

CONTRIBUTO ALLA RICERCA

**CARATTERIZZAZIONE DEI SISTEMI IDROGEOLOGICI DEL TERRITORIO
UMBRO INFLUENZATO DAGLI EVENTI SISMICI DEL 26-30 OTTOBRE 2016
E VALUTAZIONE DEGLI EFFETTI DEL SISMA
SULL'APPROVVIGIONAMENTO IDRICO**



RESPONSABILI SCIENTIFICI:

Valigi D.⁽¹⁾
Cardellini C.⁽¹⁾
Mirabella F.⁽¹⁾
Tazioli A.⁽²⁾
Petitta M.⁽³⁾
Caliro S.⁽⁴⁾

REFERENTE REGIONE UMBRIA:

Checucci R.

RAPPORTO FINALE

Perugia, luglio 2020

Collaboratori:

Cambi C.⁽¹⁾, Banzato F.⁽³⁾, Beddini G.⁽¹⁾, Fronzi D.⁽²⁾, Lacchini A.⁽³⁾, Mastrocillo L.⁽⁵⁾,
Palpacelli S.⁽²⁾, Sbarbati C.⁽³⁾, Viaroli S.⁽⁵⁾

⁽¹⁾ Dipartimento di Fisica e Geologia, Università degli Studi di Perugia

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze e Ingegneria della Materia, dell'Ambiente ed Urbanistica,
Università Politecnica delle Marche (Ancona)

⁽³⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università La Sapienza (Roma)

⁽⁴⁾ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli

⁽⁵⁾ Dipartimento di Scienze Università degli Studi Roma Tre

Sommario

1. INTRODUZIONE	5
1.1 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE ED IDROGEOLOGICHE.....	5
1.1.1 Stato dell'arte dell'idrogeologia dei Monti Sibillini	5
1.1.2 Studi idrogeologici di dettaglio	15
Boni & Petitta, 2007	15
Petitta, 2011	15
Boni et al., 2010.....	17
1.1.3. Redazione della carta geologica in scala 1:50.000 in ambiente GIS.....	17
1.2 CARTA DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI.....	20
1.2.1 Complessi idrogeologici.....	20
1.2.2 Assetto idrogeologico.....	23
1.3 BILANCIO IDROGEOLOGICO	27
1.3.1 Introduzione.....	27
1.3.2 Calcolo del volume in ingresso (Infiltrazione Efficace)	27
1.3.2.1 Temperatura media annua.....	28
1.3.2.2 Precipitazione media annua	30
1.3.2.3 Calcolo dell'Infiltrazione Efficace	37
1.3.3 Calcolo del volume in uscita (portata delle sorgenti + uscite sotterranee).....	39
1.4 VALUTAZIONE DELLE PORTATE POST SISMA.....	42
1.4.1 Dati di portata in continuo ricavati dalle sonde installate nell'ambito del progetto.....	45
1.4.1.1 Sonda TT1	45
1.4.1.2 Sonda TT2	47
1.4.1.3 Sonda sul F. Nera a Ponte Nuovo	50
1.4.2 Misure di portata in discreto e dati idrometrici in continuo (F. Sordo, T. Torbidone, F. Corno, T. Campiano e F. Nera).....	52

1.4.2.1 Misure di portata su T. Torbidone, F. Sordo e F. Corno	53
1.4.2.2 Misure sul T. Campiano	60
1.4.2.3 Misure sul F. Nera e sul T. Ussita	62
1.4.3 Misure di portata delle sorgenti marchigiane	74
1.5. VALUTAZIONE DELLE VARIAZIONI DEI VOLUMI EROGATI.....	77
1.6 SINTESI GRAFICA DELLE VARIAZIONI DELLE PORTATE PRE E POST TERREMOTO	83
2.1 PIEZOMETRIA DELLA PIANA DI NORCIA	85
2.1.1 Introduzione.....	85
2.1.2 Nuova campagna	86
2.1.3 Analisi delle variazioni piezometriche	87
2.1.3.1 Situazione post-sisma (Periodo di riferimento: ottobre 2018 – ottobre 2019)	87
2.1.4 Discussione.....	91
2.1.5 Considerazioni conclusive.....	107
3.1 CARATTERIZZAZIONE GEOCHIMICA-ISOTOPICA DELLE ACQUE DELLE PRINCIPALI SORGENTI.....	109
3.1.1 Metodi e dati.....	110
3.1.2 Principali caratteristiche geochimiche delle sorgenti puntuali.....	111
3.1.2.1 Variazioni temporali della composizione delle acque	120
3.1.3 Caratteristiche isotopiche delle acque di pioggia e delle sorgenti.....	120
3.1.3.1 Composizione isotopica delle sorgenti puntuali e lineari	123
3.1.4 Studio di dettaglio delle emergenze della Piana di Norcia.....	126
3.1.4.1 Caratterizzazione generale	126
3.1.4.2 Variazione temporale della composizione chimica delle acque delle principali sorgenti puntuali e dei pozzi	130
3.1.4.3 Caratterizzazione geochimica delle acque nelle sezioni di misura delle portate del sistema Torbidone-Sordo e loro variazione temporale	135

3.1.5. Caratterizzazione geochimica delle acque nelle sezioni di misura delle portate del Nera e Campiano.....	142
3.1.6. Monitoraggio nel tempo delle salinità delle acque superficiali.....	146
4.1 USO DI TRACCIANTI ARTIFICIALI PER L'IDENTIFICAZIONE DI CONTATI IDRAULICI TRA IDROSTRUTTURE E CARATTERISTICHE DELLA CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA.....	149
4.1.1 Introduzione.....	149
4.1.2 Strumenti di monitoraggio.....	150
4.1.2.1 Sonde e strumenti installati da UNIVPM	150
4.1.3 Prove con traccianti artificiali	153
4.1.3.1 Introduzione e metodologia	153
4.1.4 Risultati delle prove di tracciamento.....	160
4.1.4.1 Risultati della prima prova di tracciamento (2018).....	160
4.1.4.2 Considerazioni conclusive sulla prima prova di tracciamento	161
4.1.4.3 Risultati della seconda prova di tracciamento (2019).....	166
4.1.5 Considerazioni conclusive sulle prove di tracciamento	176
5.1 CONCLUSIONI.....	179
5.1.1 Premessa.....	179
5.1.2 Cartografia idrogeologica e sezioni idrogeologiche.....	180
5.1.3 Situazione pre-sisma.....	182
5.1.4 Variazioni post-sisma.....	184
5.1.4.1 Area Nursina.....	185
5.1.4.2 Sistema Ussita – Nera e Campiano.....	193
5.1.4.3 Settore orientale e sud orientale dei Sibillini.....	198
5.1.5 Sintesi grafica delle conclusioni.....	202
Bibliografia	206

1. INTRODUZIONE

La relazione è stata sviluppata nell'ambito di una ricerca commissionata dalla Regione Umbria alle Università di Perugia, Politecnica delle Marche, della Sapienza di Roma e alla sezione di Napoli dell'INGV a seguito degli eventi sismici di ottobre 2016. Tale ricerca ha come obiettivo principale quello di caratterizzare i sistemi idrogeologici del territorio Umbro direttamente interessati dalla sequenza sismica, mediante una serie di analisi idrogeologiche, geochimico-isotopiche e geologico-strutturali che possano portare ad una definizione degli effetti prodotti e permettere, quindi, una corretta pianificazione futura per la gestione delle risorse idriche. Nel seguito verranno illustrate le attività svolte nell'ambito di questo progetto di ricerca.

1.1 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE ED IDROGEOLOGICHE

1.1.1 Stato dell'arte dell'idrogeologia dei Monti Sibillini

La catena montuosa dei Sibillini costituisce la porzione sud-orientale del vasto dominio geologico-strutturale dell'Appennino umbro-marchigiano. La successione pelagica meso-cenozoica umbro-marchigiana è costituita da un'alternanza di litotipi calcarei, calcareo-marnosi e argillosi di ambiente pelagico, depositatisi fino al Miocene su un substrato carbonatico liassico di piattaforma carbonatica, fortemente disarticolato dalla tettonica distensiva giurassica. La successione sedimentaria è chiusa al tetto dai depositi terrigeni miocenici che affiorano prevalentemente nel settore pedemontano ad est della catena.

L'assetto geologico-strutturale dei Monti Sibillini è quello tipico di una catena a pieghe e sovrascorrimenti a prevalente vergenza orientale, in cui gli sforzi tettonici compressivi del Miocene medio-superiore hanno determinato l'accavallamento dei termini più antichi della successione umbro-marchigiana sui depositi più recenti, in corrispondenza di una serie di sovrascorrimenti e faglie inverse generando anticlinali Est-vergenti, ben evidenti lungo i fianchi orientali delle dorsali anticlinaliche. Il fronte di sovrascorrimento più esterno è quello dei Monti Sibillini, che presenta un andamento arcuato analogo a quello dei sovrascorrimenti più occidentali di Visso e di Monte Cavallo (Calamita et al., 1994) e delimita, lungo il versante adriatico, le dorsali carbonatiche umbro-marchigiane, raccordandosi verso sud con la "Linea Ancona-Anzio" a circa 30 chilometri di distanza dal suo affioramento nel bacino del fiume Aso. Il fronte tettonico costituisce il principale elemento

strutturale regionale e ha prodotto il sovrascorrimento delle formazioni carbonatiche mesozoiche interne sulle formazioni emipelagiche paleogeniche più esterne.

Alla fase tettonica compressiva è seguita la fase tettonica estensionale iniziata nel Pleistocene inferiore, che ha dato origine alle depressioni di Norcia e Castelluccio di Norcia (Calamita & Pizzi, 1992; Brozzetti & Lavecchia, 1994; Barchi, 2010).

Gli elementi strutturali descritti assumono un ruolo determinante nell'assetto idrostrutturale del territorio ed in particolare nella delimitazione dei grandi acquiferi regionali e nella identificazione delle principali direttrici del deflusso idrico sotterraneo che presentano generalmente un andamento a loro parallelo.

La continuità tra la fascia di intensa deformazione del fronte di sovrascorrimento dei Monti Sibillini e le unità terrigene sottostanti assicurano la chiusura idraulica lungo il bordo orientale del sistema idrogeologico regionale della Valnerina (Boni et al., 1991; Mastrotillo et al., 2020). Le principali emergenze di acqua sotterranea si trovano, infatti, in prossimità del fronte di sovrascorrimento, in corrispondenza delle incisioni vallive che hanno raggiunto la locale quota di saturazione della circolazione idrica sotterranea.

L'idrogeologia dell'area dei Monti Sibillini è stata studiata principalmente dal gruppo di idrogeologia del prof. Carlo Boni e del prof. Marco Petitta dell'Università La Sapienza di Roma e dal gruppo di idrogeologia dell'Università Politecnica delle Marche del prof. Torquato Nanni. Le ricerche di idrogeologia quantitativa regionale condotte successivamente alla pubblicazione dello Schema Idrogeologico dell'Italia Centrale (Boni et al., 1986) hanno notevolmente approfondito le conoscenze in tale ambito relative all'Appennino carbonatico umbro-marchigiano; i risultati ottenuti da indagini idrogeologiche svolte per oltre un ventennio di studi sono ampiamente descritti nei numerosi lavori riportati in bibliografia (Boni et al., 1991; Nanni & Vivalda, 1991; Regione Marche, 1991; Boni & Petitta, 1994; Boni & Preziosi, 1994; Boila & Checucci, 1995; Mastrotillo, 1996; Mastrotillo, 2001; Boscherini et al., 2005; Tarragoni, 2005; Nanni & Vivalda, 2006; Tarragoni, 2006; Boni & Petitta, 2007; Petitta, 2007; Preziosi, 2007; Boni & Petitta, 2008; Boni et al., 2009; Mastrotillo et al., 2009; Nanni et al. 2011; Mastrotillo et al., 2012; Banzato et al., 2013; Nanni et al., 2013; Banzato, 2014; Petitta et al., 2018; Giacometti et al., 2019; Valigi et al., 2019; Di Matteo et al., 2020; Fronzi et al., 2020; Mastrotillo et al., 2020; Valigi et al., 2020a; Valigi et al., 2020b). Il Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa dell'Università "La Sapienza" di Roma ha intrapreso, a partire dal 2006, uno studio idrogeologico sui corsi d'acqua perenni del Parco Nazionale dei Monti Sibillini, con l'obiettivo di identificare e caratterizzare gli acquiferi che alimentano le sorgenti. Questa ricerca, incentrata sulla

rielaborazione e sintesi dei dati raccolti per diversi decenni nel territorio del Parco dei Monti Sibillini, ha costituito la base per la ricostruzione di modelli idrogeologici concettuali di circolazione idrica sotterranea. La successione stratigrafica umbro-marchigiana è costituita da un'alternanza di formazioni calcaree (Figura 1.1), che costituiscono i complessi idrogeologici potenzialmente sede di acquiferi e di formazioni marnoso-argillose che si comportano da *aquiclude* e *aquitard* (Mastrorillo et al., 2009; Boni et al., 2010). L'acquifero Basale ha sede nei complessi del Calcarea Massiccio-Corniola e, talvolta, della Maiolica, tra i quali si interpone stratigraficamente il complesso Calcarea-silico-marnoso. L'acquifero superficiale ha sede nel Complesso della Scaglia calcarea. Quest'ultimo ha una falda generalmente sospesa al di sopra di quella dell'acquifero Basale, sostenuta dall'*aquiclude* delle Marne a Fucoidi, il quale rende le due falde indipendenti. Il Complesso Calcarea-silico-marnoso assume spesso il ruolo di *aquitard*, ma può costituire un *aquiclude* locale laddove è poco fratturato, con alti spessori e con una marcata componente argillosa. In questo caso il complesso della Maiolica è sede di una falda sospesa sull'acquifero Basale (Mastrorillo et al., 2009).

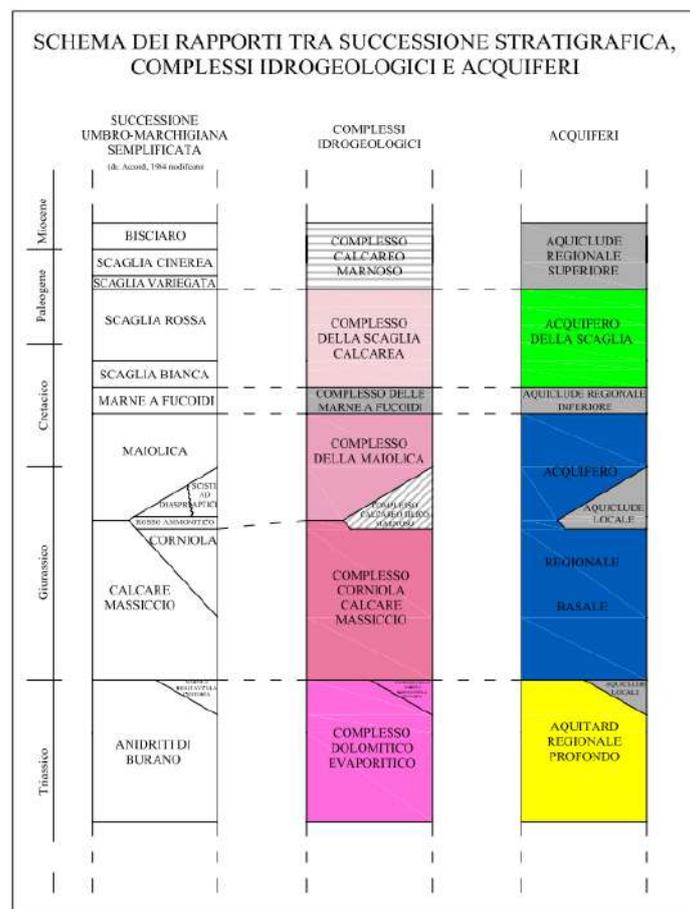


Figura 1.1: Successione umbro-marchigiana, complessi idrogeologici e acquiferi (da Boni & Petitta, 2007, Mastrorillo et al., 2009 e Boni et al., 2010).

Lo “Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi che alimentano le sorgenti dei corsi d'acqua perenni dei Monti Sibillini, esteso all'intera area del Parco Nazionale”, realizzato da Boni & Petitta nel 2007 per conto dell'Autorità di Bacino del F. Tevere e del Parco dei Monti Sibillini, costituisce ancora oggi la base conoscitiva di partenza per gli studi idrogeologici della zona, per il suo carattere di sintesi delle conoscenze. Tale studio, relativo al territorio dell'intero Parco Nazionale, ha prodotto una carta idrogeologica alla scala 1:50.000 in cui sono stati individuati gli acquiferi che alimentano le principali emergenze di acqua sotterranea presenti nel territorio. Il metodo di studio utilizzato è stato quello dell'idrogeologia quantitativa, che prevede il confronto fra l'assetto idrostrutturale (che delinea la geometria degli acquiferi), la distribuzione territoriale e la portata delle sorgenti, per arrivare alla redazione di specifici modelli idrogeologici concettuali in cui sono definite le aree di ricarica, le principali direzioni di flusso e la posizione e la natura dei limiti idraulici fra acquiferi contigui.

In sintesi, nell'area dei Monti Sibillini sono state riconosciute tre tipologie di acquiferi, la cui possibile interconnessione idraulica dipende dalla locale efficacia del ruolo di *aquiclude* e/o *aquitard* svolto dai complessi impermeabili, che hanno caratteristiche geologico-strutturali estremamente variabili:

1. Acquifero Basale contenuto nel complesso calcareo basale, alimentato dagli affioramenti dello stesso complesso, dagli affioramenti del Complesso della Maiolica nei casi in cui il complesso Calcareo-silico-marnoso non si comporta da *aquiclude* (successione condensata), e/o, localmente, dalla Scaglia, dove viene a mancare il ruolo di *aquiclude* del Complesso delle Marne a Fucoidi (per dislocazioni tettoniche con rigetto superiore allo spessore del complesso stesso).
2. Acquifero della Maiolica, che risulta indipendente da quello Basale solo dove è presente alla base un sufficiente spessore del complesso calcareo-silico-marnoso con ruolo di *aquiclude* (successione completa e condensata).
3. Acquifero della Scaglia calcarea, idraulicamente isolato dal sottostante acquifero della Maiolica dal complesso delle Marne a fucoidi con ruolo di *aquiclude*. Questo acquifero è chiuso al tetto dal complesso marnoso-arenaceo.

Complessivamente, sull'intero territorio del Parco Nazionale dei Monti Sibillini, sono stati individuati 19 Modelli Idrogeologici Concettuali (Figura 1.2) degli acquiferi carbonatici; tra essi è

stato inserito anche quello relativo alla Piana di Norcia, costituita da depositi lacustri, fluvio-lacustri e palustri, per la quale gli Autori individuano una locale circolazione idrica sotterranea. In riferimento a tale settore, nel 2011 è stato realizzato da Petitta (2011) un ulteriore studio, ad integrazione di quello precedente.

Nella Tabella 1.1 è riportato l'elenco delle sorgenti puntuali e lineari, con portata uguale o superiore a 100 L/s, considerate nello studio di sintesi di Boni et al. (2010) mentre nella Tabella 1.2 sono riportati i principali parametri dei bilanci idrogeologici medi annui delle strutture della Figura 1.2, individuate nello stesso studio. I dati riportati in questo studio sono stati considerati, nel presente lavoro, quelli a cui riferirsi per delineare la situazione idrogeologica pre sisma.

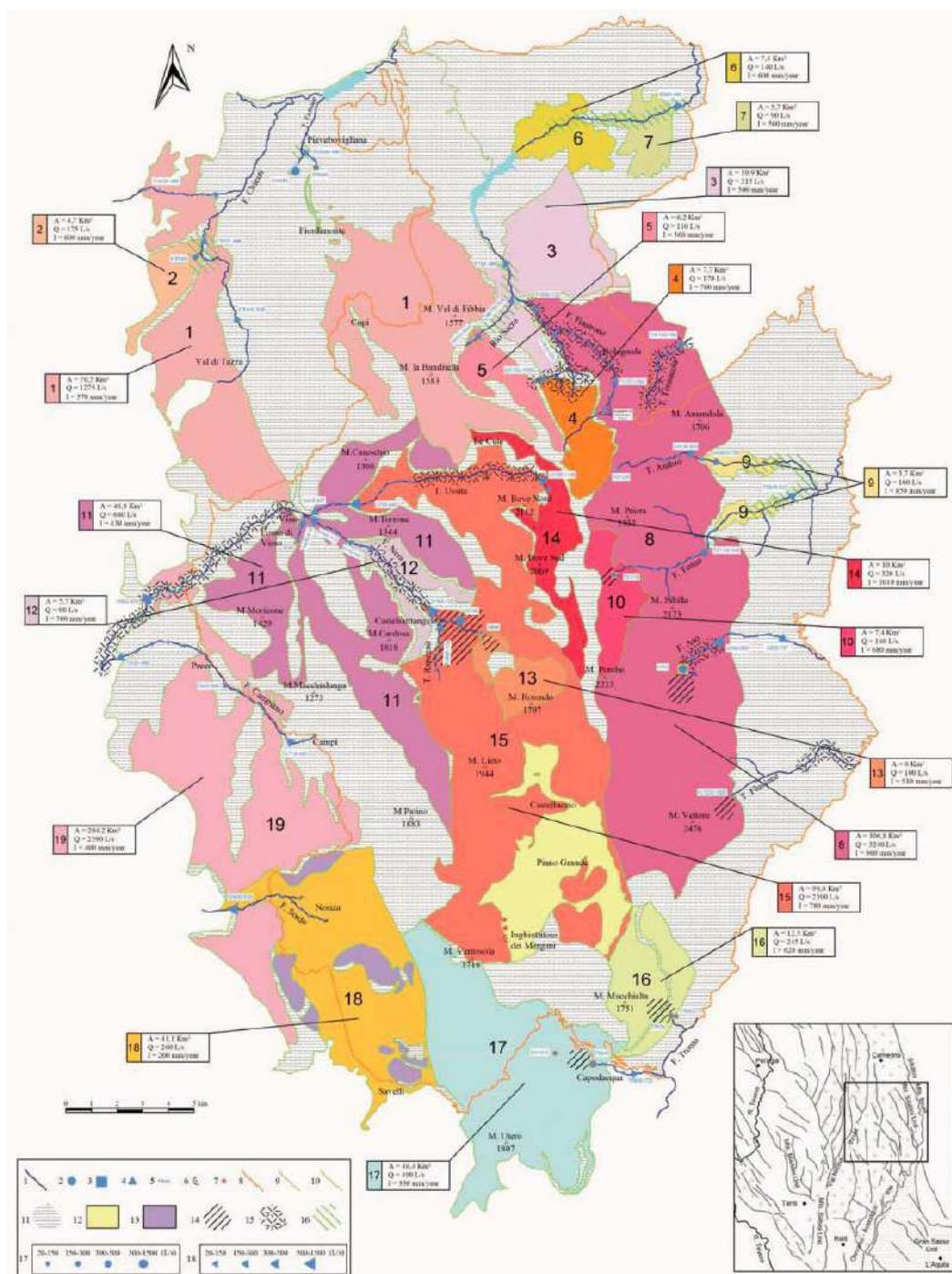


Figura 1.2: Carta dei Modelli Idrogeologici Concettuali. Per ciascun acquifero, indicato con un numero progressivo, è stata indicata l'area di alimentazione (A), la portata complessiva erogata (Q) e l'infiltrazione efficace (I). Legenda: 1) Reticolo idrografico perenne; 2) Sorgente puntuale perenne; 3) Sorgente puntuale perenne captata; 4) Sorgente lineare perenne; 5) Sigla di riferimento delle sorgenti puntuali e lineari (Tabella 1.1); 6) Inghiottitoio; 7) Dolina; 8) Limite del Parco Nazionale dei Monti Sibillini; 9) Limite dei Modelli Idrogeologici Concettuali; 10) Limite dell'area indagata; 11) Depositi a bassa permeabilità; 12) Piana di Castelluccio; 13) Complessi calcarei della Piana di Norcia; 14) Settore di acquifero interessato da prelievo intensivo; 15) Tratto di alveo fluviale interessato da prelievo intensivo; 16) Settore di acquifero indagabile per lo sfruttamento di acque sotterranee; 17) Classi di portata delle sorgenti puntuali; 18) Classi di portata delle sorgenti lineari (da Boni et al., 2010).

Spring signature	Period of observation	Number of measures	Medium discharge (L/s)	Minimum discharge (L/s)	Aquifer
F1225-1060	1992-2005	16	160	40	Basal
San Ginesio			50		Basal
AS1150-1050	1992-2006	24	170	30	Scaglia
AS845-805	1992-2003	24	90	15	Basal
F1000-720	2000-2003	11	230	195	Basal
SR900-840	1992-2003	18	110	30	Maiolica
SR775-715	1992-2003	18	60	20	Scaglia
F715-650	1992-2003	17	255	170	Scaglia
RB920-645	1992-2002	10	60	10	Mixed
F560-400	1992-1993	8	340	325	Mixed
TN1150-750	1998-2007	110	190	65	Basal
AO1245	1992-2002	3	30	15	Basal
AO930-820	2002-2006	6	245	140	Basal
AO820-700	1992-2006	12	230	100	Mixed
TE1178	1988-2007	131	160	80	Maiolica
TE1140-845	1992-1993	2	300	65	Basal
TE845-543	1992-2006	9	350	305	Mixed
TE510	1988-2006	13	50	45	Mixed
CS520	1992-2006	10	80	10	Mixed
A940-830	1992-1993	4	690	380	Basal
A910	1989-2007	221	535	380	Basal
A830-737	1992-1993	5	190	80	Basal
FL1320-1300	2006-2007	12	50	40	Basal
CN1014	2002-2007	60	20	10	Basal
TR926	1989-2007	221	220	40	Maiolica
TR852	2000-2004	55	25	10	Maiolica
TR841	1989-2007	221	340	20	Basal
TR830-725	2007	1	130		Basal
CT643-565	1991-2003	26	180	35	Scaglia
CT518	1992-2003	21	175	50	Maiolica
CT527-488	1992-2003	14	215	120	Scaglia
VS615-480	1992-1993	6	50	10	Scaglia
FO461	2000-2001	6	250	140	Scaglia
FO460-440	2000-2001	6	75	20	Scaglia
FO453	2000-2006	18	505	230	Scaglia
U1250-1140	1991-2006	30	320	150	Maiolica
U830-727	1991-2003	15	80	40	Mixed
U718-645	1991-2003	25	570	400	Basal
U645-607	1991-2003	21	120	20	Scaglia
RA800-730	1991-2003	27	360	250	Basal
N844	1990-2003	25	100	60	Maiolica
SC760	1991-2003	22	640	500	Basal
N760-725	1992-2003	19	820	580	Basal
N660-640	1991-1998	8	90	70	Maiolica
N640-612	1991-1996	8	270	250	Scaglia
Le Vene			30		Scaglia
FV670-610	1991-2006	23	250	150	Scaglia
N502-470	1992-1993	8	710	510	Scaglia
C718-660	1992-2007	8	390	360	Scaglia
C660-560	1992-1993	7	90	40	Scaglia
C520-450	1988-2002	5	280	85	Scaglia
SO600-530	1992-2007	13	1380	1210	Mixed

Tabella 1.1: Sorgenti puntuali e lineari. Per ciascuna sorgente è indicato l'acquifero di alimentazione: Basale, Maiolica, Scaglia o Misto, nel caso di sorgenti alimentate da più acquiferi o per le quali non è stato possibile riconoscere quello che le alimenta (Boni et al., 2010).

Hydrogeological Conceptual Model	Aquifer	Recharge area (Km ²)		Average discharge (L/s)		Effective Infiltration (mm/year)		Effective rainfall ranges (mm/year)
		measured	estimated	measured	estimated	measured	estimated	
1	Scaglia	70,5		1275		570		400 - 900
2	Maiolica	4,7		175	90*		600	500 - 700
3	Scaglia	19,9		315		500		600 - 1000
4	Scaglia	7,7		170		700		> 1000
5	Maiolica	6,2		110		560		800 - 1000
6	Basale	7,4		340	140*		600	550 - 650
7	Scaglia	5,7			90*		500	450 - 600
8	Basale	106,8		3240		960		600 - >1000
9	Scaglia	3,7		350	100*		850	700 - 1000
10	Maiolica	7,4		160		680		900 - > 1000
11	Scaglia	46,8		640		430		400 - 800
12	Maiolica	5,7		90		500		600 - 900
13	Maiolica	6		100		530		750 - 950
14	Maiolica	10		320		1010		700 - > 1000
15	Basale	96,6		2390		780		450 - > 1000
16	Maiolica	12,5		245		620		500 - 700
17	Basale	46,4		490		330		300 - 500
18	Norcia Plain	41,1			260*		200	250 - 400
19	Scaglia		204,2 *	2590			400	250 - 500

Tabella 1.2: Modelli Idrogeologici Concettuali. Per ciascun acquifero, del quale viene indicata la tipologia, è riportata l'estensione dell'area di alimentazione, la portata media erogata e l'Infiltrazione Efficace. Ad ogni acquifero è associato il range di valori delle Precipitazioni Efficaci che caratterizza le aree in affioramento (Boni et al., 2010).

Nell'ambito di uno studio commissionato dalla Regione Umbria al gruppo di Idrogeologia dell'Università La Sapienza per la redazione informatizzata della cartografia idrogeologica tematica del territorio regionale (Boni & Petitta, 2008) si inserisce un ulteriore lavoro di sintesi delle conoscenze in ambito idrogeologico, realizzato nello stesso periodo, sul territorio della Regione Umbria. In tale lavoro, all'interno del Sistema della Valnerina proposto da Boni et al. nel 1991 sono state individuate da Mastroiello et al. (2009) due unità idrogeologiche (Id 11 e 12 in Figura 1.3) sulla base dell'assetto tettonico e della portata di magra di tutte le emergenze naturali dell'area che erogano una portata complessiva di circa 15 m³/s (Tabella 1.3 e 1.4) e si estendono complessivamente per un'area di oltre 1.000 km²:

- Unità di Monte Tolentino-Monte Cavogna (Id 11);
- Unità di Monte Bove (Id 12).

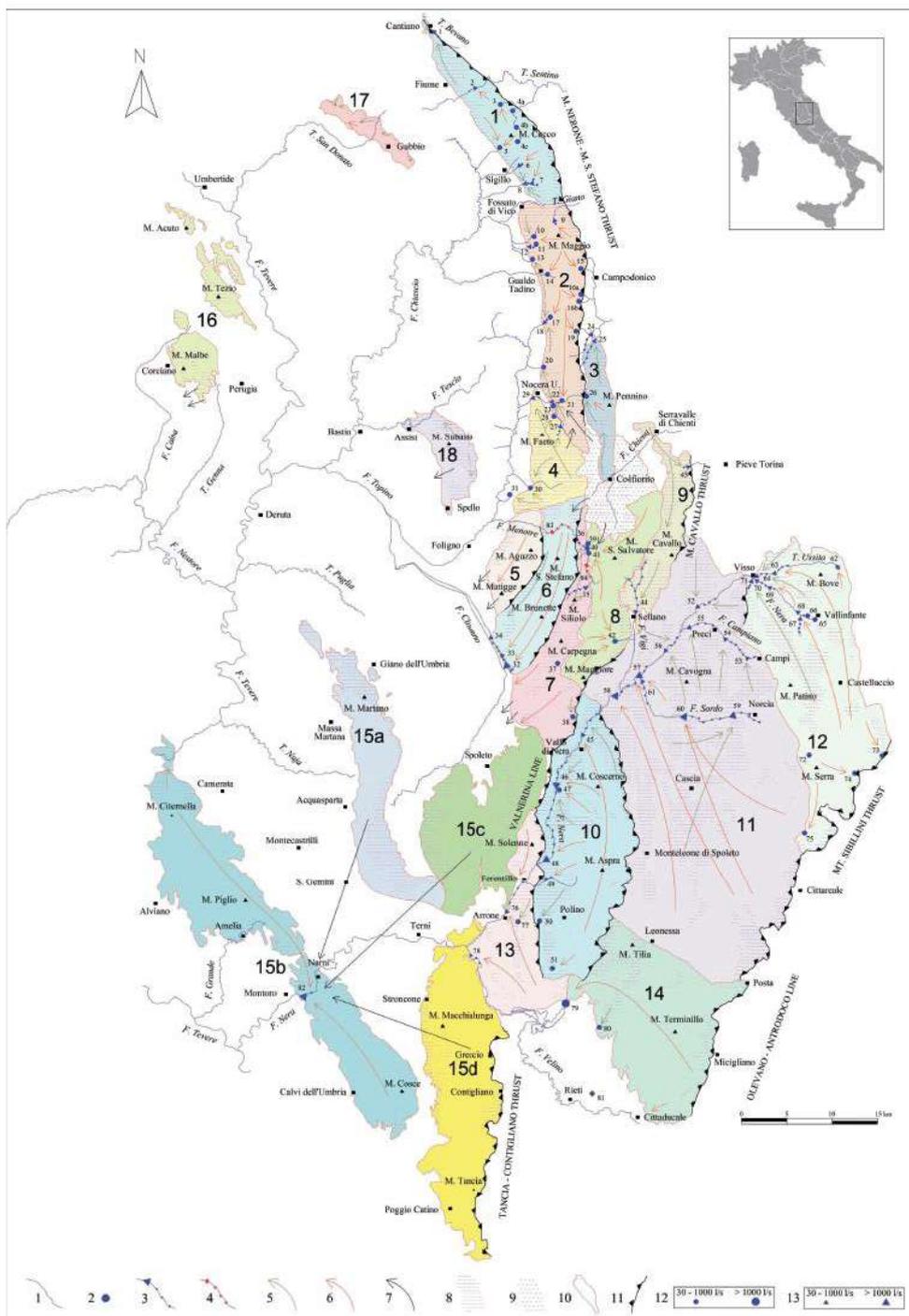


Figura 1.3 Carta delle idrostrutture carbonatiche umbre ripresa da Mastrorillo et al. (2009). Legenda: 1) reticolo idrografico perenne; 2) sorgente puntuale perenne con numero di riferimento; 3) sorgente lineare perenne con numero di riferimento; 4) perdita di portata in alveo con numero di riferimento; 5) principale direzione di deflusso della circolazione idrica sotterranea nell'acquifero della scaglia calcarea; 6) principale direzione di deflusso della circolazione idrica sotterranea nell'acquifero Basale; 7) principali scambi idrici sotterranei fra idrostrutture; 8) affioramento del complesso della scaglia calcarea; 9) area di ricarica preferenziale di Colfiorito; 10) limite delle idrostrutture; 11) fronti di sovrascorrimento regionali; 12) classi di portata delle sorgenti puntuali; 13) classi di portata delle sorgenti lineari.

Id	n	Sorgenti / Springs	q m a.s.l.	Q L/s
11	52	Fiume Nera tra Ponte Nuovo e Cervara	502-470	710
	53	Torrente Campiano dalle sorgenti a Campi	718-660	390
	54	Torrente Campiano da Campi a Piedivalle	660-650	90
	55	Torrente Campiano tra Borgo e Corone	520-450	280
	56	Fiume Nera a Belforte	440-410	670
	57	Fiume Nera fra Bagni di Triponzo e Triponzo	394-370	1575
	58	Fiume Nera fra Triponzo e Ponte	370-345	1975
	59	Fiume Sordo dalle Marcite a Casali di Serravalle	600-530	1380
	60	Fiume Sordo fra Casali di Serravalle e Biselli	530-463	3500
	61	Fiume Corno prima della confluenza col Nera	440-374	80
12	62	Sorgenti di Panico	1250-1140	320
	63	T. Ussita tra Pieve e Madonna dell' Uccelletto	718-645	570
	64	T. Ussita tra Madonna dell'Uccelletto e Visso	645-607	120
	65	Sorgenti del Nera	844-765	100
	66	Sorgente San Chiodo	760	640
	67	Torrente Rapegna	800-730	360
	68	Fiume Nera a Castelsantangelo	760-725	820
	69	Fiume Nera a monte di Borgo S.Giovanni	660-640	90
	70	Fiume Nera tra Visso e Borgo S.Giovanni	640-612	270
	71	Fosso di Visso	670-610	250
	72	Galleria San Pellegrino	1000	35
	73	Sorgente Pescara del Tronto	926	225
	74	Sorgente Capodacqua del Tronto	841	340
	75	Fonte Pescaia	1175	150

Tabella 1.3 Sorgenti puntuali e lineari (modificato da Mastrorillo et al., 2009). Legenda: Id) idrostruttura di appartenenza; n) numero di riferimento; q) quota in metri s.l.m.; Q) portata di magra ordinaria in L/s. Il numero delle sorgenti è riportato in Figura 1.1.

Id	Hydrogeological unit	A km ²	Qs L/s	Qex L/s	QU _{TOT} L/s	Ie mm/y	Ie L/s	Qin L/s	Qf L/s	QE _{TOT} L/s
11	Monte Tolentino - Monte Cavogna	754	10650		10650	445	10640			10640
12	Monte Bove	266	4290		4290	510	4300			4300

Tabella 1.4 Bilancio idrogeologico ripreso da Mastrorillo et al., 2009. Legenda: Id) sigla identificativa dell'idrostruttura; A) area di ricarica in chilometri quadrati; Qs) portata erogata dalle sorgenti in litri/secondo; Qex) scambi idrici sotterranei verso l'esterno; QU_{TOT}) portata totale in uscita dall'idrostruttura; Ie) Infiltrazione efficace media dell'idrostruttura in millimetri/anno e litri/secondo; Qin) apporto idrico sotterraneo dall'esterno; Qf) perdite di portata in alveo; QE_{TOT}) portata totale in entrata nell'idrostruttura.

Mastrorillo et al. (2009) ipotizzano una circolazione idrica sotterranea in idrostrutture compartimentate con direttrici preferenziali di flusso orientate NS, la cui geometria segue la morfologia delle dorsali carbonatiche.

1.1.2 Studi idrogeologici di dettaglio

Altri studi idrogeologici di dettaglio sono stati eseguiti anche in precedenza nell'area dei Monti Sibillini, per la Regione Umbria e per la CIIP. Nel seguito sono brevemente sintetizzati i contenuti di alcuni di questi.

Boni & Petitta, 2007

Per quanto riguarda la piana di Norcia ed il F. Sordo, Boni & Petitta (2007) hanno proposto un modello idrogeologico concettuale preliminare. La piana ha un'area di circa 41,1 km², ed è delimitata da importanti elementi tettonici e da contatti tra formazioni a permeabilità sostanzialmente diversa. Sono presenti depositi lacustri, fluvio-lacustri e di copertura che colmano la depressione. Nelle aree più rilevate della piana e lungo le pendici dei versanti affiorano localmente complessi di natura calcarea, caratterizzati da una buona permeabilità, interposti a depositi di copertura, pressoché impermeabili.

È stata valutata un'infiltrazione efficace media di 200 mm/anno e una portata media erogata da questi depositi pari a 260 L/s. Tale valore, da solo, non giustifica gli apporti che caratterizzano l'alto corso del F. Sordo fino a quota 530 m e le sorgenti di Norcia, per un totale di 1380 L/s. I restanti 1120 L/s secondo gli autori trovano nell'acquifero della Scaglia Calcarea, che si estende nel settore posto ad occidente rispetto alla piana di Norcia, fin oltre Cascia e Monte Meraviglia, la più probabile area di alimentazione.

Petitta, 2011

Successivamente, nel 2011, Petitta, con uno studio dell'idrogeologia della piana di Norcia indica, per la falda freatica della piana, una soggiacenza massima di 50 metri verso il margine orientale e di circa 40 m nel settore meridionale. La profondità della falda si riduce progressivamente fino al piano campagna nella zona sud occidentale dell'abitato di Norcia (località Le Marcite) dove da un sistema di emergenze naturali diffuse si origina il flusso perenne del F. Sordo.

