari RCP (Representative Concentration Pathways; Moss et al., 2008) sono i più recenti, sviluppati per il Rapporto di Valutazione dell'IPCC (AR5) utilizzando modellazione integrata di valutazione, modellazione climatica e modellazione degli impatti.

Il concetto di base dei RCP è diverso dagli SRES: invece degli scenari socio-economici, questi scenari definiscono percorsi della forzante radiativa aggiuntiva causata dall'attività antropogenica fino alla fine del XXI secolo (il valore del 1750 è considerato come riferimento) (Figura 2-4). Il motivo dietro al cambiamento concettuale è il fatto che un singolo percorso di forzatura radiativa può risultare da una gamma di scenari di sviluppo socio-economico e tecnologico.

Sono stati creati quattro insiemi di scenari di base, denominati in base alla loro forzatura radiativa totale (in W/m^2) nell'anno 2100 rispetto al 1750: RCP8.5, RCP6.0, RCP4.5 e RCP2.6. RCP 8.5 rappresenta un'elevata emissione di gas serra che porta a una forzatura radiativa di $8.5 W/m^2$, la quale continua ad aumentare anche dopo il 2100; RCP4.5 e RCP6.0 sono scenari di stabilizzazione, il che significa che le forzature si stabilizzano al loro valore dato verso la fine del secolo; RCP2.6 rappresenta uno scenario di mitigazione aggressiva con un considerevole calo delle emissioni future. Secondo il rapporto AR5, è probabile che il cambiamento della temperatura superficiale globale entro la fine del XXI secolo rimanga al di sotto dei $2^\circ C$, rispetto al periodo 1850-1900 (ossia, il significativo obiettivo dei $2^\circ C$ può essere mantenuto), per RCP2.6 e RCP4.5, ma è probabile superare questa soglia per RCP6.0 e RCP8.5.

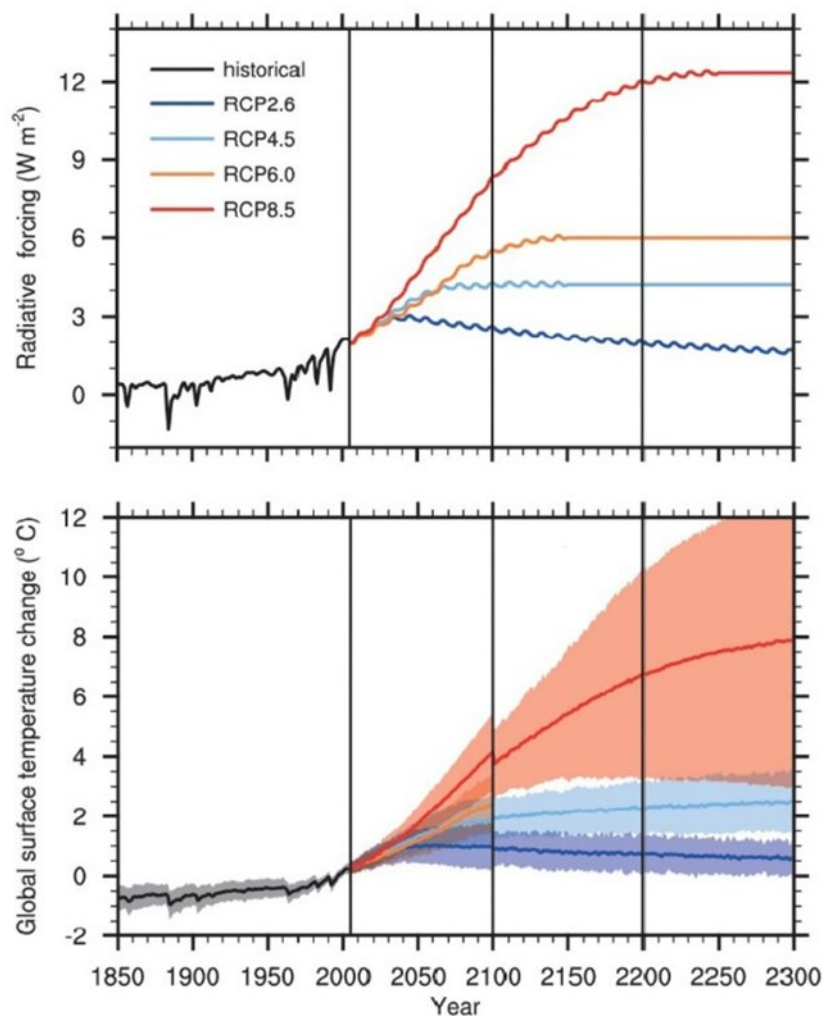


Figura 2-4: schema degli scenari RCP (www.ipcc.ch; IPCC, 2013)

2.1.2.3 Scenari **SSP-RCP**

Gli scenari SSP-RCP (Shared Socio-economic Pathways; O'Neill et al., 2014) sono un insieme di scenari globali che descrivono diverse possibili traiettorie future per lo sviluppo socioeconomico mondiale in cui il mondo potrebbe evolvere in assenza di una politica climatica e come si potrebbero raggiungere diversi livelli di mitigazione del cambiamento climatico quando gli obiettivi di mitigazione degli RCP sono combinati con gli SSP (Figura 2-5). Gli RCP stabiliscono percorsi per le concentrazioni di gas serra e, effettivamente, per la quantità di riscaldamento che potrebbe verificarsi entro la fine del secolo. Mentre gli SSP pongono le basi su cui riduzioni delle emissioni saranno o non saranno raggiunte. Le due forzanti, quindi, sono complementari.

Gli SSP presentano diversi mondi di base perché fattori sottostanti, come la crescita della popolazione, tecnologica ed economica, potrebbero portare a risultati sulle emissioni e sul riscaldamento futuri molto diversi, anche senza politiche climatiche. Sebbene gli scenari RCP siano stati completati in tempo per essere utilizzati nel AR5 (IPCC, 2013), lo sviluppo degli SSP (più complessi) è stato un processo molto più lungo e complesso. Gli SSP sono stati inizialmente pubblicati nel 2014 (O'Neill et al., 2014; Riahi et al., 2017), ma solo di recente sono state prodotte una serie di modellazione climatiche che sono state incorporate nel sesto rapporto (AR6) dell'IPCC (IPCC, 2023).

Gli scenari SSPs vengono classificati da SSP1 a SSP5 e comprendono: un mondo di crescita orientata alla sostenibilità e all'uguaglianza (SSP1); un mondo "di mezzo" dove le tendenze seguono in generale i loro modelli storici (SSP2); un mondo frammentato di "nazionalismo rinato" (SSP3); un mondo di crescente disuguaglianza (SSP4); e un mondo di crescita economica e consumo energetico rapidi e non limitati (SSP5).

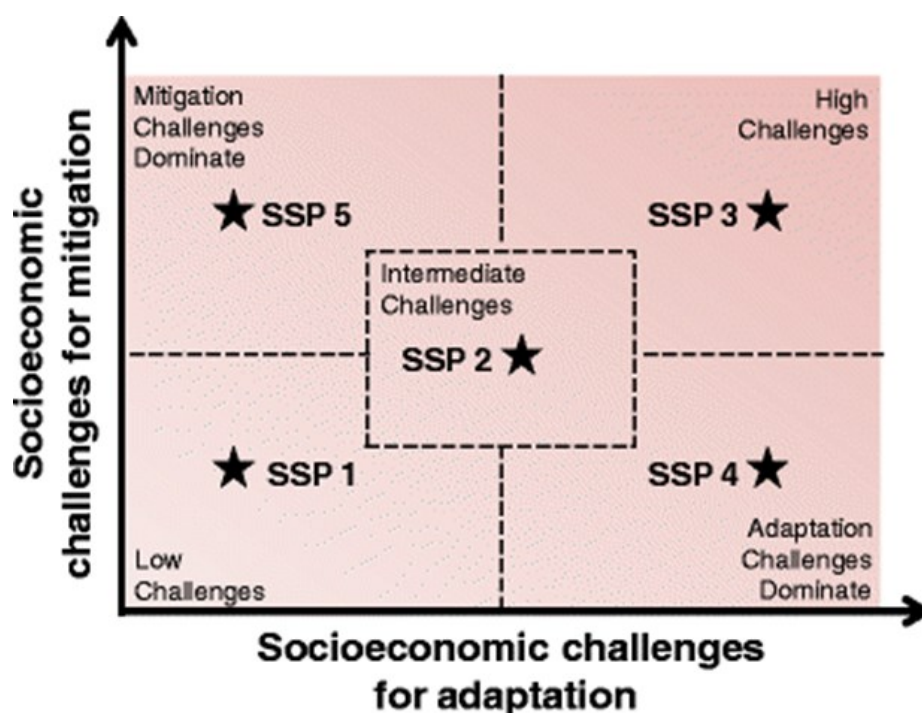


Figura 2-5: schema degli scenari SSP (O'Neill et al., 2014)

2.1.3 CORDEX

Il World Climate Research Programme (WCRP) ha istituito nel 2009 la Task Force per il Regional Climate Downscaling (TFRCD), il quale ha creato l'iniziativa CORDEX (Coordinated Regional Downscaling Experiment) per generare proiezioni regionali dei cambiamenti climatici per tutte le regioni terrestri del globo entro il periodo del Quinto Rapporto di Valutazione (AR5) (www.cordex.org). Gli obiettivi principali dell'iniziativa CORDEX sono fornire un quadro coordinato per la valutazione dei modelli, un quadro di proiezione climatica e un'interfaccia per i richiedenti delle simulazioni climatiche negli studi sull'impatto, sull'adattamento e sulla mitigazione dei cambiamenti climatici (Giorgi et al., 2009).

Nel particolare, il progetto CORDEX rappresenta il primo tentativo di coordinamento globale relativo al downscaling regionale con un quadro sperimentale comune (Giorgi et al., 2009). Il CORDEX è l'insieme di tutti gli esperimenti riguardanti la realizzazione di modelli climatici regionali sviluppati in vari domini in tutto il mondo (Figura 2-6a). Per ogni dominio sono presenti i risultati dei modelli con diverse risoluzioni spaziali e temporali.

Una parte di questa iniziativa è l'Euro CORDEX (Jacob et al., 2014) che riguarda esclusivamente il dominio Europeo (www.euro-cordex.net) (Figura 2-6b). Diversamente dalla maggior parte delle altre regioni della Terra, per l'Europa esistono già ensemble coordinati di simulazioni climatiche regionali a risoluzione spaziale piuttosto elevata: progetto Ensembles (van der Linden & Mitchell, 2009) e progetto Prudence

(prudence.dmi.dk). Queste modellazioni climatiche e i relativi scenari sono stati forniti a risoluzioni fino a 25 km e si basano sulla generazione di scenari di emissione (SRES). Le simulazioni EURO-CORDEX, invece, considerano gli scenari RCP (Moss et al., 2008; AR5) e aumenteranno anche la risoluzione spaziale arrivando a risoluzioni di circa 12.5 km (0,11 gradi) a partire da un downscaling dinamico applicato ai GCM considerati. Inoltre, sono comunque disponibili simulazioni ausiliarie con la risoluzione CORDEX standard di circa 50 km (0,44 gradi).

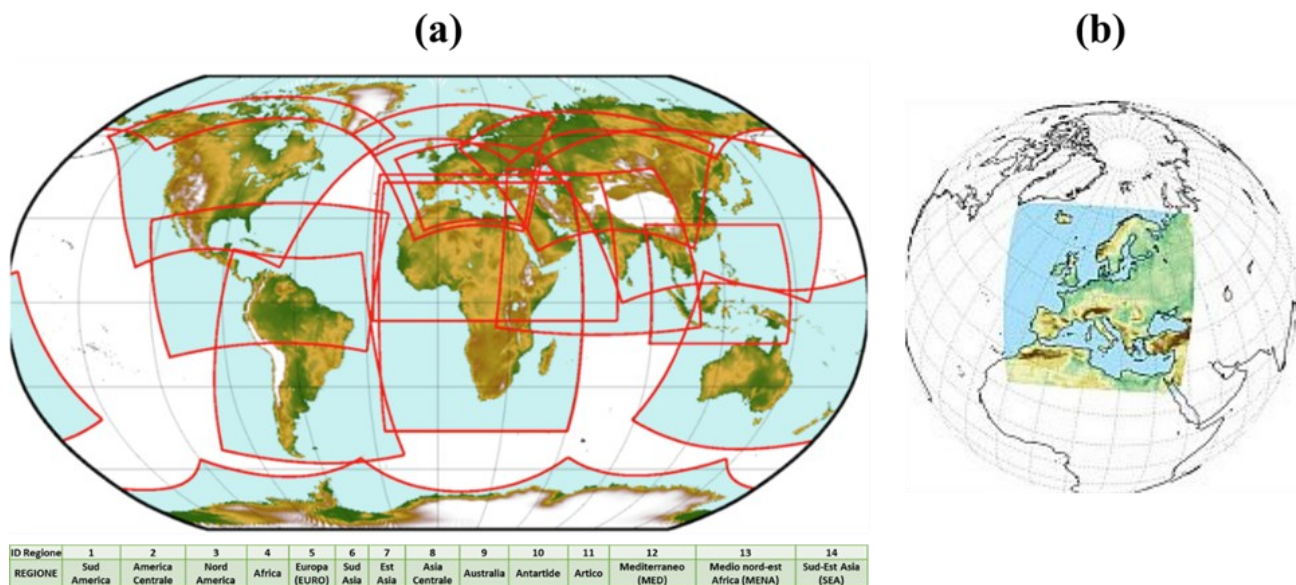


Figura 2-6: Confini (e topografia) dei quattordici domini CORDEX ufficiali (a), dominio dell'EURO-CORDEX (b).

Attraverso l'archivio EURO-CORDEX (www.euro-cordex.net) è possibile reperire, consultare e verificare la lista di tutte le simulazioni climatiche disponibili. Tutte le simulazioni sono pubblicate e distribuite tramite la Earth System Grid Federation (ESGF), ente che sviluppa, distribuisce e mantiene l'infrastruttura software per la gestione, la diffusione e l'analisi dei risultati dei modelli e dei dati osservativi (esgf.llnl.gov). L'obiettivo principale dell'ESGF è facilitare i progressi nella scienza del sistema terra.

2.1.4 Metodi di correzione dell'errore (bias) e tecniche di downscaling

Gli RCM appartenenti all'EURO-CORDEX sono derivati da un processo di downscaling dinamico basato su leggi fisiche, e riescono a fornire una buona risposta al riscaldamento globale del dominio Europeo e all'aumento della concentrazione di gas serra previsti per il futuro. D'altra parte, queste simulazioni ma in generale tutte le simulazioni mediante RCM, non risultano esenti da errori sistematici che ne possono limitare l'utilizzo negli studi di impatti in diversi ambiti disciplinari come l'idrologia, l'ecologia e l'agricoltura (Teutschbein & Seibert, 2012; Wetterhall et al., 2012). Pertanto, prima di una loro diretta applicazione, è necessario eseguire un'ulteriore valutazione e correzione degli errori (bias).

Inoltre, come anticipato nel paragrafo precedente (paragrafo 2.1.1), sebbene gli RCM siano notevolmente più dettagliati dei GCM, la loro risoluzione spaziale potrebbe risultare insufficiente quando si richiedono dettagli fino al livello di una stazione o punto di osservazione specifico, come spesso accade nel caso delle previsioni

delle precipitazioni (Wetterhall et al., 2012). L'applicazione di tecniche di downscaling statistico agli RCM è un approccio complementare utile per ottenere simulazioni a scala locale (Trzaska & Schnarr, 2014; Guido Fioravanti & Emanuela Piervitali, 2015). L'idea di base consiste nell'individuare, per il presente e il passato, robuste relazioni empirico-statistiche fra le variabili a larga scala (predittori) simulate da un modello RCM e le variabili osservate a scala locale (predittandi) oggetto di interesse (Benestad et al., 2008) e successivamente nell'applicare tali relazioni alle simulazioni future. Il downscaling statistico consente di utilizzare e ottenere informazioni su un singolo punto stazione e di non essere dispendioso in termini di calcolo (Trzaska & Schnarr, 2014), ma il limite maggiore risiede nell'assumere l'ipotesi, tutt'altro che scontata, che le relazioni empirico-statistiche individuate siano valide anche per il clima futuro (Piani et al., 2010).

Le relazioni empirico-statistiche tra RCM e osservazioni possono essere definite anche per correggere le variabili di interesse direttamente simulate dagli RCM e per questa tipologia di metodi statistici si usa il termine Bias Correction (correzione dell'errore) e vengono indicati anche come metodi di downscaling empirico-statistico e di correzione degli errori DECMs (Empirical statistical downscaling and error correction methods, Themeßl & Gobiet, 2010).

Ciò nonostante, l'applicazione di queste tecniche di correzione (bias correction) può introdurre nuove fonti di errore, compromettere la variabilità spazio-temporale dei dati corretti e influenzare la rappresentazione dei fenomeni estremi. Inoltre, l'efficacia di tali correzioni dipende dalle condizioni specifiche del contesto climatico e soprattutto dalla disponibilità di dati di riferimento di alta qualità (Maraun e Widmann, 2018). Pertanto, sebbene la correzione dell'errore (bias) sia utile per migliorare la precisione dei modelli climatici regionali, è importante valutarne attentamente gli effetti e considerare le relative limitazioni nell'interpretazione dei risultati climatici.

Maraun e Widmann (2018) come precedentemente Trzaska e Schnarr (2014), hanno descritto e sintetizzato la maggior parte delle tecniche DECMs ma quelle principalmente adoperate per le variabili di precipitazione e temperatura dell'aria sono: il Linear Scaling (LS, Schmidli et al., 2006; Maraun et al., 2010; Wetterhall et al., 2012), il Local Intensity Scaling (LOCI, Schmidli et al., 2006) e il Quantile Mapping (Wetterhall et al., 2012).

2.1.4.1 Linear scaling

Il Linear Scaling, per precipitazione e temperatura dell'aria, rappresenta uno dei metodi di correzione più semplici e immediati da implementare andando a correggere, mediante un fattore di scala, le serie giornaliere in modo che nel periodo di calibrazione le medie simulate degli RCM coincidano con quelle osservate.

$$T'_{c,sim}(g) = T_{c,sim}(g) + \mu \left((T_{c,obs}(g)) \right) - \mu \left((T_{c,sim}(g)) \right) \quad (1)$$

Dove $T_{c,sim}(g)$ è la temperatura giornaliera (g) simulata (sim) nel periodo di calibrazione (c) e $T'_{c,sim}(g)$ è la temperatura corretta. $\mu \left((T_{c,obs}(g)) \right) - \mu \left((T_{c,sim}(g)) \right)$ è il fattore di correzione che deriva rispettivamente dalla temperatura T media mensile (o stagionale) osservata (obs) e simulata nel periodo di calibrazione.

Una volta identificato il fattore di correzione, la correzione della temperatura nel periodo di validazione v si otterrà applicando la relazione:

$$T'_{v,sim}(g) = T_{v,sim}(g) + \mu(T_{c,obs}(g)) - \mu(T_{c,sim}(g)) \quad (2)$$

Per la precipitazione P vale una relazione analoga ma con un fattore moltiplicativo:

$$P'_{c,sim}(g) = P_{c,sim}(g) * \frac{\mu(P_{c,obs}(g))}{\mu(P_{c,sim}(g))} \quad (3)$$

Dove $P'_{v,sim}(g)$ è la precipitazione giornaliera corretta nel periodo di calibrazione e $\mu(P_{c,obs}(g))$ e $\mu(P_{c,sim}(g))$ rappresentano rispettivamente la media della precipitazione cumulata mensile o stagionale osservata e simulata nel periodo di calibrazione.

2.1.4.2 Local Intensity Scaling

Il Local Intensity Scaling (Schmidli et al., 2006; Themeßl et al., 2010) è una variante del linear scaling specifico per la precipitazione e va a correggere il valore medio delle serie simulate previa correzione della frequenza dei giorni asciutti/piovosi. Questo metodo, quindi, risponde alla necessità di correggere il problema dei modelli RCM noto come *drizzling effect* (Olsson et al., 2013; Teutschbein & Seibert, 2010; Wilcke et al., 2013), ovvero la simulazione di un numero eccessivo di giorni di pioggia di bassa intensità (drizzle).

Il primo passo del linear scaling consiste nel rimuovere la precipitazione falsata, andando a definire nel periodo di calibrazione un valore soglia al di sotto del quale i valori delle serie simulate degli RCM di precipitazione vengono posti uguali a zero. Il valore soglia può ricavare mediante la relazione:

$$\tilde{P}_{c,sim}(g) = ecdf_{c,sim}^{-1}(ecdf_{c,obs}(\tilde{P}_{obs}(g))) \quad (4)$$

$\tilde{P}_{obs}(g)$ si riferisce al valore minimo di precipitazione delle serie osservate (obs) e $ecdf_{c,obs}(\tilde{P}_{obs}(g))$ indica la frequenza dei giorni asciutti (precipitazioni inferiori al valore minimo) dove $ecdf_{c,obs}$ è la funzione di ripartizione empirica (Empirical Cumulative Distribution Function) calcolata sulle serie osservate nel periodo di calibrazione (c). Il valore soglia di precipitazione delle serie simulate viene creato attraverso l'inverso della funzione di ripartizione empirica $ecdf_{c,sim}^{-1}$. Annullando tutti i valori di $\tilde{P}_{c,sim}(g)$ nel periodo di calibrazione si garantisce che le serie simulate degli RCM presentino la stessa frequenza di giorni asciutti delle serie osservate. In questa formula la precipitazione minima osservata $\tilde{P}_{obs}(g)$ è la medesima sia nel periodo di calibrazione che di validazione, motivo per il quale l'assenza del pedice identificativo è giustificata.