A partire dall'andamento della piezometria della Piana di Norcia, basata sulla campagna dell'agosto 2010 e mostrata in Figura 1.4, è stata stimata da Petitta (2011) la potenzialità idrica media della piana. La portata (Q in m³/s) è stata stimata con l'equazione di Darcy:

$$Q = T \times i \times L$$

Dove:

T = trasmissività (m^2/s)

I= gradiente idraulico (adimensionale)

L =larghezza della sezione (m)

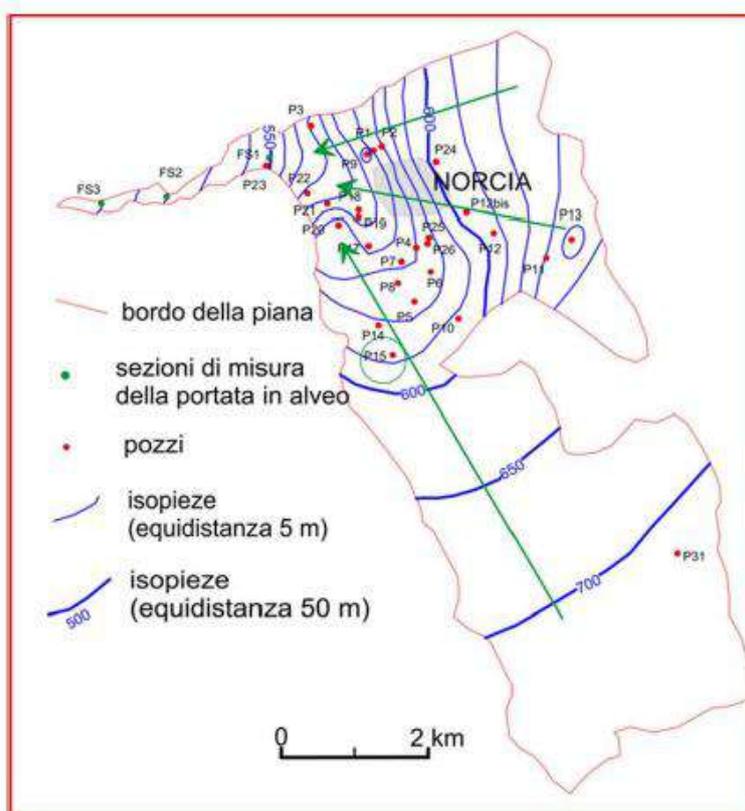


Figura 1.4 Ricostruzione della superficie piezometrica relativa alla campagna di agosto 2010, con le linee di flusso principali in verde. Il cerchio verde evidenzia il pozzo in cui è stata eseguita la prova di emungimento nel maggio 2011 (modificata da Petitta, 2011).

Il valore medio di trasmissività idraulica, di circa $3 \times 10^{-2} m^2/s$, inserito nella formula è quello stimato da una prova di emungimento eseguita in un pozzo della piana.

Nella piana sono stati distinti due settori:

1) settentrionale con gradiente idraulico medio $i \cong 0.01$ e larghezza della sezione $L \cong 3500$ m ha una portata è di circa $1.050 m^3/s = 1050 L/s$.

2) meridionale con gradiente idraulico medio $i \cong 0.025$ e larghezza della sezione $L \cong 1300$ m ha una portata è di circa $1.035 m^3/s = 975 L/s$.

Petitta indica che la falda è alimentata prevalentemente dalla circolazione idrica sotterranea delle dorsali carbonatiche del versante occidentale della Piana.

Boni et al., 2010

Limitatamente alla zona dell'alto Nera sono stati riconosciuti dagli autori 5 acquiferi che drenano nell'alto bacino di questo fiume; a tali acquiferi, ciascuno caratterizzato da un'estensione delle aree di alimentazione (A) differente, corrispondono valori di Infiltrazione efficace media (I_{eff}) e di portata media erogata (Q) dalle emergenze:

- 1) Acquifero sospeso della Maiolica delle sorgenti del Nera, A: 6 km², Q: 100 L/s, I_{eff} : 525 mm/anno;
- 2) Acquifero Basale dei fiumi Nera e Ussita, A: 96,6 km², Q: 2390 L/s, I_{eff} : 780 mm/anno;
- 3) Acquifero sospeso della Maiolica, tra Visso e Castelsantangelo, A: 5,7 km², Q: 90 L/s, I_{eff} : 497 mm/anno;
- 4) Acquifero sospeso della Scaglia calcarea dei fiumi Nera e Ussita, A: 46,8 km², Q: 640 L/s, I_{eff} : 431 mm/anno;
- 5) Acquifero sospeso della Maiolica delle sorgenti dell'Ussita, A: 10 km², Q: 320 L/s, I_{eff} : 1009 mm/anno.

Secondo gli autori, l'acquifero Basale dei fiumi Nera e Ussita viene alimentato in gran parte dal Complesso Calcarea Basale e da vasti affioramenti riferibili al Complesso della Scaglia calcarea, della Maiolica e dagli apporti provenienti dal ruscellamento che vengono assorbiti dalle forme carsiche presenti ai margini delle depressioni tettonico-carsiche prossime all'abitato di Castelluccio di Norcia. L'acquifero sarebbe delimitato da una linea tettonica regionale, avente caratteri marcatamente compressivi successivamente ripresi da motivi distensivi, che dalle pendici occidentali del Monte Vettore prosegue verso nord fin oltre Pizzo Tre Vescovi. Ad occidente, l'acquifero Basale è delimitato da motivi tettonici sia compressivi che distensivi.

I principali punti di recapito, alimentati dall'acquifero Basale, sono ubicati nell'alto corso del F. Nera, a monte di Castelsantangelo, e nel medio corso del T. Ussita.

1.1.3. Redazione della carta geologica in scala 1:50.000 in ambiente GIS

Nella fase iniziale del presente progetto è stata elaborata una carta geologica a scala 1:50.000 dell'area centrale della zona colpita dalla sequenza del 2016-17. La carta aveva lo scopo di fornire una base geologica di sintesi delle diverse cartografie esistenti in termini sia di periodi di indagine che di scala. Sulla questa carta è stata appoggiata una base topografica a scala 1:100.000 fornita dalla Regione Umbria che è stata poi stampata in scala 1:50.000.

La cartografia di partenza consiste nella carta prodotta dalla Regione Umbria a scala 1:10.000 (Regione Umbria, 2015), la cartografia redatta da Pierantoni et al. (2013) a scala 1:40.000 e la Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio Norcia 132. L'integrazione e la revisione delle sopra citate carte ha consentito di produrre una carta geologica dettagliata con uno spunto di carattere regionale (tavola riportata in **Allegato 1a**).

La cartografia sopra citata è stata integrata con dei sopralluoghi sul terreno volti a controllare alcuni aspetti stratigrafici e tettonici di maggiore rilievo.

Il lavoro svolto durante i primi sei mesi del progetto è stato incentrato sulla omogeneizzazione delle carte esistenti che sono realizzate con scale e dettagli diversi. Ciò ha richiesto un sostanziale lavoro di sintesi per ottenere un prodotto che seppure preliminare, fosse omogeneo. La carta ottenuta ha come legenda quella pubblicata da Pierantoni et al. (2013) che copre la maggior parte dell'area indagata. Oltre alla sintesi ed omogeneizzazione dei dati esistenti, gli elementi cartografici sono poi stati inseriti in una cartografia GIS mediante vettorializzazione degli elementi areali, lineari e puntuali e realizzazione delle tabelle attributi.

La carta ottenuta rappresenta la geologia di un'area di circa 260 km² e si estende dal Monte Bove a Nord, a Valcaldara a Sud e da Casali di Serravalle a Ovest al Monte Vettore a Est. La realizzazione della cartografia in ambito GIS consente di ri-elaborare ed aggiornare le informazioni acquisite attribuendo alle varie litologie e strutture specifiche caratteristiche di comportamento dal punto di vista idrogeologico (barriere a flusso nullo, ecc). Per questo motivo essa ha costituito la base per la parte centrale della carta finale dei complessi idrogeologici e relative sezioni che fa parte dei prodotti finali del progetto stesso.

Sulla carta prodotta sono state disegnate sette sezioni estrapolate fino a circa 2 km sotto la superficie topografica. Cinque sezioni sono allineate parallelamente in direzione N61°, perpendicolari all'andamento delle strutture tettoniche principali orientate circa N150° mentre due, nella parte meridionale dell'area di studio, sono orientate N100° e N114°. Le sezioni sono state disegnate originariamente in scala 1:20.000 e sono lunghe circa 20 km. Sulla base delle litologie presenti, due di queste sezioni sono state convertite in sezioni idrogeologiche per valutare la continuità idrostrutturale del flusso idrico sotterraneo.

Gli spessori medi considerati per le formazioni sono: Evaporiti 2000 m; Calcarea massiccio 800 m; Corniola 400 m; Gruppo calcarea siliceo marnoso tra 100 e 150 m; Maiolica 400 m; Marne a fucoidi da 50 a 100 m; Scaglia bianca meno di 100 m; Scaglia rossa 450 m. Sopra la Scaglia rossa non ci sono formazioni che affiorano nelle aree attraversate dalle sezioni, tranne al letto del

sovrascorrimento dei Sibillini dove affiorano in massa le formazioni torbiditiche della Laga, con spessori superiori ai 1500 m.

Da un punto di vista tettonico, sono presenti anticlinali, sinclinali, sovrascorrimenti, ma soprattutto faglie dirette. I tre principali sistemi di faglie dirette che si incontrano nelle sezioni svolte sono, da ovest a est: Sistema di faglie Nottoria-Preci; Sistema di faglie Monte Castello-Monte Cardosa; Sistema di faglie Monte Vettore-Monte Bove.

La carta e le sezioni prodotte mostrano una serie di anticlinali e sinclinali vergenti a est bordate da sovrascorrimenti WSW-immersenti. Le strutture plicative sono tagliate dalle faglie normali immergenti sia a SW che a NE, le più importanti delle quali in termini di rigetto sono l'allineamento della faglia Nottoria-Preci e quello del Monte Vettore. I rigetti delle faglie normali raggiungono 1500 e 1400 m rispettivamente.

La carta e le sezioni mostrano anche la distribuzione in mappa e sezione delle diverse successioni litostratifiche del giurassico caratterizzate da spessori significativamente diversi. In particolare, si osserva la prevalenza delle successioni complete con spessore dell'ordine di 2200 m nell'area orientale di M. Vettore e nell'area centrale compresa tra la piana di Norcia e Castelluccio. Nell'area occidentale, a Ovest della piana di Norcia e sotto il piano di Castelluccio, si suppone la presenza di successioni ridotte o condensate con spessori massimi dell'ordine di 1800 m.

La posizione areale e nel sottosuolo delle diverse successioni condiziona la circolazione idrica sotterranea. Ciò è dovuto al fatto che le litologie della successione giurassica, in particolare il Rosso Ammonitico, i Calcari e marne a Posidonia, sono litologie con un'importante componente marnosa caratterizzate da bassa/bassissima permeabilità. La distribuzione di queste diverse successioni in mappa e sezione risulta pertanto cruciale per comprendere la circolazione idrica sotterranea che sono state oggetto di approfondimenti nel corso del progetto. Nella prima fase, i rapporti strutturali tra le varie formazioni sono stati definiti mediante l'estrapolazione nel sottosuolo delle informazioni di superficie. In particolare sono stati considerati gli assetti litologici e strutturali presenti non solo lungo la traccia delle sezioni ma anche lateralmente ad esse. Su questa base è stato possibile ipotizzare il tipo di successione (ridotta, condensata, completa) presente nel sottosuolo anche in aree dove le stesse non affiorano.

Nella carta, le formazioni sono state sintetizzate secondo i complessi descritti in precedenza. In particolare, è possibile individuare tre complessi all'interno dei quali avviene la circolazione idrica: i) il complesso basale, formato dal Calcare Massiccio e dalla Corniola (sostituita dal Bugarone nelle serie condensate/composite). Questo è stratigraficamente il più basso e appoggia sulla formazione

dolomitico-evaporitica delle Anidriti di Burano; ii) il complesso della Maiolica, separato dal precedente dall'aquicluda del complesso calcareo-silicomarnoso formato da Rosso Ammonitico e/o Marne del Monte Serrone, Calcari e Marne a Posidonia e Calcari Diasprigni; iii) il complesso costituito dalla Scaglia calcarea (Scaglia Bianca e Scaglia Rossa) separato dal precedente dalla formazione delle Marne a Fucoidi.

Le sezioni mostrano inoltre come la continuità idrostrutturale sia a volte interrotta dalla presenza delle faglie. Nel corso dei mesi successivi è stato approfondito e meglio compreso il ruolo che le strutture tettoniche giocano nella circolazione idrica sotterranea.

1.2 CARTA DEI COMPLESSI IDROGEOLOGICI

1.2.1 Complessi idrogeologici

In questa fase finale del progetto si è proceduto al perfezionamento della carta dei complessi idrogeologici, presentata in forma di bozza nel secondo rapporto di progetto nel 2019, che è servita da base per la delimitazione delle idrostrutture e per il calcolo del bilancio idrogeologico. La carta costituisce un ampliamento della carta in scala 1:50.000 elaborata per la zona centrale dell'area e descritta sopra e copre un'area di oltre 1100 km² che va da Cascia ad ovest fino a Arquata del Tronto a est e da Accumuli a sud a Bolognola a nord.

La carta (**Allegato 1b**) è stata elaborata a partire da alcune informazioni geologiche e carte geologiche di base. I dati utilizzati sono: la carta geologica in scala 1:50.000 della parte centrale dell'area studiata, realizzata nel corso del presente progetto e sopra descritta; la cartografia di base della Regione dell'Umbria in scala 1:10.000; la cartografia di base della Regione Marche in scala 1:10.000; la carta geologica del Servizio Geologico d'Italia in scala 1:100.000 (Fogli Macerata n. 124 e Norcia n.132); pubblicazioni scientifiche relative alla posizione aggiornata delle faglie normali principali (p.es. Chiaraluce et al., 2005; Mirabella et al., 2005, 2008; Pucci et al., 2017; Civico et al., 2018; Iezzi et al., 2018; Porreca et al., 2018; Brozzetti et al., 2019).

La cartografia sopra-menzionata è stata significativamente sintetizzata per poter essere adattata alla scala di rappresentazione (<1:100.000). Successivamente si è proceduto all'individuazione dei complessi idrogeologici rappresentativi dell'area. Per questo lavoro ci si è avvalsi della suddivisione della successione affiorante in complessi già utilizzata da Baldoni et al. (2008). Oltre alla citata suddivisione, nel presente lavoro è stato aggiunto un complesso idrogeologico relativo alle

successioni terrigene Mio-Plioceniche affioranti a est dei Monti Sibillini. Inoltre è stato inserito un complesso idrogeologico rappresentativo delle coperture di depositi continentali di spessore rilevante (> 50 m) che ospitano degli acquiferi indipendenti. Questi sono stati individuati nei bacini di Norcia, di Castelluccio, di Cascia e di Campi.

Per facilità di lettura si riporta qui l'elenco dei complessi idrogeologici individuati nell'area:

Complesso 1: complesso calcareo basale regionale composto da Calcarea Massiccio e Corniola.

Complesso 2: complesso dell'*aquiclude* locale che comprende le formazioni giurassiche tra il tetto della Corniola e la base della Maiolica (Rosso Ammonitico, Calcari Diasprigni, Calcari e Marne a Posidonia oppure Bugarone).

Complesso 3: complesso impostato nella formazione della Maiolica.

Complesso 4: complesso impostato nella formazione delle Marne a Fucoidi (*aquiclude* regionale inferiore).

Complesso 5: complesso impostato nelle formazioni della Scaglia Bianca e Scaglia Rossa (acquifero della Scaglia calcarea).

Complesso 6: complesso impostato nelle formazioni della Scaglia Variegata, Scaglia Cinerea e Bisciario che rappresenta l'*aquiclude* regionale superiore.

Complesso 7: complesso che interessa le formazioni terrigene Mio-Plioceniche composte da alternanze di arenarie e marne che spesso ospitano acquiferi localizzati e falde sospese.

Complesso 8: complesso composto dalle coperture alluvionali antiche e recenti di spessore > 50 m che ospitano degli acquiferi indipendenti.

La sintesi delle unità stratigrafiche in complessi e la necessità di rappresentare lo schema idrogeologico ad una scala di riferimento 1:50.000 ha imposto di adottare delle semplificazioni significative relativamente agli spessori dei complessi. In particolare sono stati utilizzati spessori costanti anche per i complessi 2 (calcareo-siliceo marnoso) e 3 (Maiolica) i quali sono i maggiormente affetti da variazioni di spessore dovute alla tettonica sinsedimentaria giurassica.

Gli **Allegati 1b** e **2** riportano la carta dei complessi idrogeologici e le relative sezioni idrogeologiche. La carta non è solamente una mappa o un mero esercizio cartografico di unione di più carte, ma rappresenta lo sforzo multidisciplinare di interpretare le comunicazioni tra idrostrutture.

La carta mostra i rapporti geometrici tra gli elementi tettonici compressivi e quelli estensionali e la estensione spaziale delle litologie affioranti. Gli elementi più antichi (Giurassico) affiorano con maggiore continuità nella parte sud-orientale della carta in corrispondenza del Monte Vettore e del

Monte Utero. In questa zona le stesse unità sono topograficamente più alte a causa anche di una maggiore altezza strutturale dovuta sia al raccorciamento generato dalla tettonica compressiva sia alla componente verticale del rigetto della fase tettonica estensionale Quaternaria.

Tale assetto geologico conferisce alla zona una generale blanda inclinazione verso NNW sia del complesso basale che dei rilievi, interrotto dalle valli in corrispondenza dei bacini tettonici estensionali di Norcia e Castelluccio generatisi al tetto delle faglie normali.

Attraverso la carta sono state disegnate una serie di 13 sezioni geologiche estrapolate fino alla profondità di circa 1 km al disotto della superficie topografica. Di queste, 10 sono orientate in direzione SW-NE e 3 in direzione NW-SE. Le sezioni mostrano l'assetto geologico del sottosuolo in un'ampia area della carta e consentono di visualizzare le strutture e i loro rapporti geometrici.

L'altro obiettivo delle sezioni geologiche è quello di verificare la consistenza geometrica delle strutture mostrate in mappa e validare l'interpretazione della carta stessa.

Le sezioni geologiche longitudinali sono state disegnate con lo scopo di estrapolare le strutture visibili lungo le sezioni trasversali in senso longitudinale e verificarne la continuità. In tal senso le sezioni geologiche sono state fondamentali per l'interpretazione finale della carta mediante un processo di tipo *trial-and-error* utilizzando le sezioni trasversali come vincolo di sottosuolo per le sezioni longitudinali.

Una volta stabilizzata l'interpretazione della carta e delle relative sezioni è stato possibile confrontare le informazioni relative alle sorgenti lineari e puntuali con le geometrie ricavate nelle sezioni per individuare le connessioni idrauliche nel sottosuolo con specifico riferimento al Complesso idrogeologico Basale.

La revisione della letteratura esistente, unita all'analisi critica delle strutture rappresentate nelle sezioni, ha consentito di individuare le strutture geologiche principali, di importanza regionale che controllano il flusso idrico sotterraneo e su questa base sono state individuate tre principali idrostrutture che sono state a loro volte riportate in mappa ed estese arealmente, come verrà illustrato in dettaglio nel paragrafo successivo.

Le barriere individuate corrispondono in prevalenza ad elementi tettonici. Mentre il ruolo di barriera operato dai sovrascorrimenti è ben consolidato in letteratura, il ruolo delle faglie normali è maggiormente variabile poiché la permeabilità attraverso il piano è controllata dalle proprietà della rete di fratture in termini di connettività, densità e presenza/assenza di minerali argillosi nel nucleo della zona di faglia. Al contrario, il flusso lungo la direzione del piano di faglia, lungo lo sforzo massimo intermedio (σ_2) è favorito in corrispondenza delle faglie normali.

Le sezioni mostrano chiaramente un flusso idrico basale prevalente da SSE a NNW in corrispondenza con il progressivo abbassamento della quota del Complesso Basale 1. Le sezioni consentono di visualizzare l'andamento della quota di saturazione e di estenderlo arealmente utilizzando la combinazione degli incroci tra le sezioni trasversali e longitudinali con le quote di emergenza delle principali sorgenti dell'area, consentendo di stimare la profondità della quota di saturazione nel sottosuolo anche nelle aree dove non sono presenti sorgenti.

1.2.2 Assetto idrogeologico

Come detto in precedenza, lo schema geologico strutturale dell'area è riconducibile ad una catena a pieghe e sovrascorrimenti successivamente interessata da tettonica estensionale; le faglie dirette legate alla fase estensionale hanno creato i bacini intermontani, successivamente riempiti con alti spessori di depositi alluvionali quaternari. I principali sistemi di faglie normali, come il Sistema Monte Vettore - Monte Bove, hanno prodotto dislocazioni fino ai 1000 m (Mazzoli et al., 2005; Boccaletti et al., 2005; Centamore et al., 2009; Di Domenica et al., 2012; Scisciani, 2019).

Le tre idrostrutture in serie individuate nell'area di studio e denominate 1, 2 e 3 da est verso ovest (Figura 1.5), sono prevalentemente separate l'una dall'altra dai principali sistemi di faglie normali e delimitate a est e ad ovest rispettivamente dal *Thrust* dei Monti Sibillini e dal sovrascorrimento di Monte Coscerno. Come detto, l'andamento delle discontinuità tettoniche (orientate approssimativamente NNW-SSE) coincide con l'orientazione prevalente del deflusso dei principali acquiferi dell'area, come indicato dalle frecce verdi in Figura 1.5.

All'interno dell'area compresa tra il *Thrust* dei Sibillini ad est e il sovrascorrimento del Monte Coscerno ad ovest, i limiti tra le tre idrostrutture individuate sono stati posizionati prevalentemente in corrispondenza delle principali discontinuità tettoniche distensive (faglie normali) e subordinatamente in corrispondenza di quelle compressive (sovrascorrimenti). Per quanto riguarda le strutture estensionali regionali con maggior rigetto come la faglia Monte Vettore-Monte Bove e la faglia Nottoria-Preci, esse potrebbero operare come barriere al flusso sotterraneo. Soprattutto la faglia Nottoria-Preci sembra dividere chiaramente la idrostruttura 2 dalla idrostruttura 3 soprattutto nella zona meridionale dove essa ha il maggior rigetto verticale (si veda le sezioni da D-D', E-E', F-F', G-G' e H-H' **Allegato 2**). Nella zona più settentrionale, nei pressi di Ancarano, la faglia mostra uno *step* destro che potrebbe corrispondere ad una zona di progressivo trasferimento alla zona di Campi. Ancora più a nord il sovrascorrimento del Monte Fema, nei pressi di Visso, sulla cui traccia è

posizionato il limite tra la idrostruttura 2 e la 3, potrebbe non garantire l'isolamento tra gli acquiferi basali delle due idrostrutture, come si evince dalla sezione A-A', in cui si vede che le faglie normali del sistema Nottoria-Preci dislocano in più punti il suddetto sovrascorrimento. In generale, molti limiti di struttura coincidono con elementi tettonici compressivi quando la quota di saturazione è più alta degli elementi stessi. Questo, per esempio, non è verificato nella zona del *Thrust* di Monte Patino (si veda p.es. le sezioni D-D', E-E' e F-F' **Allegato 2**) dove la quota di saturazione è ben al disotto del *Thrust* omonimo.

Per quanto riguarda la posizione del limite tra idrostruttura 1 e 2, esso potrebbe coincidere con lo spartiacque sotterraneo che si individua con continuità da SSE a NNW nelle sezioni A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G' e H-H' (**Allegato 2**) e/o essere controllato dalla posizione della faglia Monte Vettore-Monte Bove di rigetto massimo (circa 1 km) analogo alla faglia Nottoria-Preci.

Nella sezione A-A' si vede che il Complesso Basale arriva al letto delle faglie normali a circa 800 metri al disotto del sovrascorrimento. Questo aspetto verrà discusso in maggior dettaglio nelle conclusioni anche alla luce dei risultati delle prove di tracciamento e delle analisi geochimiche.

Va inoltre sottolineato che, sebbene i sistemi di faglie normali agiscano a scala regionale come elementi di compartimentazione tra le idrostrutture, a scala locale le stesse faglie possono permettere il collegamento tra bacini contigui. Si sottolinea inoltre che, in seguito al verificarsi di rotture co-sismiche, sistemi di faglie normali che agivano inizialmente da barriera idraulica, possono diventare una via preferenziale di deflusso.

In Figura 1.6 si riporta la carta delle rotture-cosismiche in superficie relative alla sequenza sismica del 2016 basata sui dati disponibili in letteratura (Chiaraluce et al., 2017; Civico et al., 2018; Brozzetti et al., 2019). Le rotture co-sismiche sono state mappate per una lunghezza di oltre 30 km da diversi autori nei giorni e nelle settimane successive agli eventi principali ($M_w=6.0$ Amatrice e $M_w=6.5$ Norcia). In base ai rilievi effettuati si osserva che le rotture co-sismiche sono sistematicamente allineate lungo set di faglie normali precedentemente mappate note in letteratura (p.e. Brozzetti & Lavecchia, 1994; Pierantoni et al., 2013; Brozzetti et al., 2019). La maggior parte delle rotture co-sismiche sono state individuate lungo l'allineamento di faglie Monte Vettore- Monte Bove lungo faglie SW-immersenti mentre solo alcune lungo le faglie NE-immersenti. Alcuni effetti minori sono stati individuati anche lungo l'allineamento della faglia Nottoria-Preci presso Norcia e presso Campi. In questo contesto strutturale le formazioni carbonatiche affioranti costituiscono l'area di alimentazione di acquiferi coesistenti che comprendono l'acquifero Basale e quelli superficiali. Come già suggerito dai lavori precedentemente citati (capitolo 1), a scala regionale si considera che

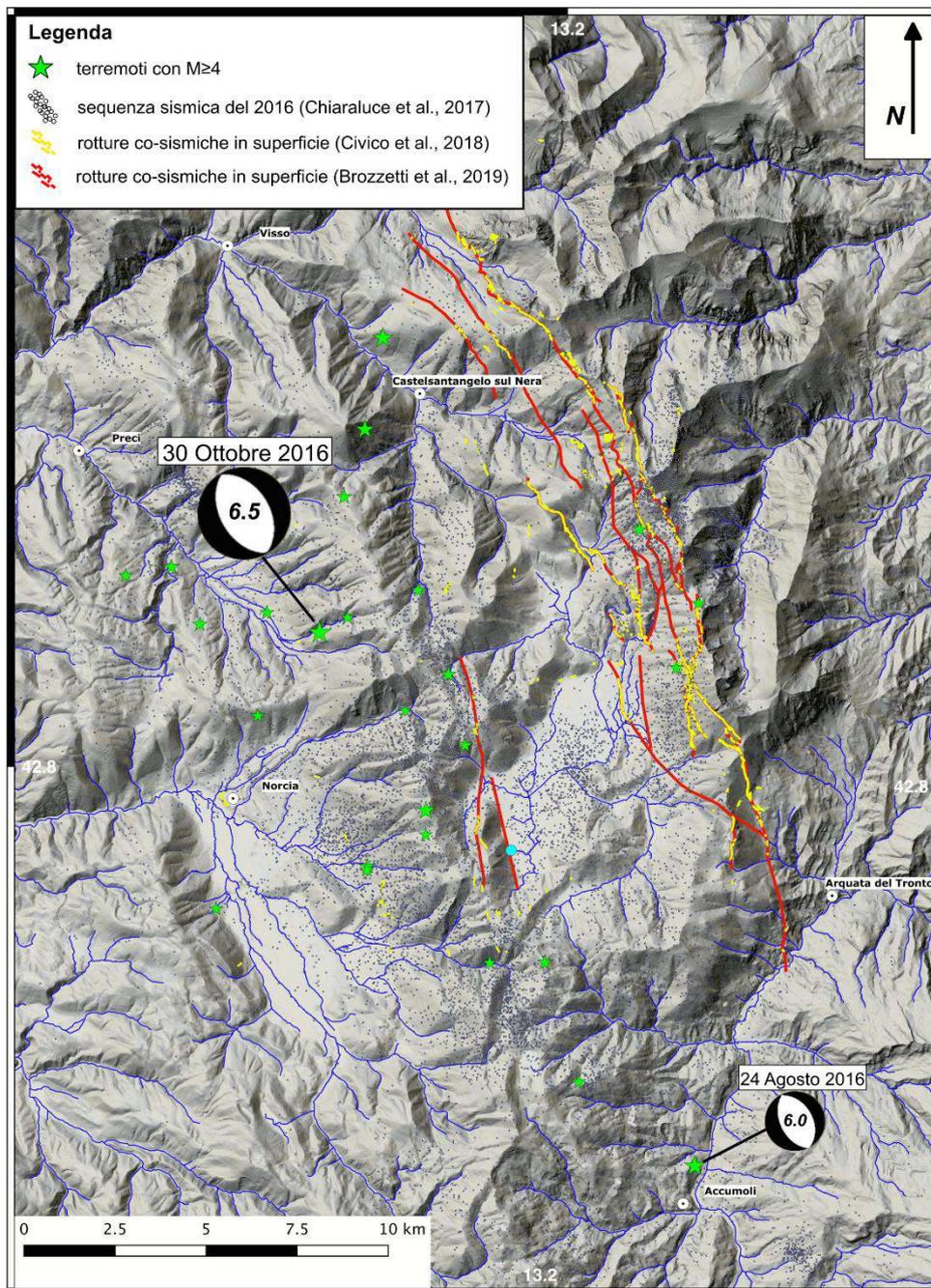


Figura 1.6 Carta delle rotture co-sismiche in superficie dei Monti Sibillini.

Solo localmente il complesso Calcareo-silico marnoso separa la circolazione dei due complessi acquiferi, sostenendo l'acquifero della Maiolica sopra quello Basale. Pertanto le aree di alimentazione di tale acquifero corrispondono alle aree di affioramento dei complessi citati, oltre che alle aree di affioramento del complesso alluvionale.

Gli acquiferi superficiali si trovano nel complesso della Scaglia calcarea, separati dall'acquifero Basale dall'*aquiclude* costituito dalle Marne a Fucoidi.

1.3 BILANCIO IDROGEOLOGICO

1.3.1 Introduzione

Il bilancio idrogeologico qui presentato è stato calcolato per l'acquifero Basale regionale, che fornisce l'aliquota maggiore della portata dell'area di studio (Mastrorillo et al., 2020). I dati considerati per la valutazione del bilancio sono quelli riportati nei lavori di Mastrorillo et al., 2009 e di Boni et al., 2010. Il motivo per cui sono stati utilizzati questi dati come base per il calcolo del bilancio è legato al fatto che la situazione idrogeologica post sisma si è mostrata in continua trasformazione, indicando per i sistemi indagati una situazione in evoluzione, che non può essere il giusto riferimento per la valutazione del bilancio e dei cambiamenti idrogeologici attribuibili alla sequenza sismica del 2016. La sorgente Torbidone non è pertanto inclusa nei calcoli del bilancio, visto che è stata asciutta dal 1979 all'ottobre 2016.

I dati utilizzati non hanno permesso di determinare i volumi in entrata e in uscita dagli acquiferi sospesi in Maiolica, pertanto il bilancio è stato calcolato sull'acquifero Basale e sugli acquiferi in Maiolica indifferenziati. Si è fatto riferimento alle tre idrostrutture, corrispondenti ai bacini in serie sopra citati (Figura 1.5).

Per il calcolo del bilancio sono stati valutati sia gli ingressi che le uscite da ciascuna idrostruttura, seguendo i criteri descritti di seguito.

1.3.2 Calcolo del volume in ingresso (Infiltrazione Efficace)

Il volume in ingresso di ciascun sistema corrisponde all'Infiltrazione Efficace stimata sulle aree di affioramento dei Complessi dei Calcari Basali e della Maiolica e sulle aree intramontane occupate dal Complesso alluvionale; come detto sopra infatti, tali complessi rappresentano le aree di alimentazione dell'acquifero Basale e/o degli acquiferi della Maiolica sospesi sul Basale.

La stima dell'Infiltrazione Efficace si è basata sull'elaborazione dei dati termo-pluviometrici, che ha consentito di stimare la temperatura e la pioggia medie annue dell'intera area in esame.

È stata effettuata l'analisi di serie di temperatura e pioggia relative all'intervallo 2009-2018, periodo in cui sono disponibili dati abbastanza omogenei e continui e comunque maggiormente

rappresentativi del clima attuale. Le stazioni utilizzate sono quelle gestite dal Servizio Idrografico della Regione Umbria, dalla Regione Marche - Servizio di Protezione Civile e dal Centro Funzionale della Regione Lazio. In particolare, sono stati analizzati i dati di 15 stazioni di misura della temperatura e di 19 stazioni di registrazione delle piogge funzionanti in questo periodo. Si riporta di seguito la descrizione dei metodi utilizzati per la stima di temperatura e pioggia media annua.

1.3.2.1 Temperatura media annua

Per determinare le caratteristiche termometriche dell'area di indagine sono stati analizzati i dati relativi a 15 stazioni. La Tabella 1.5 riporta i valori della temperatura media annua di ciascuna stazione nel periodo di osservazione dal 2009 al 2018 e la relativa quota. Per le sole stazioni di Castelluccio di Norcia e Forca Canapine le registrazioni coprono intervalli inferiori; la prima ha funzionato fino al dicembre 2015, mentre la seconda stazione ha cominciato a registrare dal gennaio 2014.

I dati raccolti hanno permesso di determinare la relazione quota temperatura media annua nell'area di studio, il cui grafico è mostrato in Figura 1.7.

Le stazioni analizzate coprono un intervallo di quota compreso tra circa 600 e 1900 m s.l.m..

Le temperature medie massime mensili si registrano generalmente nei mesi di luglio ed agosto, mentre i valori medi minimi si osservano quasi ovunque nel mese di gennaio.

Il coefficiente di correlazione, molto elevato, indica la bontà della relazione determinata. Nonostante i dati registrati nelle stazioni di Forca Canapine e Castelluccio di Norcia coprano un intervallo più breve, l'allineamento con le altre stazioni è comunque molto buono. Si nota inoltre che lo scostamento rispetto all'andamento medio della correlazione è maggiore a quote più basse mentre è pressoché nullo per quote superiori a 1300 m s.l.m..

Il gradiente della temperatura media annua in queste aree è di -0.46 °C/100 m.

Stazioni termometriche	Quota (m s.l.m.)	T med annua (°C)
CASCIA	604	11.5
CASTELLUCCIO DI NORCIA	1452	7.8
CITTAREALE	810	10.0
FORCA CANAPINE	1654	7.1
LEONESSA	918	10.2
MONTELEONE DI SPOLETO	935	10.5
NORCIA	700	12.1
SELLANO	608	11.8
USSITA	749	10.0
<i>CAPODACQUA</i>	<i>842</i>	<i>10.8</i>
<i>MONTE BOVE SUD</i>	<i>1917</i>	<i>5.5</i>
<i>MONTEMONACO</i>	<i>995</i>	<i>11.6</i>
<i>MONTE PRATA</i>	<i>1813</i>	<i>5.9</i>
<i>PINTURA DI BOLOGNOLA</i>	<i>1360</i>	<i>8.52</i>
<i>SIBILLA</i>	<i>1740</i>	<i>6.5</i>

Tabella 1.5 Elenco delle stazioni termometriche analizzate; in corsivo sono indicate le stazioni del versante adriatico. Periodo di osservazione: 2009-2018.

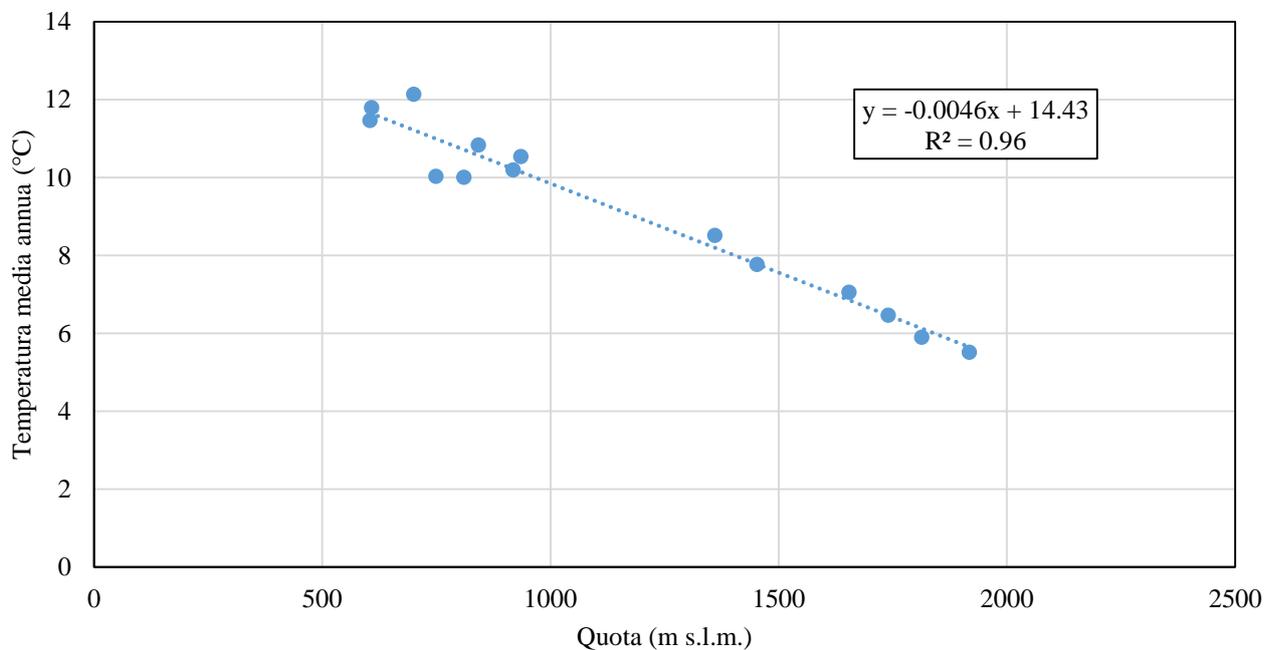


Figura 1.7 Correlazione quota/temperatura media annua. Periodo di osservazione: 2009-2018.

1.3.2.2 Precipitazione media annua

Per la definizione delle caratteristiche pluviometriche dell'area di studio sono stati raccolti i dati di pioggia relativi a 19 stazioni. In Tabella 1.6 sono riportati i valori della pioggia media annua di ciascuna stazione per il periodo di osservazione che va dal 2009 al 2018, con la relativa quota.

I dati con l'asterisco non tengono conto dell'aliquota della pioggia equivalente dedotta dalle misure dello spessore del manto nevoso.

Stazioni pluviometriche	Quota (m s.l.m.)	P med annua (mm/anno)	Versante
CASCIA	604	881	Tirreno Nord
CASTELLUCCIO DI NORCIA	1452	1114	Tirreno Nord
FORSIVO	968	962	Tirreno Nord
NORCIA	700	851	Tirreno Nord
PONTE TAVOLA	709	1073	Tirreno Nord
USSITA	749	1056	Tirreno Nord
VISSO (ENDESA)	700	1137	Tirreno Nord
AMATRICE	954	943	Tirreno Sud
CITTAREALE	810	1054	Tirreno Sud
LEONESSA	918	1431	Tirreno Sud
MONTELEONE DI SPOLETO	935	1027	Tirreno Sud
MONTE TERMINILLO	1685	1824	Tirreno Sud
ARQUATA DEL TRONTO	720	1222	Adriatico
CAPODACQUA	842	1164	Adriatico
MONTEMONACO	995	1212	Adriatico
PINTURA DI BOLOGNOLA	1360	1473	Adriatico
MONTE BOVE SUD	1917	923*	Adriatico
MONTE PRATA	1813	992*	Adriatico
SIBILLA	1740	1158*	Adriatico

Tabella 1.6 Stazioni analizzate per la determinazione della relazione quota/pioggia media annua; in corsivo sono indicate le stazioni del versante adriatico. Il dato di pioggia con l'asterisco non comprende la pioggia equivalente derivata dalle misure dello spessore della neve. Periodo di osservazione: 2009-2018.

Come per le temperature, i dati raccolti sono stati utilizzati per definire le relazioni quota/pioggia su base media annua per il periodo 2009-2018. La maggior variabilità dei valori di pioggia rispetto a quelli di temperatura, dovuta a fattori topografici e all'ubicazione di versante, ha indotto a considerare le relazioni facendo riferimento a tre gruppi separati, il primo che raccoglie le stazioni del versante tirrenico nord, il secondo quelle del versante tirrenico sud e il terzo del versante adriatico (cfr. Tabella 1.6).

Relazione quota/pioggia media annua del versante tirrenico

Per quanto riguarda il versante tirrenico, è subito emerso come i dati di pioggia registrati in alta quota siano scarsi; le uniche stazioni in quota, con dati affidabili, sono quelle di Monte Terminillo posta a quota di 1685 m s.l.m. e Castelluccio di Norcia (1452 m s.l.m.) la quale ha registrato le piogge in maniera pressoché continuativa fino a dicembre 2014 e a partire da aprile 2019 è stata ripristinata dal Servizio Idrografico della Regione Umbria.