La correzione della distorsione dei valori giornalieri nel periodo di calibrazione si applica mediante la relazione:

$$P'_{c,sim}(g) = \max \left\{ \tilde{P}_{obs}(g) + s(P_{c,sim}(g) - \tilde{P}_{c,sim}(g)), 0 \right\} \quad (5)$$

Dove s è un fattore di scala definito come:

$$s = \frac{\mu(P_{c,obs}(g) > 0) - \bar{P}_{obs}(g)}{\mu(P_{c,sim}(g) > \bar{P}_{c,sim}(g)) - \bar{P}_{c,sim}(g)} \quad (6)$$

Il fattore di scala può essere a sua volta utilizzato per correggere la precipitazione giornaliera nel periodo di validazione. Come per il linear scaling anche in questo caso la correzione può essere implementata su dati aggregati alla scala mensile o stagionale.

2.1.4.3 Quantile Mapping

Il Quantile Mapping, infine, a differenza del linear scaling e del local intensity scaling, è un metodo che corregge la distribuzione di probabilità di una serie simulata; non si limita a correggere solo il valore medio, ma anche la variazione complessiva, rendendolo efficace per la correzione dei valori estremi (Wetterhall et al., 2012). Questo metodo individua, per ogni quantile della serie simulata, il corrispondente quantile nella distribuzione dei dati osservati. Può essere implementato in due modi principali: utilizzando un modello teorico per la funzione di distribuzione cumulata (CDF) dei dati osservati e/o simulati (noto come Distribution-Based Scaling), oppure tramite un approccio puramente empirico usando una distribuzione di ripartizione empirica (ECDF). In particolare, per quanto riguarda le precipitazioni, il quantile mapping effettua una correzione sia in termini di frequenza che di intensità e si può adottare lo stesso procedimento già illustrato precedentemente nel local intensity scaling per individuare la soglia di precipitazione rispetto a cui correggere la frequenza dei giorni asciutti/piovosi (equazione 4). Successivamente, sia per le serie di precipitazione e temperatura dell'aria, per ogni evento simulato $X_{c,sim}$ viene calcolata la corrispondente probabilità cumulata $p_{c,sim}$ mediante la funzione ECDF simulata:

$$p_{c,sim} = P_{cdf_{c,sim}}(X_{c,sim}(g)) \quad (7)$$

Quindi usando la funzione inversa della ECDF delle serie osservate (Figura 2-7), si può risalire all'evento osservato che nel periodo di calibrazione ha associato una determinata probabilità pari a $p_{c,sim}$:

$$X_{c,obs}(g) = ecdf_{c,obs}^{-1}(p_{c,sim}) \quad (8)$$

Per ogni valore simulato $X_{c,sim}$ viene pertanto individuato un fattore di correzione $\Delta X_{c,sim}(g)$ definito come:

$$\Delta X_c(g) = ecdf_{c,obs}^{-1}(p_{c,sim}) - ecdf_{c,sim}^{-1}(p_{c,sim}) \quad (9)$$

Anche con questo metodo è possibile considerare il ciclo annuale, applicando correzioni su base mensile o stagionale usando funzioni di distribuzione di ripartizione empiriche e simulate per ogni mese o stagione. Il metodo permette anche di eseguire correzioni specifiche per ciascuno dei 365 giorni dell'anno.

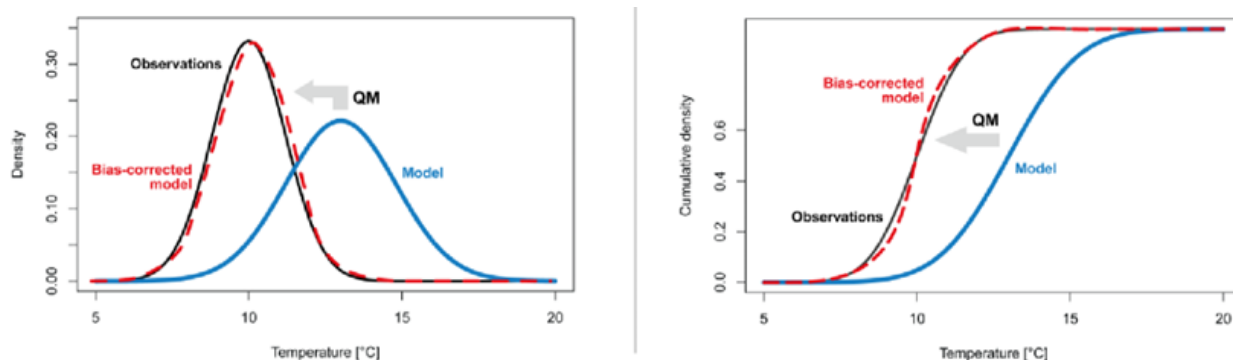


Figura 2-7: Procedura schematica di correzione di una serie tramite quantile mapping (Feigenwinter et al., 2018)

I metodi appena descritti, ma più in generale tutti quelli relativi alle correzioni dell'errore (bias-correction), sono strettamente legati alla distribuzione e alla qualità dei dati osservati che nella maggior parte dei casi deve essere aggregata alla scala giornaliera o mensile considerando serie storiche dei dati molto lunghe. Per maggiori approfondimenti si fa riferimento a Trzaska e Schnarr (2014).

2.1.5 Applicazioni dei GCM/RCM in ambito idrogeologico

Nonostante l'importanza della relazione tra condizioni climatiche e risorse idriche sotterranee (Taylor et al., 2013), gli studi che esaminano gli effetti futuri dei cambiamenti climatici sulla ricarica degli acquiferi non ha subito uno sviluppo equivalente rispetto alla ricerca riguardante le risorse idriche superficiali (Green et al., 2011). Ciò nonostante, negli anni molti studi alla scala regionale sono stati condotti per investigare la connessione tra cambiamenti climatici e i processi di ricarica degli acquiferi tramite l'applicazione di modelli climatici GCM/RCM.

Serrat-Capdevila et al. (2007) hanno adoperato i dati climatici provenienti da 17 GCM per il San Pedro Basin (Arizona, USA) per stimare la ricarica delle acque sotterranee tramite un'equazione empirica (Anderson et al., 1992). Mileham et al. (2009) adoperano i dati di un solo RCM, con risoluzione inferiore ai 50 km, corrispondenti ad un unico scenario per applicare il SMBMs model (soil-moisture balance models) per verificare l'impatto del cambiamento climatico sulla ricarica e run-off in un bacino idrografico dell'Uganda (Africa). Crosbie et al. (2011a) hanno simulato i cambiamenti della ricarica delle acque sotterranee in tre località nel sud dell'Australia, adoperando 15 GCM, metodi di riduzione e modelli idrologici e hanno scoperto che la più alta incertezza nella modellazione della ricarica futura è nata dalla selezione del GCM. Kurylyk et al. (2013) hanno adoperato i dati meteorologici di vari scenari climatici e dati di campo di una piccola falda acquifera, nel Canada orientale, per stimare la ricarica delle acque sotterranee con il modello di bilancio idrico del suolo HELP3. Altri esempi di applicazione dei GCM e RCM sono descritti e raccolti nel lavoro di Kurylyk et al. (2013).

In seguito alle informazioni acquisite, è stata eseguita una ricerca e un'analisi bibliografica di tutti i lavori scientifici che riguardassero principalmente l'applicazione dei modelli RCM alla quantificazione della ricarica

degli acquiferi con litologie carbonatiche nell'area mediterranea. Pertanto, sono stati investigati ed analizzati i criteri finora utilizzati per l'applicazione dei modelli RCM in relazione alle finalità degli studi effettuati.

Stigter et al., adoperando in siti della Spagna e Marocco (Stigter et al., 2012) e in Portogallo (Stigter et al., 2014), 3 RCM dal progetto ENSEMBLES con una risoluzione di 25 km e considerando lo scenario A1b per le variabili di precipitazione e temperatura dell'aria per i periodi 2020-2050 e 2069-2099. Ai dati climatici degli RCM hanno applicato 2 metodi diversi di correzione dell'errore (bias-correction). Nel primo metodo sono state considerate le anomalie della precipitazione e temperatura dell'aria (Kilsby et al., 2007; Lenderink et al., 2007) mentre con il secondo metodo sono state considerate delle regressioni lineari tra i dati osservati e quelli simulati (Wood et al., 2002; Vidal & Wade, 2008). I dati climatici corretti sono stati successivamente adoperati per la quantificazione della ricarica applicando il metodo di Thornthwaite- Mather (Thornthwaite, 1957) e di Penman- Grindley (Grindley, 1970) così da ottenere una stima dell'incertezza coinvolta con diversi metodi di bilancio idrico.

Velazquez et al. (2015) hanno eseguito un'analisi dell'impatto dei cambiamenti climatici sull'altipiano della Murcia (Spagna) con gli scenari A1b e A2 dei dati climatici derivanti dai progetti PRUDENCE (prudence.dmi.dk) e ENSAMBES (van der Linden & Mitchell, 2009) con una risoluzione di 22 e 50 km. Hanno eseguito una correzione dell'errore (bias) dei dati climatici alla scala mensile e hanno valutato l'impatto del cambiamento climatico sulla ricarica degli acquiferi simulando le nuove condizioni climatiche con un modello di bilanciamento continuo calibrato e adoperano il water table fluctuation method WTF (Healy & Cook, 2002) per stimare la ricarica.

Proseguendo, Velazquez et al. (2018) hanno definito l'impatto dei possibili scenari climatici futuri sulla ricarica potenziale degli acquiferi della Spagna, combinando informazioni provenienti da diversi RCM e modelli di circolazione generale (GCM), tecniche di downscaling e ipotesi di insieme. Le serie temporali delle precipitazioni, generate dagli scenari previsionali, sono state ricavate dalle simulazioni del CORDEX EU project (2013) ed è stato selezionato soltanto lo scenario più pessimistico delle Representative Concentration Pathways (RCP 8.5) per calcolare la ricarica, usando opportunamente il Chloride Mass Balance (CMB) method (Alcalá & Custodio, 2014, 2015). I modelli applicati da Velazquez et al. (2018) appartengono al dominio EUR -11 e hanno una risoluzione di circa 12.5 km.

Sempre in Spagna Pardo et al. (2019), hanno adoperato 9 modelli RCM con risoluzione 12 km, considerando solamente lo scenario RCP 8.5 per il periodo 2071-2100 per quantificare la ricarica diffusa e concentrata in un acquifero carbonatico nella provincia di Málaga (Spagna del sud). Hanno applicato 2 metodologie diverse di correzione dell'errore (bias-correction) ovvero il quantile mapping (Wetterhall et al., 2012) per i dati relativi alle precipitazioni e correzioni del primo e secondo ordine per la temperatura dell'aria. Eseguono infine la quantificazione della ricarica tramite formule empiriche e confrontano i risultati degli scenari di ricarica futuri con le ricariche stimate nel periodo di controllo 1970-2000 constatando che l'incremento dei valori di temperatura dell'aria e la diminuzione dei tassi di precipitazione hanno implicato una riduzione dei tassi di ricarica futuri.

In Italia, invece, D'Oria et al. (2019, 2018, 2017) hanno applicato una combinazione di 13 modelli derivanti da 5 GCM e 5 RCM con una risoluzione di circa 12.5 km (appartenenti al dominio EUR 11), per eseguire degli studi di carattere idrologico e idrogeologico in diverse regioni della penisola, Toscana (D'Oria et al., 2019, 2017) e Puglia (D'Oria et al., 2018). Per lo studio condotto nel 2019, sono stati adoperati i dati provenienti dagli stessi modelli ed è stata eseguita un'analisi di scenari con le forzanti RCP 8.5 e RCP4.5 fino a fine secolo. In questo caso gli Autori hanno adoperato i dati per eseguire una modellazione numerica, quantificando la

ricarica in maniera indiretta con il programma HEC-HMS; i valori ottenuti sono a seguito della simulazione numerica.

In Grecia, Nerantzaki et al., hanno adoperato una combinazione di 5 GCM e 11 RCM dell'EURO-CORDEX selezionati sulla base di un criterio che considera la varietà nella genealogia dei modelli e la gamma di segnali di cambiamento climatico (Mendlik & Gobiet, 2016). Adoperano i dati di precipitazione e temperatura dell'aria estrapolate da tre scenari RCP (RCP 2.6, RCP 4.5 e RCP 8.5) e hanno eseguito il quantile mapping (Wetterhall et al., 2012) come metodologia per la correzione dell'errore (bias). Infine, hanno quantificato la ricarica di due acquiferi carbonatici di Creta tramite il Soil and Water Assessment Tool (SWAT model) alla scala giornaliera (Neitsch et al., 2011) fino al 2098 e hanno basato le loro osservazioni in tre periodi di analisi ognuno di 40 anni.

Voulanas et al., hanno usato otto RCM, quattro con RCP 4.5 e altri quattro con RCP 8.5 e hanno adoperato i relativi dati di precipitazione e temperatura dell'aria per eseguire uno studio di impatto climatico per il periodo 2019-2078 nel bacino di Kastoria (Macedonia dell'ovest, Grecia del Nord) con il software FEFLOW. Nel loro studio hanno corretto le serie degli RCM con il linear scaling (Schmidli et al., 2006; Maraun et al., 2010; Wetterhall et al., 2012) alla scala mensile. Anche in questo lavoro, l'analisi degli impatti climatici è stata eseguita su dei sottoperiodi ventennali e i risultati ottenuti in termini di acqua infiltrata sono stati messi a confronto con quelli valutati nel periodo di controllo.

Gli articoli sopracitati sono stati riorganizzati nella tabella 1 utilizzando come criteri l'anno di pubblicazione, l'area di studio, le caratteristiche dei GCM/RCM, l'applicazione delle tecniche di correzione dell'errore (bias-correction) e i criteri per la quantificazione della ricarica.

In seguito a questi approfondimenti, è emerso che molti autori applicano più modelli climatici o combinazioni di questi. Holman et al. (2012) hanno suggerito che la migliore prassi per utilizzare i modelli climatici per valutare l'impatto sulle acque sotterranee è quello di utilizzare i risultati di più GCM o RCM, basati su diversi scenari di emissione. Tuttavia, questo approccio introduce un'ulteriore variabilità dei dati climatici, che si traduce in incertezza nella futura ricarica delle acque sotterranee.

Dopo il 2014 gli RCP sono gli scenari climatici applicati negli studi di impatto climatico rispetto agli scenari socioeconomici (A1b o A2). Questo aspetto è importante poiché mostra come i lavori della comunità scientifica sono strettamente legati ai report dell'IPCC e alla disponibilità delle simulazioni disponibili negli anni di realizzazione e pubblicazione dei lavori. Prima del 2014 lavori scientifici considerando gli Assessment Report di valutazione dell'IPCC (AR3, 2001; AR4, 2007) che incorporano gli scenari socio-economici mentre quelli successivi alla pubblicazione del Assessment Report (AR5, 2014) adoperano gli scenari climatici basati sulle RCP.

Le precipitazioni e la temperatura dell'aria sono le variabili fondamentali e le loro serie temporali, simulate dagli RCM, sono facilmente e ampiamente applicabili per la quantificazione della ricarica delle acque sotterranee tramite modelli numerici.

I diversi Autori sopracitati (tabella 1) non applicano direttamente i risultati ottenuti dai modelli; prima del loro utilizzo devono eseguire delle correzioni/calibrazioni che servono a ridurre l'errore che c'è tra i modelli RCM e i dati reali provenienti da stazioni a terra. Tuttavia, in molti casi questa operazione non è facilmente eseguibile a causa dei seguenti motivi: basso numero o assenza di stazioni a terra e le serie di dati non sono continue ma sono interrotte o frammentate (D'Oria et al., 2018, Bucchignani et al., 2016). In quest'ultimo caso si devono

eseguire delle operazioni di ricostruzione-completamento della serie mediante tecniche statistico-probabilistiche (D'Oria et al., 2018).

In tutti i casi, le serie temporali corrette sono state utilizzate per la quantificazione della ricarica delle acque sotterranee attraverso modelli empirici, numerici o combinati.

Tabella 1: stato dell'arte dell'applicazione dei modelli GCM/RCM in ambito idrogeologico in presenza di litologie carbonatiche nell'area del Mediterraneo.

Anno	Luoghi	GCMs/RCM	N° di GCMs/RCMs	Risoluzione RCM km x Km	Scenari	Variabili	Bias correction	Metodi per la quantificazione e della ricarica	Autori
						T: temperatura P: precipitazione	S: si, N: no	E: empirico, N: numerico, C: combinato	
2012	Spagna	ENSEMBLES	3	25	A1b	T & P	S	E	Stigter et al.
2014	Spagna	ENSEMBLES	3	25	A1b	T & P	S	E	Stigter et al.
2015	Spagna	PRUDENCE ENSEMBLES	7	22-50	A1b A2	T & P	S	C	Pulido-Velazquez et al.
2018	Spagna	CORDEX	9	12.5	RCP 8.5	T & P	S	E	Pulido-Velazquez et al.
2019	Italia	EURO CORDEX	13	12.5	RCP 4.5 RCP 8.5	T & P	S	N	D'Oria et al.
2019	Spagna	EURO CORDEX	9	12.5	RCP 8.5	T & P	S	E	Pardo-Igúzquiza et al.
2020	Grecia	EURO CORDEX	11	12.5	RCP 2.6 RCP 4.5 RCP 8.5	T & P	S	N	Nerantzaki et al.
2021	Grecia	EURO CORDEX	8	12.5	RCP 4.5 RCP 8.5	T & P	S	N	Voulanas et al.

2.2 Caratterizzazione del regime idrologico del sistema suolo/vegetazione mediante dati satellitari

Le relazioni tra la ricarica delle acque sotterranee e le variabili fisiche sono di notevole interesse scientifico e la maggior parte degli studi idrogeologici identificano gli aspetti climatici e geologici come principali fattori ambientali di controllo sulla velocità di ricarica delle acque sotterranee (Kim et al. 2012). In genere, la ricarica delle acque sotterranee aumenta in relazione alla quantità e all'intensità delle precipitazioni, le quali incidono sulla quantità di acqua che penetra nel suolo e nelle rocce. (Lvovitch, 1970; Freeze and Cherry, 1979; Bredeenkamp, 1988; Edmunds, 2001a; Jan et al., 2007; Stonestrom et al., 2007). Al contrario, la ricarica diminuisce all'aumentare dell'evapotraspirazione, che rappresenta la quantità di energia disponibile per l'evaporazione dell'acqua (Thornthwaite et al., 1957). Tuttavia, una volta nel suolo il movimento dell'acqua è fortemente influenzato da molti parametri quali: la tessitura, la struttura del suolo, il contenuto volumetrico d'acqua e gli apparati radicali della vegetazione. In particolare, la vegetazione influisce notevolmente sui processi di ricarica degli acquiferi poiché estrae direttamente acqua sotterranea dalle falde sature e dalla zona insatura riducendo la quantità di acqua (precipitazioni) che effettivamente viene ricaricata interferendo con il passaggio delle precipitazioni dall'atmosfera alla falda acquifera (Le Maitre et al., 1999).

La maggior parte degli studi relativi alla modellazione della ricarica considera l'effetto della vegetazione secondario rispetto all'effetto dei fattori fisici come il clima e il tipo di suolo (Kim et al. 2012). Tuttavia, la vegetazione gioca un ruolo significativo nella ricarica delle acque sotterranee, con variazioni prevedibili in base a fattori climatici e del suolo. Queste relazioni sono supportate da stime indipendenti sul campo e da ricerche che hanno accoppiato dati relativi alla vegetazione e al tipo di suolo (Kim et al. 2012). Pertanto, approfondire l'analisi, la comprensione del sistema suolo/vegetazione e la determinazione dei fattori ambientali, come l'evapotraspirazione, l'umidità del suolo e la vegetazione, riveste un'importanza cruciale per una valutazione accurata del ciclo idrologico sia alla scala locale che globale.

Le osservazioni satellitari hanno rivoluzionato la comprensione dell'idrologia e della disponibilità idrica a livello regionale e globale in modi che non sarebbero avvenuti con osservazioni in situ. I satelliti per l'osservazione della Terra possono fornire sia una copertura spaziale dell'“immagine complessiva” che proxy ad alta risoluzione per il cambiamento della riserva idrica sotterranea e la struttura dell'acquifero su vaste regioni (Adams et al., 2022). Questa rivoluzione nei dati di osservazione terrestre ha il potenziale per offrire una maggiore comprensione regionale e globale, essenziale per migliorare i modelli predittivi e informare decisori politici, gestori delle risorse e il pubblico generale (Famiglietti et al., 2015).

Negli ultimi anni, diversi metodi di telerilevamento spaziale sono stati applicati allo studio delle acque sotterranee, dimostrando che la riserva idrica, l'estrazione e la ricarica, così come l'idrostratigrafia degli acquiferi, possono essere stimati, in circostanze appropriate, a livello regionale e globale.

Tuttavia, ci sono ancora sfide da affrontare nell'impiego di tali insiemi di dati, specialmente nel connettere direttamente i dati osservati con le variabili idrologiche rilevanti; ridimensionare set di dati grossolani e integrare in modo efficace differenti insiemi di dati remoti nei modelli idrogeologici rappresenta un'altra area di complessità da gestire.

In idrologia, il contenuto volumetrico d'acqua del suolo (o umidità del suolo) regola la separazione non lineare delle precipitazioni in infiltrazione e deflusso. La conoscenza del contenuto volumetrico d'acqua del suolo nel bacino idrografico prima di qualsiasi evento meteorologico è un fattore imperativo da conoscere, poiché per la stessa entità delle precipitazioni, stati di umidità del suolo diversi possono generare idrogrammi differenti (Cenci et al., 2016). Analogamente, l'evapotraspirazione è una delle componenti principali del bilancio idrico

nella maggior parte dei sistemi idrologici (Nachabe et al., 2005); spesso supera le precipitazioni, soprattutto nelle regioni aride e semi-aride, e costituisce una riduzione per le risorse idriche sotterranee (Raz-Yaseef et al., 2012). Di conseguenza, una valutazione affidabile dell'evapotraspirazione è importante per una gestione efficace delle risorse idriche.

Recenti ricerche hanno analizzato varie metodologie avanzate di telerilevamento utili per il monitoraggio e la valutazione delle risorse idriche sotterranee su scala sia locale che globale (Adams et al., 2022). Questi studi hanno anche esaminato l'efficacia dei dataset comunemente impiegati nei modelli idrologici attraverso differenti scale geografiche, inclusi bacini idrografici di dimensioni micro ($<10 \text{ km}^2$), meso (10 km^2 – 1000 km^2) e macro ($>1000 \text{ km}^2$) (Ali et al., 2023).

Pertanto, di seguito verranno approfondite le caratteristiche e i dataset selezionati per questo lavoro di tesi relativi al contenuto volumetrico d'acqua del suolo (Soil Water Index – SWI) e all'evapotraspirazione (Evapotraspirazione tramite MODIS - MOD16).

2.2.1 Soil Water Index (SWI)

2.2.1.1 Distributore e descrizione del prodotto

Il Copernicus Global Land Service (CGLS) (and.copernicus.eu) è un componente del Land Monitoring Core Service (LMCS) di Copernicus, il programma di punta europeo sull'Osservazione della Terra (www.copernicus.eu). Il CGLS produce sistematicamente una serie di prodotti bio-geofisici qualificati sullo stato e sull'evoluzione della superficie terrestre, su scala globale e a risoluzione spaziale medio-bassa, completati dalla costituzione di serie temporali a lungo termine. I prodotti sono utilizzati per monitorare la vegetazione, il ciclo dell'acqua, il bilancio energetico e la criosfera terrestre. Il contenuto d'acqua volumetrico del suolo è una variabile molto eterogenea e varia su piccole scale in base alle proprietà del terreno, ai modelli di drenaggio e fino a una profondità di 5 cm, ed è riconosciuta come una Variabile Climatica Essenziale (ECV) dal Sistema Globale di Osservazione del Clima (GCOS) (gcoss.wmo.int).

Nel particolare, il Soil Water Index (SWI) quantifica il contenuto d'acqua volumetrico (condizione di umidità) a varie profondità nel terreno che è principalmente determinata dalle precipitazioni attraverso il processo di infiltrazione.

L'Indice dell'Acqua del Suolo SWI è fornito dal CGLS:

- per l'Europa (Figura 2-8), con risoluzione di 1 km, basato sull'Umidità del Suolo Superficiale da Sentinel-1 C-band SAR e sull'umidità del suolo superficiale Metop ASCAT (hsaf.meteoam.it).
- a livello globale, con risoluzione di $0,1^\circ$ o $12,5 \text{ km}$, basato sulle stesse osservazioni di umidità del suolo Metop ASCAT.

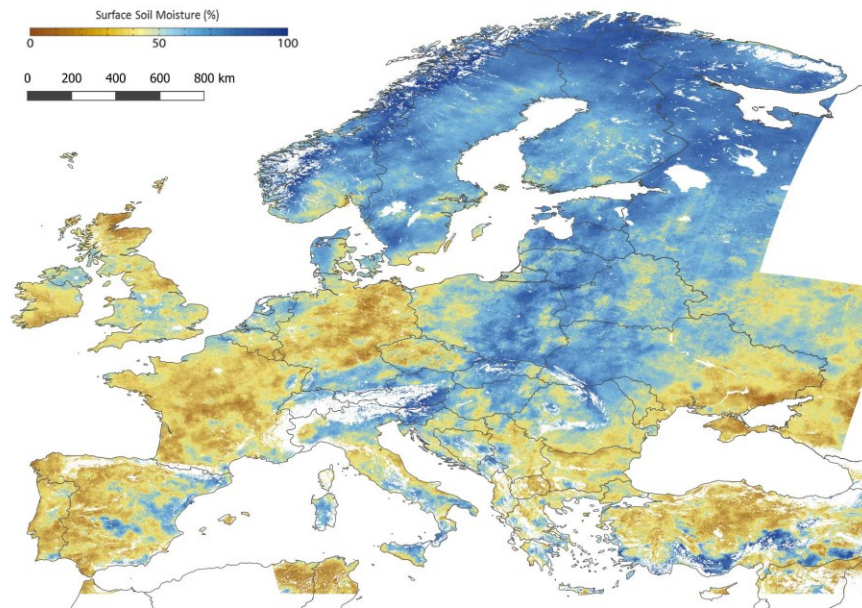


Figura 2-8: Esempio del SWI 1Km dell'Europa, Agosto 2018 (land.copernicus.eu).

Il SWI1km si basa sul prodotto SWI esistente dei Copernicus Global Land Services e utilizza dati ad alta risoluzione di umidità del suolo superficiale (SAR Surface Soil Moisture SSM) generati dalla missione Sentinel-1 lanciata nel 2014 e li combina con i dati SSM della missione dello Scatterometer ASCAT, di differente risoluzione spaziale e temporale (Tabella 2, Figura 2-9) mediante l'algoritmo SCATSAR (Scatterometer-Synthetic Aperture Radar). Il prodotto risultante raggiunge sia un'alta risoluzione temporale che spaziale, garantendo una maggiore affidabilità e precisione e consentendo applicazioni idrologiche dei dati radar a un nuovo livello. La tabella 2 riassume le caratteristiche principali dei prodotti di input e output.

Tabella 2: Principali caratteristiche degli input (ASCAT-Sentinel-1) e output (SWI1Km)

Prodotto	Sorgente/Satellite	Risoluzione temporale	Risoluzione spaziale
ASCAT SSM/SWI	Metop ASCAT	1 giorno	0.1°
Sentinel-1 SSM	Sentinel-1	1.5 – 4 giorni	1/112°
SCATSAR-SWI	Metop ASCAT+Sentinel1	1 giorno	1/112°

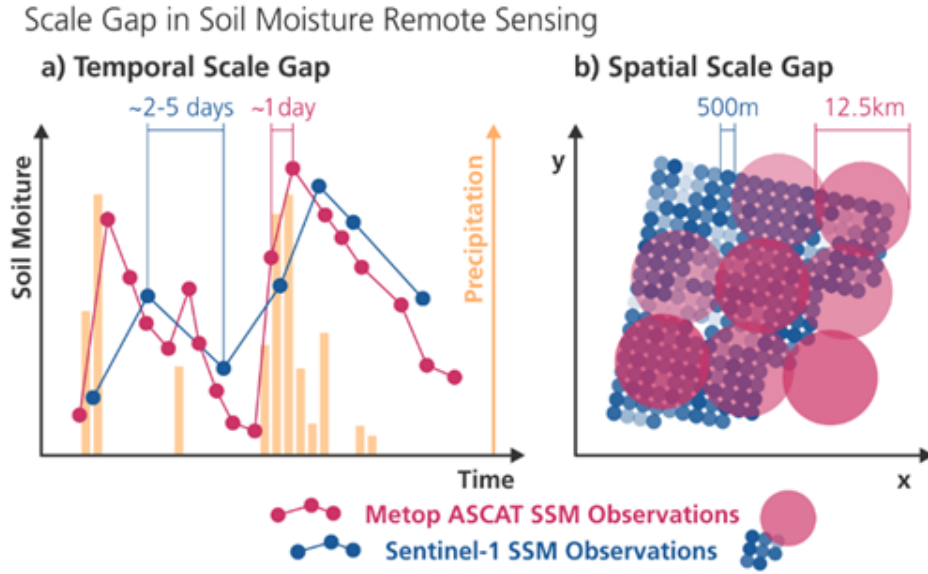


Figura 2-9: Rappresentazione schematica delle differenze tra i dati satellitari usati per la determinazione del SWI (Bauer-Marschallinger et al., 2018)

2.2.1.2 Algoritmo per la produzione del SWI1km

L'algoritmo SWI utilizza un modello di infiltrazione che descrive la relazione tra la il contenuto d'acqua volumetrico (soil moisture) superficiale e quello del profilo del suolo in funzione del tempo.

L'algoritmo si basa su un modello di bilancio idrico a due strati proposto da Wagner et al. (1999) per stimare il contenuto d'acqua volumetrico del suolo dai dati derivati dalle osservazioni satellitari (SAR Surface Soil Moisture - SSM).

La seguente formula (Wagner et al., 1999) descrive come ottenere il SWI a partire dalle osservazioni satellitari di umidità dell'SSM:

$$SWI(t_n) = \frac{\sum_i^n SSM(t_i) e^{\frac{t_n - t_i}{T}}}{\sum_i^n e^{\frac{t_n - t_i}{T}}} \quad \text{per } t_i \leq t_n \quad (10)$$

dove t_n rappresenta il tempo di osservazione della misurazione attuale e t_i sono i tempi di osservazione delle misurazioni precedenti espressi in giorni giuliani. Nell'equazione 10, tutte le osservazioni di SSM effettuate prima del tempo t_n vengono sommate e ponderate in modo esponenziale.

Il fattore T determina quanto rapidamente diminuiscono i pesi e quanto fortemente le osservazioni di SSM prese nel passato influenzano il SWI attuale. Per fare un esempio: se il valore di T è pari a 5 e una misurazione di SSM è stata fatta 10 giorni prima del tempo di osservazione t_n , allora questa osservazione riceverebbe un peso di $e^{-10/5} = 0,135$. Analogamente, adoperando un valore di T pari a 20 nello stesso caso, il peso aumenterebbe a $e^{-10/20} = 0,607$. Questa formulazione rappresenta un semplice modello di bilancio idrico a due strati (Figura 2-10), dove il primo strato è il livello superficiale del suolo accessibile ai dati satellitari (C-band scatterometers) mentre il secondo strato è la parte del profilo che si estende verso il basso dal fondo del livello superficiale del suolo.

Si assume che il secondo strato funga da serbatoio collegato all'atmosfera attraverso il primo strato e che le condizioni di umidità nel primo strato, che è in contatto diretto con l'atmosfera, sono temporalmente molto dinamiche.

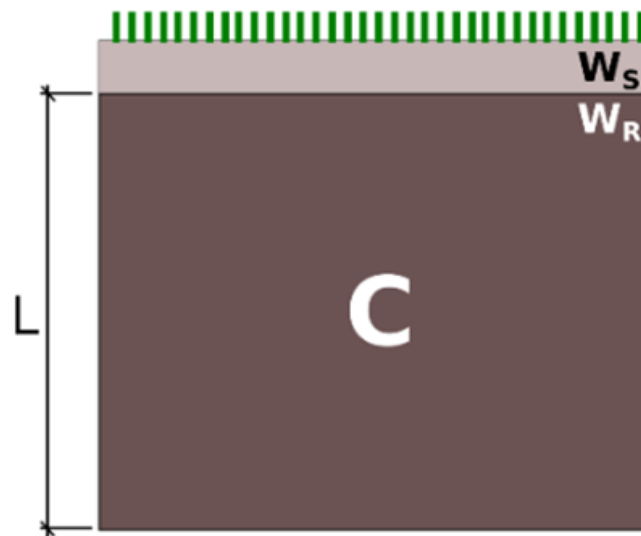


Figura 2-10: Schema del modello a due strati utilizzato per il calcolo del SWI dove: L rappresenta la profondità del serbatoio, C è la costante di pseudo-diffusività (area) e W_S e W_R indicano rispettivamente i livelli superficiale e del serbatoio.

All'aumentare della profondità del profilo nel secondo strato, la dinamica temporale delle condizioni di umidità diminuisce, poiché la quantità di acqua immagazzinata nel serbatoio dipende dall'infiltrazione dell'acqua aggiunta al primo strato durante gli eventi di precipitazione. Pertanto, il contenuto d'acqua dello strato del serbatoio è controllato esclusivamente dalle condizioni di umidità passate nel livello superficiale e quindi dall'occorrenza delle precipitazioni. Quindi, gli eventi di precipitazione più recenti hanno un impatto maggiore sulle condizioni di umidità nel serbatoio e questo aspetto è considerato dalla funzione di pesatura esponenziale (equ. 10). Se si assume che L sia la profondità dello strato del serbatoio (W_R) e C sia una costante di pseudo-diffusività rappresentativa dell'area (Figura 2-10), Il valore di T utilizzato per il calcolo del SWI può essere espresso come $T=L/C$. Da questa formulazione si può dedurre che un alto T descrive uno strato del suolo più profondo se la diffusività del suolo è costante ma anche che lo stesso valore di T descrive diverse profondità per suoli diversi. Il collegamento tra il livello superficiale rilevato da remoto e il serbatoio è descritto in maggior dettaglio da (Ceballos, et al. 2005). Maggiori approfondimenti riguardo le relazioni tra il livello superficiale rilevato da remoto e il livello profondo (serbatoio) vengono descritti maggiormente da (Ceballos et al., 2005).

2.2.1.3 Validazioni e applicazioni del SWI

In Italia è stata realizzata una dettagliata campagna di validazione del SWI (Bauer-Marschallinger et al., 2018). In questo studio, l'algoritmo SCATSAR-SWI è stato applicato su un dataset di dati ASCAT-Sentinel-1-SSM di 3 anni (2015-2017) ottenendo un insieme coerente di parametri del modello. La validazione del dataset SWI1Km è stata eseguita impiegando il Soil Water Balance Model (SWBM) alla risoluzione di 1km in Umbria e ha mostrato una relazione molto alta con i dati di riferimento (mediana $R = 0,61$ vs. in situ; $0,71$ vs. modello; $0,83$ vs. ASCAT SSM). Inoltre, gli autori, utilizzando l'approccio SM2RAIN (Brocca et al., 2014) per modellare le precipitazioni dai dati satellitari di contenuto d'acqua volumetrico, hanno constatato che il

SWI1km mostra un'eccellente capacità di riprodurre le precipitazioni accumulate in 5 giorni sull'Italia, con $R=0,89$ rispetto alle precipitazioni osservate. Gli studi effettuati applicando il SWI1km (Azimi et al., 2020; Bauer-Marschallinger et al., 2018; Termite et al., 2019) hanno confermato che la fusione dei dati da Metop ASCAT e Sentinel-1 tramite l'algoritmo SCATSAR-SWI, che combina con successo la qualità spaziale e temporale dei rispettivi segnali dei due input, produce un prodotto dove i parametri di fusione sono coerenti spazialmente nell'area europea (Figura 2-8). Inoltre, le analisi delle serie temporali del SWI1km rivelano una buona capacità del prodotto di telerilevamento nel riprodurre i picchi e i minimi dell'umidità del suolo rilevati a livello superficiale con le stazioni di umidità del suolo europee consultate tramite l'International Soil Moisture Network (ISMN, ismn.earth).

2.2.2 ETR MODIS

2.2.2.1 Distributore e descrizione del prodotto

Il Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) è uno strumento fondamentale a bordo dei satelliti Terra (originariamente noto come EOS AM-1) e Aqua (originariamente noto come EOS PM-1) (modis.gsfc.nasa.gov). L'orbita del satellite Terra intorno al globo è sincronizzata in modo che passi da nord a sud attraverso l'equatore al mattino, mentre il satellite Aqua passa da sud a nord sopra l'equatore nel pomeriggio. Terra MODIS e Aqua MODIS osservano l'intera superficie terrestre ogni 1-2 giorni, acquisendo dati in 36 bande spettrali o gruppi di lunghezze d'onda. La raccolta di questi dati contribuisce a migliorare la comprensione delle dinamiche globali e dei processi che avvengono sulla terra, negli oceani e nella bassa atmosfera portando allo sviluppo di modelli interattivi in grado di prevedere con precisione i cambiamenti globali. Ci sono molti prodotti “standard” MODIS, realizzati alla base di vari progetti sperimentali, che gli scienziati utilizzano per studiare il cambiamento globale e vengono impiegati in varie discipline, tra cui oceanografia, biologia, scienze atmosferiche e della terra. Tra questi, il MODIS Evapotranspiration è una parte del più grande progetto NASA/EOS realizzato per stimare l'evapotraspirazione terrestre globale dalla superficie terrestre utilizzando dati di telerilevamento satellitare (Figura 2-11).

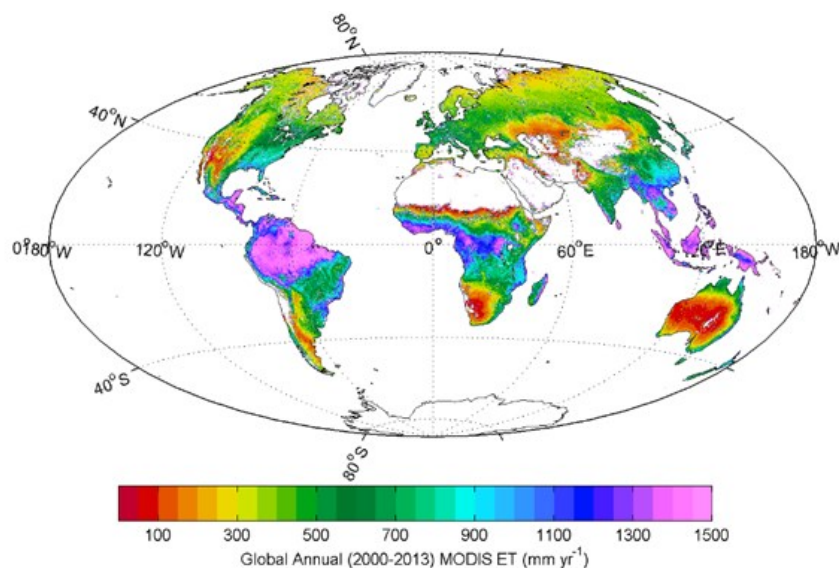


Figura 2-11: Rappresentazione dell'ETR MODIS alla scala globale (Steven W. Running, Qiaozhen Mu, Maosheng Zhao, 2021).

Questo prodotto è disponibile tramite il Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC) che opera in collaborazione tra lo U.S. Geological Survey (USGS) e la National Aeronautics and Space Administration (NASA) ed è un componente del Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS) della NASA (lpdaac.usgs.gov).

Pertanto, il prodotto globale di evapotraspirazione MOD16, derivato da TerraModis, può essere impiegato per calcolare il bilancio idrico ed energetico regionale, lo stato dell'acqua nel suolo e fornisce quindi informazioni fondamentali per la gestione delle risorse idriche.

Nel particolare i prodotti forniti disponibili sono il:

- MOD16A2 Evapotraspirazione-Flusso di calore latente relativo a un set di dati composito di 8 giorni con una risoluzione di 0.5 km (pixel).
- MOD16A3: Evapotraspirazione-Flusso di calore latente relativo a un set di dati composito alla scala annuale con una risoluzione di 0.5 km (pixel).

Con dati a lungo termine sull'evapotraspirazione possono essere quantificati, gli effetti dei cambiamenti climatici, dell'uso del suolo e delle perturbazioni degli ecosistemi sulle risorse idriche regionali e sul cambiamento dell'energia della superficie terrestre. A partire dal 2000, i dataset globali di evapotraspirazione (ET), flusso di calore latente (LE), ET potenziale (PET) e flusso di calore latente potenziale (PLE) di MOD16 sono dataset regolari sull'ET della superficie terrestre di 1 km² per le 109.03 milioni di km² delle aree terrestri vegetate globali a intervalli di 8 giorni, mensili e annuali.