La pioggia media annua di Castelluccio di Norcia (di circa 1114 mm/anno) nonostante la stazione sia dotata di un dispositivo per lo scioglimento della neve sembra comunque sottostimata. Pertanto, si è deciso di incrementarla tenendo conto che le piogge equivalenti delle stazioni di Monte Bove Sud, Monte Prata e Sibilla, anche se sottostimate, rappresentano in media circa il 32 % in più della pioggia registrata ai pluviometri nel caso in cui si assuma che 1 cm di neve corrisponda a 2.5 mm di pioggia equivalente (Valt et al., 2006). Si è ritenuto opportuno incrementare la pioggia media annua di Castelluccio del 32% per considerare la parte di neve che non viene raccolta e sciolta dal pluviometro. Dai dati di pioggia media annua riportati in Tabella 1.6 appare evidente che le stazioni della zona tirrenica meridionale registrano piogge superiori a quelle delle stazioni poste più a nord, a pari quota. Nelle Figure 1.8 e 1.9 si riportano le relazioni quota/pioggia media annua per il settore nord e sud del versante tirrenico. Purtroppo per il settore sud sono disponibili solo 4 stazioni pluviometriche e benché il coefficiente di correlazione sia buono ($R^2=0.71$) la relazione comunque è da ritenersi affetta da un buon margine di incertezza.

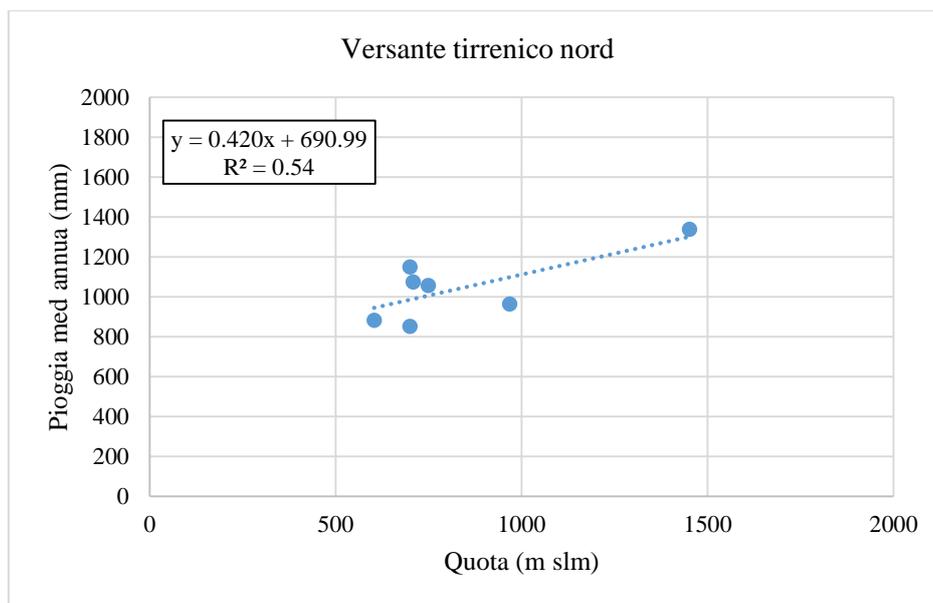


Figura 1.8 Relazione quota/pioggia media annua del versante tirrenico nord. Periodo di osservazione: 2009-2018.

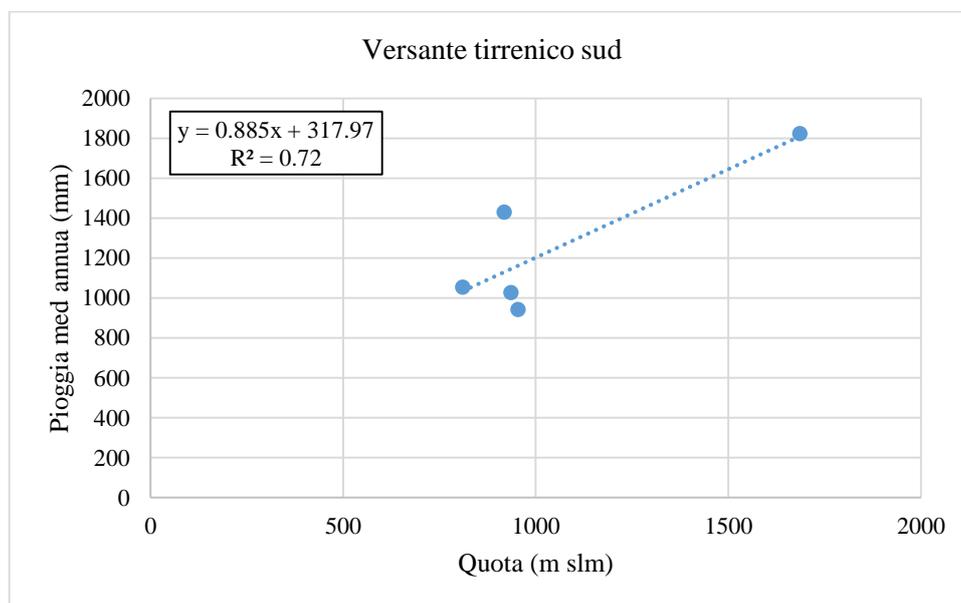


Figura 1.9 Relazione quota/pioggia media annua del versante tirrenico sud. Periodo di osservazione: 2009-2018.

Relazione quota/pioggia media annua del versante adriatico

Sul versante adriatico, le stazioni situate a quote superiori ai 1000 metri (Pintura di Bolognola, Sibilla, Monte Prata e Monte Bove sud) sono dotate di sistemi per lo scioglimento della neve e

contemporaneamente registrano le precipitazioni nevose in termini di variazioni dello spessore del manto. Nella Tabella 1.7 sono riportati i *range* di valori di pioggia stimati sommando le piogge registrate dai pluviometri a quelle derivate dalle misure dello spessore del manto nevoso, assumendo che 1 cm di neve corrisponde a 1 mm o a 2.5 mm di pioggia equivalente (Valt et al., 2006). Per quanto riguarda i valori dello spessore del manto nevoso questi sembrano inficiati dal trasporto della neve ad opera del vento in aree differenti da quelle di deposizione, e quindi di misura, soprattutto nelle stazioni di Monte Prata, Monte Bove Sud e Sibilla. A conferma di ciò è il fatto che in tutte e tre le stazioni in cui lo spessore della neve è stato trasformato in pioggia equivalente, la pioggia totale annua è dello stesso ordine di grandezza, o poco superiore, a quella misurata nelle stazioni a quota molto inferiore. La stazione di Pintura di Bolognola sembra essere la più affidabile. Questa stazione infatti, benché sia posta ad una quota di circa 300-400 m inferiore alle altre tre stazioni in quota registra una pioggia media annua più elevata probabilmente perché buona parte della neve raccolta è sciolta correttamente (v. Tabella 1.7).

Stazioni pluviometriche versante adriatico	Quota (m s.l.m.)	Pioggia media annua (mm/anno)
<i>ARQUATA DEL TRONTO</i>	710	1222
<i>CAPODACQUA</i>	842	1164
<i>MONTEMONACO</i>	995	1212
<i>PINTURA DI BOLOGNOLA</i>	1360	1473
<i>SIBILLA</i>	1740	*1251÷1439
<i>MONTE PRATA</i>	1813	*1117÷1354
<i>MONTE BOVE SUD</i>	1917	*1007÷1258

Tabella 1.7 Stazioni utilizzate per la determinazione della relazione quota/pioggia del versante adriatico. I range di valori con l'asterisco tengono conto della pioggia equivalente ad 1 cm di spessore del manto nevoso (1 cm = 1 mm ÷ 1 cm = 2.5 mm). Periodo di osservazione: 2009-2018.

In Figura 1.10 sono riportate le linee d'interpolazione delle piogge medie annue in relazione alla quota delle stazioni nei casi in cui si escludano o meno le stazioni di Sibilla, Monte Bove Sud e Monte Prata. Interpolando le piogge escludendo queste tre stazioni si determina una correlazione di tipo lineare, mentre la miglior correlazione è di tipo polinomiale se le piogge registrate in queste tre stazioni, comprensive della neve, vengono considerate.

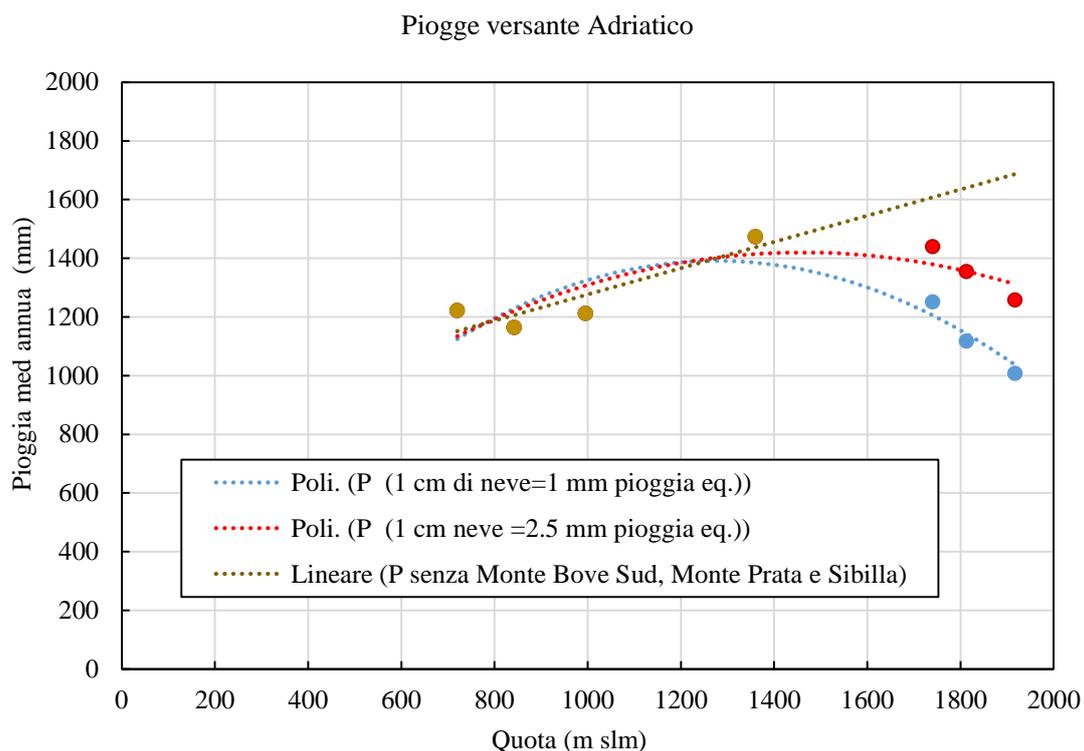


Figura 1.10 Relazioni quota/pioggia media annua sul versante adriatico. Periodo di osservazione: 2009-2018.

Come si può osservare in Figura 1.10 le piogge registrate a Monte Bove Sud, Sibilla e Monte Prata presentano valori simili o di poco superiori a quelli registrati nelle stazioni pluviometriche poste a quote inferiori ai 1000 m s.l.m. Per tale motivo, allo stato attuale si ritiene che queste piogge siano sottostimate, avendo un maggior grado d'incertezza rispetto a quelle delle stazioni poste a quote più basse. Pertanto, per valutare la pioggia media di questo settore, sembra più opportuno utilizzare la relazione lineare tra quota e pioggia ottenuta con i dati delle sole stazioni di Arquata del Tronto, Capodacqua, Montemonaco e Pintura di Bolognola (v. Figura 1.11). Ciò comporta, comunque, che la pioggia stimata a quote superiori ai 1400 metri presenti un alto grado di incertezza.

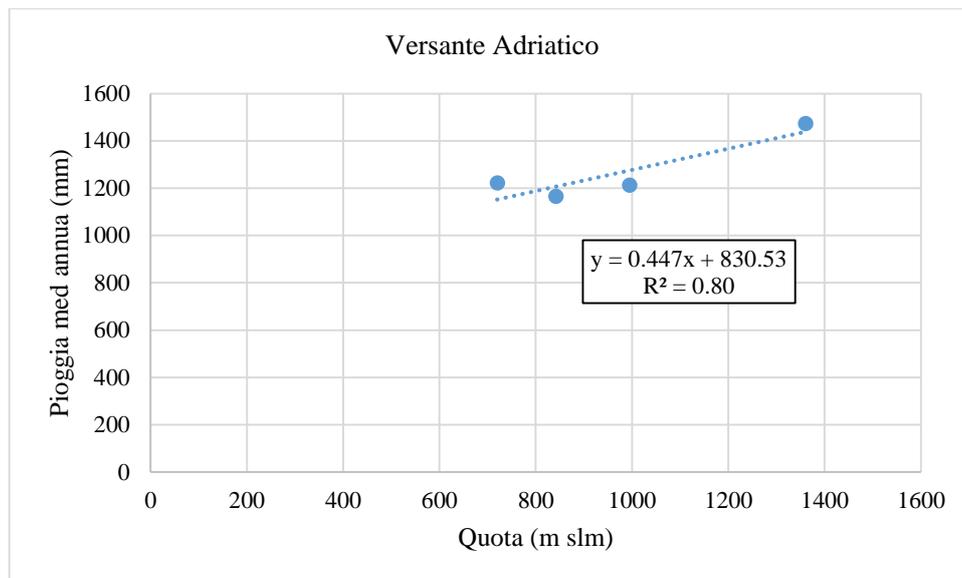


Figura 1.11 Relazione lineare quota/pioggia media annua sul versante adriatico senza le stazioni in quota di Sibilla, Monte Prata e Monte Bove Sud. Periodo di osservazione: 2009-2018.

Utilizzando le equazioni delle rette di interpolazione quota/temperatura e quota/pioggia riportate sopra, i valori di temperatura e precipitazione sono stati spazializzati all'interno dell'area di studio utilizzando un *DEM* con risoluzione di 20 m. In Figura 1.12 è riportata la distribuzione spaziale delle piogge nelle tre differenti idrostrutture.

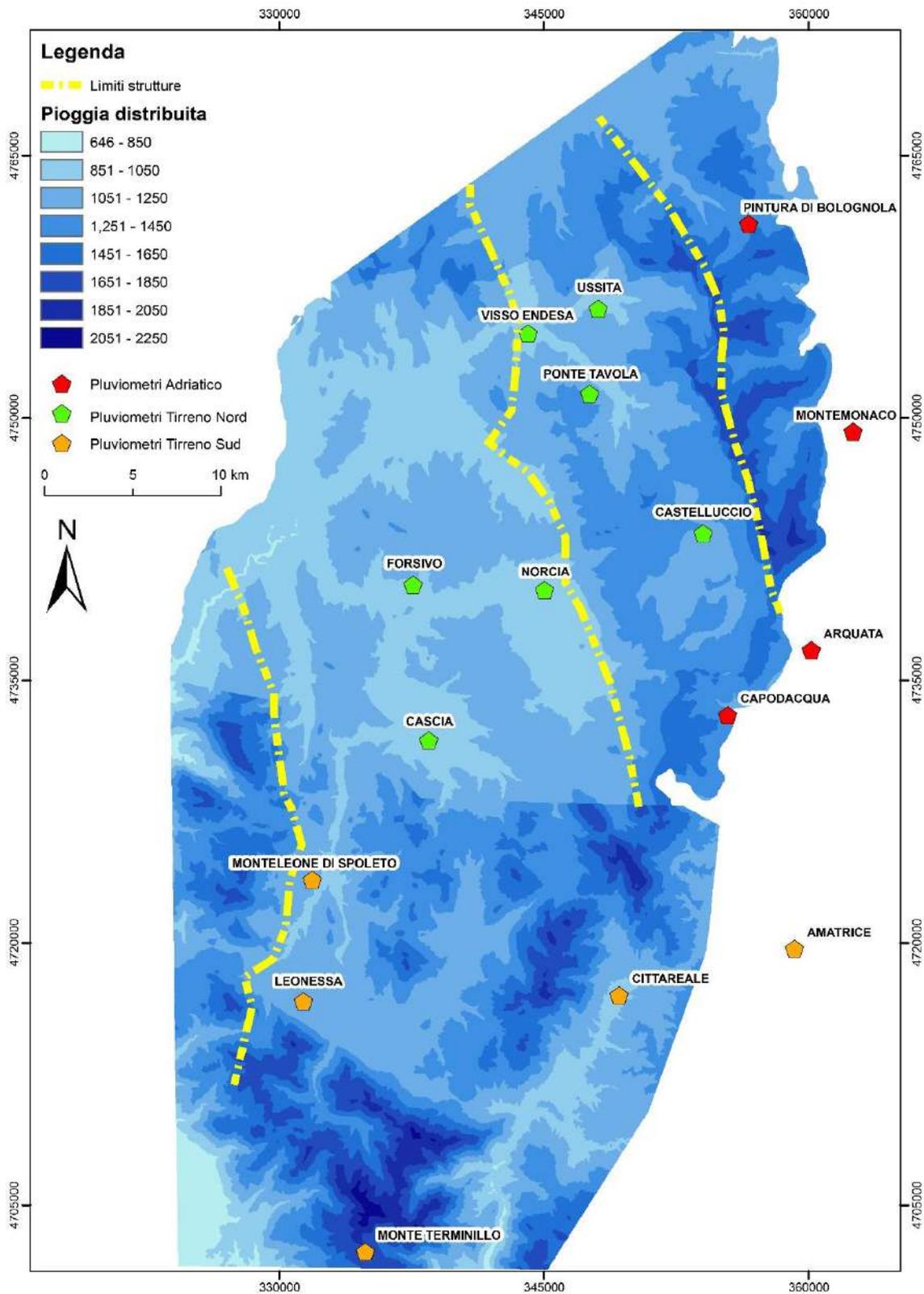


Figura 1.12 Distribuzione delle piogge medie annue nell'area di studio.

1.3.2.3 Calcolo dell'Infiltrazione Efficace

Sulla base dei valori di pioggia e temperatura media annua calcolati, è stato stimato il valore della pioggia efficace media annua, intesa come differenza tra pioggia media annua e evapotraspirazione media annua. Quest'ultima è stata determinata con la nota formula di Turc. Per far questo è stato necessario associare a ciascuna delle celle in cui l'area è stata suddivisa, un valore di temperatura media annua e di pioggia media annua calcolati sulla base delle relazioni sopra riportate.

Il valore di pioggia efficace calcolato per ciascuna cella è servito per stimare l'Infiltrazione Efficace media annua; quest'ultima corrisponde alla pioggia efficace moltiplicata per il Coefficiente di Infiltrazione Potenziale (C.I.P.) assegnato a ciascuna delle celle in funzione dei complessi idrogeologici ad esse attribuiti. I valori dei C.I.P. sono stati scelti in base a quanto noto in letteratura (Celico, 1986, Civita & De Maio, 2000).

I valori assegnati a ciascun complesso sono i seguenti:

- Complesso alluvionale C.I.P. = 0,8
- Complesso della Maiolica C.I.P. = 0,8
- Complesso Calcereo-silico-marnoso C.I.P. = 0,4
- Complesso Corniola-Calcare Massiccio C.I.P. = 0,9.

Sulla base di questi coefficienti è stato stimato il valore della ricarica media annua dell'acquifero Basale e/o degli acquiferi della Maiolica sospesi sul Basale, corrispondente all'Infiltrazione Efficace stimata sulle aree di affioramento degli stessi Complessi e sulle aree intramontane occupate dal Complesso alluvionale. Come detto sopra, infatti, si ritiene che siano questi i complessi che alimentano l'acquifero Basale.

La Figura 1.13 mostra le aree di alimentazione delle tre idrostrutture individuate in Figura 1.5.

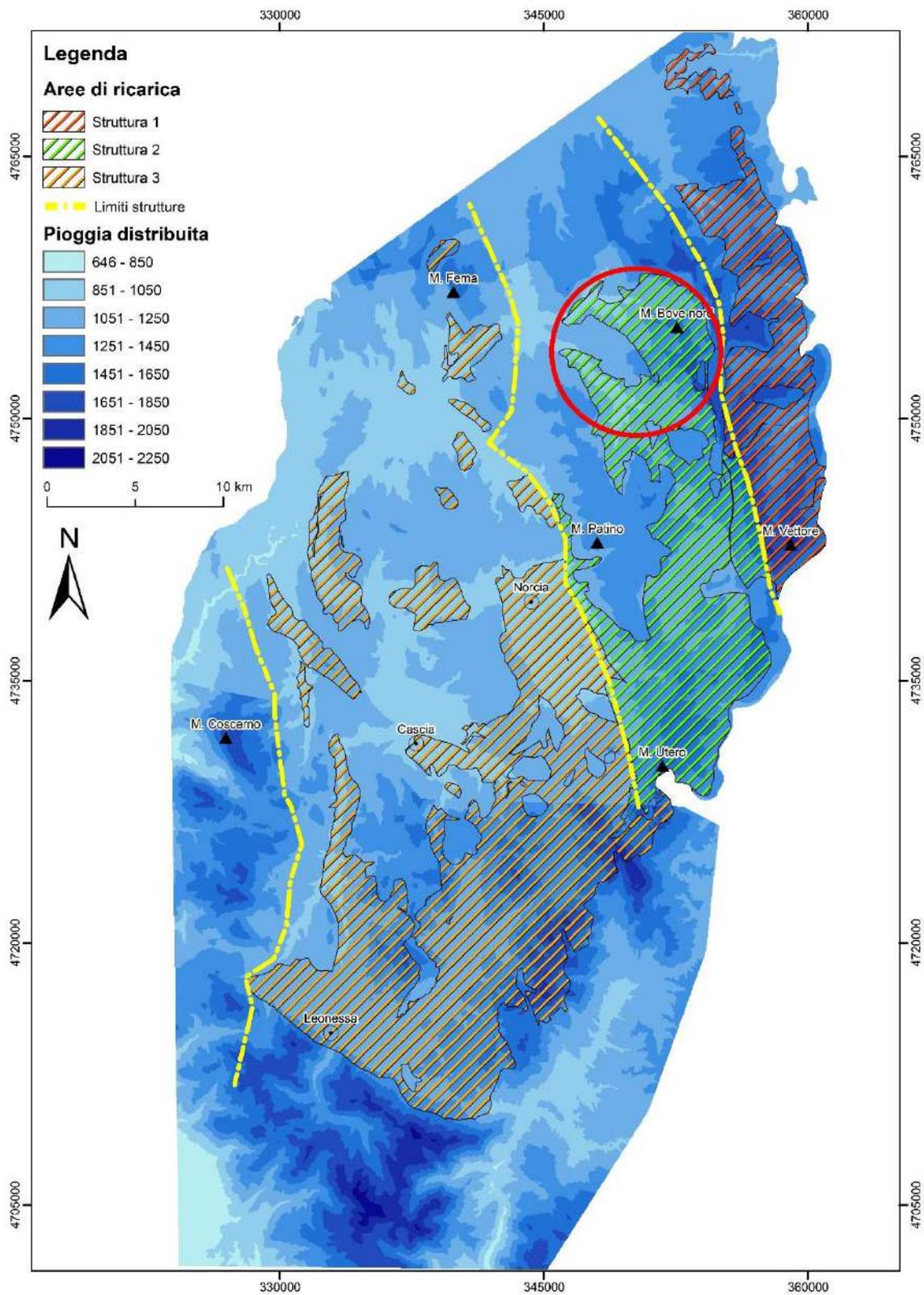


Fig. 1.13 Aree di ricarica e distribuzione delle piogge.

1.3.3 Calcolo del volume in uscita (portata delle sorgenti + uscite sotterranee)

All'interno di ciascuna idrostruttura sono state individuate tutte le sorgenti alimentate dall'acquifero Basale e dagli acquiferi in Maiolica sospesi sull'acquifero Basale, mostrate nella carta idrogeologica in scala 1: 50.000 e nelle sezioni ad essa relative (**Allegati 1b e 2**). Nella Tabella 1.8 sono evidenziati in verde i sette sistemi (S1, S3, S7, S9, L6, L15 e L20 **Allegato 1b**) la cui alimentazione è attribuita alla sola Maiolica, che in questi casi, costituisce quindi un acquifero sospeso e isolato da quello Basale. I sistemi S1, S3, S7 e L15 sono tutti ubicati a quote comprese tra i 1100 e i 1250 m s.l.m., e si trovano quindi molto al di sopra della zona di saturazione dell'acquifero Basale per cui si può escludere che quest'ultimo contribuisca alla loro alimentazione, che è interamente da attribuire alla Maiolica. La sorgente lineare L20 scorre incassata all'interno del Complesso della Maiolica, che si trova al di sopra di quello formato da Corniola e Calcarea Massiccio. Pertanto tale sorgente non può che essere alimentata dall'acquifero della Maiolica (vedi sezione A-A' dell'**Allegato 2**). La sorgente L6 emerge dalla terminazione di una struttura anticlinale con nucleo in Maiolica, isolata dall'affioramento delle Marne a Fucoidi che borda la struttura. La sorgente S9, infine, emerge in corrispondenza dell'affioramento del Complesso calcareo silico-marnoso a quota superiore rispetto al contiguo affioramento del Complesso Corniola - Calcarea Massiccio. La sua alimentazione è pertanto da attribuire alla Maiolica che in questa zona risulta isolata dal complesso Corniola - Calcarea Massiccio proprio per la presenza del complesso giurassico calcareo silico-marnoso.

La portata complessiva in uscita da ciascuna idrostruttura è stata calcolata come somma dei valori di portata media annua di tutte le sorgenti del Basale e della Maiolica, ricavati dai dati di letteratura (Mastrorillo et al., 2009; Boni et al., 2010). In aggiunta alle portate rilasciate dalle sorgenti, è stato considerato uno scambio idrico sotterraneo di $1 \text{ m}^3/\text{s}$ dalle dorsali carbonatiche della idrostruttura 2 verso la idrostruttura 3, in accordo con quanto proposto da Mastrorillo et al. (2020).

La Tabella 1.8 mostra i dati relativi a ciascuna delle sorgenti censite: ID, fonte, quota, portata, acquifero di alimentazione, idrostruttura di appartenenza e tipo di sorgente lineare o puntuale. Sebbene non siano state considerate nel bilancio, si è ritenuto opportuno riportare in corsivo nella tabella anche le sorgenti alimentate dall'acquifero della Scaglia calcarea (**Allegato 1b**). Il dato di portata della sezione denominata L32, relativa al tratto del F. Nera tra Visso, dopo la derivazione Eon, e Ponte Nuovo, è ripreso dal lavoro di Boni et al. (1991). L'incremento di portata rilevato su questo tratto fluviale del Nera è stato confermato da più recenti misure eseguite dalla Regione Umbria nel 2015 e dall'Università Politecnica delle Marche nel 2015-2016.

ID	Fonte	Sorgente	Quota (m s.l.m.)	Portata (L/s)	Acquifero	Struttura	tipo
S1	Boni et al. 2010	Capotenna	1178	160	Maiolica	1	puntuale
S2	Mastrorillo et al. 2009	Capodacqua	841	340	Basale	2	puntuale
S3	Mastrorillo et al. 2009	Fonte Pescia	1175	150	Maiolica	2	puntuale
S4	Mastrorillo et al. 2009	Pescara del Tronto	926	225	Scaglia	puntuale
S5	Mastrorillo et al. 2009	San Chiodo	760	640	Basale	2	puntuale
S6	Boni et al. 2010	Sorgenti Fluvione	1300	50	Basale	1	puntuale
S8	Boni et al. 2010	Sorgente dell'Aso	910	535	Basale	1	puntuale
S7	Boni et al. 2010	Sorgente dell'Ambro	1245	30	Maiolica	1	puntuale
S9	Boni et al. 2010	Sorgente del Nera	844	100	Maiolica	2	puntuale
L1	Boni et al. 2010	Fiastrone 1	1225-1060	230	Basale	1	lineare
L2	Boni et al. 2010	Fiastrone 2	1000-720	160	Basale	1	lineare
L3	Boni et al. 2010	Fiastrone 3	715-650	255	Scaglia	lineare
L4	Boni et al. 2010	Acquasanta 1	1150-1050	170	Scaglia	lineare
L5	Boni et al. 2010	Acquasanta 2	845-805	90	Basale	1	lineare
L6	Boni et al. 2010	Rio Sacro 1	900-840	110	Maiolica	lineare
L7	Boni et al. 2010	Rio Sacro 2	775-715	60	Scaglia	lineare
L8	Boni et al. 2010	Tennacola	1150-750	190	Basale	1	lineare
L9	Boni et al. 2010	Ambro 1	930-820	245	Basale	1	lineare
L10	Boni et al. 2010	Ambro 2	820-700	230	Scaglia	lineare
L11	Boni et al. 2010	Tenna 1	1140-845	300	Basale	1	lineare
L12	Boni et al. 2010	Tenna 2	845-543	350	Scaglia	lineare
L13	Boni et al. 2010	Aso 1	940-830	690	Basale	1	lineare
L14	Boni et al. 2010	Aso 2	830-737	190	Scaglia	lineare
L15	Boni et al. 2010	Sorgente Panico	1250-1140	320	Maiolica	lineare
L16	Boni et al. 2010	Ussita 1	718-645	570	Basale	2	lineare
L17	Boni et al. 2010	Ussita 2	645-607	120	Scaglia	lineare
L18	Boni et al. 2010	Rapegna	800-730	360	Basale	2	lineare
L19	Boni et al. 2010	Nera 1	760-725	820	Basale	2	lineare
L20	Boni et al. 2010	Nera 2	660-640	70	Maiolica	2	lineare
L21	Boni et al. 2010	Nera 3	640-612	270	Scaglia	lineare
L22	Boni et al. 2010	Fosso di Visso	670-610	250	Scaglia	lineare
L23	Mastrorillo et al. 2009	Nera 4	502-470	710	Scaglia	lineare
L24	Boni et al. 2010	Campiano 1	718-560	480	Scaglia	lineare
L25	Boni et al. 2010	Campiano 2	520-450	280	Scaglia	lineare
L26	Mastrorillo et al. 2009	Nera 5	440-410	670	Scaglia	lineare
L27	Mastrorillo et al. 2009	Sordo 1	600-530	1380	Basale	3	lineare
L28	Mastrorillo et al. 2009	Sordo 2	530-463	3500	Basale	3	lineare
L29	Mastrorillo et al. 2009	Corno	440-374	80	Basale	3	lineare
L30	Mastrorillo et al. 2009	Nera 6	394-370	1580	Basale	3	lineare
L31	Boni et al. 2010	Fosso di Capodacqua	830-725	130	Basale	2	lineare
L32	Boni et al. 1991	Nera 7	602-572	359	Basale	3	lineare

Tabella 1.8 Dati relativi alle sorgenti considerate. I dati di portata sono stati reperiti dalla letteratura il cui riferimento è riportato nella seconda colonna. Le sorgenti in celeste sono alimentate dall'acquifero Basale. Le sorgenti in verde sono alimentate dagli acquiferi della sola Maiolica. Le sorgenti segnate in corsivo in arancione sono alimentate dagli acquiferi sospesi della Scaglia calcarea e non sono state considerate nel bilancio.

La Tabella 1.9 riporta sinteticamente i risultati del bilancio.

Struttura	Area (km ²)	Quota media (m s.l.m.)	P		Etr		P Eff		Inf Eff		Sorgenti	Usc sott	Ent sott	Q totale		Δ
			(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(m ³ /s)	(m ³ /s)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(%)
1	95	1489	1414	4.26	489	1.47	1008	3.04	767	2.31	2.68	0.00	0.00	890	2.68	-14
2	178	1354	1280	7.22	494	2.79	786	4.44	606	3.42	3.18	1.00	0.00	723	4.18	-18
3 Nord	133	841	1044	4.40	539	2.27	505	2.13	379	1.60
3 Sud	210	1132	1319	8.78	524	3.49	795	5.29	612	4.08
3 Totale	343	1019	1212	13.19	530	5.76	683	7.42	522	5.67	6.90	0.00	1.00	509	5.90	-4

Tabella 1.9 Risultati del bilancio idrogeologico delle tre idrostrutture.

L'infiltrazione efficace media annua è uguale a 767 mm per le aree di ricarica dell'idrostruttura 1 (quota media 1489 m s.l.m.), a circa 600 mm per quelle dell'idrostruttura 2 (quota media 1354 m s.l.m.) e a circa 500 mm per le aree di infiltrazione dell'idrostruttura 3 (quota media 1019 m s.l.m.). Nel bilancio della idrostruttura 3 sono stati considerati anche l'incremento di 1580 L/s rilevato da Mastrorillo et al. (2009) sul Nera tra Ponte Chiusita e Triponzo (Nera 6), tra le quote 394 -370 s.l.m. (fuori della carta di **Allegato 1b**) e l'incremento rilevato da Boni et al. (1991) tra Visso, dopo la derivazione Eon, e Pontenuovo (Nera 7, sezione L32 nella carta di **Allegato 1b**) (359 L/s). Tali incrementi sono stati attribuiti all'acquifero Basale. È evidente che l'incremento rilevato sul F. Nera tra Visso e Pontenuovo, se attribuito all'acquifero Basale, implica un collegamento con l'idrostruttura 2, visto che l'affioramento dell'acquifero Basale inciso dal F. Nera in questa zona non sembra collegato con gli affioramenti dello stesso complesso ubicati nella idrostruttura 3 e individuati come area preferenziale di ricarica della idrostruttura stessa. Al contrario un collegamento tra il F. Nera in questa zona e l'acquifero Basale dell'idrostruttura 2 sembra poter essere garantito dalle faglie dirette che dislocano il sovrascorrimento del Monte Fema, come già indicato nel paragrafo 2.2. Tuttavia in questa fase si è preferito considerare l'incremento di portata del Nera tra Visso e Pontenuovo nell'ambito della idrostruttura 3. Questo aspetto verrà discusso in maggiore dettaglio nelle considerazioni conclusive.

Per le idrostrutture 1 e 2 risulterebbe un deficit di ricarica rispettivamente del 14 e del 18% mentre per la idrostruttura 3 risulterebbe un deficit del 4%. Il deficit delle idrostrutture 1 e 2 può essere attribuito alla sottostima delle piogge sul versante Tirrenico, in cui scarseggiano le stazioni ad alta quota. In particolare, nella zona nord, l'area di ricarica compresa fra Monte Bove e l'Ussita (circa 30 km²), evidenziata con un cerchio rosso in Figura 1.13, oltre ad essere quella a quota più elevata, è coperta da detrito e scarsamente vegetata. Questo giustifica l'ipotesi che in questo settore l'evapotraspirazione sia più bassa e che sia possibile attribuire al detrito un C.I.P. pari a 1, con la

Pioggia Efficace che corrisponde all'Infiltrazione Efficace. La zona si comporterebbe quindi come area di ricarica preferenziale, in cui però, con i dati a disposizione, non è possibile fornire una valutazione attendibile dell'effettiva Infiltrazione Efficace. Per quanto riguarda la struttura 2 inoltre bisogna rimarcare che, in accordo con gli studi di riferimento, non è stata considerata come area di infiltrazione e ricarica la struttura di Monte Patino in quanto il sovrascorrimento omonimo sembra isolare l'acquifero Basale. Tuttavia si può affermare, sulla base dell'andamento delle sezioni idrogeologiche elaborate (da C-C' a F-F' **Allegati 2**), che il suddetto sovrascorrimento immerge mediamente verso NNW, per cui l'infiltrazione su quest'area potrebbe contribuire all'alimentazione dell'acquifero Basale nella parte settentrionale della struttura. Il deficit riscontrato nella idrostruttura 3, rientra invece nell'incertezza nella stima degli ingressi e delle uscite del bilancio.

È importante sottolineare che per poter valutare al meglio gli ingressi alle strutture di ricarica è comunque necessario disporre di dati affidabili relativi a stazioni termo-pluviometriche poste in alta quota, soprattutto nella zona tirrenica che ne è quasi completamente sprovvista. In particolare, risulterebbero di grande utilità stazioni pluviometriche ubicate sulla struttura di Monte Bove e su quella di Monte Utero, situate rispettivamente a nord e a sud del massiccio del Monte Vettore.

1.4 VALUTAZIONE DELLE PORTATE POST SISMA

Nell'ambito di questo lavoro sono state eseguite misure puntuali di portata a partire dal mese di novembre 2016 sia dalla Regione Umbria che dal gruppo di lavoro coordinato da UNIPG; i dati puntuali sono stati integrati con misurazioni in continuo disponibili, a partire dal maggio 2018, grazie all'installazione di sonde multiparametriche dell'STS e dell'Ecosearch messe in opera e tarate nel corso di questo progetto e misure in continuo nelle stazioni idrometriche del Servizio Idrografico della Regione Umbria e del SIRMIP.

L'area su cui si è concentrato il maggior numero di misure è stata quella nursina, zona in cui si sono verificati fenomeni idrogeologici post sisma tra i più evidenti. Tra questi la riattivazione, dopo quasi quarant'anni, della sorgente Torbidone, asciutta dal 1979. Questa sorgente emerge approssimativamente al centro della Piana di Norcia, ai margini della quale, in corrispondenza dei conoidi detritici al piede dei rilievi, emergono numerose altre sorgenti per lo più alimentate dai massicci carbonatici circostanti. Tra queste quelle di San Martino e Pratarella. La sorgente Torbidone è nota in letteratura per avere portata intermittente, a tratti nulla (Consoli et al., 2018). Questa intermittenza secondo Principi è da mettere in relazione con le condizioni meteorologiche delle varie annate. In base alle informazioni disponibili in letteratura, la sorgente del Torbidone aveva una

portata media dell'ordine dei 100 L/s (Principi, 1911) mentre la massima portata riferita è stata di 327 L/s (Lippi & Boncambi, 1963).

Per la sorgente di San Martino, costituita da due emergenze (Perrone, 1908), è riferita da Perrone stesso (1908) una portata complessiva di 50 L/s e da Principi (1911) una portata di 60 L/s (1911). Per la sorgente di Pratarella, citata da Perrone come una terza emergenza oltre alle due di San Martino, la portata riferita è di 10 L/s (Perrone, 1908). Petitta (2011) riferisce che all'epoca del suo studio *“Integrazione della base conoscitiva per la gestione della risorsa idrica sotterranea del Parco nazionale dei Monti Sibillini”* la portata delle sorgenti di San Martino era di pochi L/s, sostanzialmente trascurabile, mentre la sorgente di Pratarella era asciutta, così come quella del Torbidone.

La riattivazione della sorgente Torbidone ha comportato l'allagamento di ampie porzioni della Piana di Norcia subito dopo l'evento sismico del 30 ottobre 2016 a causa del fatto che il canale di deflusso e i relativi argini, non più in funzione dal 1979, non erano in condizione di far defluire l'acqua; ciò ha reso necessario l'intervento della Regione Umbria e dell'Esercito per la sistemazione idraulica di tutta l'area interessata dal dissesto idrogeologico.

Tre sonde sono state installate dal gruppo di lavoro dell'Università di Perugia nell'area nursina (Figura 1.14); di queste, due registrano i livelli (oltre che conducibilità e temperatura dell'acqua) e sono state utilizzate per la stima delle portate, previa taratura tramite curve di deflusso.

La sonda situata lungo il torrente a valle dell'emergenza della sorgente del Torbidone (denominata *TT1* in Figura 1.14) e quella installata lungo il torrente immediatamente a monte della confluenza delle acque delle sorgenti di San Martino e Pratarella nel torrente Torbidone (denominata *TT2* in Figura 1.14) misurano la conducibilità elettrica e la temperatura dell'acqua e il livello idrometrico.

La sonda ubicata in corrispondenza dell'emergenza della sorgente San Martino, denominata *SM_Sonda* in Figura 1.14, misurano entrambe conducibilità e temperatura dell'acqua. *SM_Sonda* registra i dati con cadenza di 15 minuti.

Nel corso del progetto sono state anche installate, dall'Università Politecnica delle Marche, una stazione per la misura del livello idrometrico e della temperatura nel f.so Mèrgani, una stazione pluviometrica attrezzata con campionatore per acque di pioggia nella Piana di Castelluccio e una sonda per la misura del livello e della temperatura dell'acqua lungo il F. Nera, in località Ponte Nuovo (Figura 1.15), attiva dal marzo 2018.