2.2.2.2 Algoritmo per la produzione del MOD16A2

Il calcolo dell'evapotraspirazione si basa tipicamente sulla conservazione dell'energia, della massa o su entrambe. Ci sono tre principali tipi di metodi sviluppati per stimare l'evapotraspirazione dai dati di telerilevamento:

1. metodi empirici/statistici che scalano l'evapotraspirazione misurata o stimata a punti su grandi scale utilizzando indici di vegetazione rilevati a distanza (Nagler et al., 2005; Glenn et al., 2008a, 2008b; Jung et al., 2010);
2. modelli fisici che calcolano l'ET come residuo del bilancio energetico della superficie (SEB) attraverso dati termici a infrarossi ottenuti da rilevamento remoto (Bastiaanssen et al., 1998a, 1998b; Su et al., 2002; Overgaard et al., 2006; Bastiaanssen et al., 2005; Allen et al., 2007; Kustas e Anderson, 2009);
3. altri modelli fisici che utilizzano la logica di Penman-Monteith (Monteith, 1965) per calcolare l'ET (Cleugh et al., 2007; Mu et al., 2007, 2009, 2011).

Nello specifico, la distribuzione dell'energia sulla superficie terrestre è governata e delineata da un insieme di tre equazioni interconnesse:

$$H = p C_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \quad (11)$$

$$\lambda E = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_{sat} - e}{r_a + r_s}$$

(12)

$$A' = R_{net} - \Delta S - G = H + \lambda E$$

(13)

Dove H , λE e A' sono rispettivamente i flussi di calore sensibile, il calore latente e l'energia disponibile per H e λE . R_{net} è la radiazione netta, G è il flusso di calore del suolo, ΔS è il flusso di calore immagazzinato e λ è il calore latente di vaporizzazione. ρ è la densità dell'aria e C_p è la capacità termica specifica dell'aria; T_s e T_a sono le temperature superficiale e dell'aria aerodinamica; r_a è la resistenza aerodinamica; e_{sat} ed e sono la pressione di vapore d'acqua sulla superficie di evaporazione e nell'aria; r_s è la resistenza di superficie all'evapotraspirazione, che rappresenta una resistenza efficace all'evaporazione dalla superficie terrestre e alla traspirazione delle piante.

Combinando alcune delle variabili sopra citate si può ricavare la costante psicrometrica γ definita come:

$$\gamma = \frac{C_p P_a M_a}{\lambda M_w}$$

(14)

Dove M_a e M_w sono rispettivamente le masse molecolari dell'aria secca e dell'aria umida e P_a è la pressione atmosferica. I modelli tradizionali di bilancio energetico dell'ET richiedono la caratterizzazione esplicita di numerosi parametri fisici, molti dei quali sono difficili da determinare a livello globale. Per questi modelli, i dati termici acquisiti tramite sensori remoti (ad esempio, la temperatura della superficie terrestre, LST) sono gli input più importanti.

A partire da queste considerazioni, l'algoritmo per determinare l'evapotraspirazione nei prodotti MOD16 ET (Mu et al., 2013) è basato sull'equazione Penman-Monteith (Monteith, 1965) che ha eliminato la temperatura dell'aria dalle equazioni precedenti ottenendo:

$$\lambda E = \frac{s A' + p C_p \frac{(e_{sat} - e)}{r_a}}{s + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} = \frac{s A' + p C_p \frac{VPD}{r_a}}{s + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})}$$

(15)

Dove $s = d(e_{sat})/dT$ è il coefficiente angolare della curva che correla la pressione di vapore saturo dell'acqua (e_{sat}) alla temperatura; A' indica l'energia disponibile divisa tra flussi di calore sensibile e latente sulla superficie terrestre e $VPD = e_{sat} - e$ è il deficit di pressione del vapore acqueo.

Tutti gli input sono stati definiti precedentemente, tranne la resistenza superficiale r_s , che rappresenta una resistenza efficace tenendo conto dell'evaporazione dalla superficie del suolo e della traspirazione delle piante.

Nonostante la sua struttura, l'implementazione multi-temporale alla scala regionale del modello di Penman-Monteith (Monteith, 1965) richiede osservazioni meteorologiche di superficie regolari della temperatura dell'aria, dell'umidità, della radiazione solare e della velocità del vento; pertanto la Figura 2-12 illustra la logica dietro l'algoritmo ET MOD16 (Mu et al., 2013) per il calcolo giornaliero dell'evapotraspirazione giornaliera.

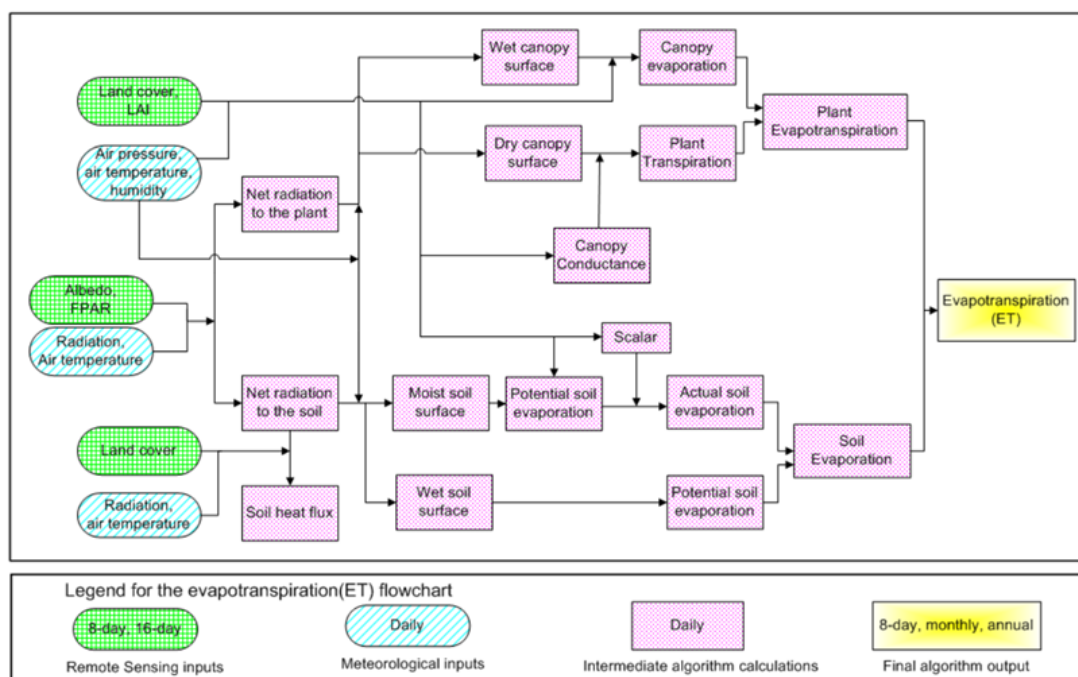


Figura 2-12: Flowchart dell'ET MOD16 per la determinazione dell'Evapotraspirazione (Mu et al., 2013)

2.2.2.3 Validazioni e applicazioni

L'algoritmo MOD16 (Mu et al., 2013), è stato validato utilizzando il flusso di calore latente osservato in 46 torri di flussi, 232 bacini idrografici globali e risultati globali raccolti in 11 anni (dal 2000 al 2010) (Figura 2-13).

Sono stati selezionati i dati MODIS di input per 3 x 3 pixel da 1 km² circostanti ciascuna torre ed è stato eseguito l'algoritmo dell'evapotraspirazione MOD16 utilizzando sia i dati meteorologici osservati dalla torre che i dati meteorologici globali dal GMAO Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA).

In questo modo sono state ottenute le stime medie di evapotraspirazione dei 3 x 3 pixel da 1 km² in cui il tipo di vegetazione effettivo della torre coincide con la copertura terrestre MODIS ed è stato possibile eseguire il confronto tra valori osservati e derivati di evapotraspirazione.

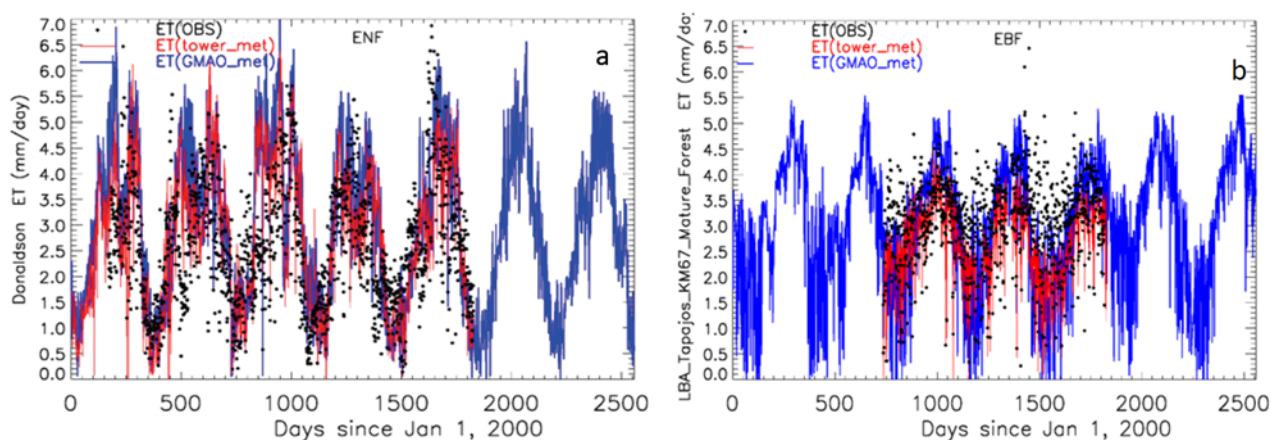


Figura 2-13: Validazione dati MODIS: misurazioni di ET (punti neri, OBS), stime di ET basate sui dati meteorologici misurati dalla torre di flusso (linee rosse) e sui dati meteorologici GMAO (linee blu) dal 2000 al 2006 per i siti di Donaldson (a) e LBA Tapajos KM6 Mature Forest (b) (Mu et al., 2013).

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 comportamento in quanto contenitori di risorse idriche sotterranee strategiche 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 3-1).

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 3-2) (Vigna et al. 2001).

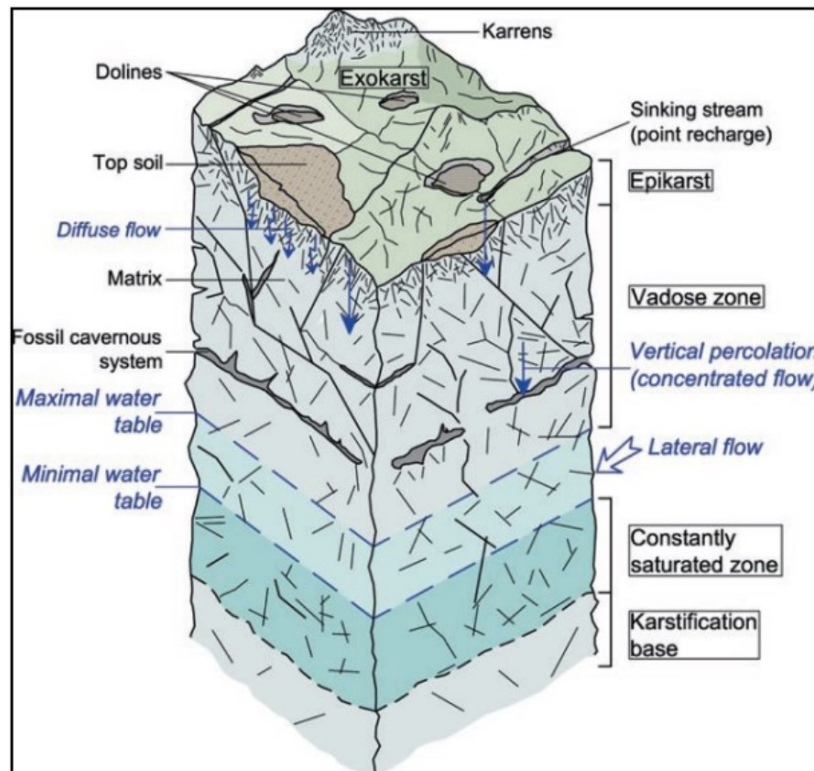


Figura 3-1: Modello di un acquifero carsico non confinato (Stevanović, 2015)

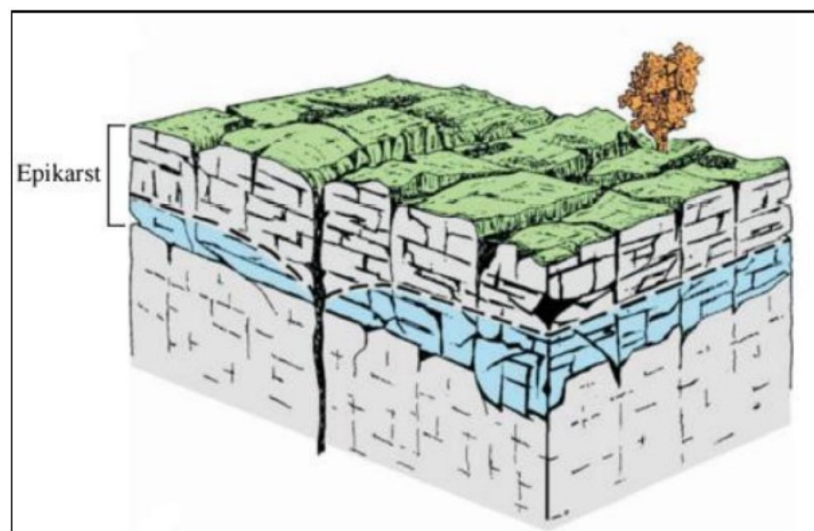


Figura 3-2: Modello schematico di "epicarso" (Mangin, 1974).

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 3-3). 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).

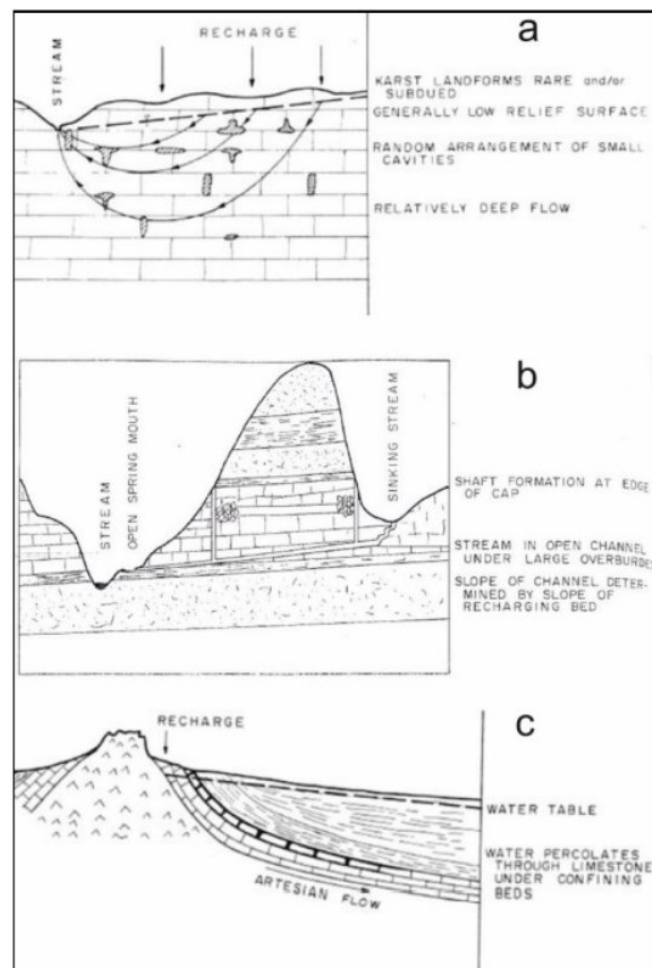


Figura 3-3: Modelli schematici delle tre tipologie di acquiferi carbonatici secondo White (1969).

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 3-4).

Barbel-Perineau et al., (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.

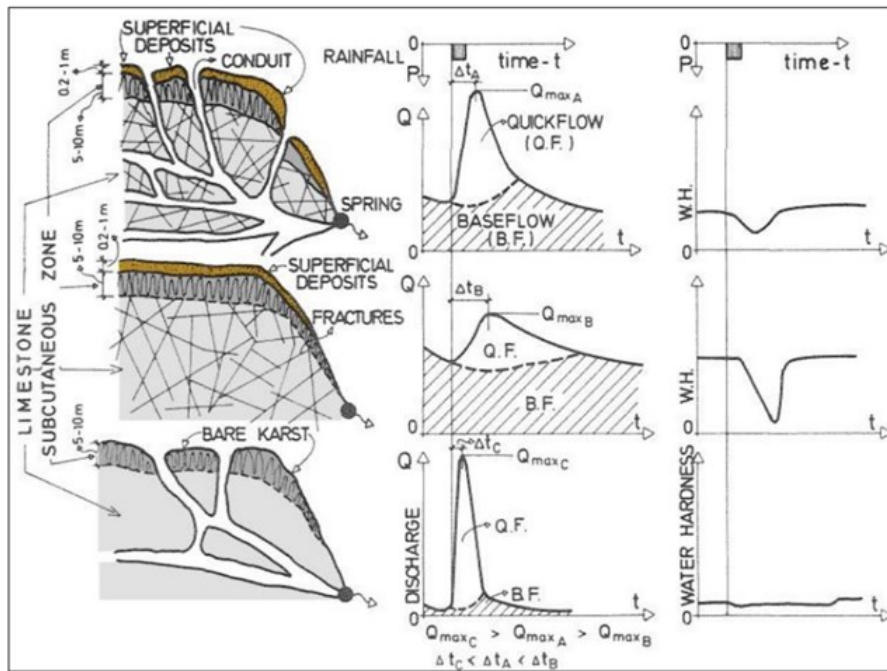


Figura 3-5: Schematizzazione delle diverse tipologie di flussi e la relativa risposta dell'idrogramma sorgivo. La figura in alto rappresenta la situazione intermedia (diffuso e veloce), la figura al centro rappresenta il flusso diffuso mentre la figura in basso rappresenta i flussi veloci nei condotti carsici (Bonacci, 1993).

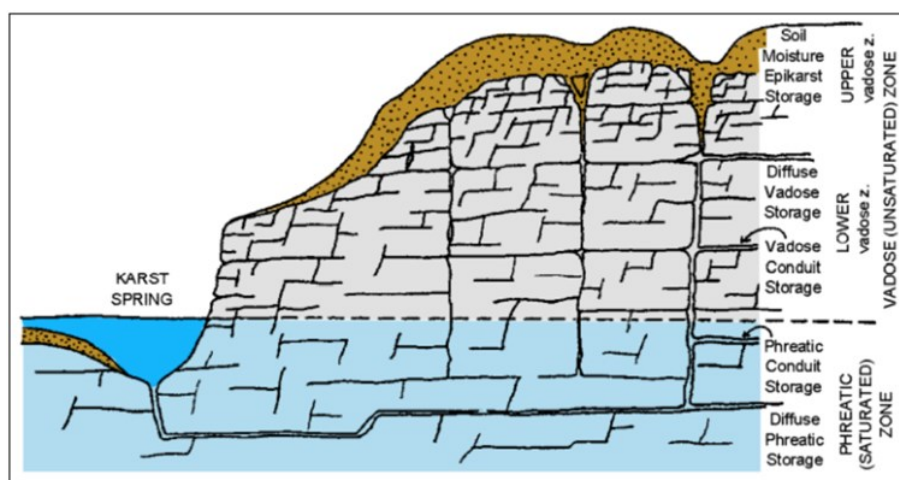


Figura 3-6: Modello concettuale di un acquifero carsico secondo (Trcek, 2006; Trcek e Krothe, 2002).

3.2 Gli acquiferi carbonatici italiani

3.2.1 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 3-7).