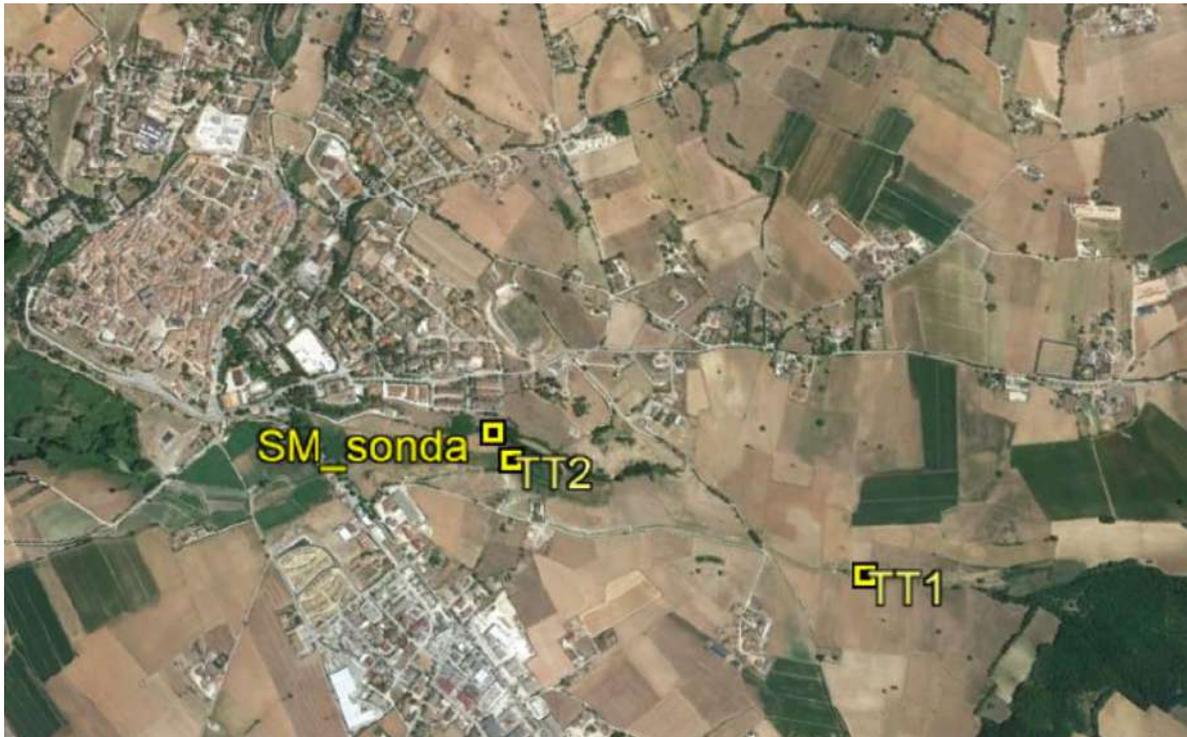


Figura 1.14 Ubicazione dei punti di installazione delle sonde multiparametriche nella zona di Norcia.

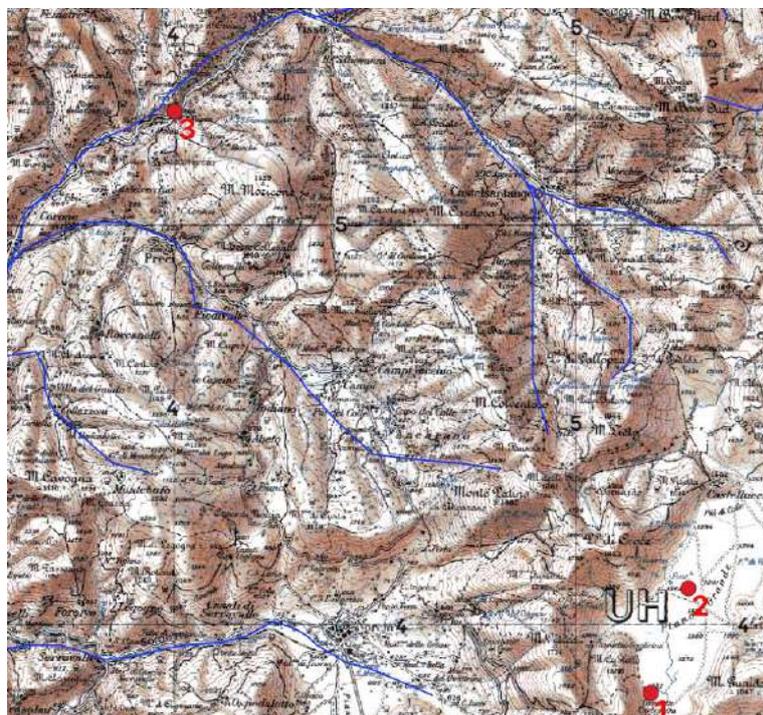


Figura 1.15 Ubicazione delle stazioni idrometrica (1) e pluviometrica (2) a Castelluccio di Norcia, idrometrica a Pontenuovo sul F. Nera (3).

1.4.1 Dati di portata in continuo ricavati dalle sonde installate nell'ambito del progetto

1.4.1.1 Sonda TT1

La sonda, situata lungo il torrente a valle dell'emergenza della sorgente del Torbidone (Figure 1.14 e 1.16) misura la conducibilità elettrica, la temperatura dell'acqua e il livello idrometrico. I dati dei livelli idrometrici misurati ogni 15 minuti sono stati elaborati a scala giornaliera. Le misure di portata in discreto eseguite dalla Regione Umbria hanno permesso poi di ricostruire la curva di deflusso mostrata in Figura 1.17.



Figura 1.16 Sonda situata lungo il torrente a valle dell'emergenza della sorgente del Torbidone (TT1).

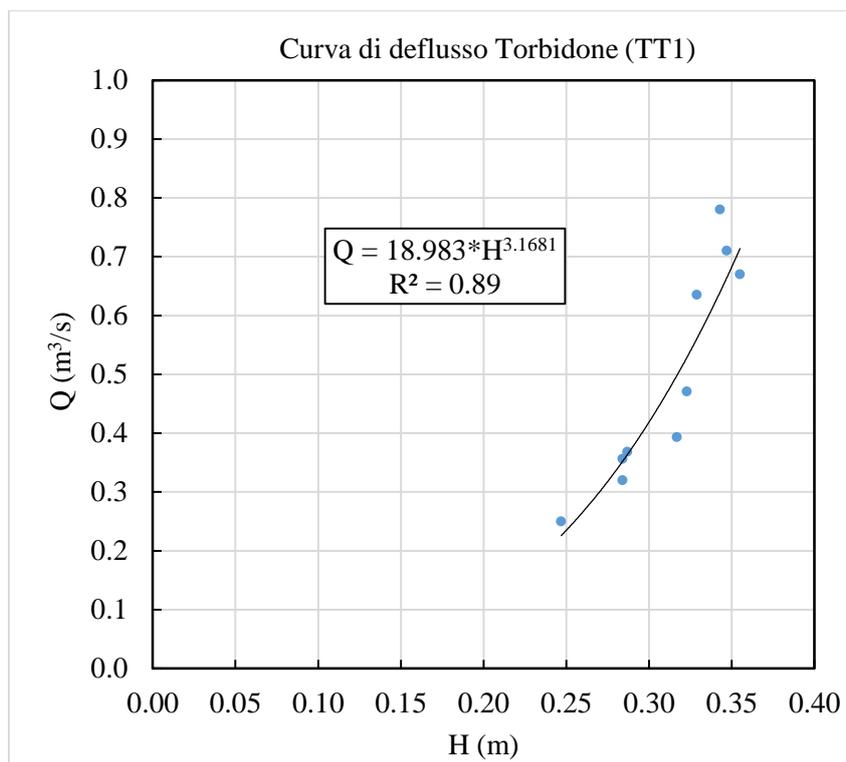


Figura 1.17 Curva di deflusso della stazione idrometrica del Torbidone a valle dell'emergenza (TT1).

Utilizzando l'equazione H/Q riportata in Figura 1.17 è stato ricostruito l'idrogramma delle portate in relazione alle piogge registrate al pluviometro di Norcia (Figura 1.18). Purtroppo, a partire da maggio 2019, in corrispondenza del punto di ubicazione della sonda è stata posizionata una paratia la cui presenza ha comportato un innalzamento dei livelli idrometrici e una riduzione della velocità di flusso. Ciò ha reso impossibile l'utilizzo dei dati per il calcolo della portata a partire da questa data. Per comprendere l'evoluzione del sistema sono state quindi prese in considerazione le misure di portata in discreto eseguite dalla Regione Umbria. Il personale della Regione comunque ha poi invitato a rimuovere la paratia, che è stata effettivamente rimossa prima dell'aprile 2019; pertanto la sonda è stata nuovamente utilizzabile per la stima delle portate a partire da questa data.

Le portate hanno un andamento crescente fino a circa l'8 agosto 2018; successivamente cominciano a calare fino a circa il 6 ottobre 2018. Intorno a questa data si ha un improvviso aumento di portata fino al 29 ottobre 2018. Questa variazione può essere solo in parte attribuibile alle piogge cadute nel periodo precedente in quanto l'andamento generale delle portate sembra abbastanza indipendente a quello delle precipitazioni registrate a Norcia. Non è chiaro a cosa possa essere legato l'aumento osservato. Sembra di poter escludere errori di misurazione legati a possibili interventi in alveo. I valori di portata rilevati in questo periodo infatti sono compatibili con quelli misurati

indipendentemente dai tecnici della Regione Umbria che in data 10 ottobre 2018 hanno rilevato una portata pari a 670 L/s (cfr. paragrafo 4.2.1). A partire da novembre 2018, è riconoscibile un lungo periodo di recessione, interrotto solo da alcuni sporadici picchi legati alle precipitazioni, allo scioglimento della neve e al conseguente deflusso superficiale.

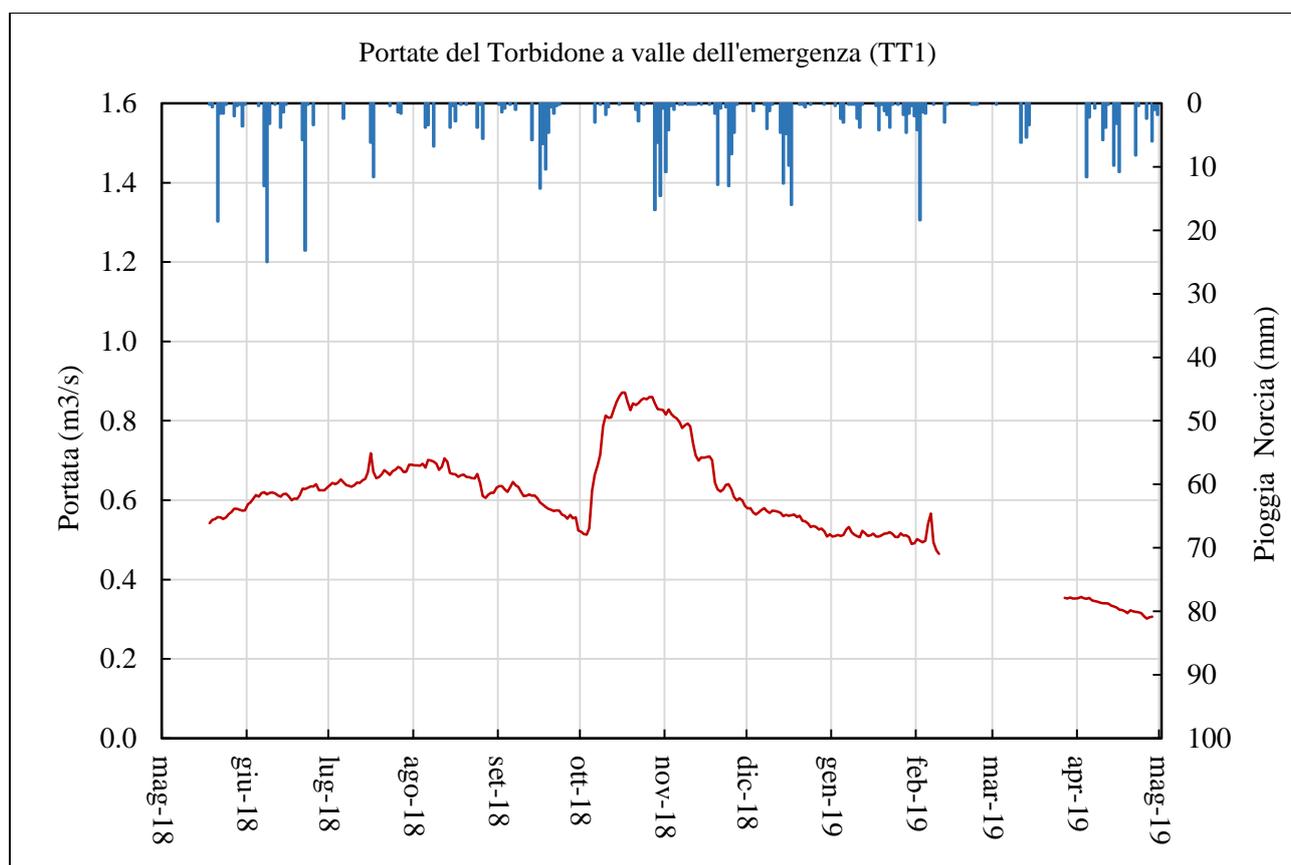


Figura 1.18 Idrogramma delle portate giornaliere del T. Torbidone misurate dalla sonda (TT1) in relazione alle piogge di Norcia.

Dal mese di agosto 2019 la Regione Umbria inoltre ha installato, una decina di metri più a valle della sonda TT1, una sonda OTT per la misura in continuo del livello idrometrico, conducibilità e temperatura di cui ancora però non è disponibile la curva di deflusso.

1.4.1.2 Sonda TT2

La sonda, installata lungo il torrente immediatamente a monte della confluenza delle acque delle sorgenti di San Martino e Pratarella nel torrente Torbidone (Figura 1.14) misura la conducibilità elettrica, la temperatura dell'acqua e il livello idrometrico.

I dati, acquisiti dalla sonda con cadenza di 15 minuti, sono stati elaborati a scala giornaliera. Anche in questo caso le misure di portata in discreto eseguite dalla Regione Umbria hanno permesso di ricostruire la curva di deflusso mostrata in Figura 1.19.

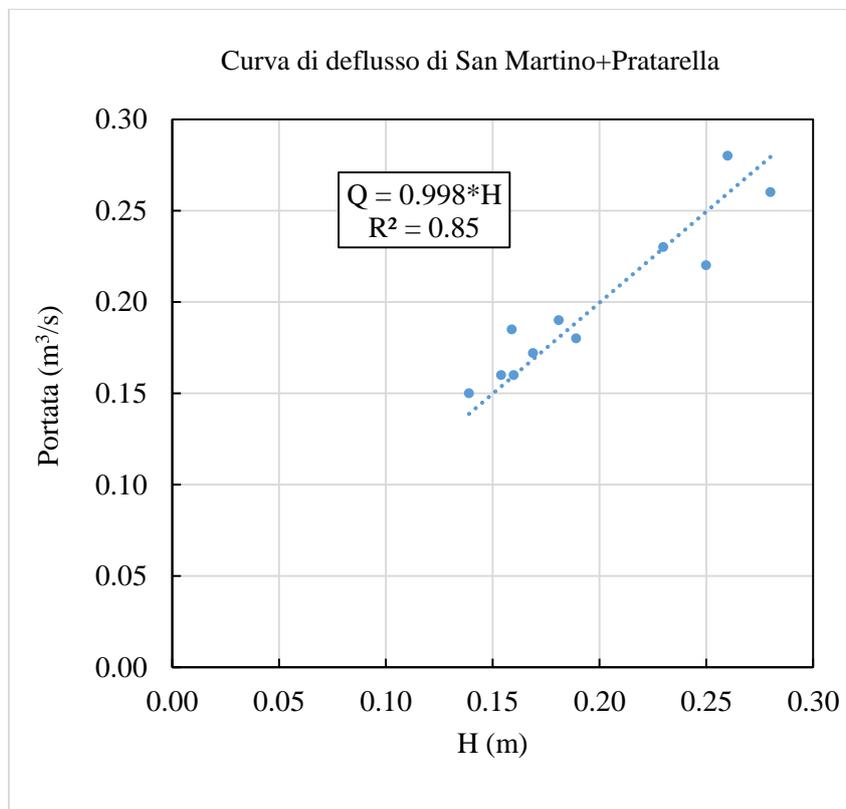


Figura 1.19 Curva di deflusso di San Martino+Pratarella (TT2).

Utilizzando l'equazione H/Q riportata in Figura 1.19 è stato ricostruito l'idrogramma giornaliero delle portate di Figura 1.20.

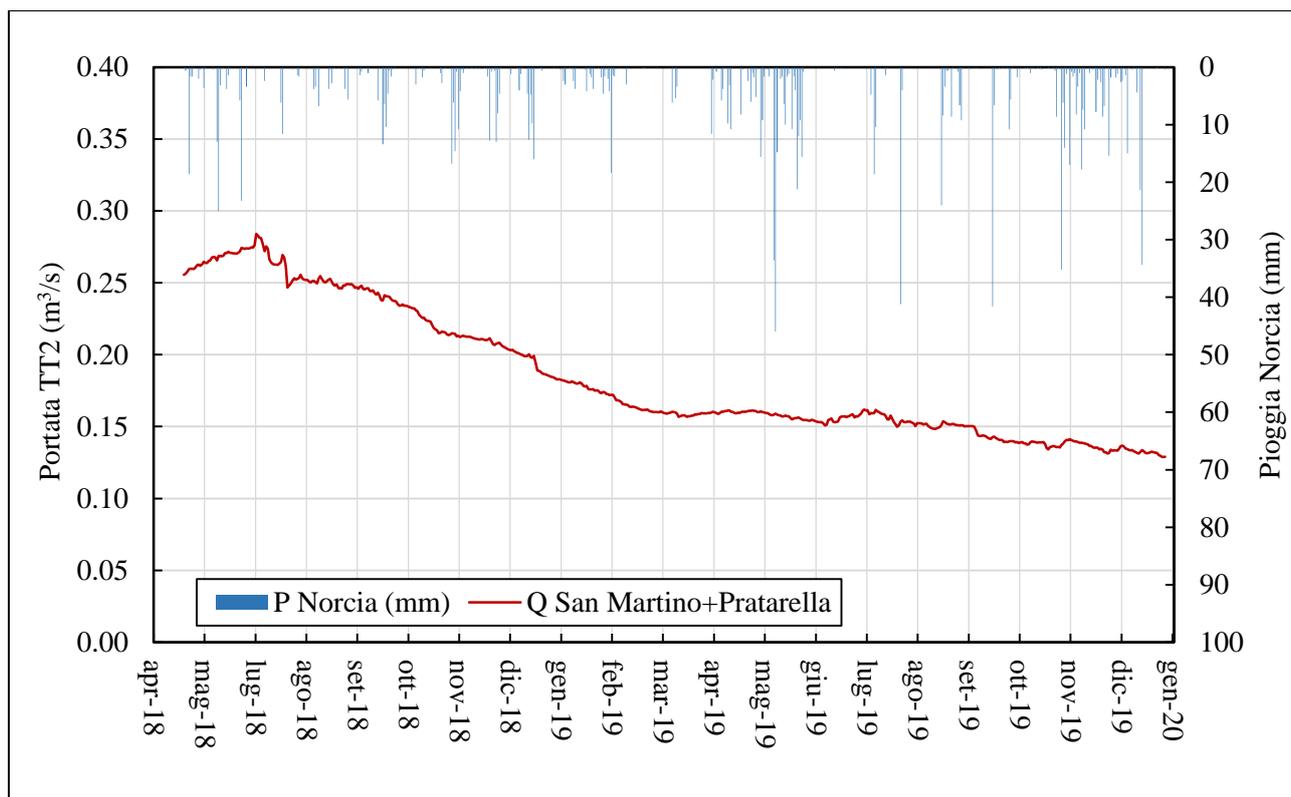


Figura 1.20 Andamento delle portate giornaliere di San Martino + Pratarella in relazione alle piogge di Norcia.

In questo caso si può osservare che già a partire dal mese di agosto 2018 l'andamento delle portate è costantemente decrescente.

La Figura 1.21 mostra il confronto dell'andamento delle portate delle sorgenti di San Martino+Pratarella e quella del Torbidone.

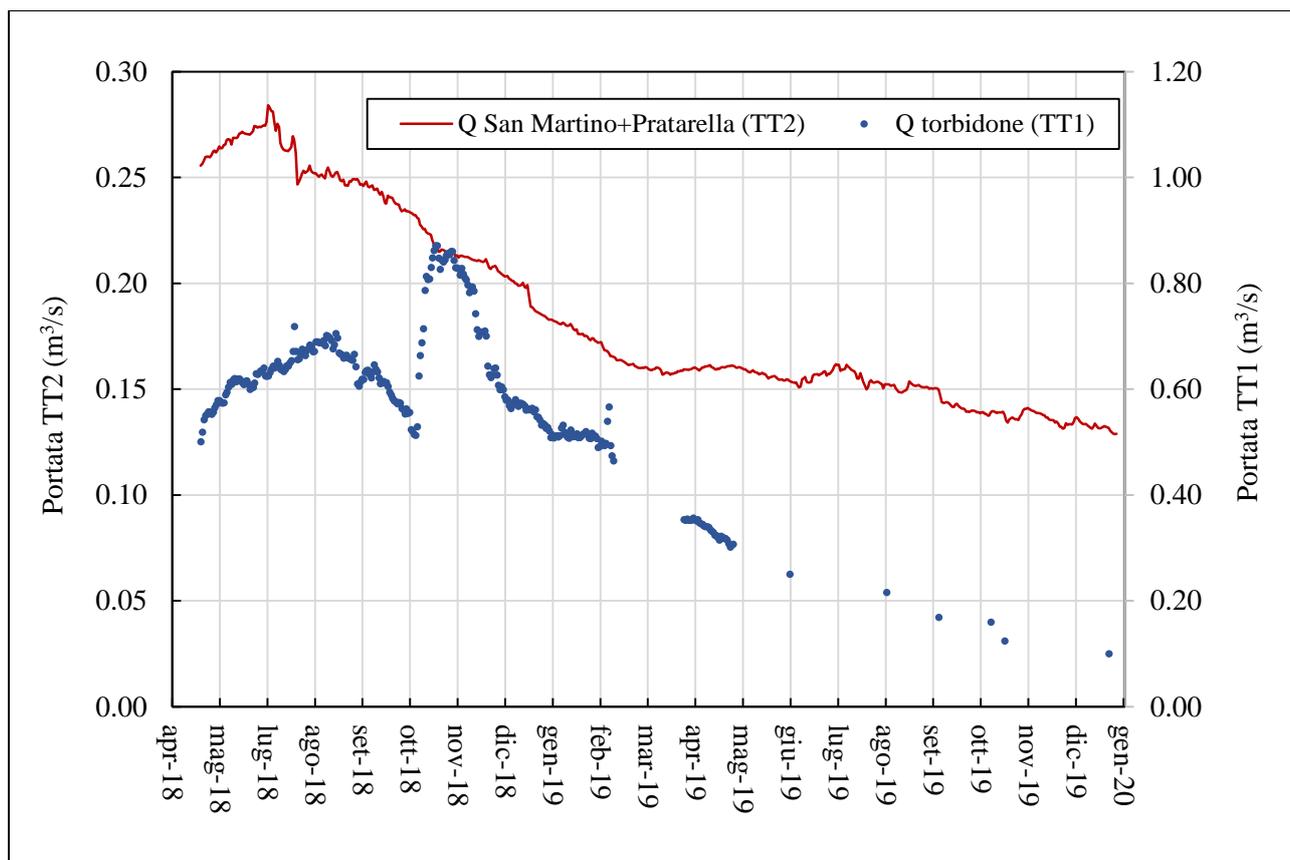


Figura 1.21 Confronto delle portate del Torbidone a valle dell'emergenza (TT1) e di San Martino+Pratarella (TT2).

Si può notare che il brusco aumento delle portate registrato nell'ottobre 2018 sul Torbidone non viene riscontrato sulla sonda TT2 di San Martino+Pratarella.

1.4.1.3 Sonda sul F. Nera a Ponte Nuovo

La sonda lungo il F. Nera a Ponte Nuovo (punto 3 in Figura 1.15) è stata installata in corrispondenza della sezione FNU3 su cui sono state misurate dalla Regione Umbria le portate in discreto (cfr. paragrafo 4.2).

In Figura 1.22 è riportato l'andamento delle portate del F. Nera in corrispondenza di questo sensore idrometrico installato in prossimità della chiusura della zona di affioramento del Calcere Massiccio. Anche in questo caso l'idrogramma delle portate giornaliere è stato ricostruito sulla base della curva di deflusso mostrata in Figura 1.23, a partire dalle misure di portata eseguite dalla Regione Umbria sulla sezione FNU3. Tuttavia, come si può vedere, le misure disponibili sono tuttora abbastanza limitate: la curva verrà aggiornata non appena saranno disponibili nuove misure, al fine di rendere più affidabile la stima delle portate.

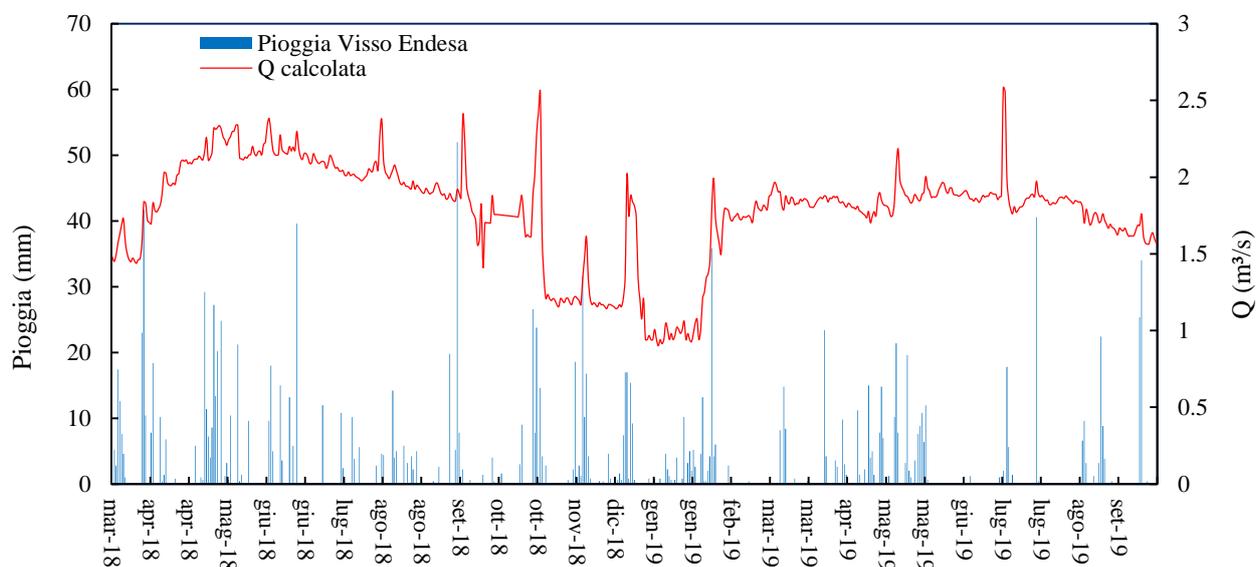


Figura 1.22 Andamento delle portate del F. Nera in prossimità della località Ponte Nuovo in relazione alle piogge di Visso Endesa.

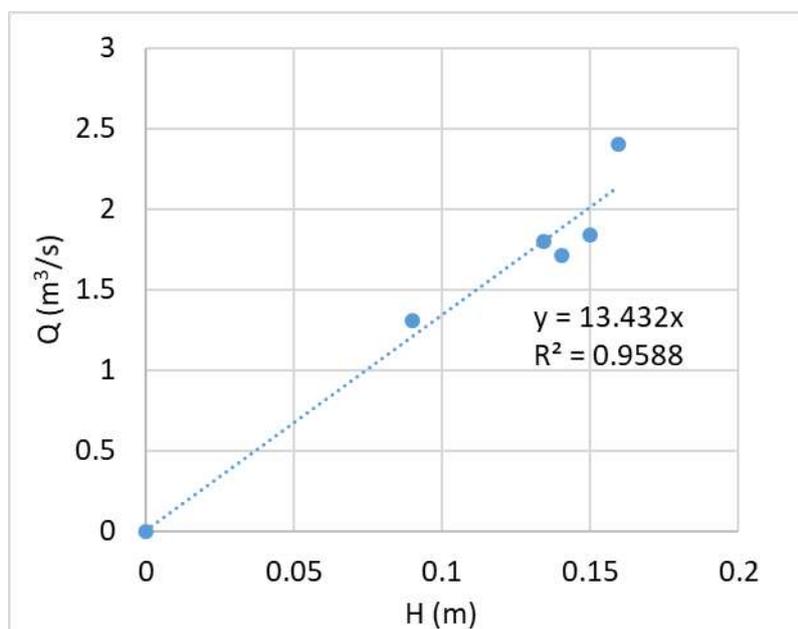


Figura 1.23 Curva di deflusso della sonda Nera Ponte Nuovo.

Come si può notare dal grafico, le portate, calcolate attraverso la curva di deflusso, mediamente sono intorno a $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$, con alcuni picchi di piena e alcuni valori più bassi dovuti probabilmente a piccole variazioni delle portate derivate dall'EON a Visso.

1.4.2 Misure di portata in discreto e dati idrometrici in continuo (F. Sordo, T. Torbidone, F. Corno, T. Campiano e F. Nera)

La Regione Umbria, l'Università degli Studi di Perugia e l'Università "La Sapienza" di Roma hanno eseguito misure di portata in discreto a partire dall'ottobre 2016 in alcune sezioni lungo il T. Torbidone sul F. Sordo, F. Corno, T. Campiano, F. Nera e T. Ussita. L'ubicazione di tutti i punti di misura delle portate è riportata in Figura 1.24. Sono inoltre disponibili i dati registrati da tre idrometri: due idrometri gestiti dalla Regione Umbria registrano i livelli del F. Sordo a Ponte Mollo (FST2) e del F. Corno a Serravalle (FCST1) da prima della sequenza sismica del 2016 mentre un idrometro installato dalla CAE, gestito dalla Regione Umbria, registra i dati dei livelli del T. Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) a partire da giugno 2017.

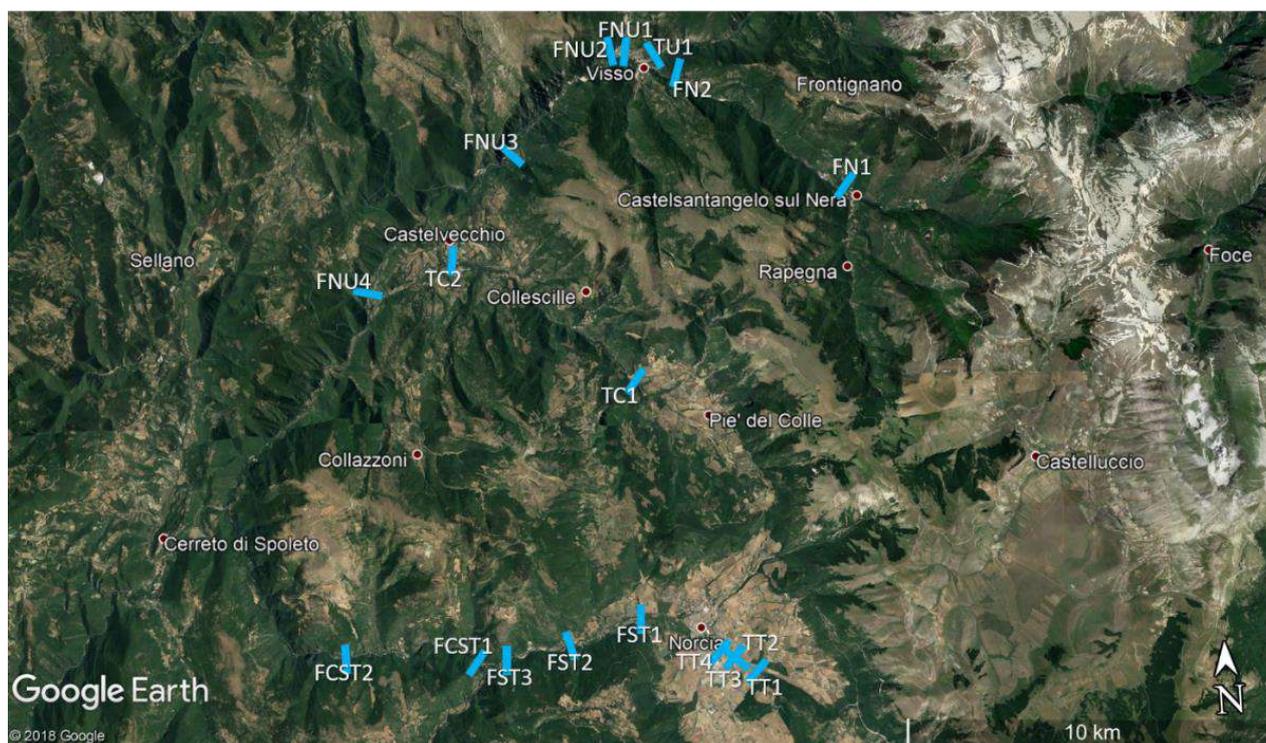


Figura 1.24 Area di studio con ubicazione delle sezioni di misura di portata.

1.4.2.1 Misure di portata su T. Torbidone, F. Sordo e F. Corno

La Figura 1.25 mostra il confronto tra i valori di portata misurati in discreto dalla Regione Umbria sul Torbidone all'emergenza (TT1) e a Ponte della Ferrovia (TT4) e immediatamente a monte della confluenza nel Torbidone delle acque delle sorgenti San Martino e Pratarella (TT2). In figura sono anche mostrate le misure del livello piezometrico eseguite in discreto tra novembre 2016 e marzo 2020 nel pozzo P12bis, ubicato nell'area orientale della Piana di Norcia.

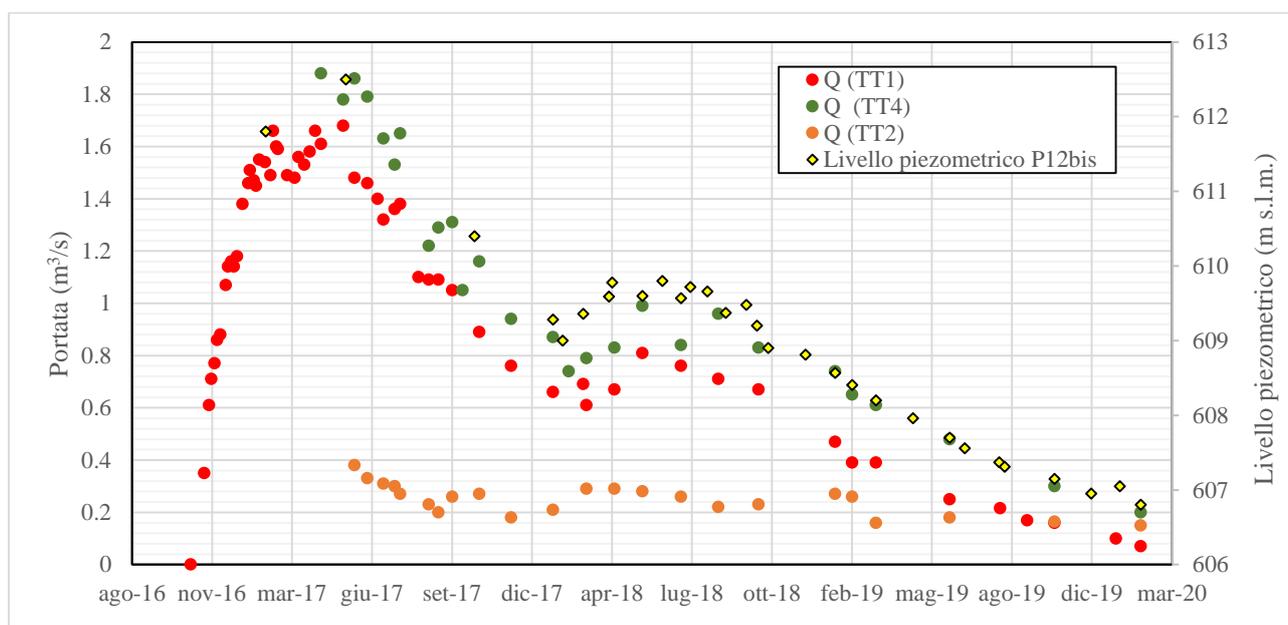


Figura 1.25 Misure di portata in discreto del Torbidone all'emergenza (TT1), di San Martino + Pratarella (TT2), del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e dei livelli piezometrici misurati nel pozzo P12bis.

È possibile osservare che l'andamento delle portate del Torbidone è del tutto analogo a quello dei livelli piezometrici misurati nel pozzo P12bis.

Nei 6 mesi successivi al 30 ottobre 2016, la falda si è progressivamente innalzata come anche, conseguentemente, la portata della sorgente del Torbidone. Approssimativamente l'incremento di livelli e portata connesso agli effetti della sequenza sismica si è osservato fino a maggio 2017, quando si è cominciato a registrare sia un abbassamento graduale della falda che l'inizio del periodo di esaurimento della sorgente del Torbidone, protrattisi fino ai mesi di febbraio-marzo del 2018. Nel periodo successivo si è osservato il ripristino di un ciclo stagionale di ricarica, durato da aprile a giugno 2018, cui è seguita la fase di esaurimento. Come ampiamente discusso nella relazione stilata dal gruppo di ricerca del Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa della Sapienza, sembra che l'emergenza del Torbidone sia legata all'incremento degli apporti idrici post-sismici provenienti dai

massicci carbonatici ad E della Piana di Norcia che ha determinato un innalzamento della falda fino alla quota d'emergenza della sorgente (Mastrorillo et al., 2020). Nell'ultima campagna piezometrica (ottobre 2019) la falda contenuta nei depositi nella Piana di Norcia, pur essendosi abbassata di qualche metro nell'ultimo anno, soprattutto nei settori orientale e settentrionale, risultava ancora stazionare a quote maggiori rispetto a quelle della fase pre-sismica. Nel pozzo P12bis, il livello piezometrico misurato a giugno 2020 risultava ancora 4 metri al di sopra del livello misurato nel 2010 da Petitta (2011).

A partire dai dati di portata misurati in discreto sulla sezione TT4 del Torbidone a Ponte della Ferrovia è stato possibile costruire la curva di deflusso dell'idrometro installato dalla CAE, riportata in Figura 1.26.

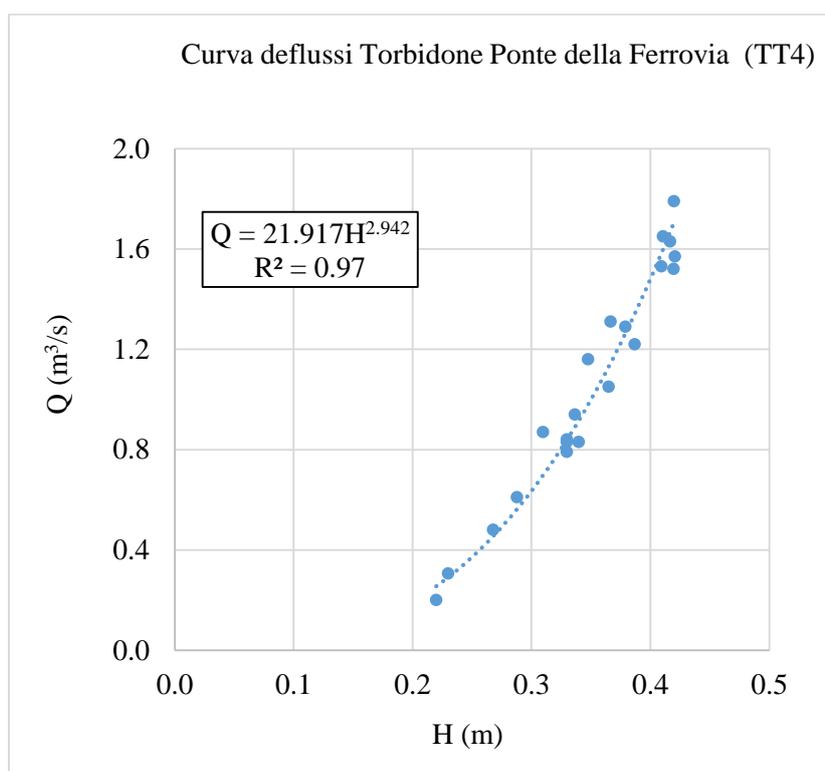


Figura 1.26 Curva di deflusso del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4).