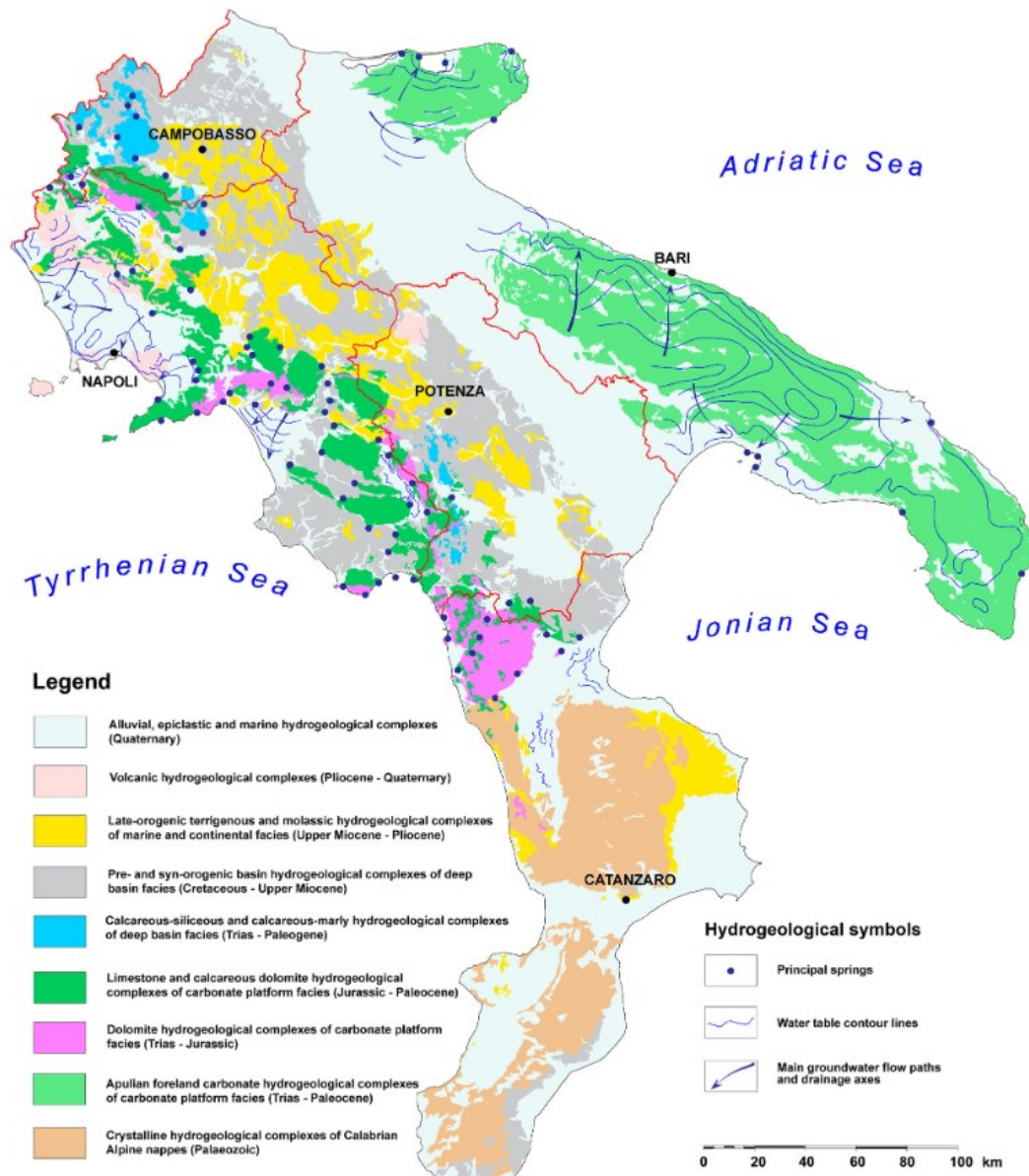


Figura 3-7: Carta idrogeologica dell'Appennino meridionale (De Vita et al., 2018).

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 carbonatici 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 3-8). 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 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 3-9). A causa di questi effetti, la zona satura basale può essere concepita come un sistema di bacini in serie (Figura 3-10). 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 al., 2007).

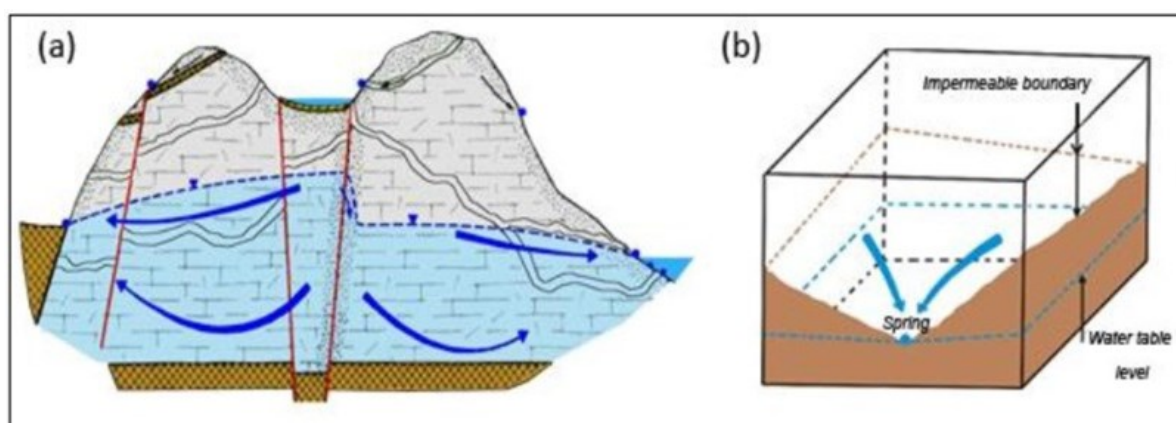


Figura 3-8: Modello idrogeologico di un acquifero carbonatico dell'Appennino meridionale; (b) esempio di ubicazione di una sorgente in dipendenza della cintura impermeabile (Celico, 1986, modificato).

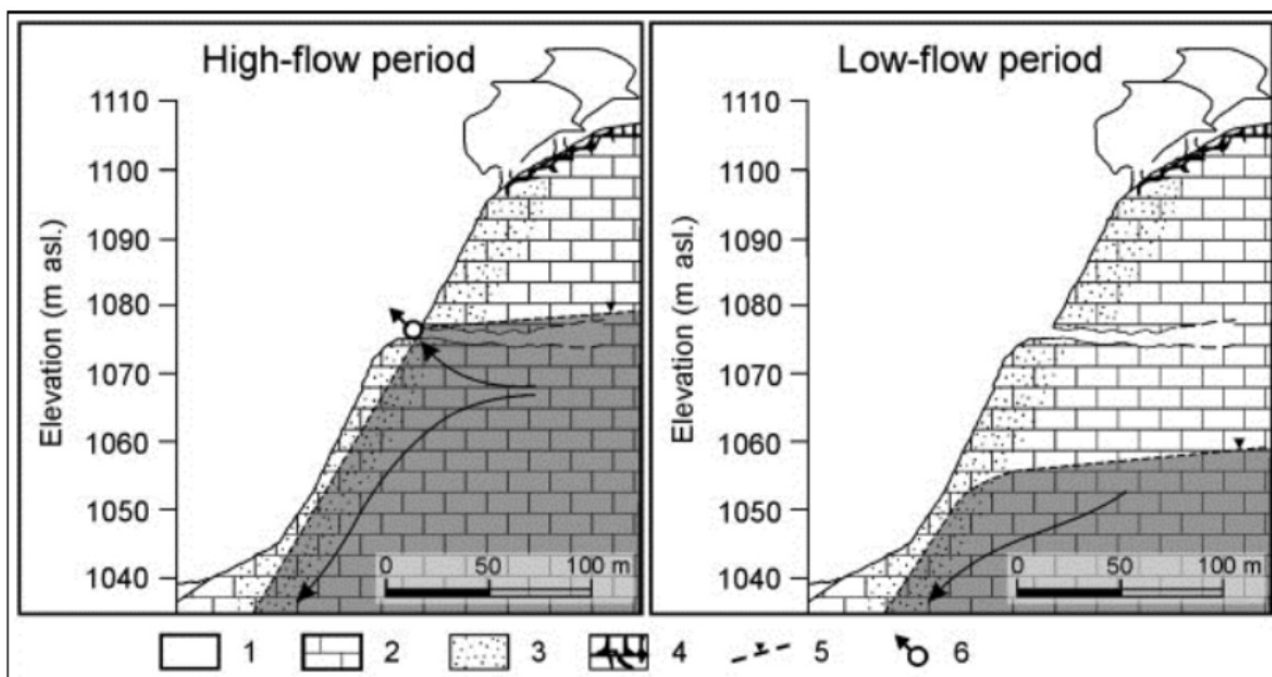


Figura 3-9: Modello schematico dell'attivazione di una sorgente di alta quota (1: suoli piroclastici; 2: calcari; 3: zona cataclastica; 4: epicentro; 5: piezometria; 6: sorgente temporanea) (Petrella et al., 2009).

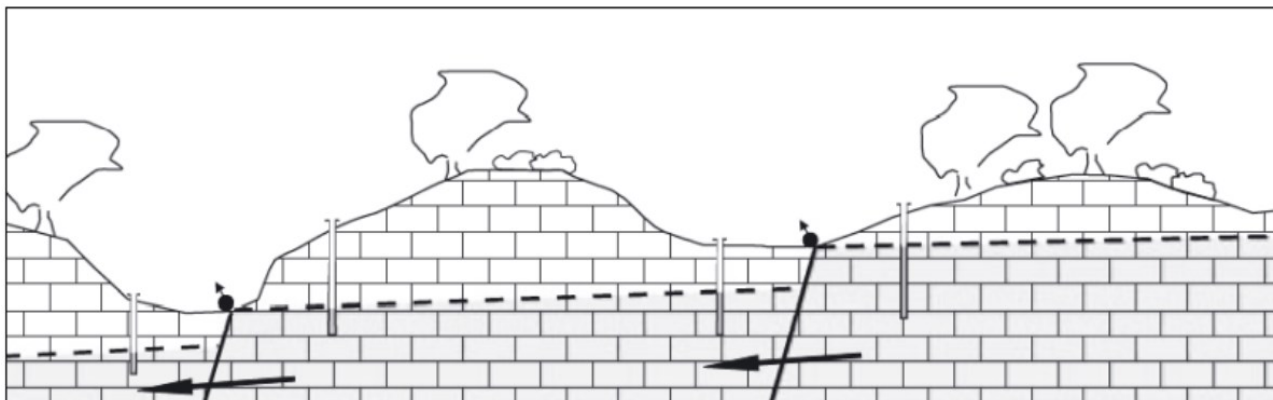


Figura 3-10: Rappresentazione schematica di un sistema acquifero costituito da bacini in serie (le frecce indicano il flusso d'acqua sotterranea attraverso le zone di faglia) (Celico et al., 2006).

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 al., 2013a; Allocca et al., 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 al., 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 al., 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 CO₂ e di carbonio organico, provenienti dal metabolismo microbico. Inoltre, l'aumentato di CO₂ 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 al., 2010).

4 AREE DI STUDIO

4.1 Inquadramento geologico ed idrogeologico degli Acquiferi carbonatici dell'Italia meridionale

L'Appennino meridionale è caratterizzato da una struttura articolata e complessa, derivata dall'impilamento di numerose unità stratigrafico-strutturali che sono riconducibili alla deformazione di unità paleogeografiche preesistenti deformate ed impilate durante l'orogenesi Miocenica (Patacca & Scandone, 2007; Scrocca, 2010) (Figura 4-1). Tra i corpi rocciosi sedimentari che formano l'Appennino meridionale, quelli riconducibili alle successioni carbonatiche sono maggiormente rappresentati in affioramento. Dal punto di vista lito-stratigrafico, detti rilievi carbonatici ricoprono una superficie di circa 8.560 km² (Figura 4-2) e sono caratterizzati da dolomie triassico-liassiche, calcari giurassici e calcari marnosi della serie di piattaforma carbonatica mesozoica.

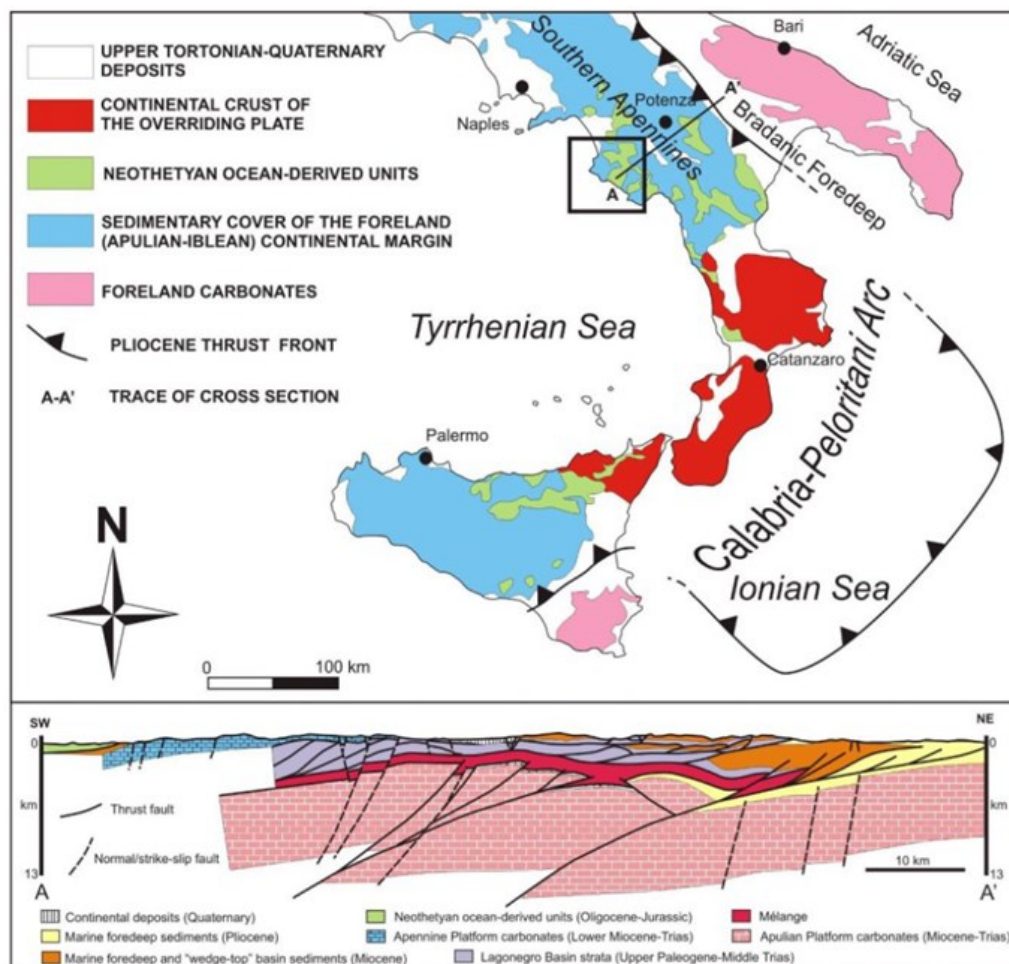


Figura 4-1: Schema tettonico dell'Italia meridionale (da Ciarcia et al., 2011 modificato) e sezione geologica (Mazzoli et al., 2008 modificato) (Mazzoli et al., 2008).

Dato l'assetto geologico-strutturale dell'Appennino meridionale, i diversi massicci carbonatici si rinvencono giustapposti ad unità lito-stratigrafiche, a bassa permeabilità, provenienti dalle unità flyschiodi di bacino (Figura 4-1). Queste successioni torbiditiche, spesso, delimitano lateralmente e alla base, i singoli massicci

carbonatici, isolandoli dal punto di vista idrogeologico, sia dagli altri rilievi carbonatici, sia da domini circostanti, favorendo, altresì, il recapito delle acque sotterranee in aree sorgive ben localizzate (Figura 4-2).

Data l'estrema vicinanza di diversi centri vulcanici della provincia magmatica laziale-campano-lucana, i rilievi carbonatici dell'Appennino meridionale sono, spesso, ricoperti da spessori variabili di depositi piroclastici (Figura 4-2), a granulometria sabbioso-limosa (Allocca et al., 2014), la cui presenza condiziona fortemente i processi di ricarica (Allocca et al., 2014; Fusco et al., 2017), di sviluppo dell'epicarso (Petrella et al., 2007; Celico et al., 2010), il chimismo delle acque sotterranee (Boschetti et al., 2014) e il trasporto di taluni contaminanti microbici (Celico et al., 2004) (Allocca & Celico, 2008; Naclerio et al., 2008).

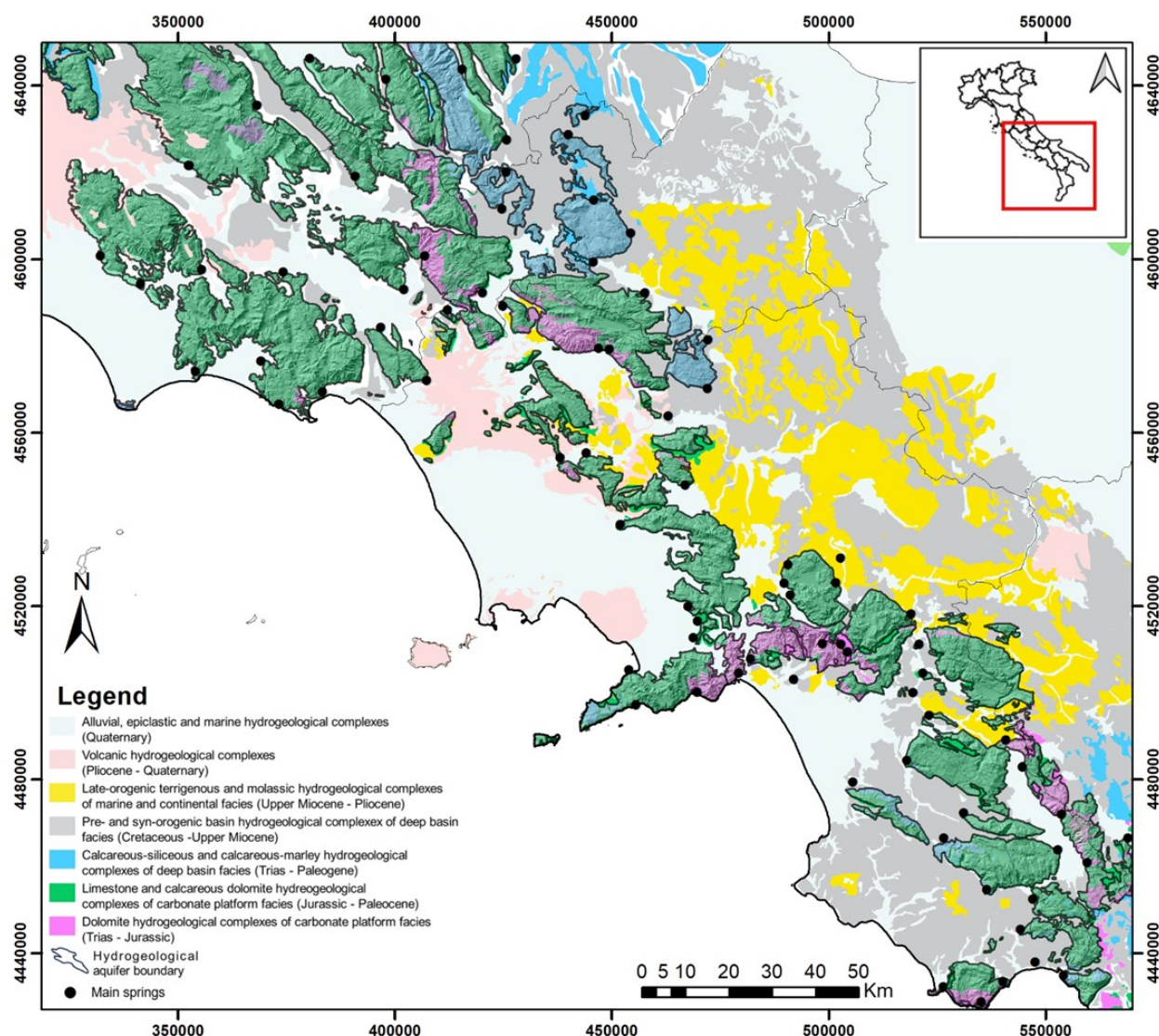


Figura 4-2: I massicci carbonatici dell'area di studio (De Vita et al. 2018 modificato).

Dal punto di vista geomorfologico, i rilievi carbonatici dell'area di studio sono costituiti da versanti che presentano pendenze medie intorno ai 30-35° (Allocca et al., 2014), formatisi dall'evoluzione da originarie scarpate di faglia. Spesso si rinvencono ampi plateau sommitali, con pendenze minori del 5%, conche endoreiche, polje, campi doliniformi e inghiottitoi (Figura 4-3), anche di notevoli dimensioni (Brancaccio et

al., 1978; Bull, 2008, Allocca et al., 2014). Oltre alle forme carsiche epigee, sono molto diffuse anche le fenomenologie carsiche ipogee (pozzi e condotti carsici), sviluppatesi durante il Quaternario, che influenzano sia i processi di ricarica, diretta e secondaria, sia i processi di circolazione idrica sotterranea.