Analogamente è stata aggiornata la curva di deflusso del F. Sordo a Ponte Mollo (Figura 1.27) sulla base dei dati discreti registrati dalla Regione Umbria a partire dal mese di novembre 2016.

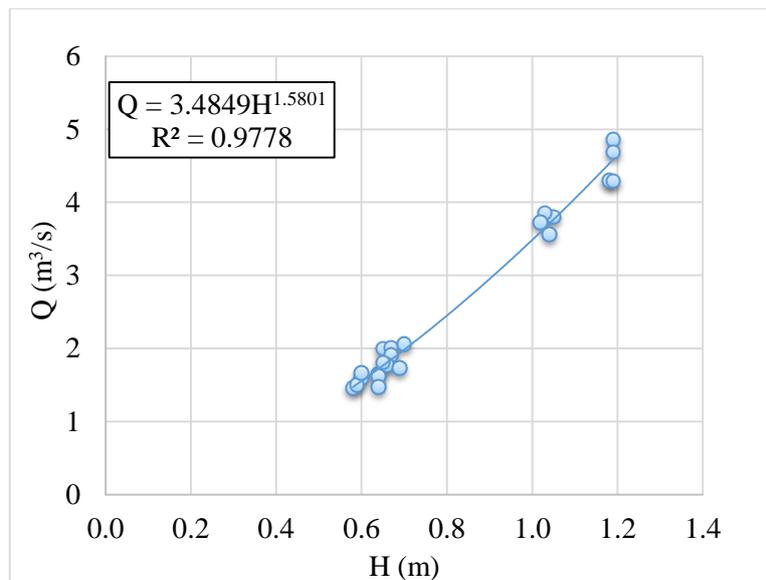


Figura 1.27 Curva di deflusso del F. Sordo a Ponte Mollo (FST2).

Le curve presentano un buon coefficiente di correlazione e hanno permesso di stimare le portate in continuo del Torbidone a Ponte della Ferrovia e del F. Sordo a Ponte Mollo, come mostrato in Figura 1.28.

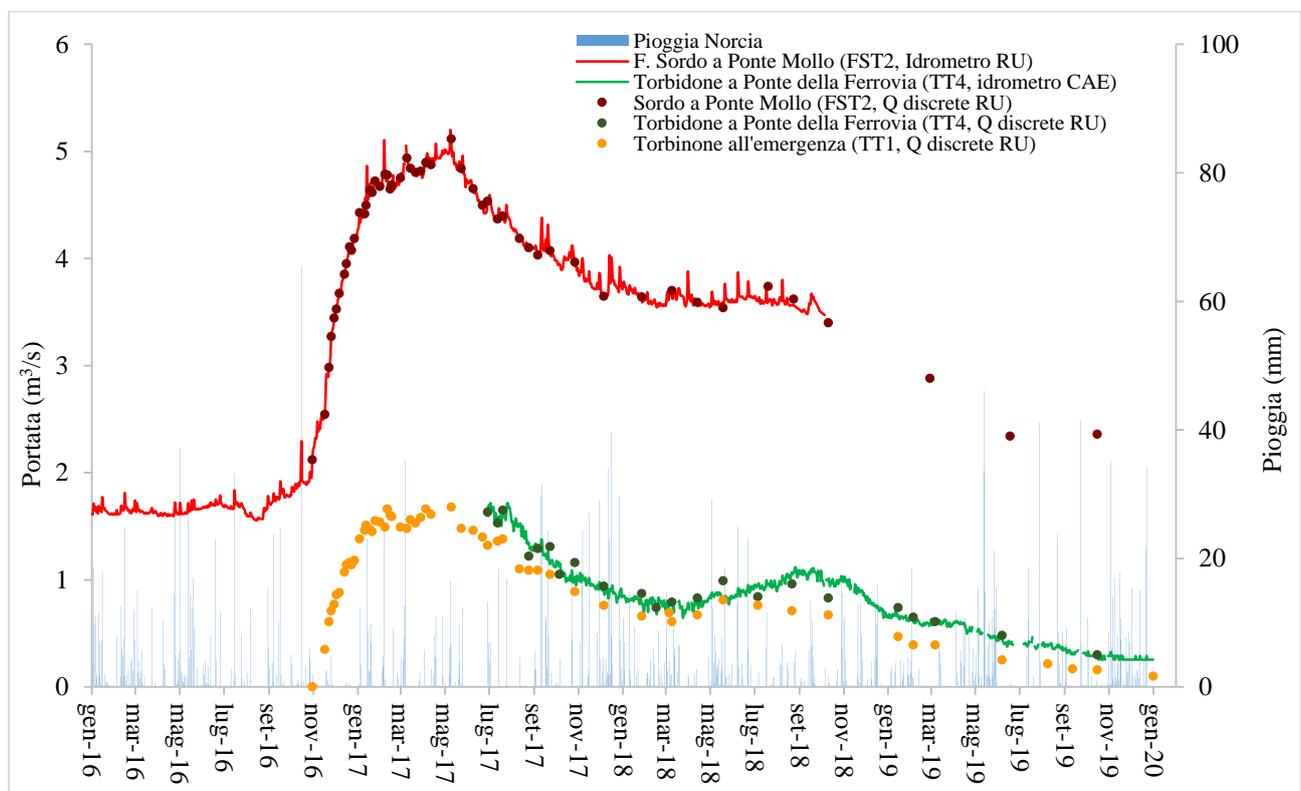


Figura 1.28 Confronto tra le misure di portata in discreto del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e del F. Sordo a Ponte Mollo (FST2) e quelle stimate attraverso le curve di deflusso dai dati dei livelli registrati in continuo dalle sonde.

Per un efficace confronto, la Figura 1.28 riporta anche i valori delle portate misurate in discreto sulle sezioni FST2 (F. Sordo a Ponte Mollo) e TT4 (T. Torbidone a Ponte della Ferrovia), oltre che le portate rilevate all'emergenza della Sorgente Torbidone (TT1), disponibili, al contrario di quelli di TT4, già a partire dal novembre 2016.

Come si può osservare l'andamento delle portate del F. Sordo ricalca quello delle portate del Torbidone all'emergenza (TT1) per l'intero periodo di rilevamento. Allo stesso modo c'è corrispondenza tra l'andamento delle portate del F. Sordo a Ponte Mollo e quello delle portate rilevate alla sezione TT4 a partire dal giugno 2017. È possibile osservare che la portata rilevata sul T. Torbidone a Ponte della Ferrovia è, come è ovvio, sempre superiore a quella rilevata all'emergenza e che la differenza tra i valori è all'incirca di $0.2 \text{ m}^3/\text{s}$. Tale valore corrisponde approssimativamente alla portata media misurata alla sezione TT2, che raccoglie le acque delle sorgenti San Martino e Pratarella.

Subito dopo la scossa del 30 ottobre 2016 la portata del F. Sordo comincia ad aumentare, portandosi da valori di circa $2 \text{ m}^3/\text{s}$ a valori di circa $5 \text{ m}^3/\text{s}$. Nello stesso intervallo le portate del Torbidone all'emergenza salgono da 0 a circa $1.6\div 1.7 \text{ m}^3/\text{s}$.

Oltre che a Ponte Mollo, sul F. Sordo sono state eseguite dalla Regione Umbria misure in discreto presso il trofificio (FST1) e al cimitero (FST3). Lungo il F. Corno le portate sono state misurate dalla Regione Umbria a Serravalle (FCST1) e a Biselli (FCST2) (v. Figura 1.24) e sono state confrontate con quelle misurate da Petitta tra il mese di agosto 2010 e di aprile 2011.

La Figura 1.29 mostra l'andamento delle portate del F. Sordo e del F. Corno a Serravalle eseguite da Petitta (2011) nel periodo pre-terremoto (agosto 2010 - aprile 2011) e quelle misurate dalla Regione Umbria nel periodo post-terremoto (dicembre 2017 - gennaio 2020).

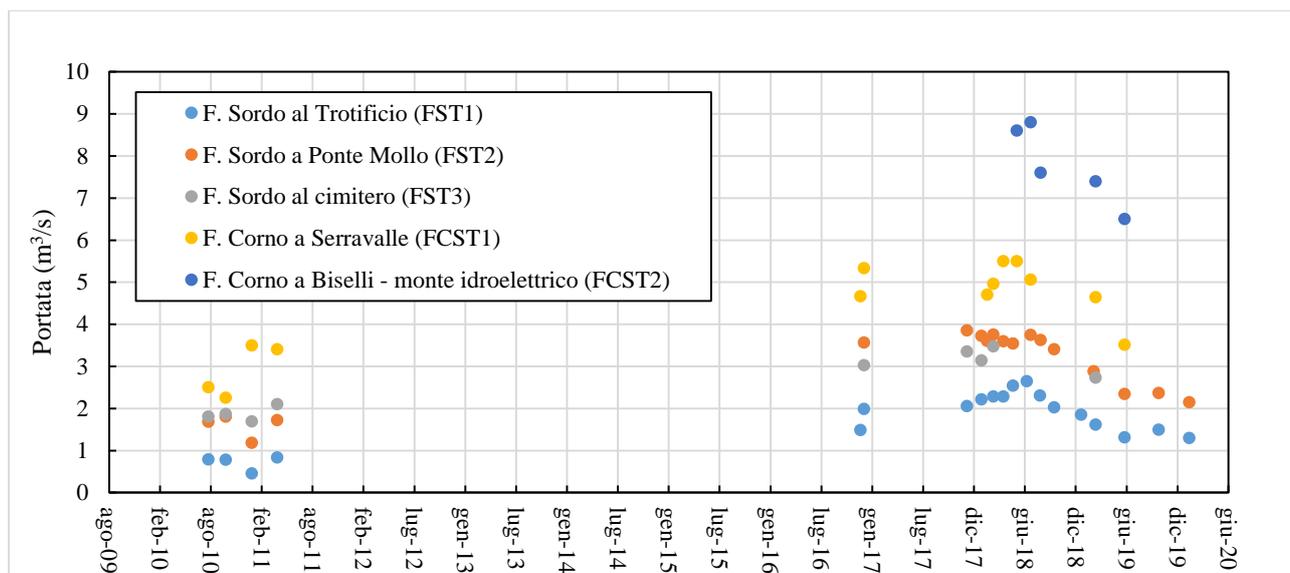


Figura 1.29 Portate misurate lungo il F. Sordo e il F. Corno.

Si può osservare, all'incirca a partire da giugno 2018, un generale decremento delle portate che tendono ad avvicinarsi ai valori pre sisma.

La Figura 1.30 riporta il grafico degli incrementi di portata registrati, nei periodi pre e post sisma, su due tratti del F. Sordo, quello compreso tra il torrente Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e il trotificio (FST1) e quello compreso tra il trotificio e Ponte Mollo (FST2).

Si osserva che gli incrementi su questi due tratti sono aumentati rispetto ai valori pre-terremoto ma che entrambi decrescono, in maniera approssimativamente lineare, dall'inizio delle misure post sisma.

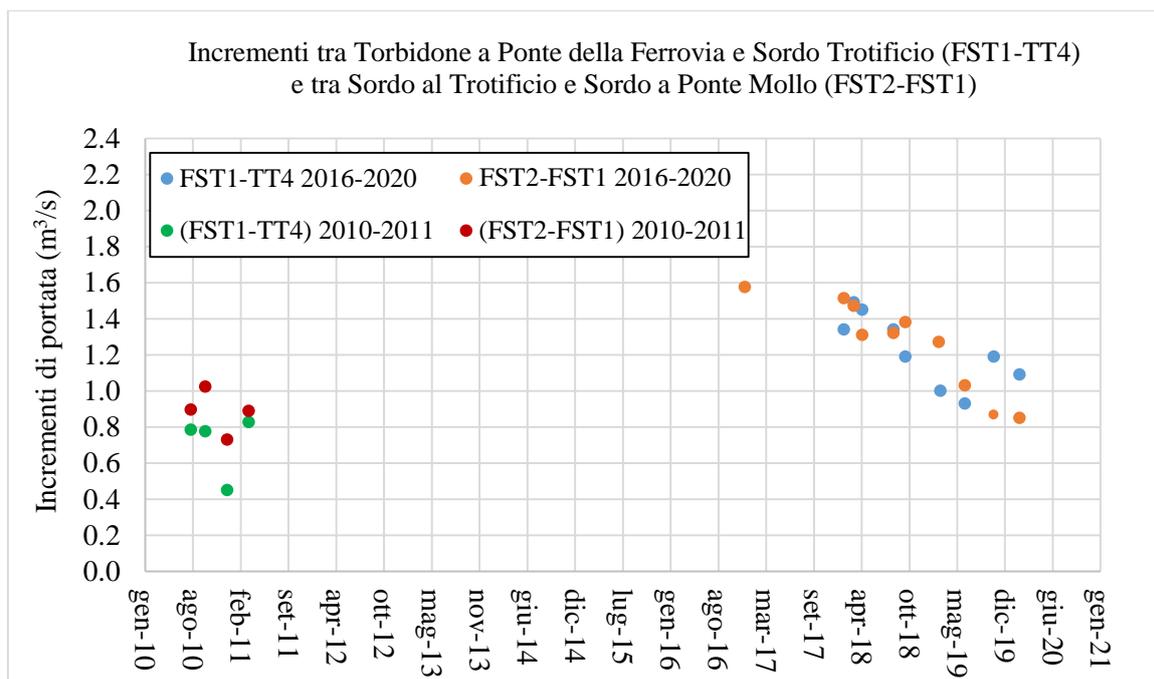


Figura 1.30 Incrementi di portata sul F. Sordo pre e post terremoto.

La Tabella 1.10 mostra le differenze degli incrementi registrati sui due tratti del F. Sordo sopra menzionati misurati dall'Università La Sapienza di Roma nel periodo agosto 2011 - aprile 2011 (periodo 1) e dopo la sequenza sismica (periodi 2 e 3).

Incremento di portata (m ³ /s)	Periodo 1 ago 2010 - apr 2011	Periodo 2 dic 2016- gen 2020	Periodo 3 ago 2018- gen 2020	ΔQ (2-1)	ΔQ (3-1)
(FST1-TT4)	0.709	1.300	1.123	0.591	0.414
(FST2-FST1)	0.885	1.259	1.120	0.374	0.235
(FST2-TT4)	1.594	2.559	2.243	0.965	0.649

Tabella 1.10 Incrementi di portata lungo il F. Sordo pre e post terremoto.

Il confronto tra gli incrementi pre e post sisma post-sisma ha permesso di quantificare meglio gli effetti del terremoto. I dati del periodo 1 sono stati messi a confronto sia con quelli relativi all'intero periodo di misura post-sisma (dicembre 2016-gennaio 2020) sia con quelli relativi al periodo agosto 2018 - gennaio 2020.

In entrambi i casi si osserva che la differenza tra gli incrementi di portata registrati nel F. Sordo nel periodo 1 e dopo il sisma, è maggiore nel tratto compreso tra il Torbidone a Ponte della Ferrovia e il F. Sordo al trofificio ($0.591 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0.414 \text{ m}^3/\text{s}$) che nel tratto compreso tra il trofificio e Ponte Mollo ($0.374 \text{ m}^3/\text{s}$ e $0.235 \text{ m}^3/\text{s}$). Nel primo dei due tratti confluiscono tutte le acque provenienti dall'area delle Marcite, su cui, dopo il terremoto, si è verificato un incremento di portata. Si può notare che la differenza tra gli incrementi in alveo registrati dopo il sisma e quelli registrati prima tende a diminuire con il passare del tempo (ΔQ (Periodo 2-Periodo 1) > ΔQ (Periodo 3-Periodo 1)).

Ciò sembra confermare che il sistema sta tornando al suo stato iniziale. Considerando il decremento pressoché lineare riscontrato nei valori di incremento di portata registrati nei due tratti, si può supporre che, in assenza di ulteriori perturbazioni, il sistema torni al suo stato iniziale approssimativamente nel corso dell'estate 2020.

Osservando il grafico di Figura 1.31 delle portate del F. Corno a Serravalle dal giugno 2016 al dicembre 2019 si può notare, al di là dell'incertezza nella stima delle portate, che il Corno ha valori di portata simili a quelli pre sisma.

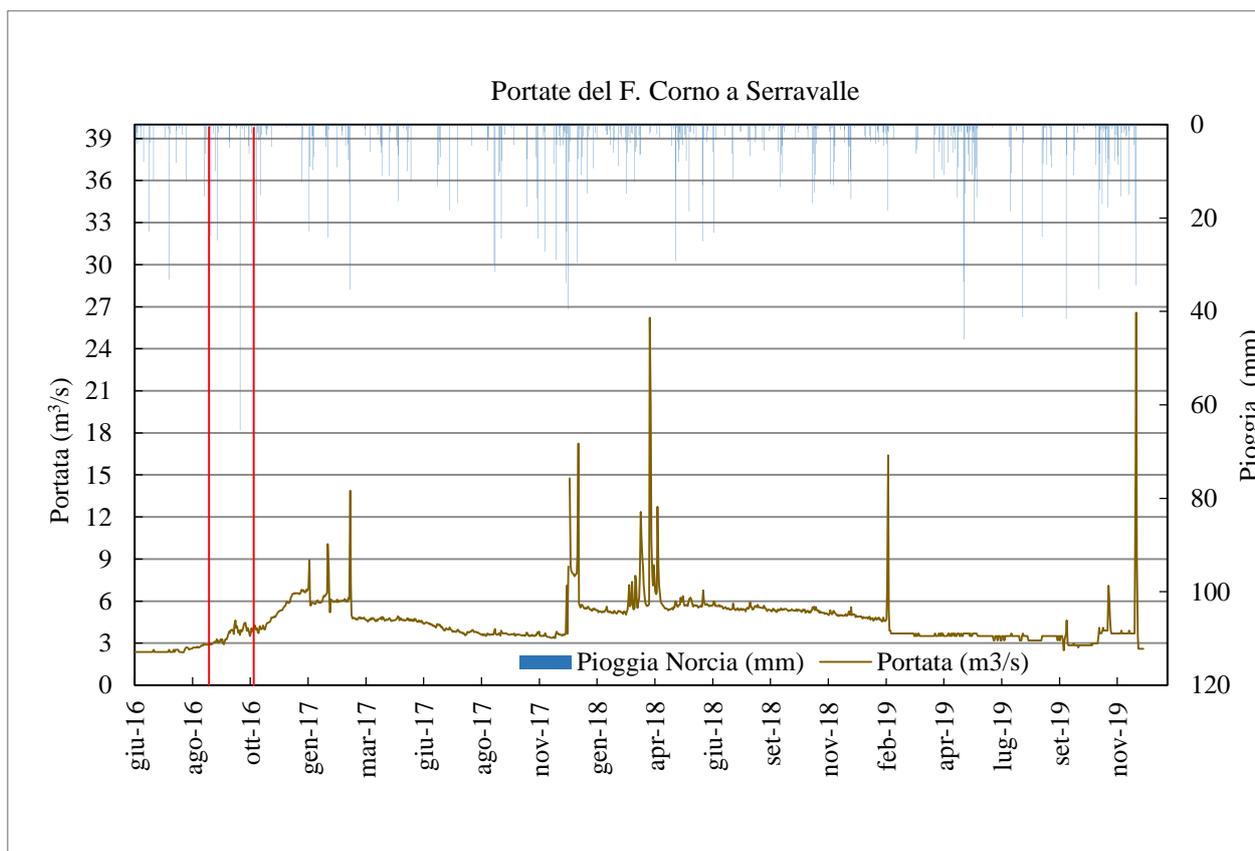


Figura 1.31 Portate giornaliere del F. Corno a Serravalle (periodo giugno 2016 - dicembre 2019).

1.4.2.2 Misure sul T. Campiano

Per il torrente Campiano non sono disponibili dati di portata in continuo precedenti alla sequenza sismica. Tuttavia per valutare gli effetti del sisma sulle portate si può fare riferimento ai valori di portata medi già riportati in Tabella 1.8, derivanti dal lavoro di Boni et al. (2010). Nel tratto iniziale del fiume, che scorre nel complesso della Scaglia calcarea compresa tra 718 e 560 m s.l.m., la portata media prima della sequenza sismica risultava di 480 L/s, mentre nel tratto più a valle, compreso tra 520 e 450 m s.l.m. Boni et al. rilevavano un incremento di portata pari a 280 L/s, per un totale di 760 L/s. Dopo il sisma sono state eseguite dalla Regione Umbria delle misure di portata sul T. Campiano a Campi (TC1, Figura 1.32) e a Preci (TC2, Figura 1.33). La prima delle sezioni, ubicata a quota 670 m s.l.m., si riferisce al tratto alimentato dalla sola Scaglia calcarea mentre la seconda, situata a quota 490 m s.l.m. raccoglie anche il contributo del piccolo affioramento di Maiolica compreso tra 560 e 520 m s.l.m. che in questa zona è separata dall'acquifero Basale, come è possibile vedere nella carta idrogeologica (**Allegato 1b**). Le ubicazioni delle sezioni di misura delle portate sono riportate nella Figura 1.24.



Figura 1.32 Ubicazione della sezione di misura sul T. Campiano a Campi (TC1).



Figura 1.33 Ubicazione della sezione di misura sul T. Campiano a Preci (TC2).

In Figura 1.34 sono visibili gli andamenti delle portate misurate in TC1 e TC2 rispettivamente nei periodi giugno 2017 - luglio 2019 e febbraio 2018 - giugno 2019.

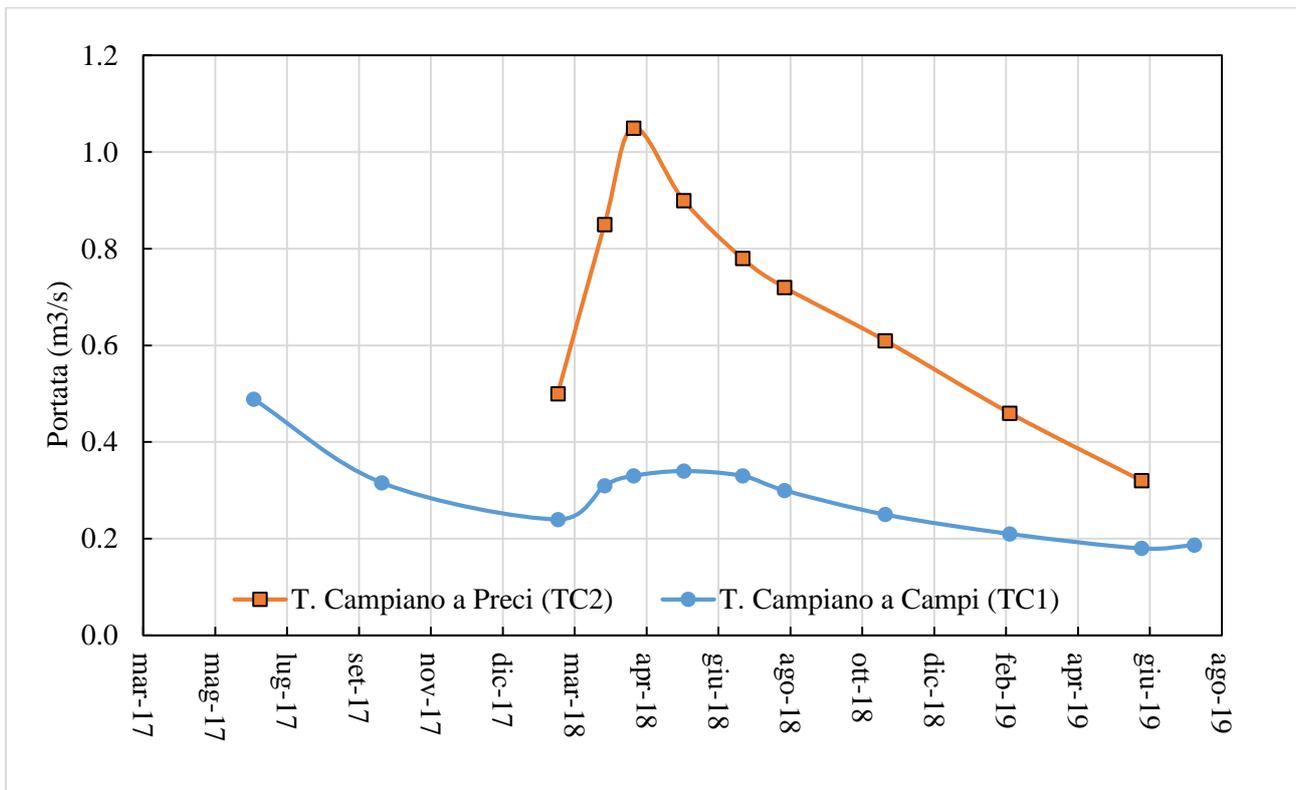


Figura 1.34 Portate misurate sul T. Campiano a Campi (TC1) e a Preci (TC2).

Si osserva che la media delle portate misurate in TC1 (a Campi) a partire dal giugno 2017 fino al luglio 2019 è di circa 300 L/s. La portata media alla sezione TC2, dal febbraio 2018 al giugno 2019 è di circa 700 L/s. Questo valore è prossimo alla portata totale rilevata da Boni et al. nel 2010 (760 L/s). Tuttavia la portata rilevata da Boni et al. comprende quella erogata da un tratto del fiume, alimentato dalla Scaglia calcarea, che si trova a valle della sezione TC2. Ciò rende non immediato il confronto tra i valori pre e post sisma. Tuttavia l'andamento decrescente delle portate alla sezione TC1 tra giugno 2017 e febbraio 2018 suggerisce che le portate, prima dell'inizio delle misure, fossero superiori a quelle rilevate a partire da giugno 2017, così come osservato sul sistema Sordo-Torbidone. È quindi verosimile che la portata del T. Campiano abbia anch'essa subito un incremento a seguito degli eventi sismici del 2016 e che le portate abbiano cominciato a diminuire nell'anno successivo, portandosi a valori prossimi a quelli pre-sisma.

L'installazione da parte della Regione Umbria di due sonde OTT, che registrano i livelli in continuo a partire dall'agosto del 2019 in corrispondenza delle sezioni TC1 e TC2, permetteranno in futuro di verificare il regime della portata del Campiano in funzione della ricarica e daranno maggiori indicazioni sul comportamento idrogeologico del sistema alimentato dall'acquifero della Scaglia calcarea. Allo stato attuale però non sono ancora disponibili le curve di deflusso.

1.4.2.3 Misure sul F. Nera e sul T. Ussita

La Regione Umbria ha effettuato misure di portata lungo il F. Nera in corrispondenza di sei sezioni:

- F. Nera a Castelsantangelo (FN1);
- F. Nera ad Endesa (FN2);
- F. Nera a monte del prelievo EON (FNU1);
- F. Nera a valle del prelievo EON (FNU2);
- F. Nera a Ponte Nuovo (FNU3);
- F. Nera a Ponte Chiusita (FNU4).

Le prime due sezioni di misura sono poste a monte della confluenza con il T. Ussita (FN1 e FN2) e le restanti sezioni sono a valle (FNU1, FNU2, FNU3 e FNU4). Sono state eseguite inoltre delle misure di portata sul T. Ussita (TU1). I dati raccolti durante le campagne di misura delle portate di questi corsi d'acqua sono riportati in Tabella 1.11. La tabella riporta anche (in corsivo) i dati relativi alle misure di portata eseguite sulle stesse sezioni prima degli eventi sismici, quando disponibili.

Caratterizzazione dei sistemi idrogeologici del territorio umbro influenzato dagli eventi sismici del 26-30 ottobre 2016 e valutazione degli effetti del sisma sull'approvvigionamento idrico

Data	F. Nera a Castelsantangelo (FN1)	F. Nera a Endesa (FN2)	T. Ussita a monte di Visso (TU1)	F. Nera a monte del prelievo EON (FNU1)	F. Nera a valle del prelievo EON (FNU2)	F. Nera a Ponte Nuovo (FNU3)	F. Nera a Ponte Chiusita (FNU4)
13/10/2006	1.65	3.02	1.19				
18/04/2007							
01/08/2010							
01/10/2010							
01/01/2011							
01/04/2011							
31/05/2015	1.66	2.63	1.82				
23/07/2015	1.26	2.53	1.56				
07/08/2015					1.17	1.73	2.53
28/09/2015	1.53	2.46	1.13				
25/11/2015	1.31	2.13	1.04				
30/05/2016	1.86	3.10	2.11				
20/07/2016	1.71	2.51	1.49				
21/09/2016	2.00	3.47	1.76				
25/10/2016	1.91	3.35	1.71				
24/11/2016							
07/12/2016							
2/2017	4.20						
22/05/2017	3.20		3.06				
06/06/2017							
18/07/2017	2.75	3.64	3.01				
21/09/2017							
26/09/2017	2.36	3.01	2.86				
27/11/2017	2.23	2.86	1.99				
06/12/2017							
26/01/2018							
15/02/2018					1.90	2.20	3.50
09/03/2018							
26/03/2018					1.90	2.70	4.70
09/04/2018	2.36	4.09					
19/04/2018			2.73	7.00	2.00	2.80	4.30
18/05/2018							
31/05/2018				7.30	1.90	2.40	3.70
19/07/2018				6.00	1.45	1.84	3.15
23/08/2018				5.20	1.40		2.40
15/11/2018					1.19	1.31	1.93
27/02/2019				3.50	1.53	1.80	2.20
17/06/2019					1.41	1.71	2.30

Tabella 1.11 Portate misurate sul F. Nera e sul T. Ussita.

Nelle Figure da 1.35 a 1.43 sono riportate le ubicazioni dei punti di misura e l'andamento delle portate per ciascuna sezione. In Figura 1.44 sono riportati i confronti tra le portate misurate in tutte le sezioni lungo il F. Nera.

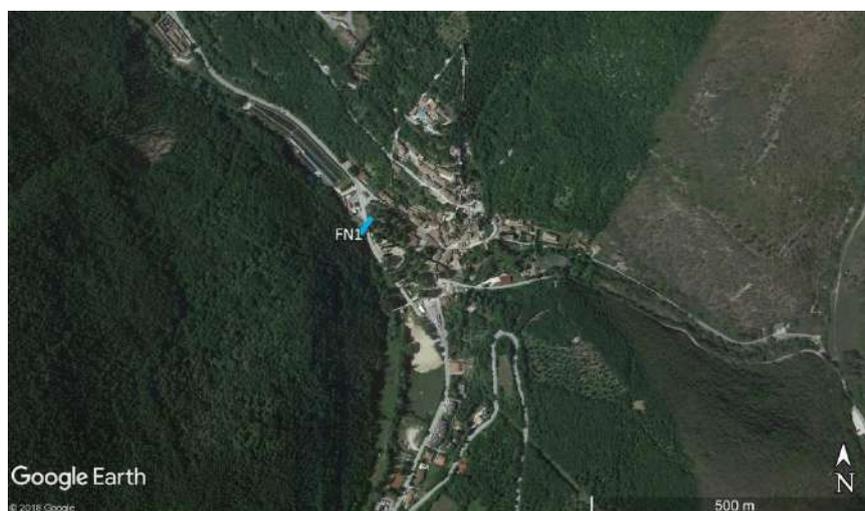


Figura 1.35 Ubicazione della sezione di misura sul F. Nera a Castelsantangelo (FN1).

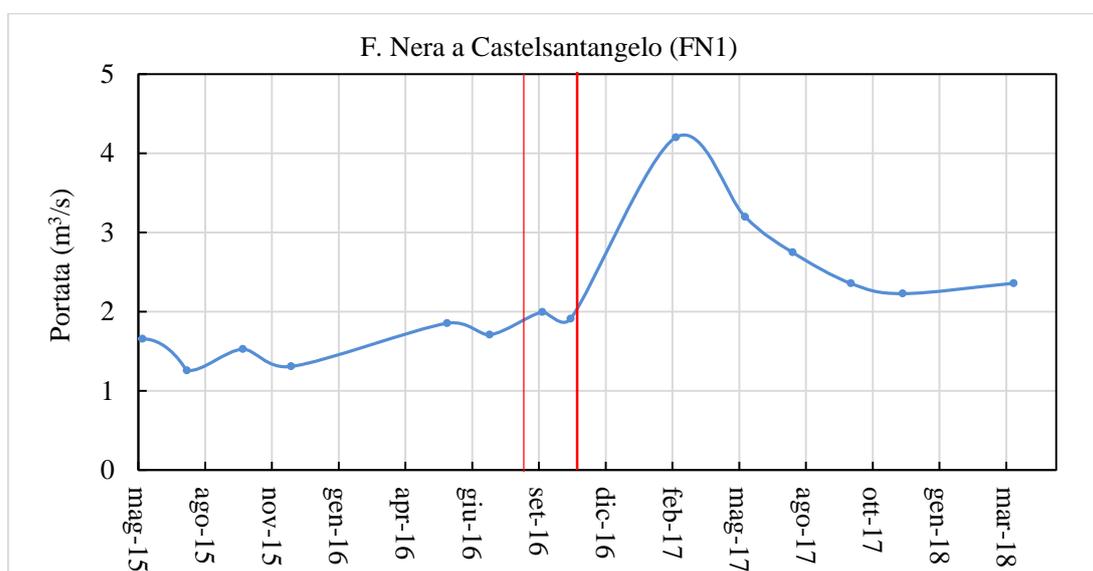


Figura 1.36 Portate misurate sul F. Nera a Castelsantangelo (FN1). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

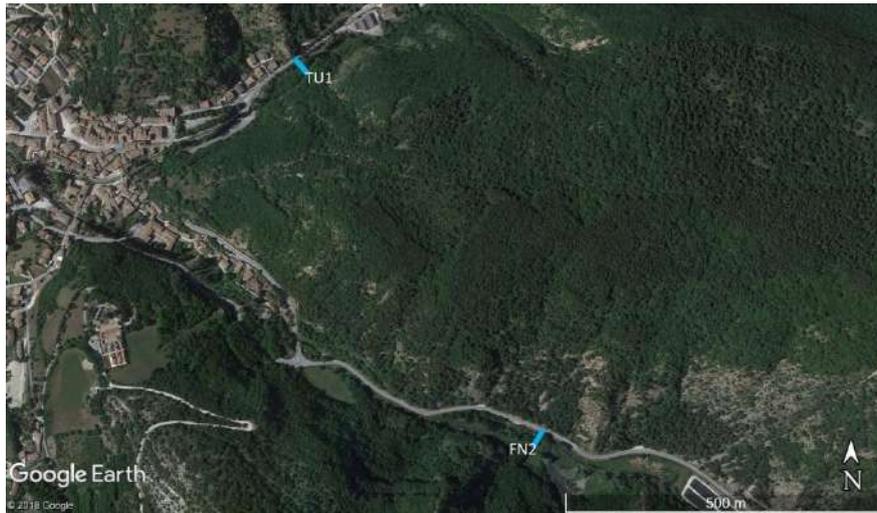


Figura 1.37 Ubicazione della sezione di misura sul F. Nera a Endesa (FN2) e di quella sul T. Ussita a monte di Visso (TU1).

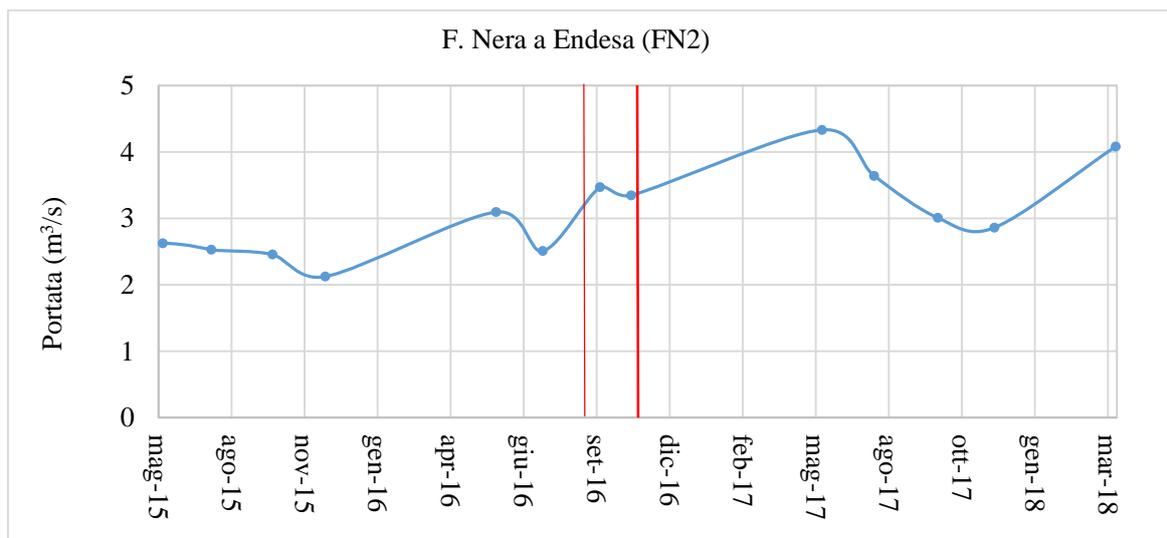


Figura 1.38 Portate misurate sul F. Nera a Endesa (FN2). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

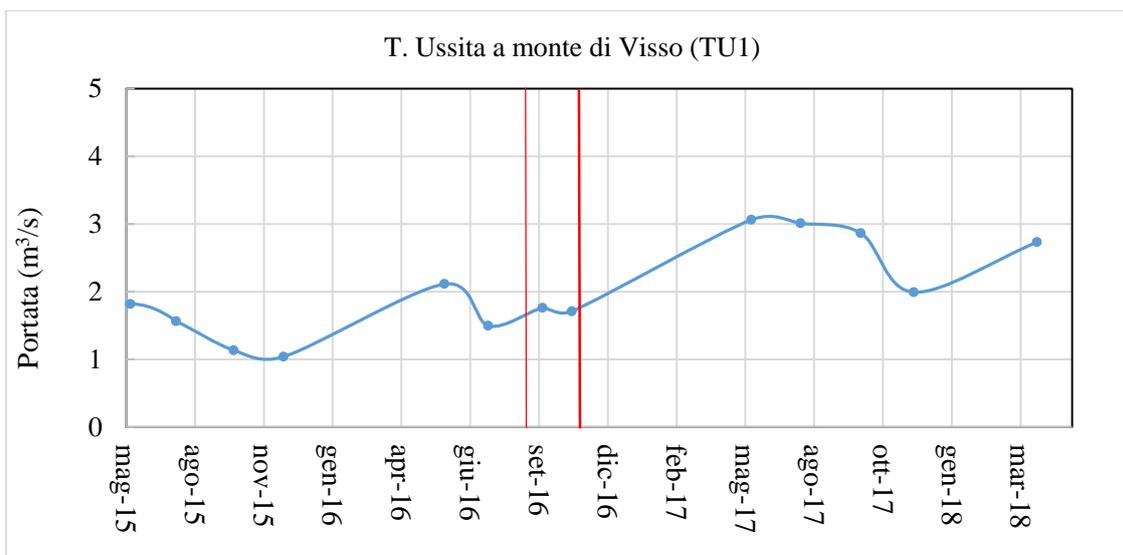


Figura 1.39 Portate misurate sul T. Ussita a monte di Visso (TU1). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

Sulle sezioni fin qui mostrate, per le quali sono disponibili i dati relativi alle portate pre-sisma, si osserva chiaramente che la portata registrata dopo la scossa del 30 ottobre è sensibilmente maggiore di quella registrata prima dell'inizio della sequenza sismica (24 agosto 2016). Al contrario per le altre sezioni relative all'alto Nera e al T. Ussita, i dati disponibili non permettono di valutare la reazione immediata dei due sistemi ai tre eventi principali (24 agosto 2016, 26 ottobre 2016 e 30 ottobre 2016). Petitta et al. (2018) hanno riportato che la portata del F. Nera a Castelsantangelo ha subito incrementi repentini subito dopo ciascuna delle scosse principali, con un incremento complessivo dopo la scossa del 30 ottobre 2016 di $2.34 \text{ m}^3/\text{s}$. Circa il 93% di questo incremento si è registrato subito dopo la scossa del 30 ottobre. La portata media tra novembre 2016 e febbraio 2017 è stata dell'ordine di $4.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (Petitta et al., 2018). Il dato di portata misurato alla sezione FN1, nei pressi di Castelsantangelo, a maggio 2017 ($3.2 \text{ m}^3/\text{s}$), indica che tra febbraio e maggio 2017 la portata ha cominciato a diminuire. Non è possibile stabilire né se la portata registrata in febbraio 2017 corrisponda a quella massima, né quando il picco è stato raggiunto poiché non abbiamo misure tra febbraio 2017 e il 22 maggio 2017. Si osserva comunque che su FN1, FN2 e TU1, dopo maggio 2017, le portate sono diminuite fino a novembre dello stesso anno per poi aumentare di nuovo in risposta alla ricarica.

Oltre a quelli fin qui presentati, sul T. Ussita sono disponibili dati di portata registrati in continuo dal SIRMIP, a partire da luglio 2017, presso Madonna dell'Uccelletto, situata poco a monte della sezione TU1. La Figura 1.40 mostra i valori di queste portate elaborate a scala giornaliera.

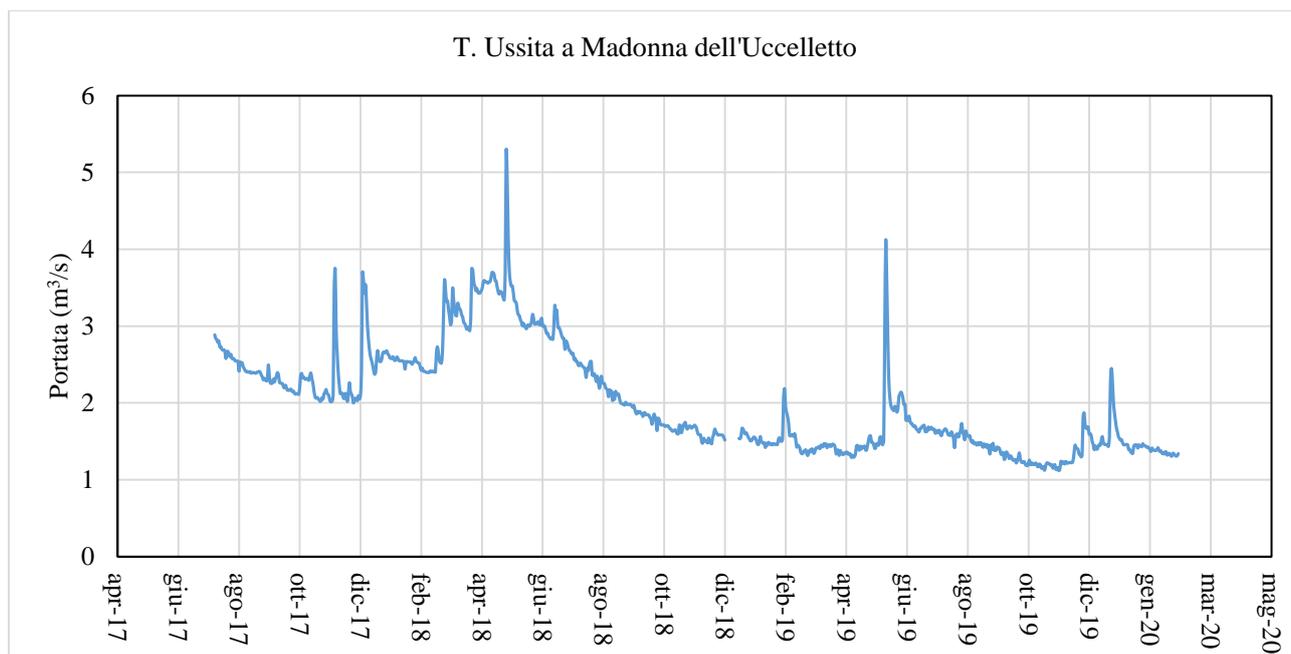


Figura 1.40 Portate misurate sul T. Ussita a Madonna dell'Uccelletto.

Si osserva che l'andamento generale della portata, a meno degli incrementi legati al deflusso superficiale, è stato decrescente fino alla fine del mese di ottobre 2019.

Per le sezioni a valle della confluenza con l'Ussita FNU1, FNU2, FNU3 e FNU4, la cui ubicazione è mostrata nelle Figure 1.41-1.43, sono disponibili le misure in discreto eseguite dalla Regione Umbria solo per l'intervallo febbraio 2018 - giugno 2019. Questi dati, riportati in Tabella 1.11, sono mostrati, insieme a quelli relativi alle sezioni a monte della confluenza con l'Ussita, in Figura 1.44.

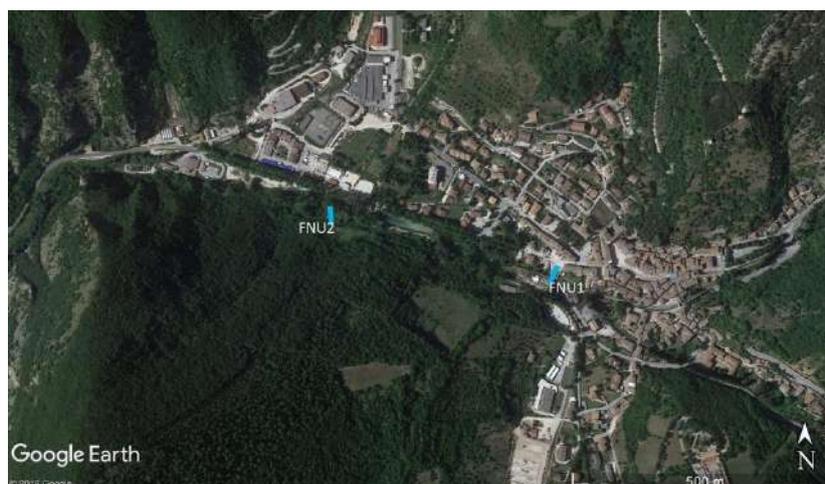


Figura 1.41 Ubicazione della sezione di misura sul F. Nera a monte del prelievo EON (FNU1) e a valle del prelievo EON (FNU2).

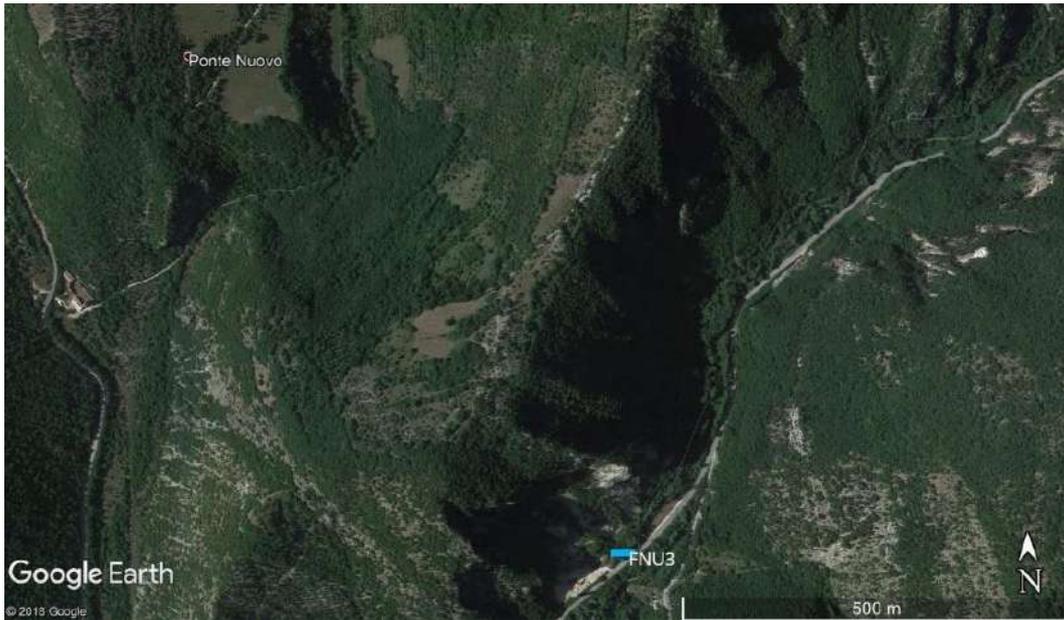


Figura 1.42 Ubicazione della sezione di misura sul F. Nera a Ponte Nuovo (FNU3).

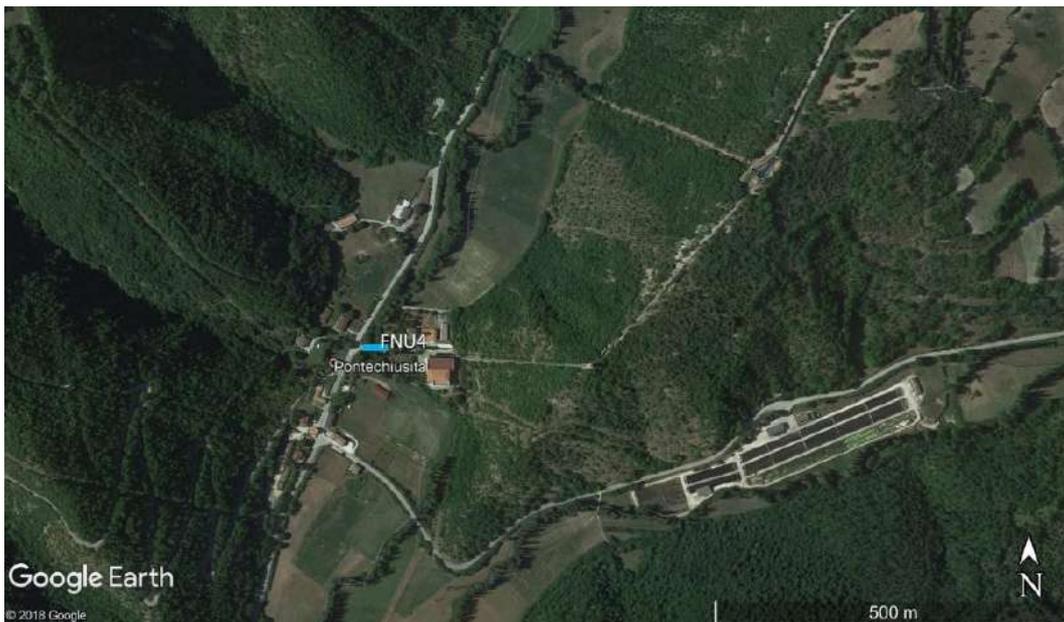


Figura 1.43 Ubicazione della sezione di misura sul F. Nera a Ponte Chiusita (FNU4).

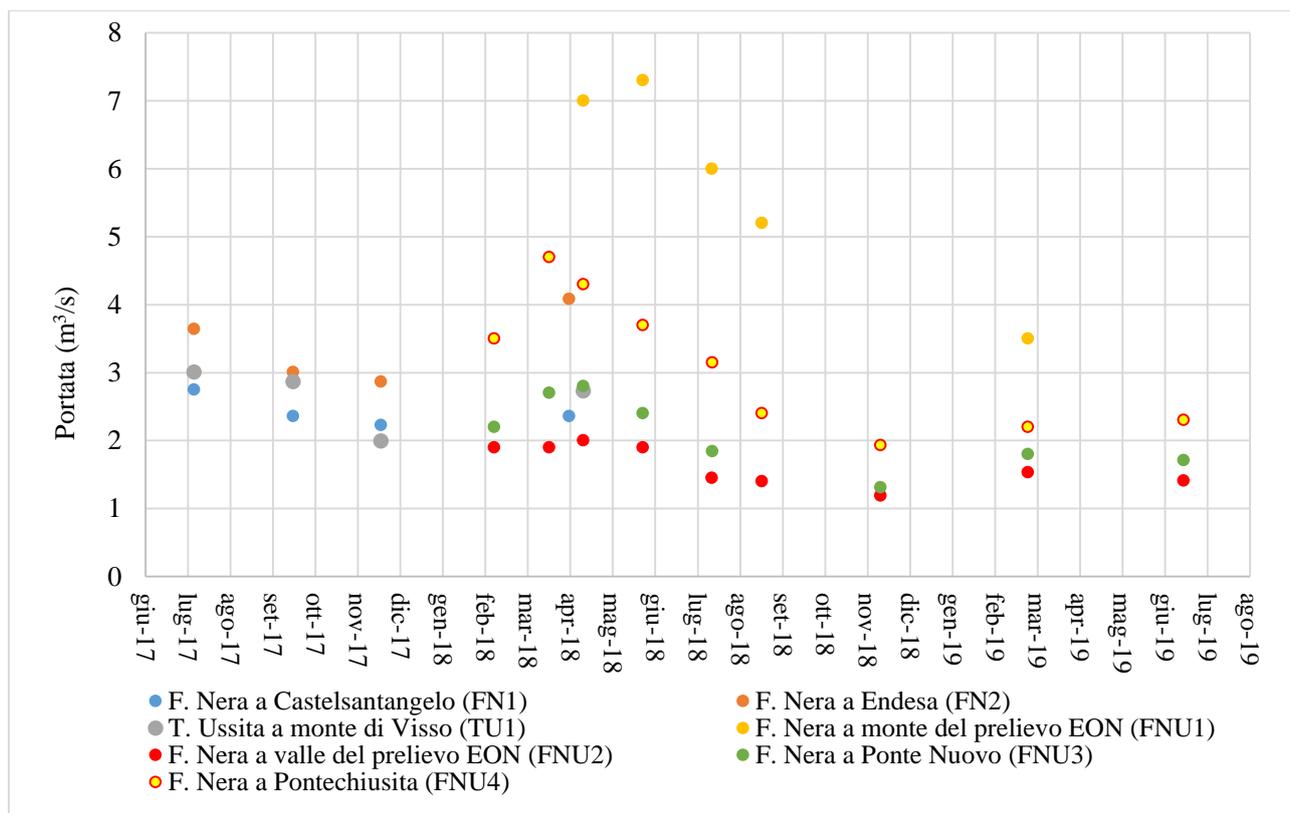


Figura 1.44 Portate misurate sul T. Ussita e sul F. Nera.

Dai dati della Figura 1.44 si può osservare che anche nelle stazioni FNU1, FNU2 e FNU4 la portata tende a diminuire uniformemente fino a novembre 2017, quando ricomincia a crescere in risposta alla ricarica, così come accade per le stazioni a monte della confluenza Ussita-Nera e per la sezione FNU3. Successivamente, a partire da maggio 2018 su le sezioni FNU2, FNU3 e FNU4 si registra un decremento costante delle portate fino a novembre 2018, mentre sulla sezione lungo il F. Nera a monte del prelievo Eon la portata sembra decrescere fino alla fine di febbraio 2019. Tuttavia la mancanza della misura di novembre 2018 non permette di stabilirlo con esattezza.

Per una migliore verifica della tendenza osservata, e per avere una idea più completa del comportamento del sistema Ussita-Nera a seguito della sequenza sismica, sono state analizzate le portate registrate in continuo dal SIRMIP all'idrometro situato a Ponte Tavola e all'idrometro a Visso immediatamente a monte della derivazione Eon lungo il corso del F. Nera. La sezione di misura di questo idrometro si trova lungo il Nera a monte di quella di Visso e coincide con FNU1. Per conoscere la portata naturale del F. Nera a questa sezione è necessario aggiungere i valori del prelievo alla sorgente di San Chiodo, che si trova a monte ed è sfruttata per scopi idropotabili.

La Figura 1.45 mostra la portata giornaliera del Nera a Tonte Tavola a partire da ottobre 2010. Il grafico evidenzia che il sistema ha reagito sia alla scossa del 24 agosto 2016, a seguito della quale la portata è aumentata di circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$, che alle due scosse del 26 e 30 ottobre 2016.

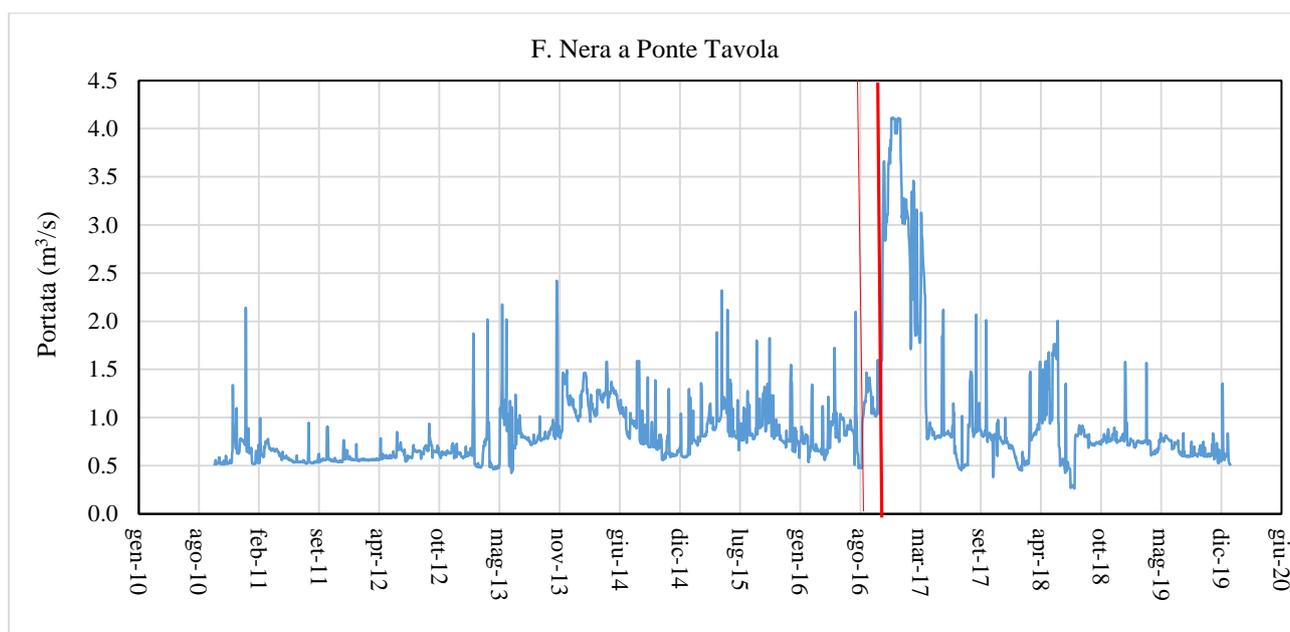


Figura 1.45 Portate del F. Nera all'idrometro SIRMIP a Ponte Tavola. La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

La Figura 1.46 mostra la portata giornaliera del Nera ricavata dai valori registrati dall'idrometro SIRMIP sommati a quelli del prelievo dalla sorgente San Chiodo per l'intervallo gennaio 2014 - febbraio 2020.

Anche in questo caso si può osservare che il sistema ha reagito sia alla scossa del 24 agosto 2016, a seguito della quale la portata è aumentata di circa $1 \text{ m}^3/\text{s}$, che alle due scosse del 26 e 30 ottobre 2016, a seguito delle quali la portata ha subito un rapido incremento di circa $4.2 \text{ m}^3/\text{s}$. Tra il 25 ottobre 2016 e il 12 novembre 2016 la portata è infatti passata da $5.1 \text{ m}^3/\text{s}$ a $9.3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Uno studio dettagliato delle curve di esaurimento del F. Nera a Visso è stato recentemente eseguito da Di Matteo et al. (2020). Lo studio ha mostrato che lo svuotamento dell'acquifero che alimenta il Nera è avvenuto, dopo la sequenza sismica, con una velocità circa doppia di quanto avveniva prima. Questo dato assume una grande importanza per valutare l'ordine di grandezza delle portate minime a cui si può arrivare al termine dei periodi di recessione nell'ipotesi che il sistema continui, anche in futuro, a svuotarsi più velocemente di quanto accadesse prima della sequenza sismica.

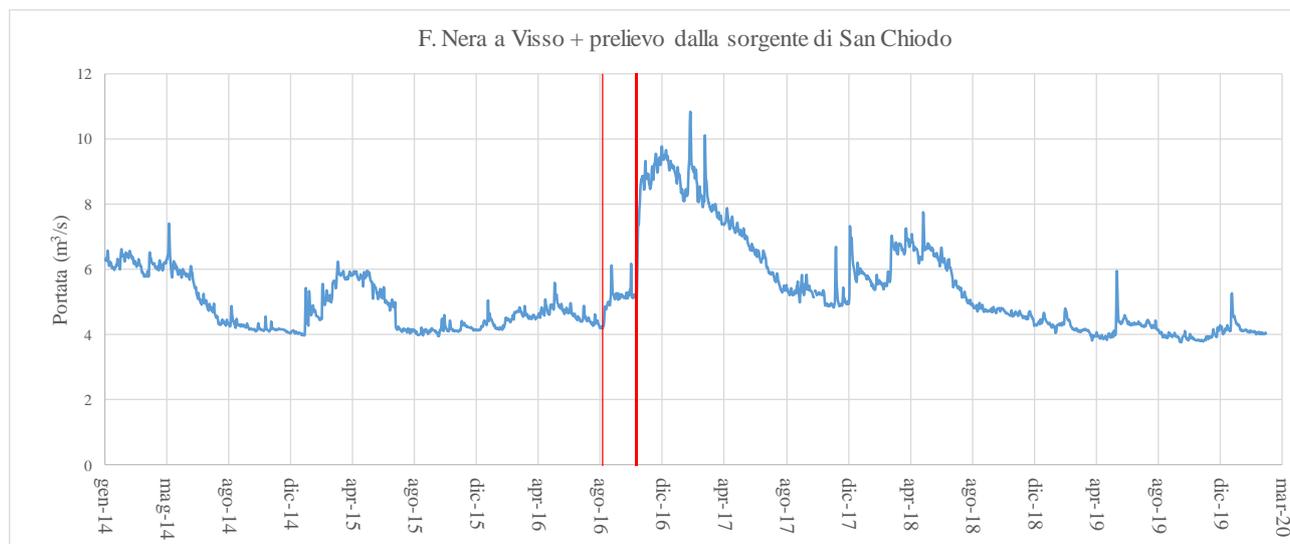


Figura 1.46 Portate del F. Nera all'idrometro SIRMIP (sezione FNU1) comprensive del prelievo dalla sorgente di San Chiodo. La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

I dati disponibili, ed in particolare quelli registrati a Visso (FNU2) e a Ponte Chiusita (FNU4), permettono di stimare l'incremento di portata che si verifica lungo il fiume tra queste due sezioni, attribuibile alle sorgenti lineari alimentate dall'acquifero Basale. Questa valutazione può essere fatta calcolando la differenza tra le portate registrate in FNU4 e quelle registrate in FNU2. Questi valori non corrispondano alla portata naturale del Nera, poiché sono registrati a valle del prelievo EON, ma la loro differenza coincide all'incirca con l'incremento naturale di portata perché sembra che tra le due sezioni non ci siano altri prelievi significativi. La Figura 1.47 mostra i valori delle portate misurati in discreto in FNU2, FNU3 e FNU4.

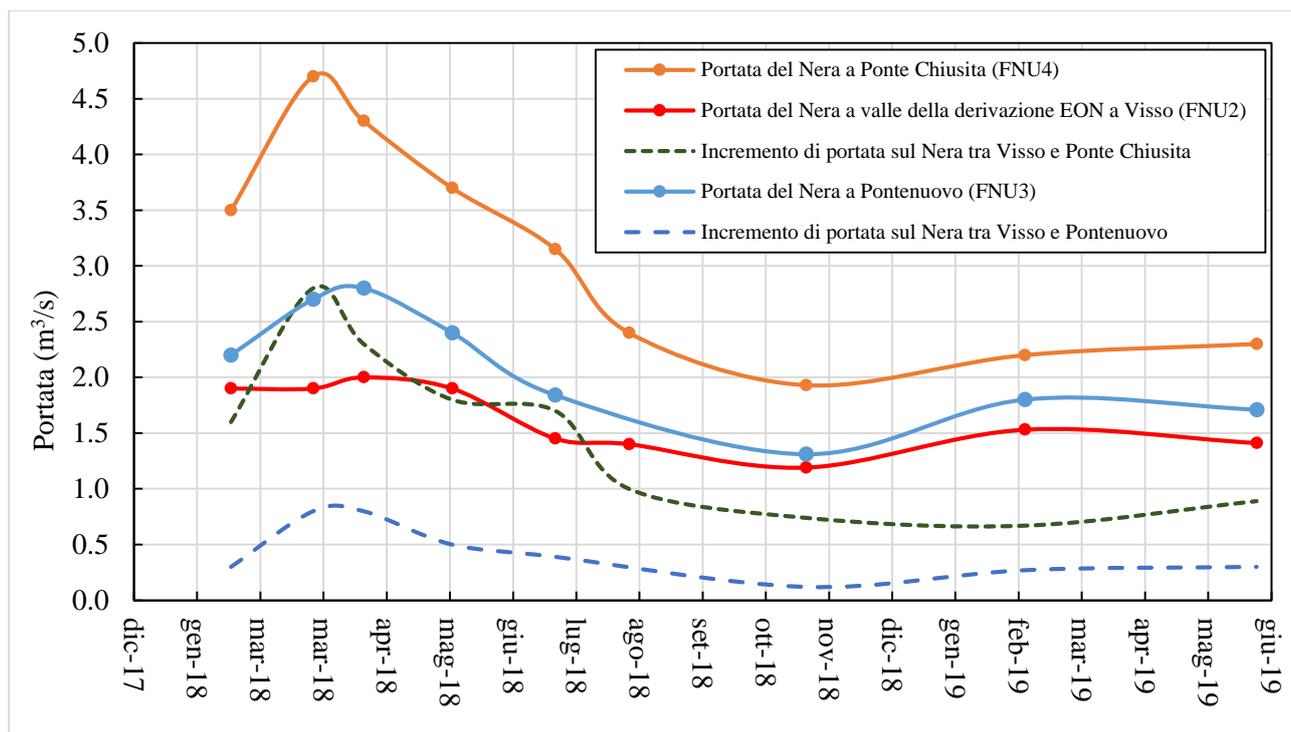


Figura.1.47 Portate misurate in discreto dalla Regione Umbria alle sezioni FNU2 FNU3 e FNU4 e incremento calcolato tra Visso e Pontenuovo e tra Visso e Ponte Chiusita.

Le curve tratteggiate rappresentano le differenze tra i valori misurati a valle del prelievo EON di Visso e Pontenuovo e tra la stessa sezione di Visso e Ponte Chiusita (FNU3- FNU2 e FNU4-FNU2). Nel periodo marzo 2018 – giugno 2019, l'incremento medio di portata tra Visso e Pontenuovo è stato di 440 L/s, mentre quello registrato tra Visso e Ponte Chiusita è stato di 1500 L/s. Si può osservare che gli incrementi hanno avuto valori mediamente maggiori, e una maggior variabilità, fino ad agosto 2018, mentre a partire da tale data si sono pressoché stabilizzati su valori più bassi. L'incremento di portata relativo al tratto del F. Nera tra Visso, dopo la derivazione Eon, e Ponte Nuovo, è stato evidenziato da misure di portata eseguite dalla Regione Umbria nel 2015 e successivamente dall'Università Politecnica delle Marche nel 2015-2016.

Per il F. Nera, sono disponibili anche le portate in continuo alla stazione di misura di Torre Orsina, gestita dal Servizio Idrografico della Regione Umbria, comprensive delle portate derivate dal Canale Medio Nera. Sebbene le portate registrate a Torre Orsina non corrispondano a quelle naturali a causa delle numerose derivazioni attive nel bacino del Nera, l'analisi di questa serie, i cui dati sono mostrati in Figura 1.48, è importante per valutare gli effetti della sequenza sismica sull'intero sistema Nera.

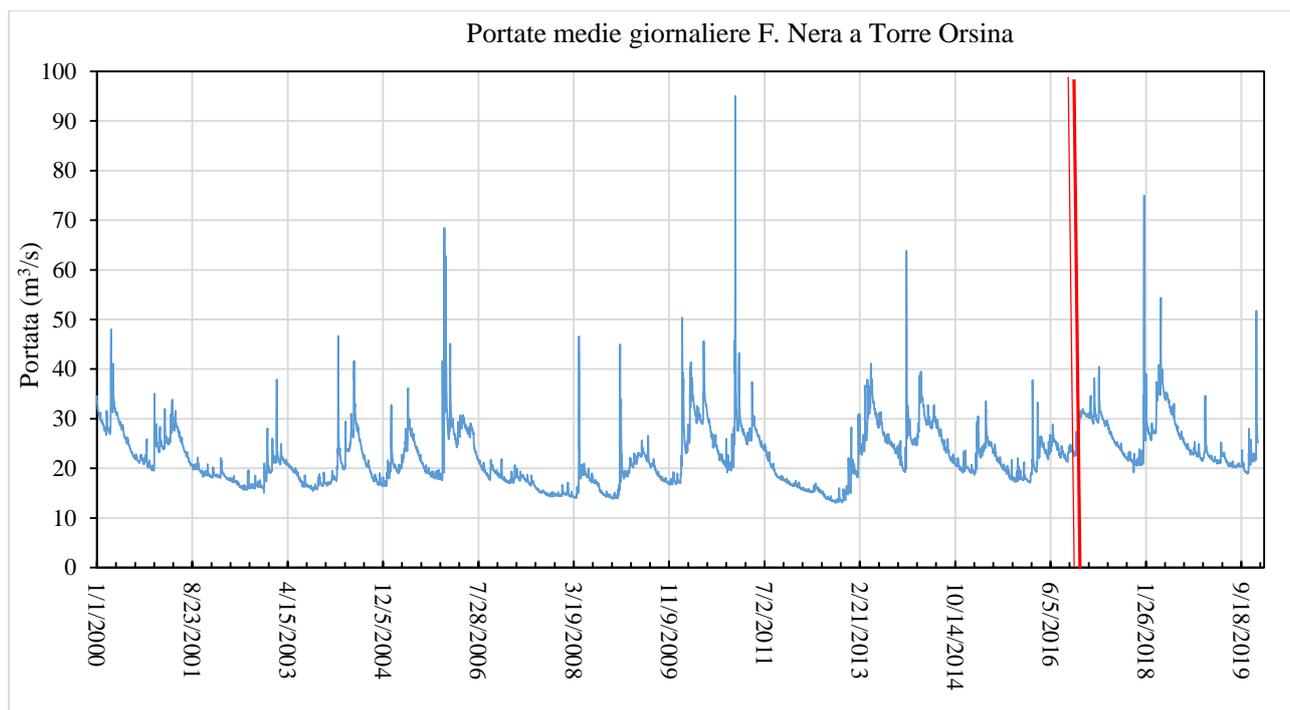


Figura 1.48 Portate giornaliere del F. Nera a Torre Orsina (periodo 01/01/2000 - 31/12/2019). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

Dal grafico è possibile osservare l'incremento di portata registrato a seguito dei tre eventi principali (24 agosto 2016, 26 ottobre 2016 e 30 ottobre 2016).

Per un maggiore dettaglio sugli effetti del terremoto sulle portate del F. Nera a Torre Orsina si riporta in Figura 1.49 l'andamento delle portate per il periodo 01/08/2016 - 31/12/2016. Si può osservare che il F. Nera, dall'inizio della sequenza sismica, ha aumentato la sua portata di circa il 50% rispetto ai valori medi estivi, con un incremento complessivo di quasi $10 \text{ m}^3/\text{s}$ (Checcucci et al., 2017). Poiché nei giorni precedenti al 30 ottobre 2016 non sono stati rilevati eventi meteorologici significativi, l'incremento di portata rilevato nel F. Nera è da attribuire esclusivamente ad un progressivo aumento del contributo di acqua sotterranea erogata dalle sorgenti presenti nel bacino idrografico.

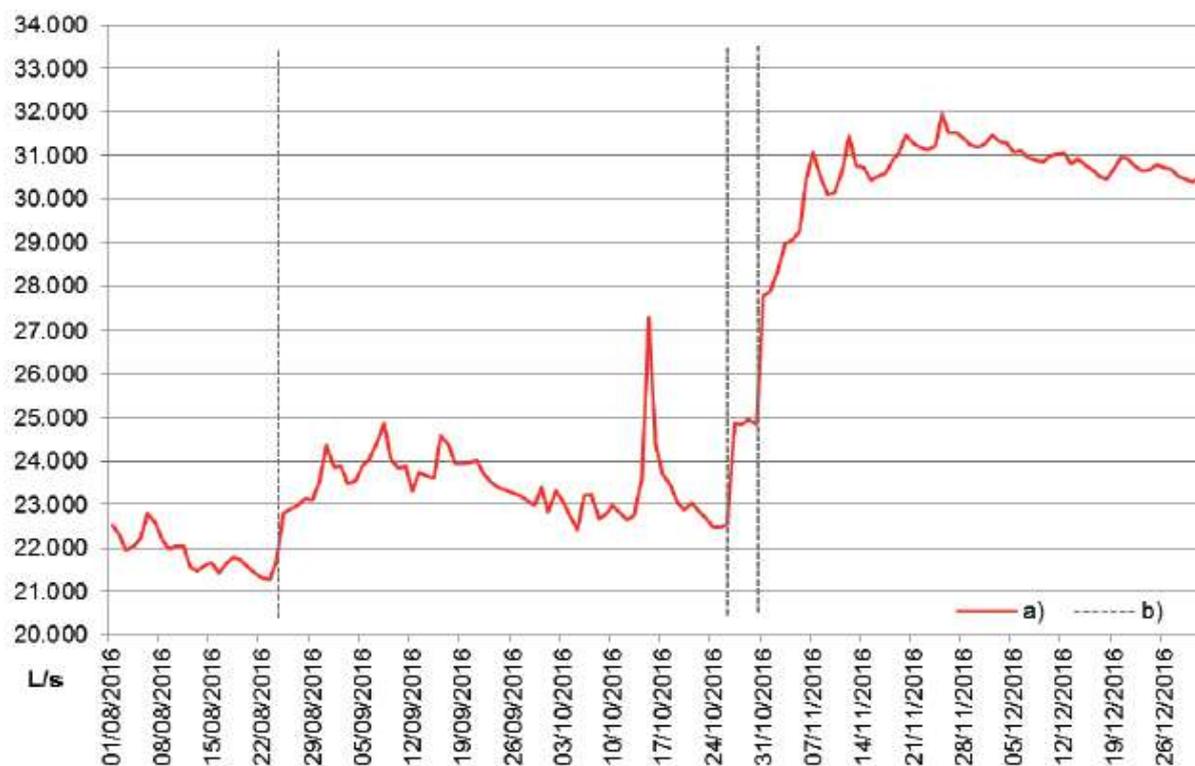


Figura 1.49 Portate giornaliere del F. Nera a Torre Orsina per il periodo 01/08/2016 - 31/12/2016 (da Checcucci et al., 2017).

Questo dato concorda con quanto riportato da Petitta et al. (2018) che mostrano che la portata del Nera a Torre Orsina tra il 24 agosto 2016 e febbraio 2017 è cresciuta, rispetto alla media dei tre mesi precedenti, di $9.1 \text{ m}^3/\text{s}$. Secondo gli autori circa il 60% di questo incremento si è registrato dopo l'evento del 30 ottobre.

1.4.3 Misure di portata delle sorgenti marchigiane

Nelle Figure 1.50 e 1.51 si riportano i grafici delle portate medie mensili e delle portate medie annue di alcune delle sorgenti marchigiane emergenti nel settore orientale e sudorientale dei Monti Sibillini i cui dati in continuo sono stati gentilmente messi a disposizione dal CIIP di Ascoli Piceno e dal Consorzio Idrico Integrato del Tennacola.

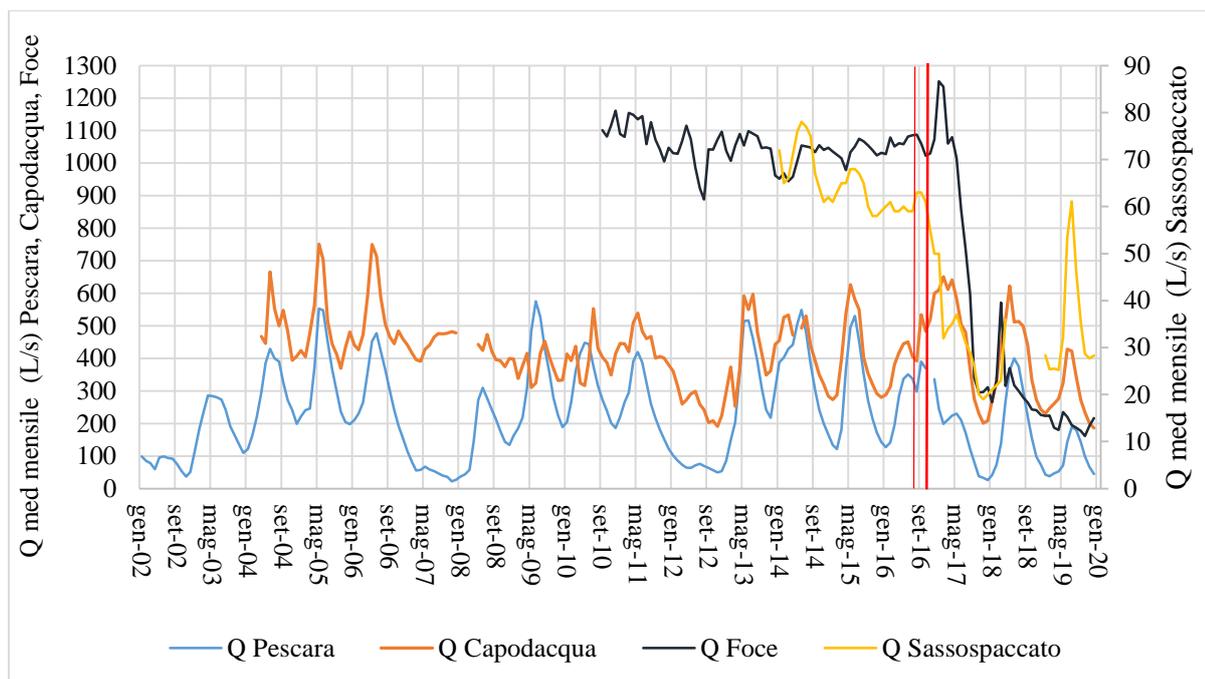


Figura 1.50 Portate medie mensili delle sorgenti marchigiane. La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

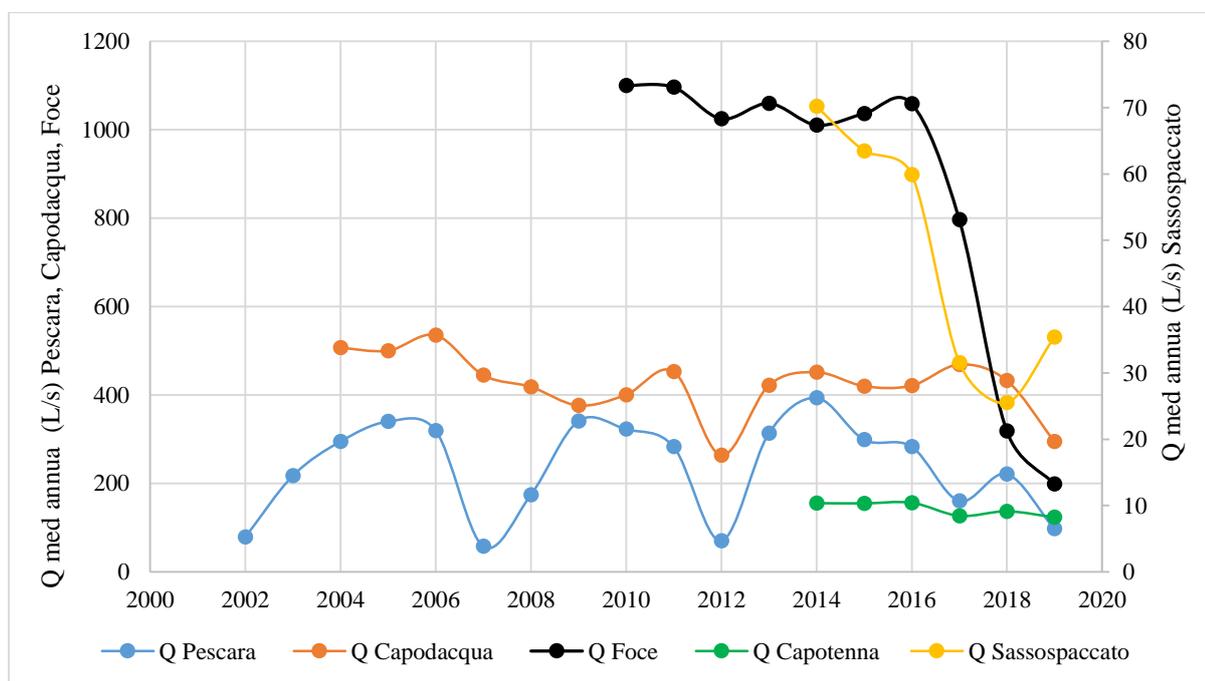


Figura 1.51 Portate medie annue delle sorgenti marchigiane.