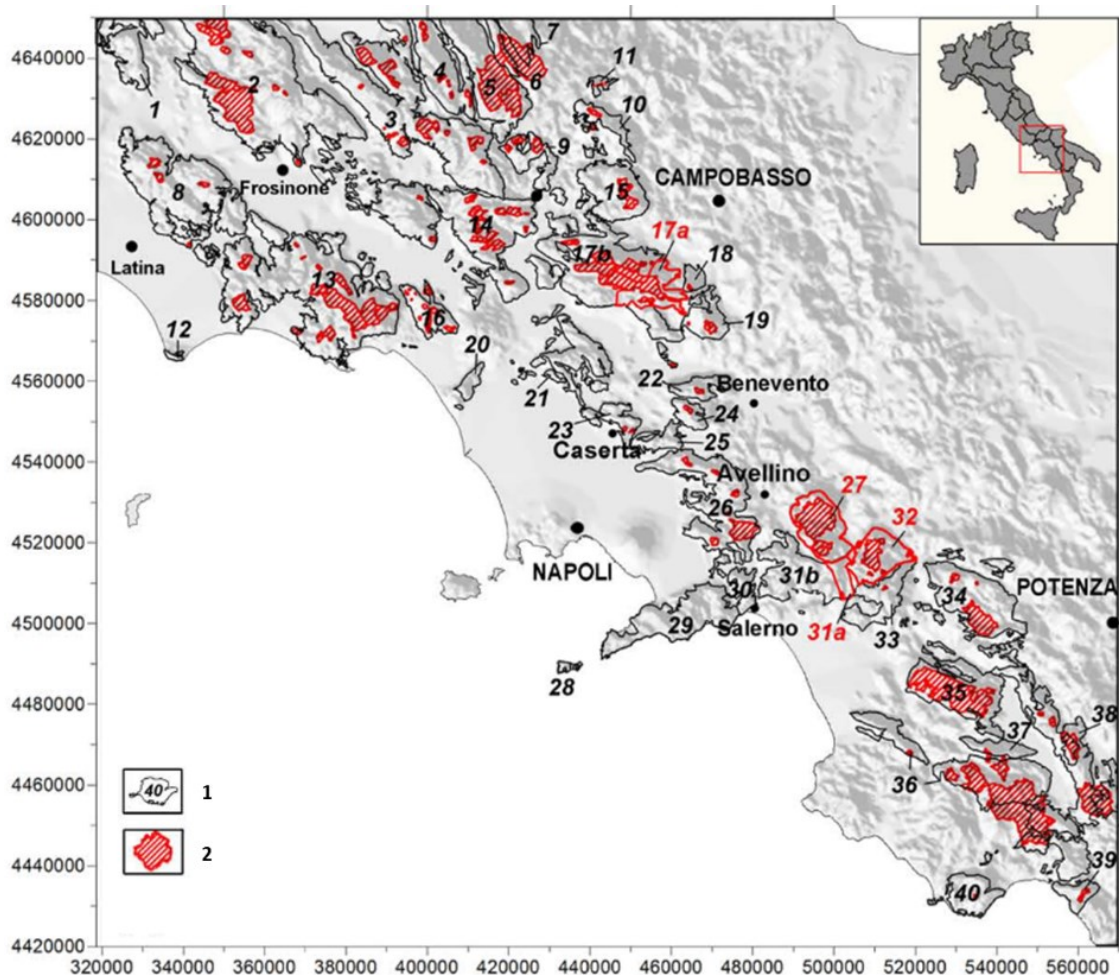


Figura 4-3: Aree endoreiche e plateau sommitali per i massicci carbonatici dell'area di studio. 1) limiti idrogeologici e codice identificativo dell'acquifero; 2) limiti dello spartiacque endoreico (da Allocca et al., 2014 modificato).

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

- 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 $0,015 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

Dal punto di vista climatico, l'Appennino carbonatico meridionale è caratterizzato da un clima che varia 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 Nord Atlantica (NAO), con periodi freddi e umidi, con valori di precipitazione superiore alla media, e periodi secchi, con scarse precipitazioni (De Vita et al., 2012). La distribuzione spaziale delle precipitazioni medio-annue è inoltre fortemente influenzata dall'orografia della catena montuosa appenninica (Henderson-Sellers & Robinson, 1986), condizionando la distribuzione e la circolazione delle masse d'aria umida provenienti dal Mar Tirreno. 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 4-4). 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 rinvencono, rispettivamente, nelle pianure circondate da montagne e nella zona costiera. L'analisi dei dati termo-pluviometrici (Figura 4-4) è relativa al periodo 1921 – 1999 e prende in considerazione tutti i dati derivanti dalla rete di monitoraggio gestita dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) del Compartimento di Napoli.

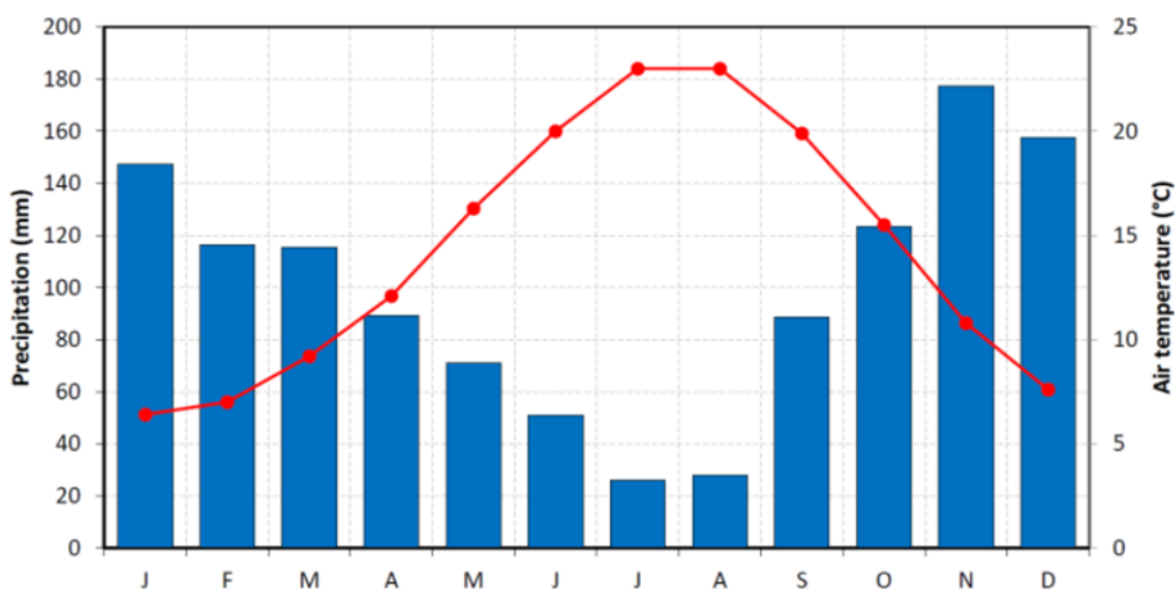


Figura 4-4: Distribuzione delle precipitazioni medie mensili e della temperatura dell'aria.

4.2 Inquadramento geologico ed idrogeologico di dettaglio dell'acquifero carbonatico dei Monti 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 al., 2007). In questo contesto geologico-strutturale si inserisce la dorsale carbonatica dei Mt. Soprano–Vesole–Chianello (Figura 4-5) 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 al., 1973; “piattaforma appenninica” *sensu* Mostardini & 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 al., 1988). Ampi 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 al., (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 sovrascorimenti 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 al., 2000). Simili sequenze di sovrascorrimento sono state ricostruite anche nell'adiacente area di Mt. Cervati (Castellano & Schiattarella, 1998).

Le informazioni presenti in letteratura relative all'evoluzione tettonica dell'area di Mt. Vesole-Mt. Chianello evidenzano 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 al., 2000).

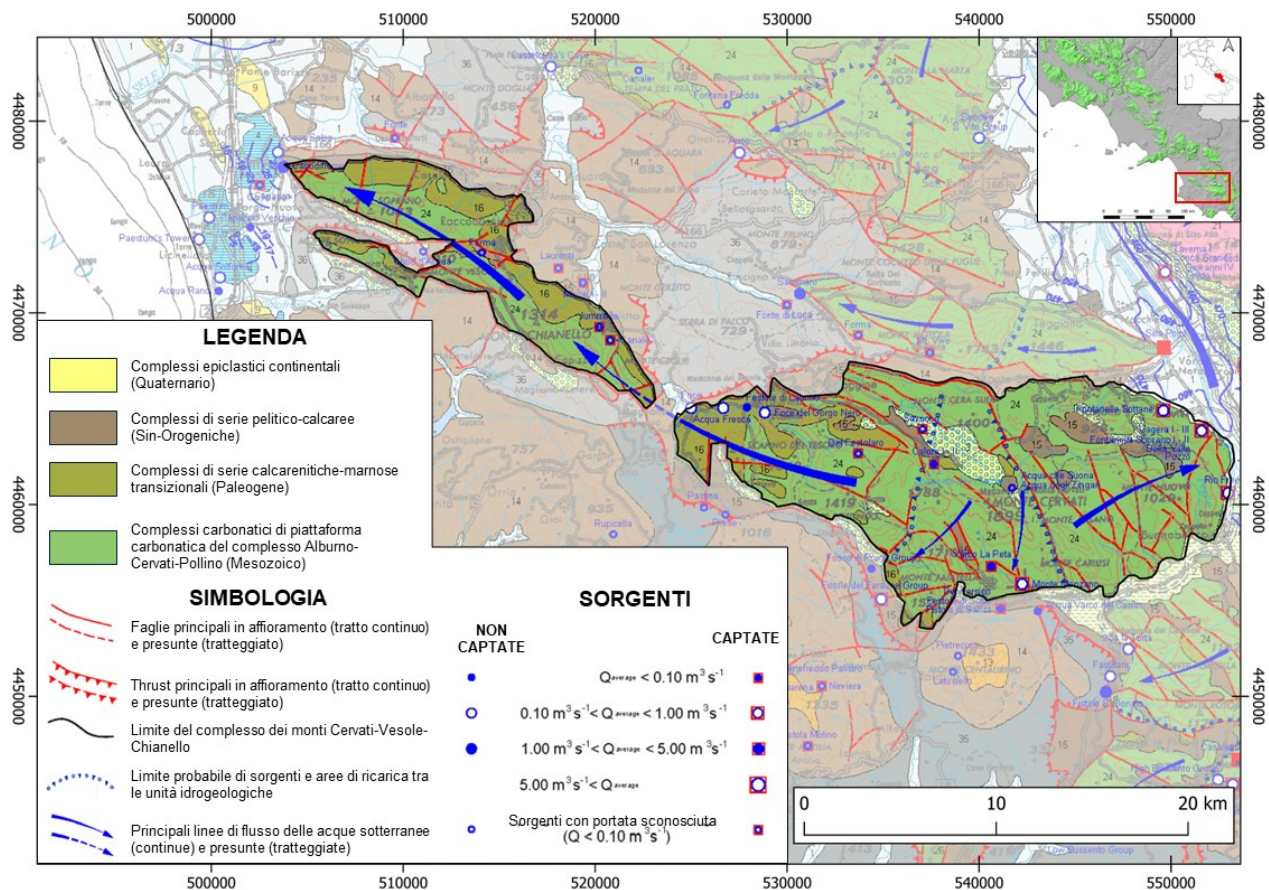


Figura 4-5: Schema Idrogeologico dell'Unità M. Cervati – M. Vesole estratto e modificato da De Vita et al. 2018

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 rinvencono lungo i versanti settentrionali della dorsale (Bravi et al., 2004).

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 al., 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 al., 2000); Sarno, datata 17 ka (Rolandi et al., 2000); Ottaviano, datata 8 ka (Rolandi et al., 1993a); Avellino, datata 3.76 ka (Rolandi et al., 1993b). Fanno parte del Complesso Piroclastico Recente anche i prodotti delle eruzioni storiche del Vesuvio: del 79 d.C. (Lirer et al., 1973), del 472 d.C. (Rolandi et al., 1998) e del 1631 d.C. (Rosi et al., 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, 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).

Sulla dorsale carbonatica dei Mt. Soprano-Vesole-Chianello sono state individuate quattro tipologie rappresentative delle coperture di suolo (Land Cover) (Cusano et al. 2024) (Figura 4-6):

- 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.

Le aree denudate sono caratterizzate da tasche di suolo con maggior ampiezza rispetto alle tasche di substrato in affioramento e in questo contesto lo spessore di suolo massimo misurato non supera i 40 cm (Figura 4-6a,b e c). Al contrario nelle aree con copertura boschiva 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 4-6d).

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 peri-vesuviana e nella Piana Campana (Figura 4-7). 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 et al., 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.

Lo spessore delle quattro tipologie di suolo è evidenziato attraverso distribuzioni normali dalle analisi effettuate da Cusano et al. (2024) evidenziando una buona approssimazione con il modello probabilistico normale o di Gauss (Figura 4-6).

Le distribuzioni di frequenza delle aree denudate (Figura 4-6a, b e c) mostrano una distribuzione normale e sono caratterizzate da valori medi di spessori di suolo sensibilmente inferiori rispetto alle aree ad intera copertura boschiva (Figura 4-6d). Le aree denudate con affioramento di substrato carbonatico sono caratterizzate da valori medi di spessore di circa 6.69 cm, mentre le aree denudate con suolo discontinuo e continuo sono caratterizzate rispettivamente da spessori medi di circa 16.86 cm e 16.70 cm. Infine, le aree ad intera copertura boschiva sono caratterizzate da valori medi di spessore sensibilmente più alti (70.76 cm).

Contestualmente, nelle aree con le diverse coperture di suolo sono stati riconosciuti e discriminati diverse tipologie di orizzonti litostratigrafici e pedologici (USDA, 2014). Nelle aree denudate con prevalente affioramento di substrato carbonatico vengono identificati gli orizzonti di suolo pedogenizzati A (terra ad elevato contenuto organico con granulometria limoso-sabbiosa e con presenza di diffusi apparati radicali), B (terra a tessitura fine di origine piroclastica a granulometria limoso-sabbiosa e poco plastica con diffusi apparati radicali) e il substrato carbonatico R (ammasso roccioso carbonatico) (Figura 4-6 a). Nelle aree denudate con suolo discontinuo e continuo gli orizzonti A, B e R invece sono caratterizzate da una lieve differenza nello spessore degli orizzonti A e B (Figura 4-6b e c). Diversamente, nelle aree ad intera copertura boschiva (con suoli di maggiore spessore) vengono identificati 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 4-6d).

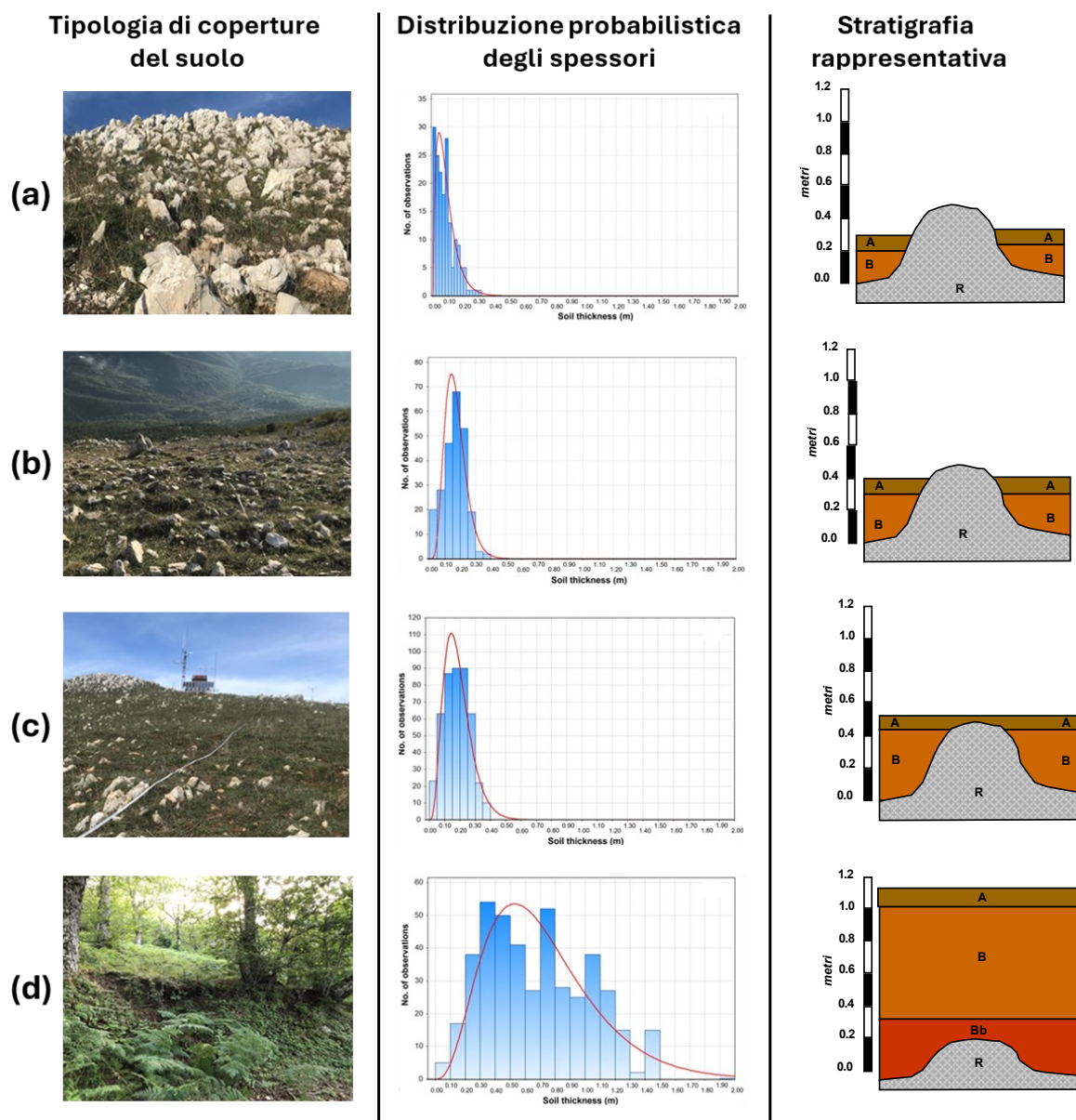


Figura 4-6: rappresentazione della tipologia di copertura del suolo, distribuzione probabilistica degli spessori e della stratigrafia per: a) aree denudate con prevalente affioramento di sub strato carbonatico; b) aree denudate con suolo discontinuo; c) aree denudate con suolo discontinuo; d) aree ad intera copertura boschiva (Cusano et al. 2024).

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 al., 2007), indicano che l'area in studio è stata interessata dalla deposizione di spessori esigui ma significativi (Figura 4-7). 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 subito 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 al.,

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 al., 2006).

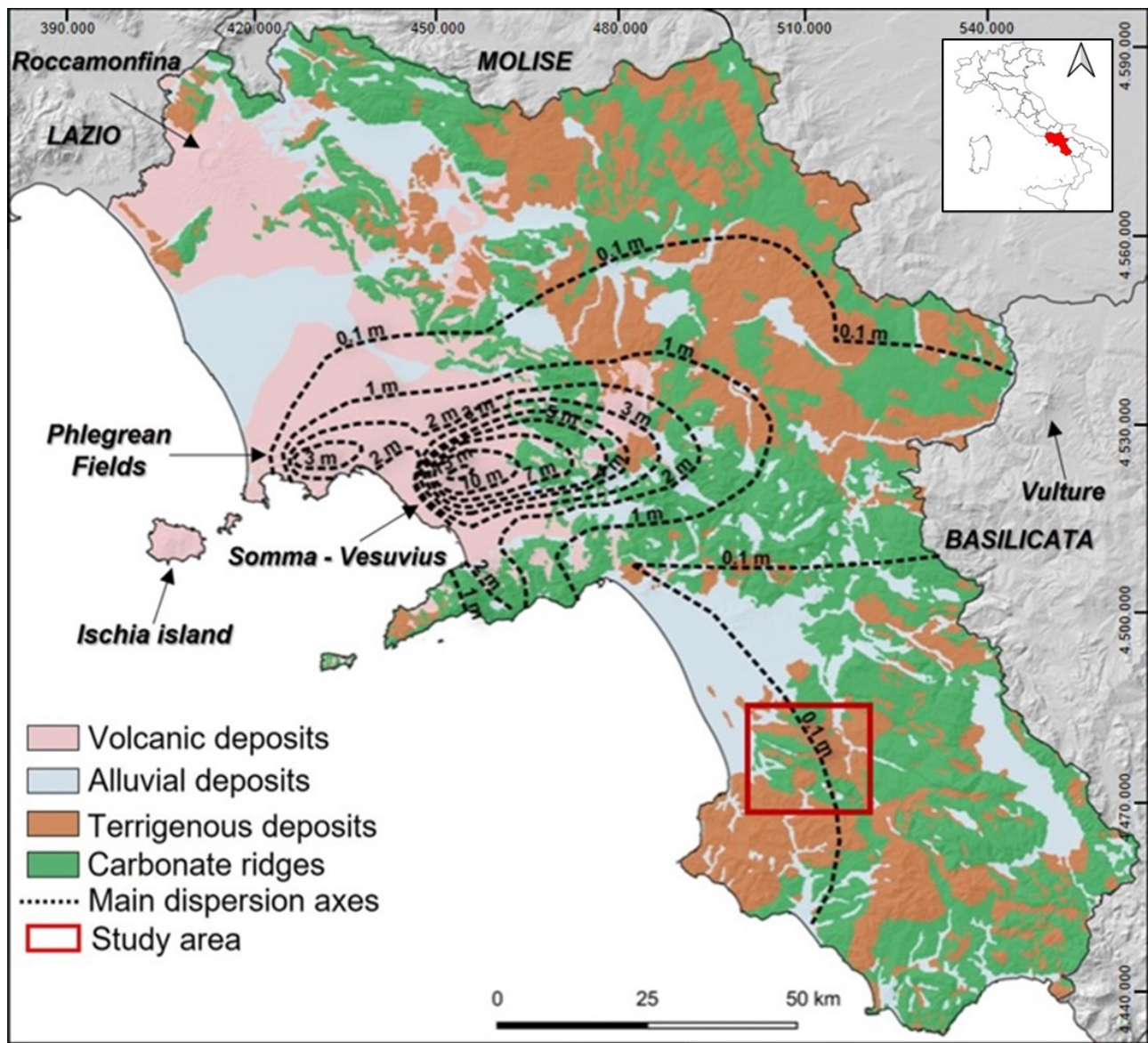


Figura 4-7: Distribuzione dei depositi vulcanoclastici in Campania derivanti dall'attività esplosiva del Somma Vesuvio e dei Campi Flegrei (Bisson et al., 2007 modificato).

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 dell'aria 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 e 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 al., (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 ($1.80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); nella porzione centro-meridionale, il deflusso idrico è orientato da N verso S ad alimentare il gruppo sorgivo delle sorgenti Fistole del Faraone ($0.700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); 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 $1.00 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). 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 $3.40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 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 mobilitazione di acque marine intrappolate nell’acquifero carbonatico durante i movimenti eustatici del quaternario (Celico et al., 1982). Valutazioni preliminari delle risorse idriche sotterranee dell’intera unità idrogeologica (superficie totale di 315 km^2) indicano una potenzialità totale di circa $240.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$. Di queste risorse circa $200.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ alimentano le sorgenti e circa $40.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1}$ alimentano venute idriche diffuse nell’alveo dell’alto corso del fiume Calore. Il rendimento medio di acque sotterranee, pertanto, è pari a circa $0.024 \text{ m}^3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ anno}^{-1} \text{ per km}^2$ (Celico, 1983b). Le risorse idriche sotterranee sono in parte captate mediante opere alle sorgenti per una portata complessiva di circa $1.50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. In particolare, nel massiccio di Mt. Vesole, le sorgenti drenano complessivamente $3.0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; 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 al., 1991).

8 CONCLUSIONI E PROSPETTIVE RICERCA

Il presente lavoro di tesi ha avuto come obiettivo primario l'approfondimento degli impatti del cambiamento climatico nell'area del sud Italia, utilizzando i modelli climatici avanzati GCM/RCM, focalizzandosi sull'analisi degli scenari RCP4.5 e RCP8.5 e sul loro impatto sulla ricarica delle 40 principali falde acquifere carsiche presenti nella regione.

Questo studio ha permesso di esaminare in dettaglio come le variazioni climatiche potranno potenzialmente influenzare in maniera diretta le condizioni idrogeologiche di queste risorse cruciali, offrendo una prospettiva ampia e approfondita delle possibili conseguenze ambientali nel contesto delle previsioni climatiche future.

Le proiezioni indicano una tendenza comune verso la diminuzione delle precipitazioni e l'incremento delle temperature, con conseguenti effetti significativi sulle principali variabili idrogeologiche e quindi sulla ricarica delle acque sotterranee, evidenziati soprattutto nello scenario RCP 8.5. Nonostante l'incertezza associata alle previsioni, i modelli RCM offrono una base scientificamente fondata per comprendere i potenziali cambiamenti. Questa ricerca non solo sottolinea la vulnerabilità dei sistemi acquiferi alla scala regionale ma fornisce anche un metodo affidabile per valutare gli impatti futuri, offrendo un supporto prezioso nella gestione delle risorse idriche di fronte ai crescenti cambiamenti climatici.

Allo stesso modo, i risultati ottenuti nell'acquifero sperimentale dei Monti Vesole-Chinello offrono una visione chiara sull'efficacia dell'approccio integrato che combina dati idrologici terrestri e satellitari. Questo approccio si dimostra estremamente valido nella stima e nella modellazione dei processi evapotraspirativi e del contenuto volumetrico d'acqua degli acquiferi carbonatici dell'Appennino meridionale, operando a scala giornaliera e dell'intero acquifero. La ricerca non solo evidenzia l'utilità di questo metodo integrato ma anche la sua applicabilità in contesti specifici come quello dei Monti Vesole-Chinello. La sua efficacia potrebbe essere estesa ad altri acquiferi, suggerendo così la possibilità di utilizzare questi approcci in un contesto più ampio di regionalizzazione dei dati satellitari, aprendo la strada a futuri sviluppi e applicazioni di rilevanza sia scientifica che pratica a livello regionale.

I risultati ottenuti con l'applicazione di dati satellitari di ultima generazione (SENTINEL-1 e MODIS), finora ampiamente utilizzati nel campo dello studio delle risorse idriche s.l. e agricole, sono considerati innovativi nello studio della ricarica degli acquiferi carbonatici, aprendo nuove prospettive nella caratterizzazione, alla scala regionale, dei sistemi superficiali suolo/vegetazione che ne controllano il regime di ricarica. Tale caratterizzazione a scala regionale è intesa essere funzionale all'integrazione con gli scenari di ricarica basati sui modelli RCM.

9 RINGRAZIAMENTI

Questo documento rappresenta la conclusione di un percorso che va oltre il dottorato, abbracciando una parte significativa della mia crescita. Rispetto alle precedenti tesi, questa assume un significato particolare: vorrei dedicare questo spazio per esprimere la mia gratitudine alle persone che mi hanno accompagnato durante questa fase importante del mio percorso accademico.

Mi piacerebbe esprimere un particolare ringraziamento al mio Tutor Prof. Pantaleone De Vita, che ha dimostrato grande fiducia ed estrema disponibilità nel corso del mio percorso di dottorato. Ogni sfida affrontata insieme è diventata un traguardo, e ogni traguardo raggiunto è stato motivo di grande soddisfazione.

Un caloroso ringraziamento al mio Tutor Prof. Vincenzo Allocca per il suo entusiasmo rispetto la ricerca, la disponibilità costante e l'esperienza che ha condiviso apertamente con me.

Un doveroso ringraziamento è per Edoardo Bucchignani e Myriam Montesarchio del Centro Italiano Ricerche Aerospaziali (CIRA) il cui contributo ha reso possibile lo sviluppo delle metodologie e ha portato chiarezza nel mondo dell'elaborazioni dei dati dei modelli climatici.

Un grazie speciale alla mia famiglia che mi ha sostenuto e spronato lungo tutto il percorso di studi. Questo risultato non è solo mio, ma è anche e soprattutto merito loro.

Altrettanto, se non di più, vorrei ringraziare Valentina. È stata al mio fianco non solo nei momenti belli, ma anche nei più difficili. Il suo supporto è stato prezioso non solo durante il percorso di ricerca, ma soprattutto durante il periodo di scrittura di questa Tesi.

Sembrerà banale e forse fuori luogo ma un infinito ringraziamento va a questa città. Napoli, a differenza di tutte le altre dove ho vissuto, è stata quella dove ho trovato un senso di appartenenza e dove le vite individuali si intrecciano in un tessuto collettivo, rendendo ogni giorno un'esperienza coinvolgente.

E per concludere, un ringraziamento speciale agli amici: quelli vicini, quelli lontani, tutti quelli che ho conosciuto durante il dottorato e anche a quelli che purtroppo non sono più con noi. Grazie a tutti voi che avete contribuito a farmi diventare chi sono oggi.

10 BIBLIOGRAFIA

- Adams, K. H., Reager, J. T., Rosen, P., Wiese, D. N., Farr, T. G., Rao, S., Haines, B. J., Argus, D. F., Liu, Z., Smith, R., Famiglietti, J. S., & Rodell, M. (2022). Remote Sensing of Groundwater: Current Capabilities and Future Directions. *Water Resources Research*, 58(10), 2022 032219. <https://doi.org/10.1029/2022WR032219>
- Alcalá, F. J., & Custodio, E. (2014). Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. *AVERAGE AQUIFER RECHARGE AND ITS UNCERTAINTY IN CONTINENTAL SPAIN. Hydrological Processes*, 28(2), 218–236. <https://doi.org/10.1002/hyp.9556>
- Alcalá, F. J., & Custodio, E. (2015). Natural uncertainty of spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance in continental Spain. *Journal of Hydrology*, 524, 642–661.
- Ali, M. H., Popescu, I., Jonoski, A., & Solomatine, D. P. (2023). Remote Sensed and/or Global Datasets for Distributed Hydrological Modelling: A Review. *Remote Sensing*, 15(6), 6. <https://doi.org/10.3390/rs15061642>
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A., Trezza, R., Wright, J. L., Bastiaanssen, W., Kramber, W., Lorite, I., & Robison, C. W. (2007). Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Applications. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 33(4), 395–406.
- Allocca, V., & Celico, P. (2008). Scenari idrodinamici nella piana ad Oriente di Napoli (Italia) nell'ultimo secolo: Cause e problematiche idrogeologiche connesse. *Giornale di geologia applicata*, 9(2), 2. <https://doi.org/10.1474/GGA.2008-09.2-08.0238>
- Allocca, V., Manna, F., & Vita, P. (2014). Estimating annual groundwater recharge coefficient for karst aquifers of the southern Apennines (Italy). *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2), 803–817.
- Allocca, V., Vita, P., Fabbrocino, S., & Celico, P. (2007). The karst aquifers of the southern Apennines (Italy): A strategic groundwater resource. *Mem. Ist. It. Speleo*, II, 19, 65–72.
- Allocca, V., Vita, P., Manna, F., & Nimmo, J. R. (2015). Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. *Journal of Hydrology*, 529, 843–853.
- Anderson, T. W., Freethey, G. W., & Tucci, P. (1992). *Geohydrology and Water Resources of Alluvial Basins in South Central Arizona and Parts of Adjacent States, U.S.* United States Government Printing Office.
- Atkinson, T. C. (1977). Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *Journal of Hydrology*, 35, 93–110.
- Azimi, S., Dariane, A. B., Modanesi, S., Bauer-Marschallinger, B., Bindlish, R., Wagner, W., & Massari, C. (2020). Assimilation of Sentinel 1 and SMAP-based satellite soil moisture retrievals into SWAT hydrological model: The impact of satellite revisit time and product spatial resolution on flood simulations in small basins. *Journal of Hydrology*, 581, 124367.
- Bandini, A. (1931). *Tipi pluviometrici dominanti sulle regioni italiane*. Servizio Idrografico Italiano.
- Barbel-Perineau, A., Emblanch, C., & Danquigny, C. (2015). Spatial and Temporal Hydrodynamic Variations of Flow in the Karst Vadose Zone (Rustrel, France) in Function of Depth and Fracturing Density. In A. B., C. F., D. J., J. P., & L. J (A c. Di), *Hydrogeological and Environmental Investigations in Karst Systems. Environmental Earth Sciences (Vol. 1)*. Springer.

- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998a). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL): 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 198–212.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998b). The Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL): Part 2 validation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 213–229.
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., & Allen, R. G. (2005). SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field conditions. *J Irrig Drain*, 131, 85–93.
- Bauer-Marschallinger, B., Paulik, C., Hochstöger, S., Mistelbauer, T., Modanesi, S., Ciabatta, L., Massari, C., Brocca, L., & Wagner, W. (2018). Soil Moisture from Fusion of Scatterometer and SAR: Closing the Scale Gap with Temporal Filtering. *Remote Sensing*, 10(7), 1030. <https://doi.org/10.3390/rs10071030>
- Benestad, R. E., Chen, D., & Hanssen-Bauer, I. (2008). Empirical-statistical downscaling. World Scientific Publishing Company. <https://books.google.it/books?hl=it&lr=&id=WxM8DQAAQBAJ&oi=fnd&pg=PR5&dq=Benestad+R.E.,+Hanssen-Bauer+I.,+Chen+D.,+2008.+Empirical+Statistical+Downscaling.+World+Scientific+Publishing+Company.+New+Jersey,+London.&ots=5dhuMzhzEy&sig=d3viSsRqskeHawbtzgGhyaUsnFA>
- Bisson, M., Pareschi, M. T., Zanchetta, G., Sulpizio, R., & Santacroce, R. (2007). 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. *Bulletin of Volcanology*, 70, 157–167.
- Blasi, C. (2005). 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.
- Bonacci, O. (1993). Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers. *J. Hydrol. Sciences*, 38(1–2), 51–62.
- Bonardi, G., F.O., D. ’Amore, Ciampo, G., Capoa, P., Miconnet, P., & Perrone, V. (1988). 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*, 1, 41, 17–35,.
- Boni, C. F., Bono, P., & Capelli, G. (1987). Schema idrogeologico dell’Italia centrale. Società Geologica Italiana.
- Boschetti, T., Falasca, A., Bucci, A., Felice, V., Naclerio, G., & Celico, F. (2014). Influence of soil on groundwater geochemistry in a carbonate aquifer, southern Italy. *International Journal of Speleology*, 43(1), 8.
- Braca, G., Bussettini, M., Ducci, D., Lastoria, B., & Mariani, S. (2019). Evaluation of national and regional groundwater resources under climate change scenarios using a GIS-based water budget procedure. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 30, 109–123.
- Brancaccio, L., Cinque, A., & Sgroso, I. (1978). L’analisi morfologica dei versanti come strumento per la ricostruzione degli eventi neotettonici. <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8020480604>

- Bravi, S., Civile, D., Martino, C., Barone Lumaga, M. R., & Nardi, G. (2004). 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, 15.
- Bredenkamp, D. B. (1988). Quantitative estimation of ground-water recharge in dolomite. In *Estimation of Natural Groundwater Recharge* (pp. 449–460). Springer Netherlands.
- Brocca, L., Ciabatta, L., Massari, C., Moramarco, T., Hahn, S., Hasenauer, S., Kidd, R., Dorigo, W., Wagner, W., & Levizzani, V. (2014). Soil as a natural rain gauge: Estimating global rainfall from satellite soil moisture data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(9), 5128–5141. <https://doi.org/10.1002/2014JD021489>
- Bucchignani, E., Mercogliano, P., Panitz, H. J., & Montesarchio, M. (2018). Climate change projections for the Middle East–North Africa domain with COSMO-CLM at different spatial resolutions. *Advances in Climate Change Research*, 9(1), 66–80,.
- Bucchignani, E., Montesarchio, M., Cattaneo, L., Manzi, M. P., & Mercogliano, P. (2014). Regional climate modeling over China with COSMO-CLM: Performance assessment and climate projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(21), 12–151,.
- Bucchignani, E., Montesarchio, M., Zollo, A. L., & Mercogliano, P. (2016). High-resolution climate simulations with COSMO-CLM over Italy: Performance evaluation and climate projections for the 21st century. *International Journal of Climatology*, 36(2), 735–756,.
- Bull, W. B. (2008). *Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology*. John Wiley & Sons.
- Busetto, L., & Ranghetti, L. (2016). MODISTsp: An R package for automatic preprocessing of MODIS Land Products time series. *Computers & Geosciences*, 97, 40–48, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.08.020>
- Castellano, M. C., & Schiattarella, M. (1998). Tettonica contrazionale neogenica del settore nord-occidentale del Monte Cervati (Cilento, Appennino campano). *Bollettino della Società geologica italiana*, 117(3), 747–759.
- Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W., & Martínez-Fernández, J. (2005). Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain. *Hydrological Processes*, 19(8), 1549–1566. <https://doi.org/10.1002/hyp.5585>
- Celico, F., & Habetswallner, F. (2000). The use of the alluvial-lacustrine aquifer like a regulation reservoir. The example of the Oricola (Abruzzo); L'uso di acquiferi fluvio-lacustri quali serbatoi naturali di compenso. L'esempio della piana di Oricola.
- Celico, F., Naclerio, G., Bucci, A., Nerone, V., Capuano, P., Carcione, M., Allocca, V., & Celico, P. (2010). Influence of pyroclastic soil on epikarst formation: A test study in southern Italy. *Terra Nova*, 22(2), 110–115. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2009.00923.x>
- Celico, F., Petrella, P., & Celico, P. (2006). Hydrogeological behaviour of some fault zones in a carbonate aquifer of Southern Italy: An experimentally based model. *Terra Nova*, 18, 308–313,.
- Celico, P. (1978). Schema idrogeologico dell'Appenninico carbonatico centro-meridionale. *Mem. e Ist. Geol. Appl. Napoli*, 14, 1–97,.

- Celico, P. (1983). 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,.
- Celico, P. (1986). Prospezioni idrogeologiche (Vol. 1). Liguori Editore.
- Cenci, L., Laiolo, P., Gabellani, S., Campo, L., Silvestro, F., Delogu, F., Boni, G., & Rudari, R. (2016). Assimilation of H-SAF soil moisture products for flash flood early warning systems. Case study: Mediterranean catchments. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 9(12), 5634–5646.
- Ciarcia, S., Vitale, S., Di Staso, A., Iannace, A., Mazzoli, S., & Torre, M. (2009). Stratigraphy and tectonics of an Internal Unit of the southern Apennines: Implications for the geodynamic evolution of the peri-Tyrrhenian mountain belt. *Terra Nova*, 21(2), 88–96. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00859.x>
- Cleugh, H. A., Leuning, R., Mu, Q., & Running, S. W. (2007). Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sensing of Environment*, 106, 285–304.
- Cornes, R., van der Schrier, G., van den Besselaar, E.J.M., Jones, P., (2018): An Ensemble Version of the E-OBS Temperature and Precipitation Datasets, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123.
- COUTAGNE, A. (1954). Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La Houille Blanche*, 40(3), 360–374.
- Crosbie, R. S., Dawes, W. R., Charles, S. P., Mpelasoka, F. S., Aryal, S., Barron, O., & Summerell, G. K. (2011). Differences in future recharge estimates due to GCMs, downscaling methods and hydrological models: FUTURE RECHARGE ESTIMATES. *Geophysical Research Letters*, 38(11), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL047657>
- Cusano, D., Allocca, V., Coda, S., Lepore, D., Vassallo, M., & De Vita, P. (2022). The survey of Italian springs by the National Hydrographic Service, a forgotten database. Structuring and analysis of a dataset of Campania springs (southern Italy). *Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater*, 11(2), 31–41.
- Cusano, D., Lepore, D., & Vita, P. (2024). Control of Soil Mantle and Land Cover Types on Groundwater Recharge of Karst Aquifers in Mediterranean Areas. *Control of Soil Mantle and Land Cover Types on Groundwater Recharge of Karst Aquifers in Mediterranean Areas*.
- D'Argenio, B., Pescatore, T., & Scandone, P. (1973). Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania. Verlag nicht ermittelbar.
- De Lange, R. (2008). Scatterometer-Derived Soil Moisture Calibrated for Soil Texture With a One-Dimensional Water-Flow Model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions On*, 46(12), 4041–4049.
- De Vita, P., Agrello, D., & Ambrosino, F. (2006). Landslide susceptibility assessment in ash-fall pyroclastic deposits surrounding Mount Somma-Vesuvius: Application of geophysical surveys for soil thickness mapping. *Journal of Applied Geophysics*, 59(2), 2. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.09.001>
- 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. (2018). Hydrogeology of continental southern Italy. *Journal of Maps*, 14(ue 2). <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1454352>

- De Vita, P., Allocca, V., Manna, F., & Fabbrocino, S. (2012). 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(5), 1389–1399. <https://doi.org/10.5194/hess-16-1389-2012>
- D'Oria, M., Ferraresi, M., & Tanda, M. G. (2017). Historical trends and high-resolution future climate projections in northern Tuscany (Italy). *Journal of Hydrology*, 555, 708–723.
- D'Oria, M., Ferraresi, M., & Tanda, M. G. (2019). Quantifying the impacts of climate change on water resources in northern Tuscany, Italy, using high-resolution regional projections. *Hydrological Processes*, 33(6), 978–993. <https://doi.org/10.1002/hyp.13378>
- D'Oria, M., Tanda, M. G., & Todaro, V. (2018). Assessment of local climate change: Historical trends and RCM multi-model projections over the Salento Area (Italy). *Water (Switzerland)*, 10(8). <https://doi.org/10.3390/w10080978>
- Drogue, C. (1992). Hydrodynamic of karstic aquifers: Experimental sites in the Mediterranean karst, Southern France. *Inter. Contr. to Hydrogeol. I.A.H.*, 13, 133–149.
- Edmunds, W. M. (2001). Isotope based assessment of groundwater renewal in water scarce regions. IAEA TECDOC 1246. Int. Atomic Energy Agency.
- Edwards, P. N. (2011). History of climate modeling. *WIREs Climate Change*, 2(1), 128–139. <https://doi.org/10.1002/wcc.95>
- Famiglietti, J. S., Cazenave, A., Eicker, A., Reager, J. T., Rodell, M., & Velicogna, I. (2015). Satellites provide the big picture. *Science*, 349(6249), 684–685. <https://doi.org/10.1126/science.aac9238>
- Feigenwinter, I., Kotlarski, S., Casanueva, A., Schwierz, C., & Liniger, M. A. (2018). Exploring quantile mapping as a tool to produce user-tailored climate scenarios for Switzerland.
- Fioravanti, G., & Piervitali, E. (2015). Calibrazione e test di metodi per il downscaling empirico—Statistico e la correzione degli errori dei modelli climatici. ISPRA.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater* Prentice-Hall Inc.
- Fusco, F., Allocca, V., & Vita, P. (2017). Hydro-geomorphological modelling of ash-fall pyroclastic soils for debris flow initiation and groundwater recharge in Campania (southern Italy). *Catena*, 158, 235–249.
- Galleani, L., B., V., Banzato, C., & Lo Russo, S. (2011). Validation of a Vulnerability Estimator for Spring Protection Areas: The VESPA index. *Journal of Hydrology*, 396, 233–245.
- Geiger, R. (1954). Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. In *Klassifikation der Klimate nach W* (Vol. 3, pp. 603–607.). Köppen, Springer.
- Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8), 2006 025734. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Giorgi, F., Jones, C., & Asrar, G. (2009). Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. Organization (WMO) Bulletin, 58(July), 175–183.
- Glenn, E. P., Huete, A. R., Nagler, P. L., & Nelson, S. G. (2008). Relationship between remotely sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, 8, 2136–2160.