Per meglio focalizzare gli effetti del sisma è stata eseguita un'analisi di massima delle variazioni di portata registrate sulle sorgenti facendo un confronto tra i valori medi dei tre anni precedenti al sisma e i tre anni successivi. I risultati dell'analisi sono riportati in Tabella 1.12. In generale, in seguito al sisma si è registrato un forte decremento complessivo delle sorgenti emergenti nel fronte adriatico marchigiano che ha mandato in crisi il sistema di captazione esistente.

PERIODI	Q Pescara (m ³ /s)	Q Capodacqua (m ³ /s)	Q Foce (m ³ /s)	Q Sassospaccato (Fluvione) (m ³ /s)	Q Capotenna (m ³ /s)
Media (set 2013 - ago 2016) Periodo A	0.314	0.428	1.037	0.065	0.151
Media (set 2016 - dic 2019) Periodo B	0.167	0.390	0.485	0.035	0.139
Deficit (m ³ /s) (Q med Periodo B-Q med Periodo A)	-0.147	-0.038	-0.552	-0.030	-0.012
Deficit (%) (Q med Periodo B-Q med Periodo A)	-47	-9	-53	-46	-8

Tabella 1.12 Confronto delle portate medie annue delle sorgenti marchigiane pre e post terremoto.

La Figura 1.50 permette di confrontare i valori di portata post sisma con l'andamento di portata delle cinque sorgenti sul lungo periodo. Da questo confronto emerge che le sorgenti di Foce e Sassospaccato, entrambe ubicate nella idrostruttura 1 e alimentate dall'acquifero Basale del Massiccio del Monte Vettore, hanno registrato dopo il sisma valori di portata molto più bassi di quanto mai riscontrato prima, mentre Pescara e Capodacqua (al netto di un generale incremento che si è registrato nei mesi immediatamente successivi alle scosse, che incidono sulle medie annue calcolate nel 2016 e nel 2017) mostrano un marcato decremento soprattutto nell'ultimo anno di osservazione (2019).

La Tabella 1.12 indica che Foce e Sassospaccato hanno subito un deficit di portata di circa il 50% rispetto ai valori medi dei tre anni precedenti la crisi sismica. Analogo comportamento si riscontra per la sorgente di Pescara di Arquata, che però è prevalentemente alimentata dall'acquifero della Scaglia calcarea. Va rimarcato, inoltre, che i dati storici riportano che valori di portata altrettanto bassi di quelli registrati negli ultimi anni si sono verificati in altre occasioni sulla sorgente di Pescara di Arquata, ma sempre come singolo valore e mai con una tendenza alla diminuzione così prolungata. Valigi et al. (2020) e Fronzi et al. (2020) riportano maggiori dettagli riguardo alla reazione di questa sorgente agli eventi sismici del 2016, che è stata condizionata dal cambiamento dei principali parametri dell'acquifero che alimenta la sorgente e dalla conseguente variazione dei coefficienti di esaurimento durante lo svuotamento nei periodi con ricarica nulla.

Al contrario, per Foce e Sassospaccato non sono mai stati registrati, in base ai dati disponibili, valori tanto bassi come quelli del periodo post sisma. Per la sorgente di Capotenna, alimentata dall'acquifero della Maiolica, non si sono registrati, dopo il sisma, valori di portata molto diversi da quelli registrati prima, sia se si considerano le serie storiche complete (Figura 1.50) che i soli dati relativi al triennio pre-terremoto (Tabella 1.12). Un po' diverso il discorso per la sorgente di Capodacqua, alimentata dal Basale del Massiccio Monte Serra-Monte Utero, la quale presenta valori medi leggermente più bassi ma un deciso decremento nell'ultimo anno e mezzo di osservazione (fino al mese di giugno 2020).

1.5. VALUTAZIONE DELLE VARIAZIONI DEI VOLUMI EROGATI

Al fine di stimare i surplus di acqua sotterranea in seguito agli eventi sismici del 2016 sono stati analizzati in dettaglio gli idrogrammi delle portate del Torbidone all'emergenza (TT1), delle sorgenti San Martino+Pratarella (TT2), del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e del F. Sordo a Ponte Mollo (FST2).

Per quanto riguarda il Torbidone all'emergenza (TT1) e a Ponte della Ferrovia (TT4), a partire dai dati di portata in discreto, è stato individuato un lungo periodo di recessione tra l'8 giugno 2017 il 9 marzo 2018. Le curve di esaurimento seguono entrambe l'equazione di Maillet (Figura 1.52) e forniscono un coefficiente alfa rispettivamente di $3.14 \cdot 10^{-3}$ e $3.02 \cdot 10^{-3}$ giorni⁻¹ per TT1 e TT4 (Valigi et al., 2019).

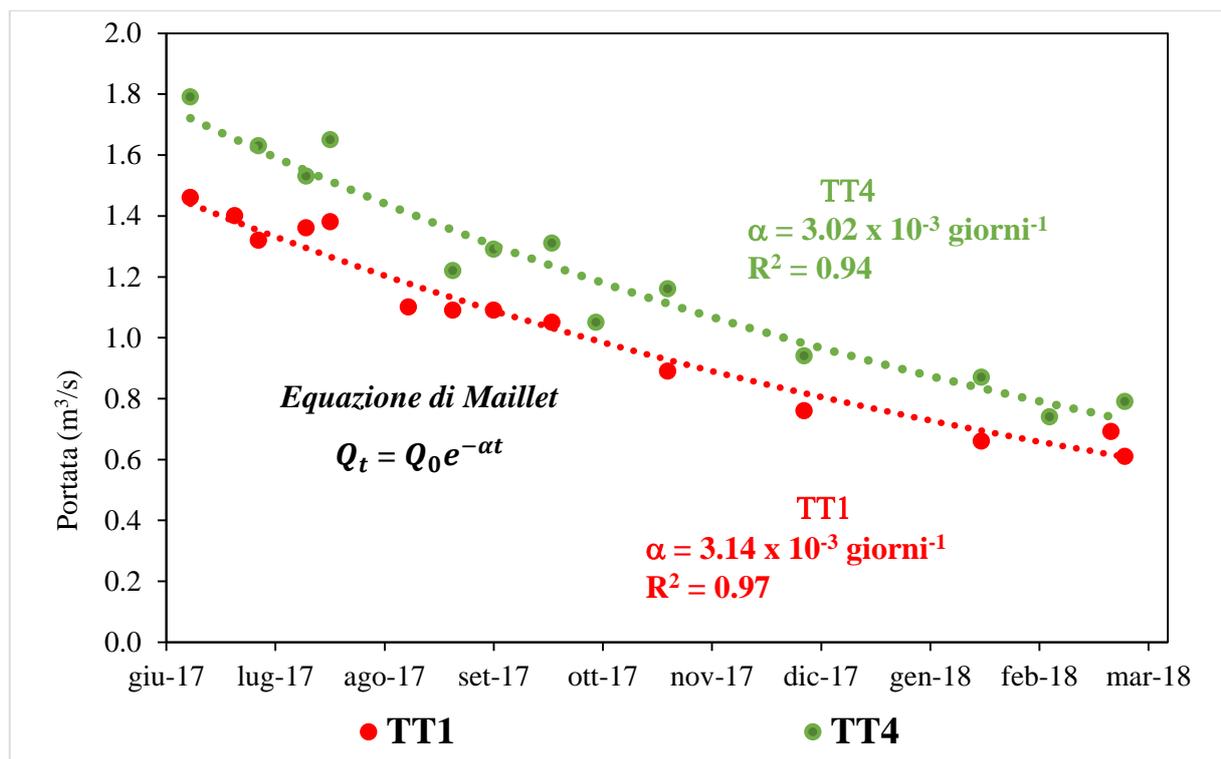


Figura 1.52 Curve di esaurimento del Torbidone all'emergenza (TT1) e a Ponte della Ferrovia (TT4) del periodo tra l'8-6-2017 e il 9-3-2018.

La stima del Surplus (S) dovuto all'effetto del terremoto è stata eseguita sottraendo al volume totale (V_{tot}) erogato dalla sorgente dal 30 ottobre 2016 al 31 dicembre 2019 il volume attribuibile a deflusso superficiale e ricarica (D_s). Fino al mese di maggio 2017 si è stimato in modo indicativo un valore di D_s di circa il 10% di V_{tot} , mentre a partire dall'8 giugno 2017 fino al 31 dicembre 2019 D_s è stato stimato sottraendo a V_{tot} il volume d'acqua al di sotto della curva di esaurimento (Figura 1.53). In questo modo si è ottenuto per TT1 un volume di Surplus, per il periodo 30 ottobre 2016 – 31 dicembre 2019, di circa 58.3 milioni di m^3 corrispondenti al 79% del V_{tot} . Si è osservato inoltre che il 70% del Surplus si è avuto nell'anno successivo al sisma, periodo in cui si sono registrati i maggiori incrementi di portata.

Il Surplus del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) è stato stimato allo stesso modo del Torbidone all'emergenza (TT1) ottenendo un volume complessivo di Surplus di circa 82.6 milioni di m^3 . Questa stima è meno accurata di quella di TT1 poiché le misure del Torbidone a ponte della Ferrovia nel periodo precedente agli interventi di regimazione sono riferite alla sezione TT3 (v. Figura 1.24) situata a valle della confluenza tra il Torbidone all'emergenza (TT1) e le sorgenti San Martino+Pratarella (TT2). Comunque, i valori di portata misurata in TT3 e TT4 misurati dopo la regimazione sono risultati molto simili e rientrano nell'incertezza della misura di portata.

Per la stima del Surplus delle portate di San Martino+Pratarella, non essendo stato possibile individuare una netta separazione di D_s da V_{tot} , si è attribuito un valore di D_s di circa il 7% di V_{tot} . Il valore di Surplus, S , dal 30 ottobre 2016 al 31 dicembre 2019 è risultato così di circa 20.9 milioni di m^3 .

Si può osservare che sommando il Surplus calcolato all'emergenza del Torbidone (TT1) con quello calcolato per le sorgenti di San Martino e Pratarella (TT2), si ottiene un valore (79.2 milioni di m^3) molto prossimo a quello stimato a partire dall'idrogramma delle portate registrate a Ponte della Ferrovia (TT4) di circa 82.6 milioni di m^3 . Il complesso di Sorgenti Torbidone e San Martino+Pratarella ha registrato pertanto un Surplus totale di circa 80 milioni di m^3 nel periodo 30 ottobre 2016 - 31 dicembre 2019.

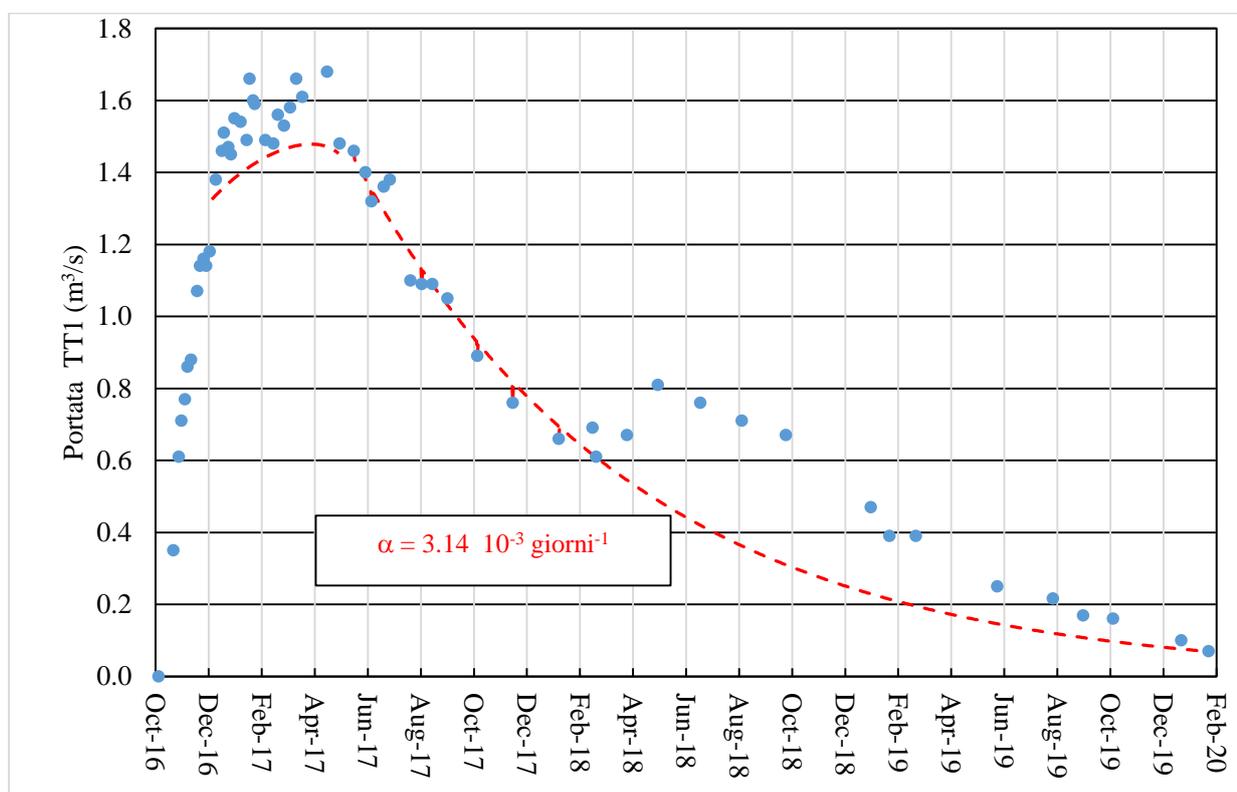


Figura 1.53 Stima del Surplus del Torbidone all'emergenza (TT1). Il Surplus è rappresentato dal volume al di sotto la linea rossa.

La stima del Surplus del F. Sordo a Ponte Mollo è stata eseguita utilizzando le portate misurate in continuo fino al 2018. Per il 2019 sono stati utilizzati i dati misurati in discreto poiché l'installazione di una centralina idroelettrica a valle dell'idrometro sembra avere portato delle modifiche alla sezione di misura, che sono in fase di verifica da parte della Regione Umbria.

L'idrogramma delle portate del F. Sordo mostra un incremento di portata già a partire dalla data del sisma del 24 agosto 2016, anche se l'incremento maggiore si ha dopo il 30 ottobre con l'attivazione delle sorgenti Torbidone e San Martino+Pratarella.

La stima del Surplus è stata fatta tenendo conto che la portata iniziale del fiume si attestava intorno a $1.647 \text{ m}^3/\text{s}$ e che nel periodo precedente al 24 agosto 2016 l'andamento delle portate era all'incirca costante come già riscontrato in anni precedenti. Il F. Sordo a Ponte Mollo non presentava quindi, prima del sisma del 24 agosto, una vera e propria curva di esaurimento in assenza di ricarica. Per la stima del Surplus sul F. Sordo si è quindi operato, in primo luogo, riducendo le portate totali del fiume nel periodo ottobre 2016-dicembre 2019 di $1.647 \text{ m}^3/\text{s}$. Sui dati così corretti è stata individuata la curva di recessione nel periodo 08/06/2017 – 05/12/2018 (v. Figura 1.54) che anche in questo caso è ben descritta dall'equazione di Maillet. L'equazione della curva di recessione ricavata per questo periodo, ha poi permesso stimare il volume del deflusso superficiale e di conseguenza il Surplus, che è risultato di circa 170 milioni di m^3 . Di questo volume circa il 50% è arrivato al Sordo nel corso del primo anno successivo al terremoto del 30 ottobre 2016. Questo dato è in accordo con quello riferito da Mastrorillo et al. (2019) che attribuiscono al Sordo un Surplus di volume erogato tra il 24 agosto 2016 e il 30 novembre 2017 pari a 71.5 milioni di m^3 .

Facendo la differenza tra il Surplus del F. Sordo a Ponte Mollo (FST2) e quello del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) si è stimato che l'incremento che si registra nel tratto del F. Sordo compreso tra TT4 e FST2, sia cresciuto in media, dopo il terremoto, di 850 L/s ; tale portata corrisponde ad un volume totale erogato nell'intero periodo post sisma, di circa 90 milioni di m^3 . Confrontando questo valore con quello ricavato dalle misure di portata in discreto (Tabella 1.10) si può vedere che l'incremento di portata post sisma stimato mediante l'analisi delle curve di recessione è di circa il 12% inferiore rispetto a quello valutato sulla base delle misure di portata in discreto (965 L/s). Ciò è giustificato dal fatto che i valori delle portate in discreto utilizzati per il calcolo comprendono la frazione legata alla ricarica, che non è stato possibile scorporare dal dato puntuale.

Come mostrato in Tabella 1.13, dei 170 milioni di m^3 di Surplus arrivati a Ponte Mollo tra il 24 agosto 2016 e il 31 dicembre 2019 circa 80 milioni di m^3 sono stati erogati dal complesso Torbidone-San Martino+Pratarella mentre circa 90 milioni di m^3 sono da attribuire all'incremento in alveo a valle di Ponte delle Ferrovia, che comprende anche il contributo delle Marcite.

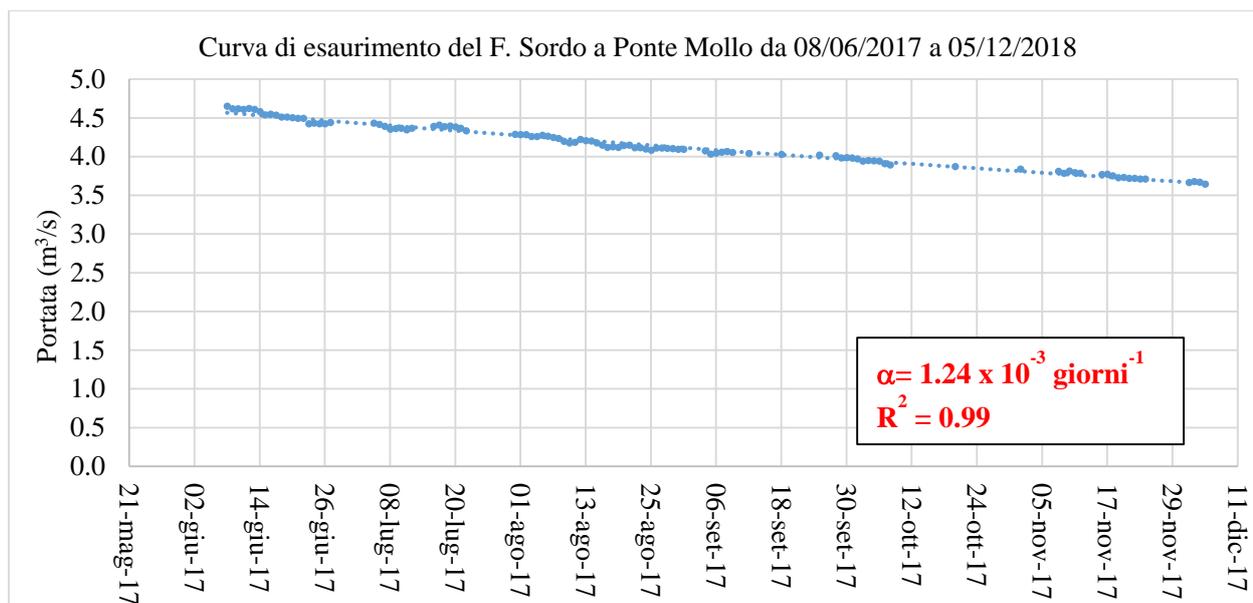


Figura 1.54 Curva di esaurimento del F. Sordo a Ponte Mollo (FST1) del periodo tra l'8-6-2017 e il 5-12-2018.

<i>Sistema</i>	<i>Surplus (10⁶ m³)</i>	<i>Surplus (L/s)</i>
Torbidone all'emergenza (TT1) + San Martino + Pratarella (TT2)	80	750
Sordo tra Ponte della Ferrovia (TT4) e Ponte Mollo (FST2)	90	850
F. Sordo a Ponte Mollo (FST1)	170	1600

Tabella 1.13 Valori di Surplus su TT1, TT2 e TT4 e FST1 dal 24 agosto 2016 al 31/12/2019 (Mastrorillo et al., 2020).

Per quanto riguarda il T. Ussita, Mastrorillo et al. (2020) stimano che alla data del 30 novembre 2017 il Surplus di volume legato alla sequenza sismica sia stato di circa 42 milioni di m³ mentre il surplus registrato sull'Alto Nera nello stesso intervallo è stato di circa 78 milioni di m³.

Il Nera a Torre Orsina infine ha erogato, secondo gli stessi autori, un Surplus di volume di circa 438 milioni di m³ tra il 24 agosto 2016 e il 30 novembre 2017 (v. Tabella 1.14).

<i>Sistema</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 24 ago 2016 - 25 ott 2016</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 26 ott 2016 - 30 nov 2017</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 24 ago 2016 - 30 nov 2017</i>	<i>Surplus (L/s) 24 ago 2016 - 30 nov 2017</i>
T. Ussita	1.21	40.34	41.55	1040
Alto Nera	1.80	76.22	78.02	1950
F. Nera a Torre Orsina	30.70	407.19	437.89	10900

Tabella 1.14 Valori di Surplus (S) sul T. Ussita, Alto Nera e F. Nera a Torre Orsina.

Allo stato attuale sembra che il sistema Torbidone-Sordo stia tornando alla condizione pre-sisma, poiché tutti i dati indicano che il surplus generato dal terremoto è in diminuzione. L'analisi degli idrogrammi del T. Torbidone e del F. Sordo permettono, estrapolando nei mesi futuri l'andamento rilevato tra agosto 2018 e dicembre 2019, durante il quale non si è registrata una fase significativa di ricarica, di poter stimare in modo approssimativo il tempo ancora necessario perché si torni allo stato iniziale.

Per quanto riguarda il Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4), estrapolando la curva di recessione del periodo tra agosto 2018 e dicembre 2019, caratterizzata da un coefficiente di esaurimento α di Maillet circa uguale a $-3.21 \cdot 10^{-3}$ giorni⁻¹, è stato possibile ipotizzare che la sorgente, con buona probabilità, si esaurirà quasi completamente nell'estate 2020 mentre agosto 2018 - dicembre 2019 le sorgenti San Martino+Pratarella potrebbero esaurire la loro portata in un tempo più lungo. Assumendo che l'esaurimento delle due sorgenti continui a seguire l'equazione di Maillet come per il periodo giugno - dicembre 2019 (v. Figura 1.55), con un coefficiente di esaurimento uguale a $1.08 \cdot 10^{-3}$ giorni⁻¹, si può ipotizzare che le due sorgenti tornino alle condizioni pre sisma dopo il 2023.

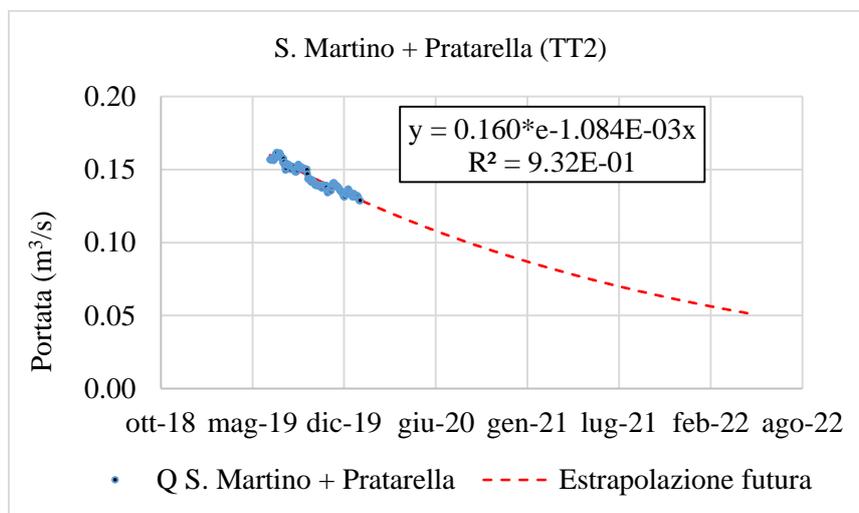


Figura 1.55 Curva di esaurimento secondo Maillet di San Martino+Pratarella (TT2) (periodo tra 8-6-2017 e 5-12-2018).

Analogamente, come mostrato in Figura 1.56, l'andamento decrescente degli incrementi di portata registrati nel F. Sordo suggerisce che a breve si dovrebbe verificare un incremento simile a quello medio del periodo 2010-2011.

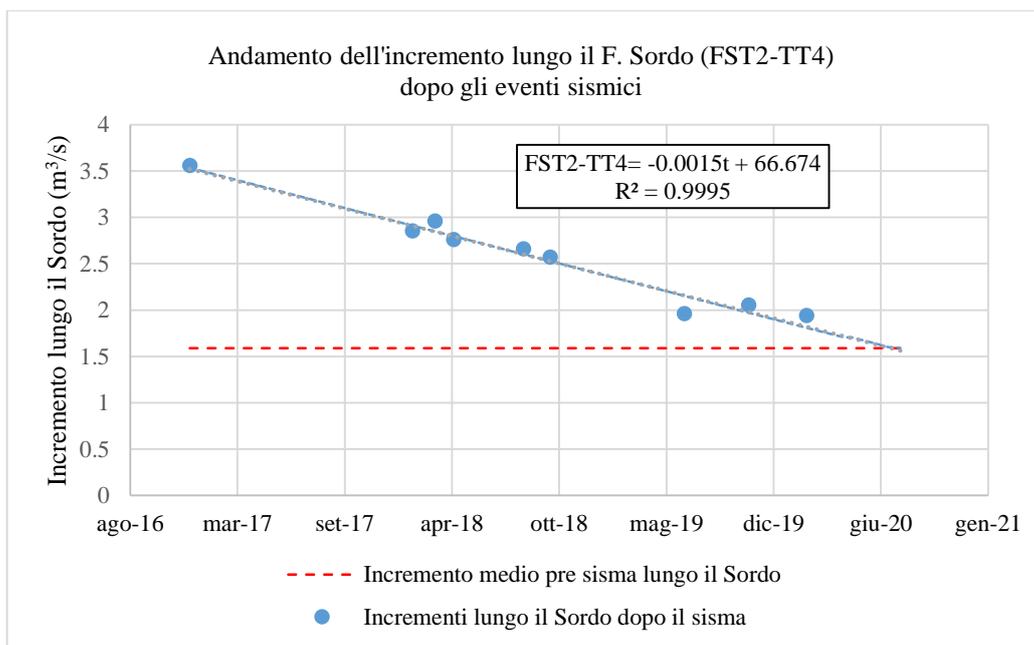


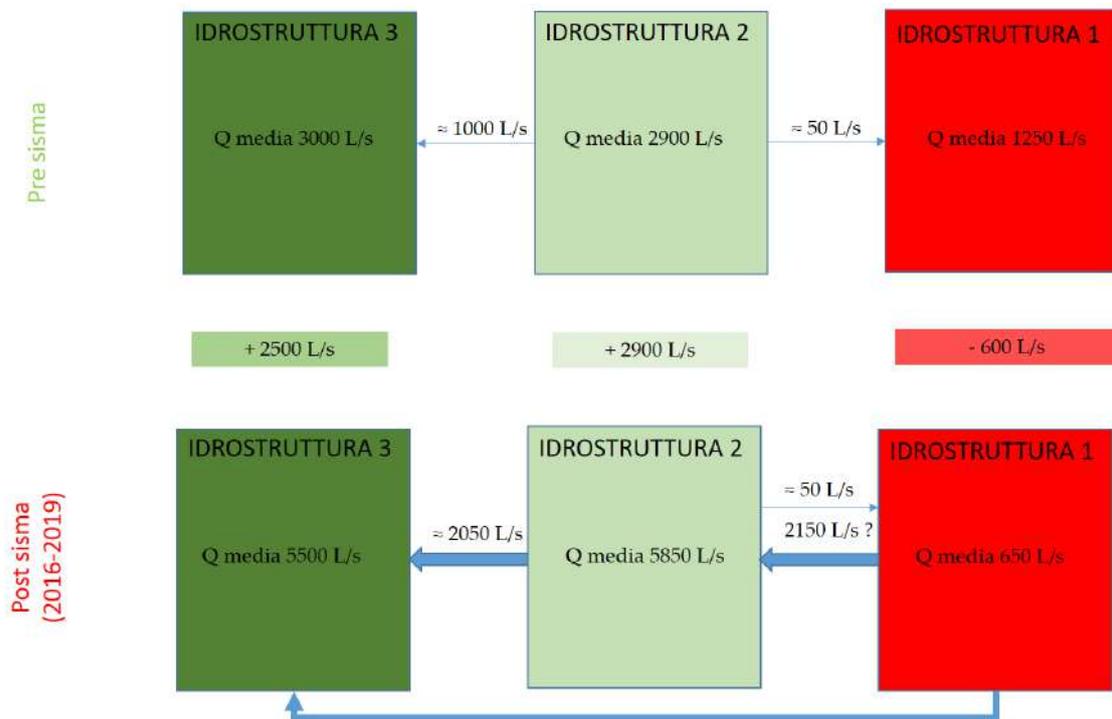
Figura 1.56 Confronto tra l'andamento degli incrementi lungo il F. Sordo dopo gli eventi sismici e il valore medio dell'incremento misurato nel periodo 2010-2011.

Per quanto riguarda il torrente Ussita ed il sistema del Nera sembra invece che le portate siano già tornate ai valori pre sisma.

1.6 SINTESI GRAFICA DELLE VARIAZIONI DELLE PORTATE PRE E POST TERREMOTO

Per semplificare le risultanze del presente capitolo viene di seguito riportato un diagramma a blocchi che mostra sinteticamente le variazioni delle risorse idriche avvenute in seguito al sisma. La portata totale pre e post sisma di ogni idrostruttura non necessariamente corrisponde al volume totale erogato dalla struttura poiché purtroppo non sono disponibili tutte le misure di portata post sisma. Il confronto pertanto è stato eseguito solo utilizzando le sorgenti le cui misure erano disponibili pre e post terremoto.

La Figura 1.57 schematizza le tre idrostrutture con le portate medie erogate prima e dopo il sisma e i travasi ipotizzati tra una idrostruttura e l'altra.



- (Le portate sono approssimate a ± 50 L/s)

Figura 1.57 Portate totali erogate da ciascuna idrostruttura e valori dei travasi da una idrostruttura all'altra prima e dopo la crisi sismica.

2.1 PIEZOMETRIA DELLA PIANA DI NORCIA

2.1.1 Introduzione

La presente relazione è stata sviluppata nell'ambito di una ricerca commissionata dalla Regione Umbria alle Università di Perugia, Politecnica delle Marche, della Sapienza di Roma e alla sezione di Napoli dell'INGV a seguito degli eventi sismici di ottobre 2016. Tale ricerca ha come obiettivo principale quello di caratterizzare i sistemi idrogeologici del territorio Umbro direttamente interessati dalla sequenza sismica, mediante una serie di analisi idrogeologiche, geochimiche-isotopiche e geologico-strutturali che possano portare ad una definizione degli effetti prodotti e permettere, quindi, una corretta pianificazione futura per la gestione delle risorse idriche. Il contributo del Laboratorio di Idrogeologia del Dipartimento di Scienze della Terra della Sapienza, come previsto dalla Tabella di Sintesi del Progetto di Ricerca, riguarda la ricostruzione dei livelli piezometrici relativi alla Piana di Norcia.

In questo documento viene presentata la sintesi degli studi condotti dal gruppo di Idrogeologia Quantitativa della Sapienza di Roma nell'ambito del progetto, il cui fine in particolare era quello di valutare gli effetti prodotti dagli eventi sismici sull'acquifero contenuto nei depositi della Piana di Norcia, mediante il confronto tra i risultati di indagini precedentemente realizzate in tale settore (Rapporto Parco Sibillini, 2011) nel biennio 2010-2011 e la realizzazione di nuove campagne di misura dei livelli piezometrici nei pozzi della Piana di Norcia.

In particolare, in questa relazione vengono presentati i risultati delle indagini condotte nell'ottobre del 2019, ad 1 anno di distanza rispetto a quella presentata nella precedente relazione e a 3 anni dalla sequenza sismica che ha coinvolto l'area investigata. Inoltre, vengono riepilogati i risultati di tutte le indagini condotte, siano esse quelle relative alla situazione pre-sisma (riferita al biennio 2010-2011) che quelle successive alla sequenza sismica, in parte già presentate nei precedenti rapporti.

2.1.2 Nuova campagna

Il Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa della Sapienza ha realizzato un'ulteriore campagna di rilievo piezometrico nel mese di ottobre del 2019. Tali indagini hanno interessato la maggior parte dei punti già censiti nell'ottobre del 2018 (P02, P03, P06, P07, P08, P10, P12bis, P13, P15ter, P17, P20, P20bis, P21, P22, P23 e P36). Rispetto alla campagna di ottobre 2018, presa come riferimento per la valutazione a lungo termine delle variazioni dei livelli della falda contenuta nei depositi della piana di Norcia, non è stato possibile accedere al pozzo P19, mentre sono stati censiti anche i pozzi P12 e P14, oggetto di precedenti monitoraggi.

In Tabella 2.1 sono indicati, utilizzando la precedente sigla, i 18 pozzi censiti nella nuova campagna di indagine realizzata nel 2019 con le relative informazioni (sigla, coordinate e quota).

SIGLA	X_WGS84	Y_WGS84	X_GB	Y_GB	QUOTA POZZO m s.l.m.
P02	343955	4739990	2363962	4740003	603
P03	342968	4740276	2362975	4740289	602
P06	344671	4738316	2364679	4738329	605
P07	344264	4738432	2364271	4738445	600
P08	344208	4738171	2364215	4738184	607
P10	345007	4737710	2365015	4737723	627
P12	345505	4738836	2365513	4738849	632
P12bis	345120	4739098	2365128	4739111	631
P13	346559	4738721	2366567	4738734	656
P14	343984	4737600	2363991	4737613	620
P15ter	344233	4737076	2364240	4737089	626
P17	343809	4738677	2363816	4738690	589
P20	343403	4738948	2363410	4738961	581
P20bis	343300	4738766	2363307	4738778	584
P21	343260	4739202	2363267	4739215	574
P22	343088	4739330	2363095	4739343	568
P23	342402	4739721	2362409	4739734	550
P36	346138	4738293	2366146	4738306	630

Tabella 2.1 Elenco dei pozzi censiti nell'ottobre 2019.

Con questa premessa è stato possibile effettuare delle considerazioni sulla situazione a lungo termine della falda contenuta nei depositi della piana di Norcia e sulle modifiche che si sono riscontrate a seguito degli eventi sismici del 2016.

2.1.3 Analisi delle variazioni piezometriche

2.1.3.1 Situazione post-sisma (Periodo di riferimento: ottobre 2018 – ottobre 2019)

Le quote dei livelli statici della falda misurati nel mese di ottobre 2019, a tre anni di distanza dalla sequenza sismica del 2016 sono riportate nella Tabella 2.2. L'ubicazione dei punti di misura censiti nell'ultima campagna di indagine è riportata nella Figura 2.1, dove è rappresentata anche la relativa superficie piezometrica ricostruita per il mese di ottobre 2019. La base topografica adottata per la ricostruzione della superficie piezometrica in Figura 2.1 è la Carta Tecnica Regionale vettoriale alla scala 1:5000, di cui si trasmette in allegato alla presente relazione il file con base topografica di dettaglio.

SIGLA	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.
	ott-19
P02	587,63
P03	566,67
P06	590,52
P07	585,05
P08	591,68
P10	596,08
P12	610,08
P12bis	607,68
P13	614,41
P14	595,62
P15ter	599,50
P17	578,92
P20	575,70
P20bis	574,93
P21	570,54
P22	565,89
P23	548,05
P36	614,80

Tabella 2.2 Quota del livello statico (metri s.l.m.) rilevato nella campagna di indagini di ottobre 2019.

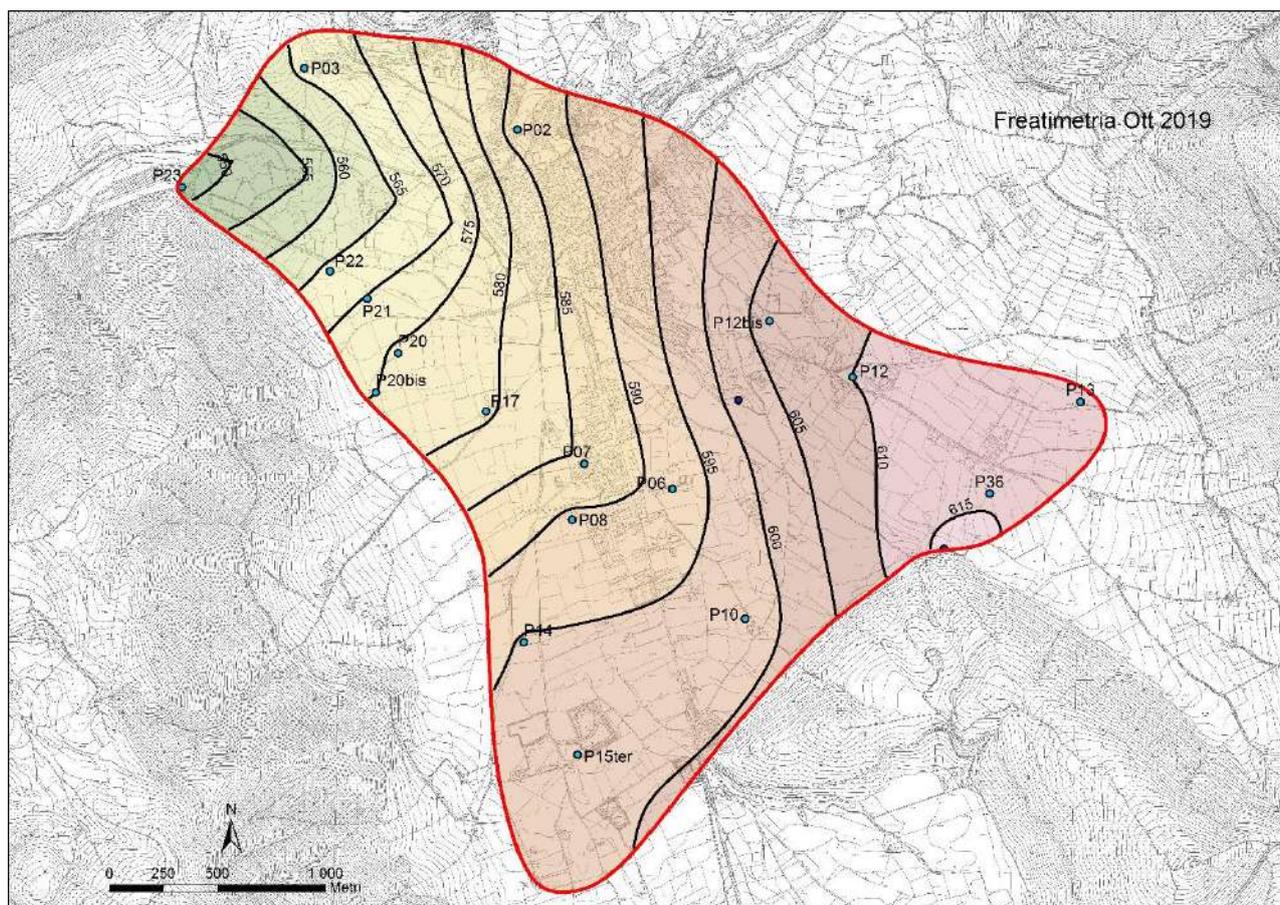


Figura 2.1 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di ottobre 2019. Le sigle dei pozzi si riferiscono alla Tabella 2.1; i punti in blu indicano, rispettivamente le sorgenti Pratarella e Torbidone.

Dall'analisi della ricostruzione della superficie piezometrica nei depositi della Piana di Norcia relativa al mese di ottobre 2019 (Figura 2.1) emergono le seguenti considerazioni generali:

- Il flusso si mantiene, così come evidenziato anche in precedenza, con due principali direttrici, aventi direzione circa E-W e SE-NW; tali direttrici convergono nel settore nord-occidentale della Piana di Norcia, ove sono ubicate le emergenze delle Marcite, che danno vita al fiume Sordo;
- il gradiente idraulico è variabile tra circa 0.6% e 2.4% lungo la direttrice di flusso SE-NW, mentre sul lato orientale il gradiente varia da circa 0.5% fino a valori prossimi a 3% che si raggiungono sotto l'abitato di Norcia;
- la superficie piezometrica raggiunge le massime quote nel settore orientale, in prossimità dell'emergenza del Torbidone e dei pozzi P13 e P36, dove la falda si attesta sotto la isopiezia di 615 metri s.l.m. (Tabella 2.2); sul versante sud-occidentale, invece, le massime quote raggiunte sono di poco inferiori ai 600 metri s.l.m.