- Glenn, E. P., Morino, K., Didan, K., Jordan, F., Carroll, K. C., Nagler, P. L., Hultine, K., Sheader, L., & Waugh, J. (2008). Scaling sap flux measurements of grazed and ungrazed shrub communities with fine and coarse-resolution remote sensing. *Ecohydrology*, 1(4), 329.
- Goldscheider, N. (2012). A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains. *Aqua Mundi – Am*, 06046, 117-124,.
- Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., & Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 532–560. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.002>
- Grindley, J. (1970). Estimation and mapping of evaporation.
- Guida, D., Guida, M., Luise, D., Salzano, G., & Vallario, A. (1980). Idrogeologia del Cilento (Campania. *Geologica Romana*, XIX, 349–369.
- Gunn, J. (1983). Point recharge of limestone aquifers—A model from New Zealand karst. *Journal of Hydrology*, 61, 19–29.
- Hartmann, A., Gleeson, T., Rosolem, R., Pianosi, F., Wada, Y., & Wagener. (2014). T.: A simulation model to assess groundwater recharge over Europe’s karst regions. *Geosci. Model Dev. Discuss*, 7, 7887–7935.
- Hausfather, Z., & Peters, G. P. (2020). Emissions—the ‘business as usual’ story is misleading. *Nature*, 577(7792), 618-620,.
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Henderson-Sellers, A., & Robinson, P. J. (1986). Contemporary climatology. <https://cir.nii.ac.jp/crid/1130000795952362752>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023): ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.adbb2d47
- Holman, I. P., Allen, D. M., Cuthbert, M. O., & Goderniaux, P. (2012). Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeology Journal*, 20(1), 1–4. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0805-3>
- Houze, R. A. (2012). Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, 50(1), 2011 000365. <https://doi.org/10.1029/2011RG000365>
- I.P.C.C. (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (H. eds., D. J.T., G. Y., N. D.J., van der L. M., D. P.J., M. X., J. K., & C.A.), A c. Di). Cambridge University Press.
- I.P.C.C. (2007). Climate Change 2007: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (S. eds., Q. S., M. D., C. M., M. Z., A. M., T. K.B., M. M., & H.L.), A c. Di). Cambridge University Press.

- I.P.C.C. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (S. eds., Q. T.F., P. D., T. G.-K., A. M., B. S.K., N. J., X. A., B. Y., M. V., & P.M.), A c. Di). Cambridge University Press.
- I.P.C.C. (2023). *Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team (H. Lee & J. R. (eds.))]. IPCC, A c. Di; pp. 35-115,). <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., & Yiou, P. (2014). EURO-CORDEX: New high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jan, C. D., Chen, T. H., & Lo, W. C. (2007). Effect of rainfall intensity and distribution on groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology*, 332(3–4), 348–360.
- Jung, M., Reichstein, M., Ciais, P., Seneviratne, S. I., Sheffield, J., Goulden, M. L., Bonan, G. B., Cescatti, A., Chen, J., Jeu, R., Dolman, A. J., Eugster, W., Gerten, D., Gianelle, D., Gobron, N., Heinke, J., Kimball, J. S., Law, B. E., Montagnani, L., ... Zhang, K. (2010). Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. *Nature*, 467, 951–954.
- Kilsby, C. G., Tellier, S. S., Fowler, H. J., & Howels, T. R. (2007). Hydrological impacts of climate change on the Tejo and Guadiana Rivers. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3), 1175–1189.
- Kim, J. H., & Jackson, R. B. (2012). A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate, and soils. *Vadose Zone Journal*, 11(1), 2011–0021.
- Kiraly, L. (1975). Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaines des caractères physiques des roches karstiques: (Annotations par l'auteur). *International Union of geological sciences* 3, 3, 53–67.
- Kjellström, E., Thejll, P., Rummukainen, M., Christensen, J. H., Boberg, F., Christensen, O. B., & Maule, C. (2013). Emerging regional climate change signals for Europe under varying large-scale circulation conditions. *Climate Research*, 56(2), 103-119,. <https://doi.org/10.3354/cr01146>
- Klimchouk, A. B., Ford, A. N. P., & Dreybrodt, W. (2000). Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. *Journal of Hydrology*, 240(1).
- Kurylyk, B. L., & MacQuarrie, K. T. B. (2013). The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate. *Journal of Hydrology*, 492, 244–253. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.043>
- Kustas, W., & Anderson, M. (2009). Advances in thermal infrared remote sensing for land surface modeling. *Ag For Meteor*, 149, 2071–2081.
- Le Maitre, D. C., Scott, D. F., & Colvin, C. (1999). Review of information on interactions between vegetation and groundwater.
- Lenderink, G., Buishand, A., & Deursen, W. (2007). Estimates of future discharges of the river Rhine using two scenario methodologies: Direct versus delta approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(3), 1145–1159.

- LIRER, L., PESCATORE, T., & BOOTH, B. (1973). TWO PLINIAN PUMICE-FALL DEPOSITS FROM SILLA VESUVIUS, ITALY. <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM732222146>
- Lvovitch, M. I. (1970). World water balance (general report). *Proc. Symp*, 401–415.
- Mangin, A. (1974). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Univ. Dijon. *Annales de spéléologie*, 29(3), 283–332.
- Mann, M. E., & Kump, L. R. (2015). *Dire predictions: Understanding climate change*. Pearson.
- Manna, F., Allocca, V., Vita, P., Fusco, F., & Napolitano, E. (2013). Groundwater recharge assessment in karst aquifers of southern Apennines (Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It*, 24, 202–204.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brien, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. G., Onof, C., Vrac, M., & Thiele-Eich, I. (2010). Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3). <https://doi.org/10.1029/2009RG000314>
- Maraun, D., & Widmann, M. (2018). *Statistical downscaling and bias correction for climate research*. Cambridge University Press.
- Mazzoli, S., D'errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P., & Zattin, M. (2008). Tectonic burial and “young” (< 10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy). *Geology*, 36(3), 243–246.
- Mecchia, G., Mecchia, M., & Piro, M. (1991). Le grotte dei massicci del Monte Cervati e Monte Vesole. *L'Appennino Meridionale, Annuario del CAI sez. di Napoli*.
- Mendlik, T., & Gobiet, A. (2016). Selecting climate simulations for impact studies based on multivariate patterns of climate change. *Climatic Change*, 135(3–4), 381–393. <https://doi.org/10.1007/s10584-015-1582-0>
- Mileham, L., Taylor, R. G., Todd, M., Tindimugaya, C., & Thompson, J. (2009). The impact of climate change on groundwater recharge and runoff in a humid, equatorial catchment: Sensitivity of projections to rainfall intensity. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 727–738. <https://doi.org/10.1623/hysj.54.4.727>
- Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19, 205–234.
- Moss, R., Babiker, M., Brinkman, S., Calvo, E., Carter, T., Edmonds, J., Elgizouli, I., Emori, S., Erda, L., & Hibbard, K. (2008). Towards New Scenarios for Analysis of Emissions. *Climate Change, Impacts, and Response Strategies*, 132.
- Mostardini, F., & Merlini, S. (1986). Appennino centro meridionale, sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. [Central-southern Apennine, geological crosssections and proposal of a structural model. *Memorie Società Geologica Italiana*, 35, 177–202.
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sensing of Environment*, 111, 519–536.

- Mu, Q., Jones, L. A., Kimball, J. S., McDonald, K. C., & Running, S. W. (2009). Satellite assessment of land surface evapotranspiration for the pan-Arctic domain. *Water Resources Research*, 45, Number W09420, 2009.
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration Algorithm. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1781–1800.
- Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2013). MODIS global terrestrial evapotranspiration (ET) product (NASA MOD16A2/A3. Algorithm Theoretical Basis Document, Collection, 5, 600.
- Nachabe, M., Shah, N., Ross, M., & Vomacka, J. (2005). Evapotranspiration of Two Vegetation Covers in a Shallow Water Table Environment. *Soil Science Society of America Journal*, 69(2), 492–499. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0492>
- Naclerio, G., Petrella, E., Nerone, V., Allocca, V., Vita, P., & Celico, F. (2008). Influence of topsoil of pyroclastic origin on microbial contamination of groundwater in fractured carbonate aquifers. *Hydrogeology Journal*, 16, 1057–1064.
- Nagler, P., Cleverly, J., Lampkin, D., Glenn, E., Huete, A., & Wan, Z. (2005). Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data. *Rem Sens Envir*, 94, 17–30.
- Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., Vries, B. de, Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., Jung, T. Y., & Kram, T. (2000). Special report on emissions scenarios. <https://escholarship.org/content/qt9sz5p22f/qt9sz5p22f.pdf>
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). Soil and water assessment tool theoretical documentation version 2009. Texas Water Resources Institute.
- Nerantzaki, S. D., & Nikolaidis, N. P. (2020). The response of three Mediterranean karst springs to drought and the impact of climate change. *Journal of Hydrology*, 591, 125296.
- Olsson, J., Yang, W., & Bosshard, T. (2013). Climate model precipitation in hydrological impact studies: Limitations and possibilities. *Journal of Water Management and Research*, 69, 221–230.
- O'Neill, B. C., Kriegler, E., Riahi, K., Ebi, K. L., Hallegatte, S., Carter, T. R., Mathur, R., & Vuuren, D. P. (2014). A new scenario framework for climate change research: The concept of shared socioeconomic pathways. *Climatic Change*, 122(3), 387–400. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0905-2>
- Overgaard, J., Rosbjerg, D., & Butts, M. (2006). Land-surface modeling in hydrological perspective – a review. *Biogeosci*, 3, 229–241.
- Pardo-Igúzquiza, E., Collados-Lara, A. J., & Pulido-Velazquez, D. (2019). Potential future impact of climate change on recharge in the Sierra de las Nieves (southern Spain) high-relief karst aquifer using regional climate models and statistical corrections. *Environmental Earth Sciences*, 78(20), 1–12. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8594-4>
- Patacca, E., & Scandone, P. (2007). Geology of the southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 7, 75–119.
- Petrella, E., Capuano, P., Carcione, M., & Celico, F. (2009). A high-altitude temporary spring in a compartmentalized carbonate aquifer: The role of low-permeability faults and karst conduits. *Hydrol. Process*, 23, 3354–3364. <https://doi.org/10.1002/hyp.7454>

- Petrella, E., Capuano, P., & Celico, F. (2007). Unusual behaviour of epikarst in the Acqua dei Faggi carbonate aquifer (Southern Italy). *Terra Nova*, 19(1), 82–88. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00720.x>
- Piani, C., Haerter, J. O., & Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1–2), 187–192. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0134-9>
- Pulido-Velazquez, D., Collados-Lara, A. J., & Alcalá, F. J. (2018). Assessing impacts of future potential climate change scenarios on aquifer recharge in continental Spain. *Journal of Hydrology*, 567, 803–819.
- Pulido-Velazquez, D., García-Aróstegui, J. L., Molina, J., & Pulido-Velazquez, M. (2015). Assessment of future groundwater recharge in semi-arid regions under climate change scenarios (Serral-Salinas aquifer, SE Spain). Could increased rainfall variability increase the recharge rate? *Hydrological Processes*, 29(6), 828–844. <https://doi.org/10.1002/hyp.10191>
- Raz-Yaseef, N., Yakir, D., Schiller, G., & Cohen, S. (2012). Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. *Agricultural and Forest Meteorology*, 157, 77–85.
- Riahi, K., Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., & Fricko, O. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168.
- Ricci, P. F., & Sheng, H. (2013). Benefits and limitations of the precautionary principle.
- Roe, G. H. (2005). OROGRAPHIC PRECIPITATION. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 645–671. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122541>
- Rolandi, G., Bartolini, F., Cozzolino, G., Esposito, N., & Sannino, D. (2000). Sull'origine delle coltri piroclastiche presenti sul versante occidentale del Pizzo d'Alvano. *Quaderni di Geologia Applicata*, 7–1, 213–235.
- Rolandi, G., Maraffi, S., Petrosino, P., & Lirer, L. (1993a). 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.
- Rolandi, G., Petrosino, P., & Mc Geehin, J. (1998). The interplinian activity at Somma-Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 19–52.
- Rosi, M., Principe, C., & Vecchi, R. (1993). The 1631 Vesuvius eruption. A reconstruction based on historical and stratigraphical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 58, 151–182.
- Ruggieri, G., Allocca, V., Borfecchia, F., Cusano, D., Marsiglia, P., & Vita, P. (2021). Testing evapotranspiration estimates based on MODIS satellite data in the assessment of the groundwater recharge of karst aquifers in southern Italy. *Water*, 13(2), 118.
- Running, S. W., Mu, Q., & Maosheng Zhao, A. M. (2021). Users Guide MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (MOD16A2/A3 and Year-end Gap-filled MOD16A2GF/A3GF) NASA Earth Observing System MODIS Land Algorithm (For Collection 6).
- Schimanke S., Ridal M., Le Moigne P., Berggren L., Undén P., Randriamampianina R., Andrea U., Bazile E., Bertelsen A., Brousseau P., Dahlgren P., Edvinsson L., El Said A., Glinton M., Hopsch S., Isaksson L., Mladek R., Olsson E., Verrelle A., Wang Z.Q., (2021): CERRA sub-daily regional reanalysis data for Europe on single

levels from 1984 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), DOI: 10.24381/cds.622a565a

Schmidli, J., Frei, C., & Vidale, P. L. (2006). Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology*, 26(5), 679–689. <https://doi.org/10.1002/joc.1287>

Schulzweida, U. (2022). CDO User Guide. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7112925>

Scrocca, D. (2010). Southern Apennines: Structural setting and tectonic evolution. *Journal of the Virtual Explorer*, 36(14). ftp://ftp.ingv.it/pub/filippo.muccini/SGI_VIRTUAL%20EXPLORER/southern-apennines-evolution.pdf

Seaby, L. P., Refsgaard, J. C., Sonnenborg, T. O., Stisen, S., Christensen, J. H., & Jensen, K. H. (2013). Assessment of robustness and significance of climate change signals for an ensemble of distribution-based scaled climate projections. *Journal of Hydrology*, 486, 479–493.

Selli, R. (1957). Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. Giovanni Capellini".

Selli, R. (1962). Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Della Soc. Geol. It*, 3.

Serrat-Capdevila, A., Valdés, J. B., Pérez, J. G., Baird, K., Mata, L. J., & Maddock, T. (2007). Modeling climate change impacts—And uncertainty—On the hydrology of a riparian system: The San Pedro Basin (Arizona/Sonora). *Journal of Hydrology*, 347(1–2), 48–66. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.028>

Spinoni, J., Barbosa, P., Bucchignani, E., Cassano, J., Cavazos, T., Christensen, J. H., & Dosio, A. (2020). Future global meteorological drought hot spots: A study based on CORDEX data. *Journal of Climate*, 33(9), 3635–3661.

Stevanovic', Z. (2015). Characterization of Karst Aquifer (I. S.' Z. (ed, A c. Di). Springer International Publishing Switzerland.

Stigter, T. Y., Nunes, J. P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., & El Himer, H. (2014). Comparative assessment of climate change and its impacts on three coastal aquifers in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, 14(1), 41–56.

Stigter, T. Y., Nunes, J. P., Pisani, B., Fakir, Y., Hugman, R., Li, Y., Tomé, S., Ribeiro, L., Samper, J., Oliveira, R., Monteiro, J. P., Silva, A., Tavares, P. C. F., Shapouri, M., Fonseca, L., & El Himer, H. (2012). Comparative assessment of climate change and its impacts on three coastal aquifers in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, 14(SUPPL.1), 41–56. <https://doi.org/10.1007/s10113-012-0377-3>

Stonestrom, D. A. (2007). Ground-water recharge in the arid and semiarid southwestern United States. No Title.

Su, Z. (2002). The surface energy balance system (SEBS) (for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6, 85–99.

Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., Beek, R., Wada, Y., & Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329.

Termite, L. F., Garinei, A., Marini, A., Marconi, M., & Biondi, L. (2019). Combining satellite data and Machine Learning techniques for irrigation Decision Support Systems. In 2019 IEEE International Workshop on

- Metrology for Agriculture and Forestry (MetroAgriFor (pp. 291–296).
https://ieeexplore.ieee.org/abstract/document/8909279/?casa_token=JwY4NBk8LlgAAAAA:2JoL-3Ehb8yF1I_cRpvQ_bknHhi-d7DlbLeKeTA1xqJ_Dd8Z_7MxH6sRAAKlpmMkeumQ98
- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2010). Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies. *Geography Compass*, 4(7), 834–860. <https://doi.org/10.1111/j.1749-8198.2010.00357.x>
- Teutschbein, C., & Seibert, J. (2012). Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology*, 456–457, 12–29. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.05.052>
- Thiemeßl, M., & Gobiet, A. (2010). Empirical-statistical downscaling and model error correction of daily temperature and precipitation from regional climate simulations and the effects on climate change signals. *Proceedings of the EGU General Assembly*, 2–7.
- Thornthwaite, C. W. (1957). Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. *Publications on Climatology*, 10, 185–310.
- Torrente, M. M., Civile, D., Martino, C., & Milia, A. (2000). Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Monte Vesole-Monte Chianello (Cilento, Appennino meridionale). *Italian Journal of Geosciences*, 119(3).
- Trcek, B. (2007). How can the epikarst zone influence the karst aquifer hydraulic behaviour? *Environ Geol*, 51, 761–765.
- Trcek, B., & Krothe, N. C. (2002). The role of the epikarst zone in karst aquifer recharge processes. *Geologija*, 45(2), 579–584.
- Trzaska, S., & Schnarr, E. (2014). A review of downscaling methods for climate change projections. United States Agency for International Development by Tetra Tech ARD.
- Turc, L. (1955). Le bilan d'eau des sols: Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Journées de l'hydraulique*, 3(1), 36-44,.
- van der Linden, P., & Mitchell, editors. (2009). *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160.
- Van Vuuren, D. P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G. C., Kram, T., Krey, V., & Lamarque, J.-F. (2011). The representative concentration pathways: An overview. *Climatic Change*, 109, 5-31,.
- Vidal, J.-P., & Wade, S. D. (2008). Multimodel projections of catchment-scale precipitation regime. *Journal of Hydrology*, 353(1–2), 143–158.
- Vigna, B. (2002). 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, 23–35.
- Vigna, B. (2007). Classification and operation of aquifer systems in carbonate rocks. *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia*, XIX, 21–26.

- Vigna, B. & Calandri. (2001). Gli acquiferi carsici. Quaderni Didattici della Società Speleologica Italiana, n.12.
- Voulanas, D., Theodossiou, N., & Hatzigiannakis, E. (2021). Assessment of potential hydrological climate change impacts in Kastoria basin (Western Macedonia, Greece) using EUROCORDEX regional climate models. *Global NEST Journal*, 23(1), 35–46. <https://doi.org/10.30955/gnj.003444>
- Wagner, W., Lemoine, G., & Rott, H. (1999). A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2), 191–207.
- Wetterhall, F., Pappenberger, F., He, Y., Freer, J., & Cloke, H. (2012). Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19(6), 623–633.
- White, W. B. (1969). Conceptual models for limestone aquifers. *Groundwater*, 7(3), 15–21.
- Wilby, R. L., Troni, J., Biot, Y., Tedd, L., Hewitson, B. C., Smith, D. M., & Sutton, R. T. (2009). A review of climate risk information for adaptation and development planning. *International Journal of Climatology*, 29(9), 1193–1215. <https://doi.org/10.1002/joc.1839>
- Wilcke, R. A. I., Mendlik, T., & Gobiet, A. (2013). Multi-variable error correction of regional climate models. *Climatic Change*, 120(4), 871–887. <https://doi.org/10.1007/s10584-013-0845-x>
- Wood, A. W., Maurer, E. P., Kumar, A., & Lettenmaier, D. P. (2002). Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D20). <https://doi.org/10.1029/2001JD000659>
- Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Almazroui, M., Bucchignani, E., Driouech, F., El Rhaz, K., & Lelieveld, J. (2021). Business-as-usual will lead to super and ultra-extreme heatwaves in the Middle East and North Africa. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 4(1), 20.
- Zollo, A. L., Rillo, V., Bucchignani, E., Montesarchio, M., & Mercogliano, P. (2016). Extreme temperature and precipitation events over Italy: Assessment of high-resolution simulations with COSMO-CLM and future scenarios. *International Journal of Climatology*, 36(2), 987-1004.
- Zorita, E., & Storch, H. (1999). The analog method as a simple statistical downscaling technique: Comparison with more complicated methods. *Journal of Climate*, 12(8), 2474–2489.