Dalle nuove indagini realizzate nel mese di ottobre 2019 risulta che ad un anno esatto dagli ultimi rilievi condotti nella seconda fase di studio ad ottobre 2018, la falda contenuta nei depositi della Piana di Norcia si è abbassata ulteriormente, soprattutto nel settore orientale ma anche in quelli settentrionale e meridionale (Figura 2.2).

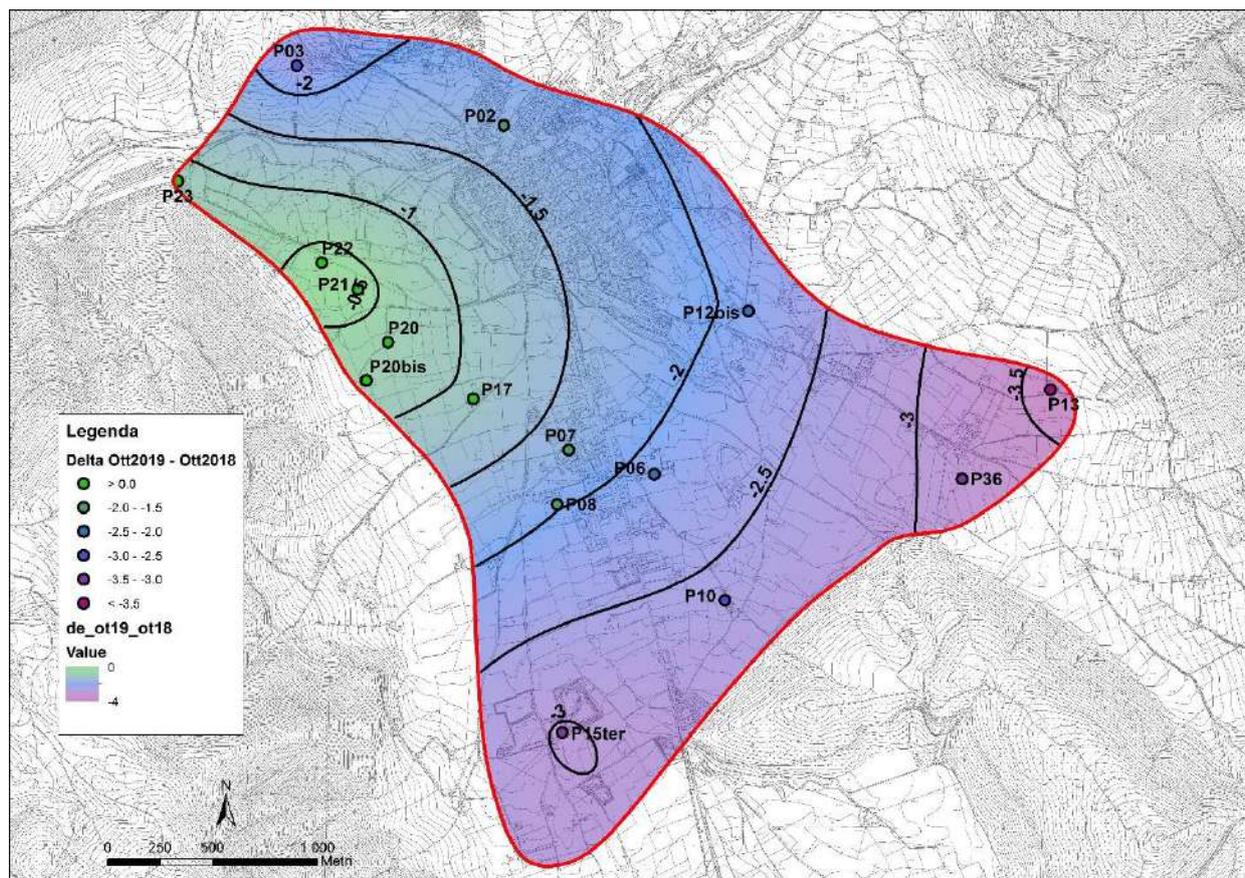


Figura 1.2 Variazioni della superficie piezometrica (in metri) tra ottobre 2018 ed ottobre 2019 a seguito della sequenza sismica del 2016 relative alla falda contenuta nei depositi della Piana di Norcia.

Infatti, abbassamenti superiori a 3 metri sono riferibili al settore prossimo ai pozzi P13 e P36 sul versante orientale e, localmente, nel settore meridionale in prossimità del pozzo P15ter ubicato nella cava Italcementi. Rispetto a quest'ultimo è probabile che l'abbassamento possa essere in parte influenzato dalle manovre di pompaggio relative alla zona di cava e che, quindi, in condizioni indisturbate, l'abbassamento sia inferiore ai 3 metri. Nel settore meridionale nel corso dell'ultimo anno di monitoraggio è stato misurato un abbassamento superiore ai 2.5 metri; un abbassamento

simile si è avuto anche nel pozzo P03, ubicato alle pendici del versante carbonatico che borda a Nord la Piana alluvionale di Norcia.

Infine, il settore centrale a ridosso del versante occidentale (in prossimità dei pozzi P17, P20, P20 bis, P21 e P22) risulta ancora quello in cui vengono registrati gli abbassamenti minori rispetto a tutta l'area di studio; tuttavia, nel corso dell'ultimo anno di monitoraggio l'abbassamento misurato è risultato maggiore (da diverse decine di cm fino a quasi 1 metro) rispetto a quello relativo all'anno precedente, per il quale l'ordine di grandezza era di qualche cm (Tabella 2.3).

SIGLA	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	VARIAZIONE metri 2017-2018	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	VARIAZIONE metri 2018-2019	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.	VARIAZIONE metri 2017-2019
	ott-17	ott-18	δ	ott-18	ott-19	δ	ott-17	ott-19	δ
P02	590,40	589,30	-1,10	589,30	587,63	-1,67	590,40	587,63	-2,77
P03	571,30	569,20	-2,10	569,20	566,67	-2,53	571,30	566,67	-4,63
P06	593,40	592,65	-0,75	592,65	590,52	-2,13	593,40	590,52	-2,88
P07	587,30	586,72	-0,58	586,72	585,05	-1,67	587,30	585,05	-2,25
P08	593,95	593,67	-0,28	593,67	591,68	-1,99	593,95	591,68	-2,27
P10	599,67	598,67	-1,00	598,67	596,08	-2,59	599,67	596,08	-3,59
P12bis	610,40	609,70	-0,70	609,70	607,68	-2,02	610,40	607,68	-2,72
P13	620,30	618,14	-2,16	618,14	614,41	-3,73	620,30	614,41	-5,89
P15 ter	N.R.	602,62	-	602,62	599,50	-3,12	N.R.	599,50	-
P17	580,10	579,95	-0,15	579,95	578,92	-1,03	580,10	578,92	-1,18
P19	578,50	578,47	-0,03	578,47	N.R.	-	578,50	N.R.	-
P20	576,10	576,07	-0,03	576,07	575,70	-0,37	576,10	575,70	-0,40
P20bis	575,72	575,65	-0,07	575,65	574,93	-0,72	575,72	574,93	-0,79
P21	570,82	570,79	-0,03	570,79	570,54	-0,25	570,82	570,54	-0,28
P22	566,12	566,10	-0,02	566,10	565,89	-0,21	566,12	565,89	-0,23
P23	548,53	548,80	0,27	548,80	548,05	-0,75	548,53	548,05	-0,48
P36	619,55	617,95	-1,60	617,95	614,80	-3,15	619,55	614,80	-4,75

Tabella 2.3 Variazioni dei livelli di falda tra le misure di ottobre del 2017-2018-2019.

Nonostante gli abbassamenti registrati, seppure differenziati in funzione delle aree interessate, la falda attualmente si trova ancora a quote superiori rispetto a quelle della fase pre-sismica, come verificato dai rilievi precedentemente eseguiti. In particolare, in riferimento all'ultima campagna di indagini condotta (ottobre 2019), nel settore nord-occidentale la falda staziona circa 1 metro al di sopra delle condizioni riferite alla fase pre-sismica. Inoltre, nei settori settentrionale, orientale e meridionale tale differenza varia da +3 ad oltre +6 metri, raggiunti presso il pozzo P13 (Figura 2.3).

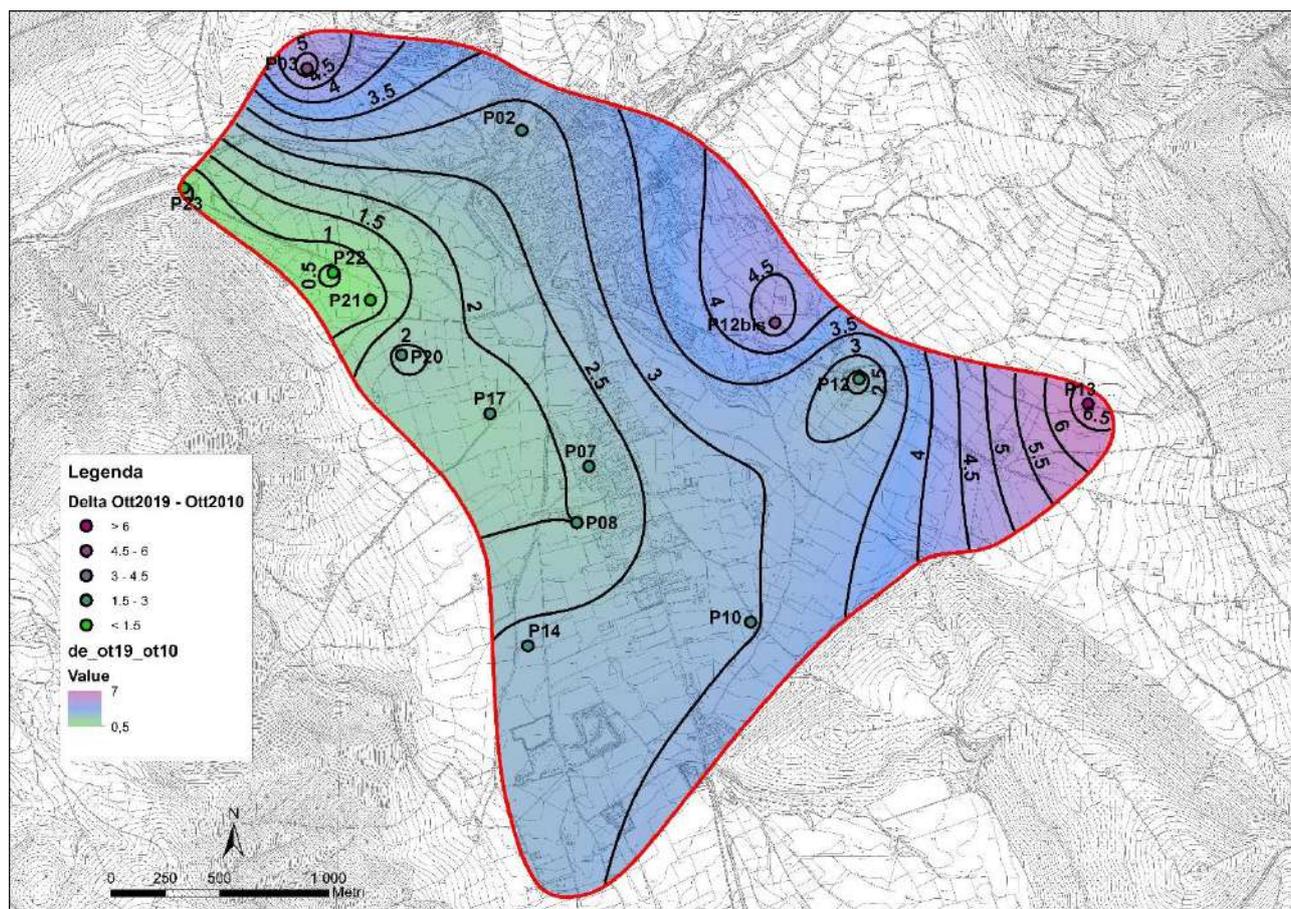


Figura 2.2 Variazione della superficie piezometrica (in metri) tra ottobre 2010 (fase pre-sismica) ed ottobre 2019 (fase post-sismica) relativa alla falda contenuta nei depositi della Pianeta di Norcia.

2.1.4 Discussione

Dall'inizio della ricerca, sono stati analizzati i livelli freaticometrici della falda contenuta nei depositi della Pianeta di Norcia, mettendo in relazione le condizioni pre-sismiche, riferite ad indagini condotte nell'agosto 2010, nell'ottobre 2010 e nell'aprile 2011, con quelle post-sismiche (Tabella 2.4). In totale sono stati considerati 36 pozzi, su un'area di circa 17 Km²; ovviamente non tutti i pozzi sono stati misurati in tutte le campagne a causa dell'impossibilità di accesso.

Caratterizzazione dei sistemi idrogeologici del territorio umbro influenzato dagli eventi sismici del 26-30 ottobre 2016 e valutazione degli effetti del sisma sull'approvvigionamento idrico

SIGLA	QUOTA LIVELLO FREATIMETRICO m s.l.m.							
	ago-10	ott-10	apr-11	feb-17	mag-17	ott-17	ott-18	ott-19
P01	581,60	580,39	580,73	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P02	585,10	585,04	585,62	591,60	591,88	590,40	589,30	587,63
P03	561,60	561,28	561,42	572,15	573,32	571,30	569,20	566,67
P04	585,60	585,69	586,78	591,30	591,22	N.R.	N.R.	N.R.
P05	589,90	N.R.						
P06	586,90	N.R.	N.R.	594,80	594,90	593,40	592,65	590,52
P07	583,10	582,97	584,00	588,20	588,70	587,30	586,72	585,05
P08	590,40	589,69	590,82	594,60	595,80	593,95	593,67	591,68
P09	562,20	563,29	563,82	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P10	N.R.	593,15	594,56	N.R.	601,6	599,67	598,67	596,08
P11	616,25	614,40	617,02	621,7	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P12	596,21	607,94	611,62	613,86	614,01	N.R.	N.R.	610,08
P12bis	N.R.	602,69	N.R.	611,80	612,50	610,40	609,70	607,68
P13	607,35	607,45	608,43	623,85	623,70	620,30	618,14	614,41
P14	593,67	592,91	594,52	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	595,62
P15	597,20	597,00	597,30	602,65	605,00	602,30	N.R.	N.R.
P15bis	N.R.	N.R.	N.R.	601,70	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P15ter	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	602,62	599,50
P16	601,10	N.R.						
P16bis	N.R.	N.R.	N.R.	603,50	605,70	603,40	N.R.	N.R.
P17	577,70	577,40	578,22	580,65	580,65	580,10	579,95	578,92
P17bis	N.R.	N.R.	N.R.	580,70	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P18	575,00	574,80	575,17	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P19	576,80	576,90	577,10	577,80	578,50	578,50	578,47	N.R.
P20	573,90	573,50	574,60	575,60	576,20	576,10	576,07	575,70
P20bis	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	575,72	575,65	574,93
P21	570,00	569,95	570,14	570,80	570,86	570,82	570,79	570,54
P22	565,60	565,55	565,67	566,30	566,27	566,12	566,10	565,89
P23	547,90	547,74	547,82	N.R.	548,75	548,53	548,80	548,05
P24	603,10	N.R.	602,55	611,85	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P24bis	N.R.	N.R.	N.R.	610,00	610,78	608,40	N.R.	N.R.
P25	589,00	588,99	N.R.	N.R.	593,10	N.R.	N.R.	N.R.
P26	588,60	588,60	589,05	592,20	592,52	591,55	N.R.	N.R.
P31	740,60	740,60	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.
P36	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	622,40	619,55	617,95	614,80
P37	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	N.R.	599,15	N.R.	N.R.

Tabella 2.4 Quote dei livelli freaticometrici (metri s.l.m.) riferiti alle campagne di indagine condotte. N.R.: Non Rilevato.

Per valutare gli effetti post-sismici sono stati investigati gli effetti a medio termine, dedotti da indagini condotte nel febbraio, maggio ed ottobre del 2017 (nell'anno successivo alla sequenza di ottobre 2016), oltre che a lungo termine, riferiti alle ultime due campagne di indagini dei mesi di ottobre 2018 e 2019.

Relativamente al periodo pre-sismico (agosto 2010, ottobre 2010 ed aprile 2011) le oscillazioni stagionali del livello di falda nei depositi della Piana di Norcia possono essere considerate trascurabili, essendo generalmente inferiori o di poco superiori al metro (Tabella 2.4).

L'analisi della superficie piezometrica ricostruita per il periodo pre-sisma (Figure 2.4, 2.5 e 2.6) ha evidenziato la presenza di due direttici di flusso sotterraneo con direzione SE-NW e circa E-W, che convergono nella zona di emergenza delle Marcite e del Salicone, dando origine al deflusso nel fiume Sordo, nel settore nord-occidentale della Piana di Norcia.

La superficie piezometrica risulta essere abbastanza costante fino ad una quota di circa 585 metri s.l.m. (Figura 2.7c), evidenziando una stabilità nei settori settentrionale, nella zona sorgiva delle Marcite e nel settore nord-occidentale. Oltre tale isopieza si ha una maggiore variabilità, esclusivamente nell'andamento delle isopieze e non nelle massime quote raggiunte (Figure 2.4, 2.5 e 2.6), relative al settore orientale della Piana.

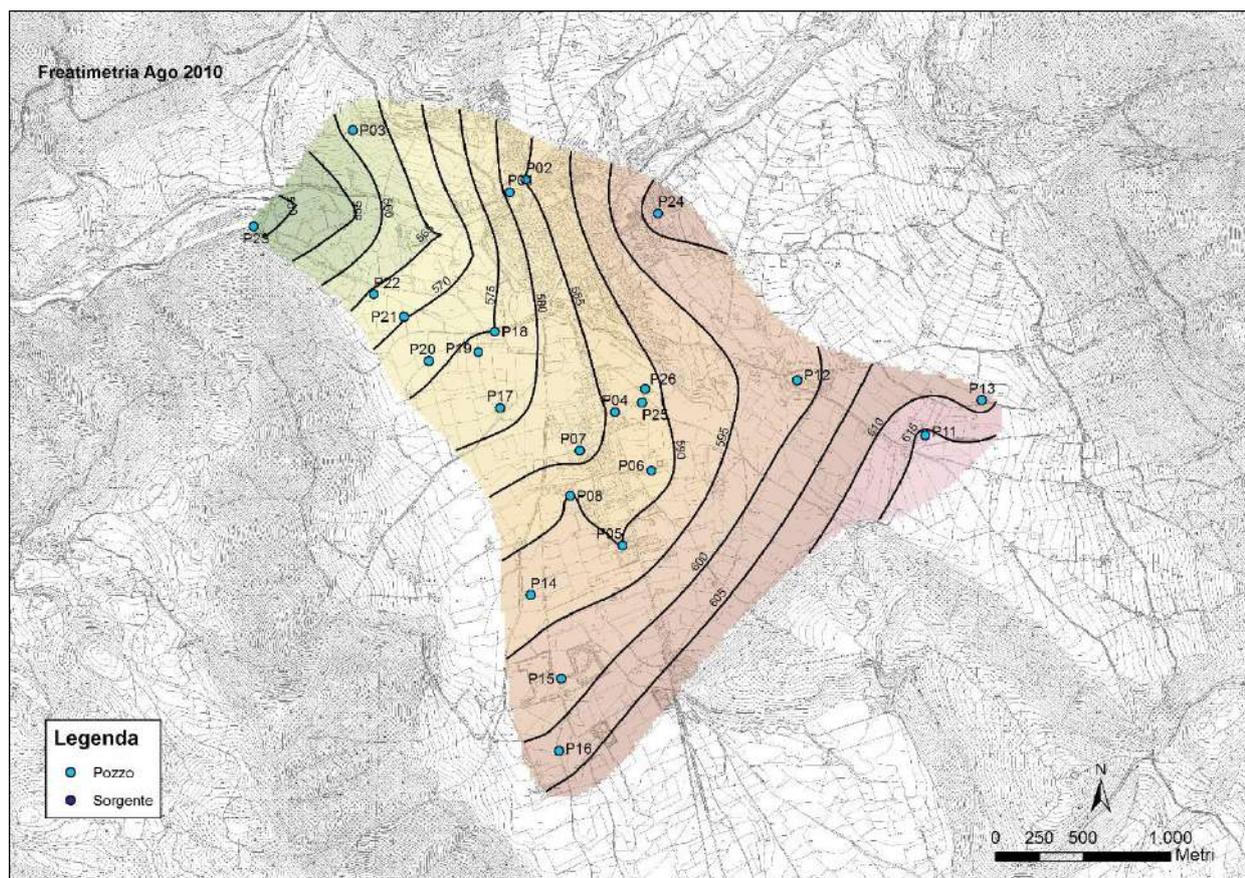


Figura 2.3 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di agosto 2010.

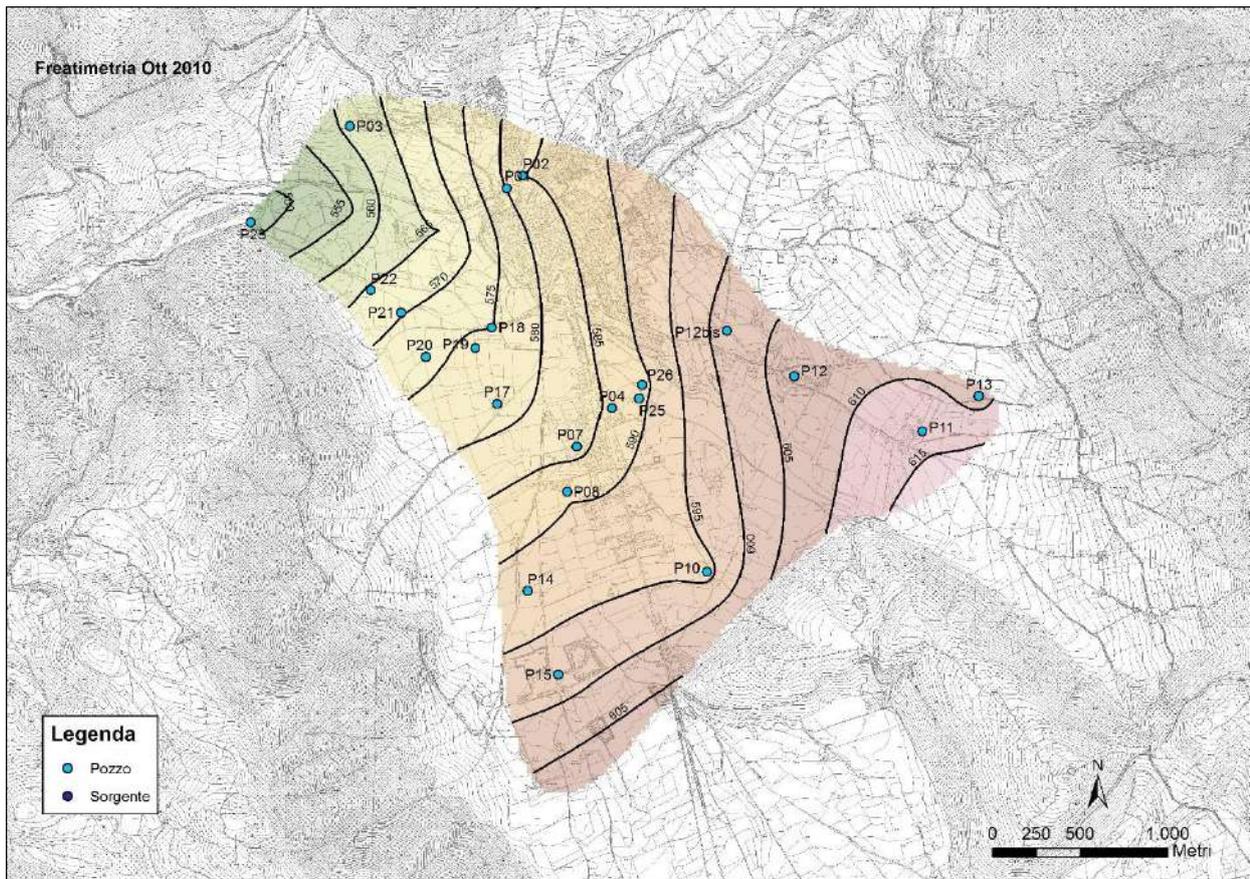


Figura 2.4 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di ottobre 2010.

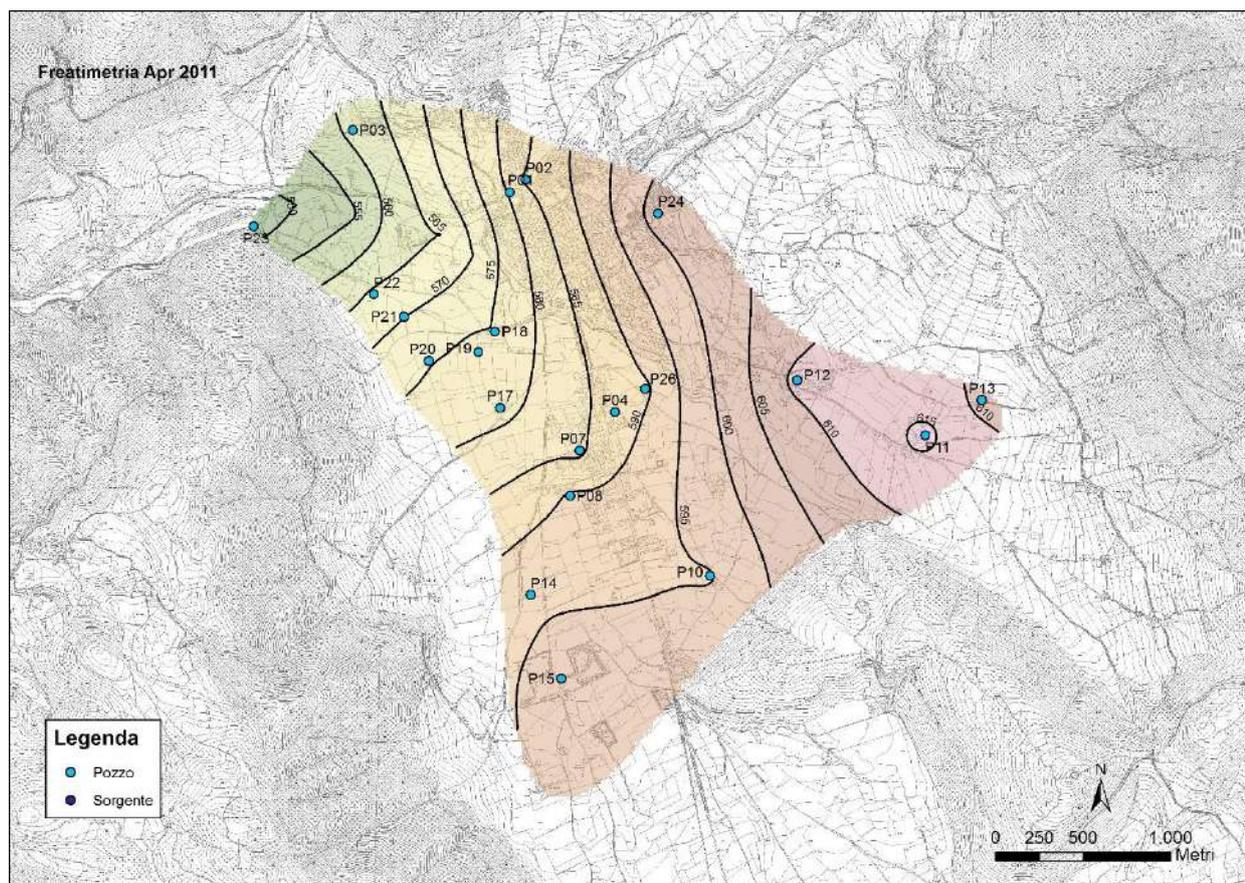


Figura 2.5 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di aprile 2011.

Al fine di esaminare l'andamento effettivo dei livelli piezometrici nei singoli pozzi, sono state realizzate le Figure 2.7a, 2.7b e 2.7c, dove si riportano le profondità del livello statico misurate nelle diverse campagne di indagini condotte. In particolare, la Figura 2.7a si riferisce agli andamenti dei livelli piezometrici per i pozzi ubicati nel settore orientale (P11, P12, P12bis, P13, P24, P24bis e P36) mentre nella Figura 2.7b è riportato l'andamento relativo ai pozzi ubicati nel settore centrale (P02, P04, P06, P07, P08, P10, e P26) e meridionale (P15) della Piana. L'andamento dei livelli piezometrici per i pozzi ubicati nel settore nord- occidentale e settentrionale della Piana è riportato nella Figura 2.7c.

Risulta evidente che le variazioni dei livelli piezometrici a seguito della sequenza sismica siano state limitate a qualche metro nel settore nord-occidentale (Figura 2.7c), mentre effetti maggiori sono stati riscontrati nel settore centrale della Piana (Figura 2.7b) e soprattutto in quelli meridionale, settentrionale ed orientale (Figura 2.7a), dove le variazioni arrivano ad essere anche superiori alla decina di metri.

Caratterizzazione dei sistemi idrogeologici del territorio umbro influenzato dagli eventi sismici del 26-30 ottobre 2016 e valutazione degli effetti del sisma sull'approvvigionamento idrico

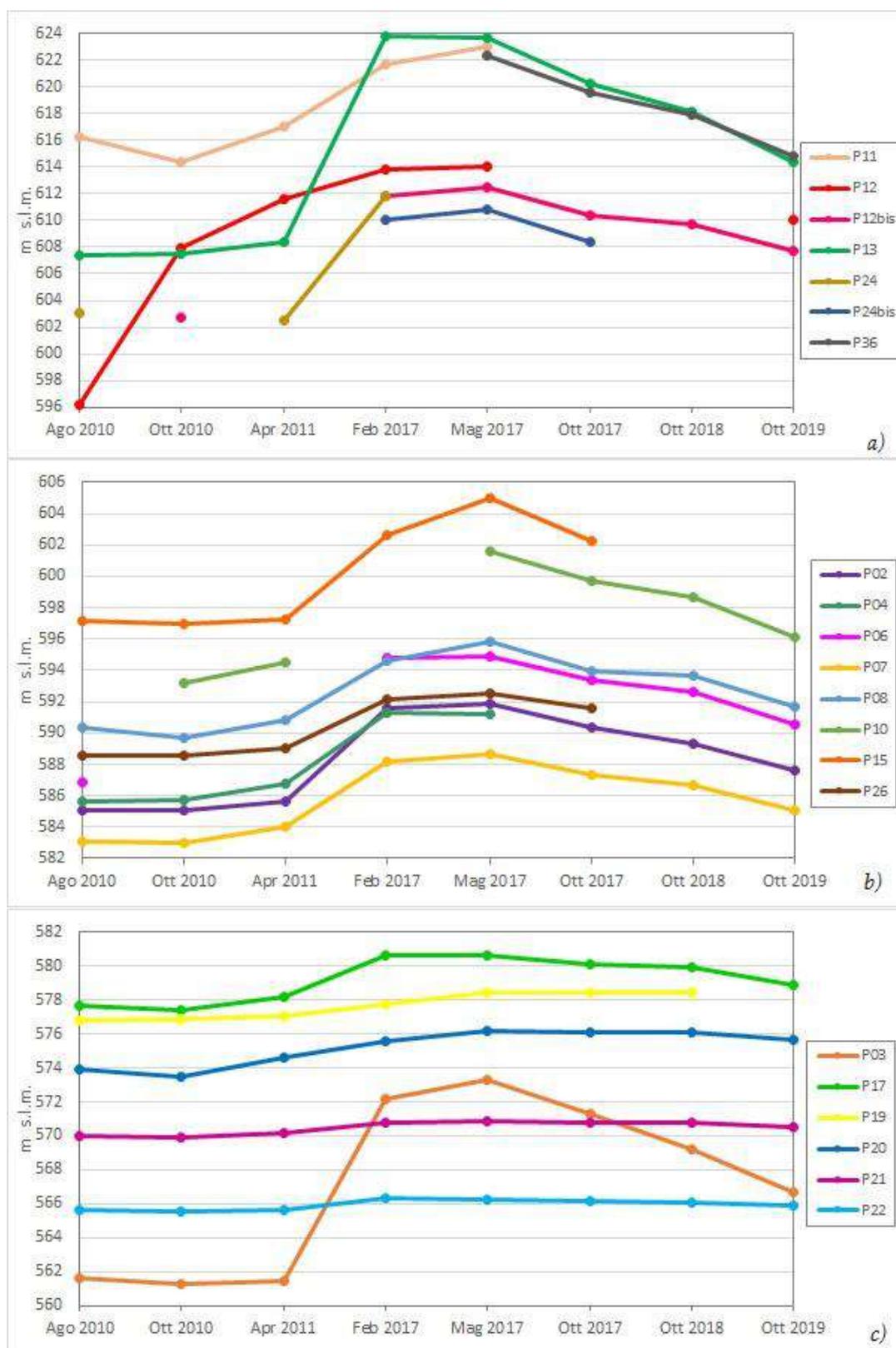


Figura 2.6 Andamento dei livelli piezometrici nei pozzi censiti nel corso di questo studio, riferiti alla fase pre-sismica (agosto 2010, ottobre 2010 ed aprile 2011) e post-sismica (febbraio 2017, maggio 2017, ottobre 2017, ottobre 2018 ed ottobre 2019). a) Pozzi settore orientale; b) pozzi settori centrale e meridionale; c) pozzi settore nord-occidentale e settentrionale.

Le indagini condotte nel biennio 2010-2011, riferibili alle condizioni pre-sismiche della falda contenuta nei depositi della Piana di Norcia, evidenziano un quadro generale in cui la soggiacenza della superficie piezometrica è prossima a quella topografica esclusivamente nella originaria zona sorgiva della Marcite, da cui trae origine il fiume Sordo (Figura 2.8). Spostandosi verso le pendici dei rilievi che bordano la Piana a Nord, ad Est e verso Sud-Ovest, invece, la posizione della falda si approfondisce notevolmente, fino a ben oltre 35 metri al di sotto della superficie topografica.

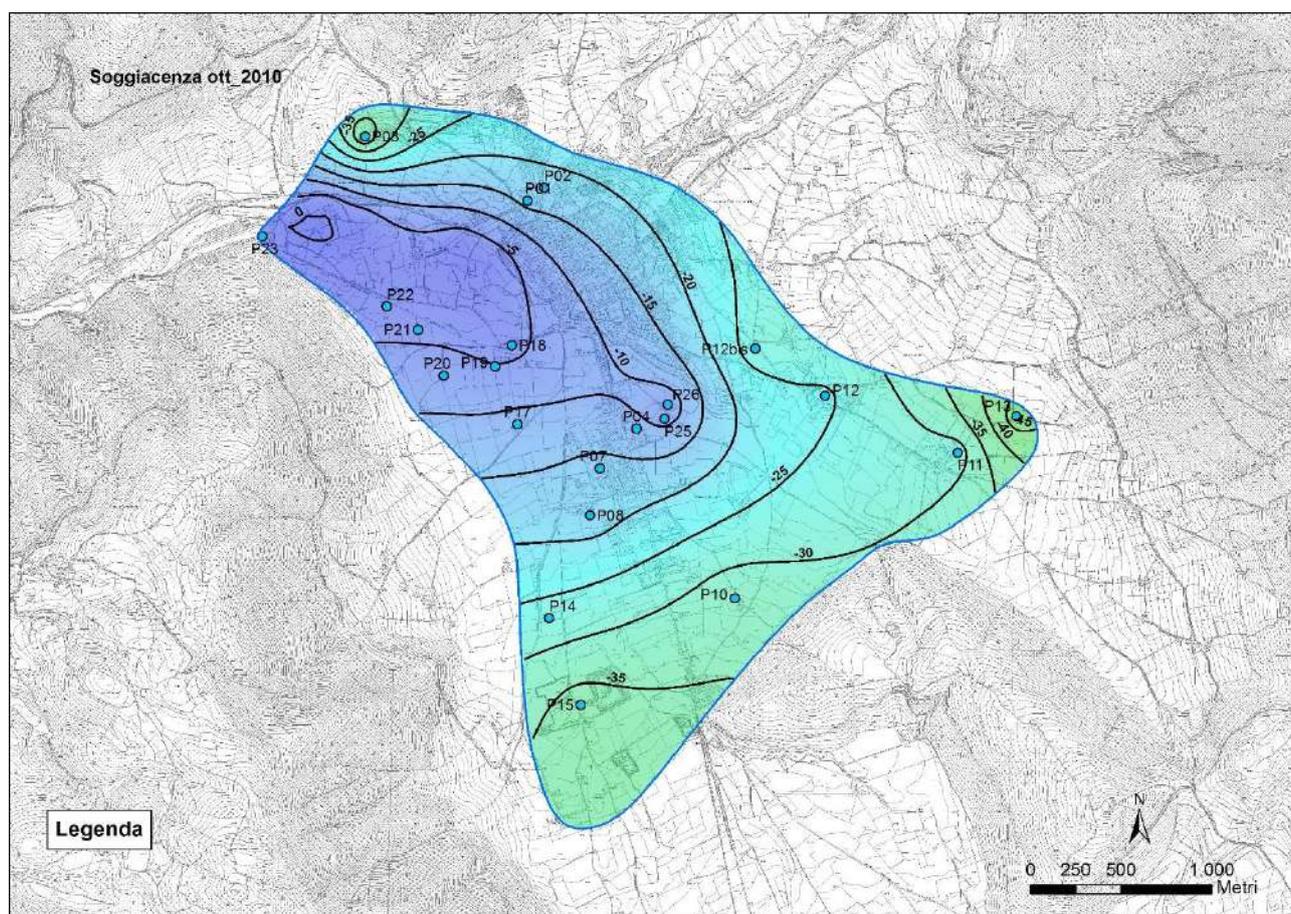


Figura 2.7 Soggiacenza della falda riferita alla fase pre-sismica (campagna di indagini ottobre 2010).

Nelle precedenti fasi dello studio sono stati discussi i risultati delle indagini condotte successivamente alla sequenza sismica nei mesi di febbraio, maggio ed ottobre del 2017 e di ottobre 2018; per ogni campagna è stato ricostruito l'andamento della superficie piezometrica nella piana di Norcia (Figure 2.9, 2.10, 2.11 e 2.12), prendendo in considerazione anche le aree sorgive del Torbidone (che scaturisce ad una quota di 617 metri s.l.m.) e di San Martino-Pratarella.

Ciò ha permesso di ottenere una ricostruzione attendibile della superficie piezometrica nella zona prossima all'area sorgiva. Dalle analisi delle ricostruzioni ottenute per tutte le campagne post-terremoto è risultato che la superficie piezometrica risulta essere potenzialmente collocata ad una quota superiore al piano campagna in un settore molto prossimo alla zona di emergenza della sorgente del Torbidone ma anche in prossimità di quella del gruppo sorgivo San Martino-Pratarella (aree tratteggiate in azzurro in Figura 2.9). Tali settori di possibile affioramento della superficie piezometrica si sono gradualmente ridotti raggiungendo le dimensioni minori nell'ultima campagna di ottobre 2019.

Dalle indagini condotte è emerso che a seguito della sequenza sismica è stato misurato un innalzamento generalizzato dei livelli freaticometrici nella Piana di Norcia, che ha coinvolto l'intero settore oggetto del presente studio. Infatti, *“la risalita della falda a seguito degli eventi sismici, ed in particolare a quello del 30 ottobre 2016, è stata mediamente compresa tra qualche metro, nel settore nord-occidentale, dove sono ubicate le originarie sorgenti delle Marcite da cui trae origine il fiume Sordo, fino a raggiungere le variazioni massime nell'ordine di circa 15 metri nel settore orientale”* (Relazione giugno 2018). Tali effetti differenziati fanno presupporre che i quantitativi d'acqua erogati in surplus dall'acquifero dei depositi della piana siano principalmente connessi ad un flusso aggiuntivo determinato dagli eventi sismici e erogato dalle strutture carbonatiche poste ad est della Piana di Norcia.

Inoltre, le indagini piezometriche hanno evidenziato uno stazionamento della falda alle quote più elevate almeno fino alla campagna di misura del mese di maggio 2017 (Figura 2.7), durante cui le massime quote raggiunte sono state di quasi 624 metri s.l.m. nel settore orientale e di circa 605 metri s.l.m. in quello meridionale (P16bis in Tabella 2.4).

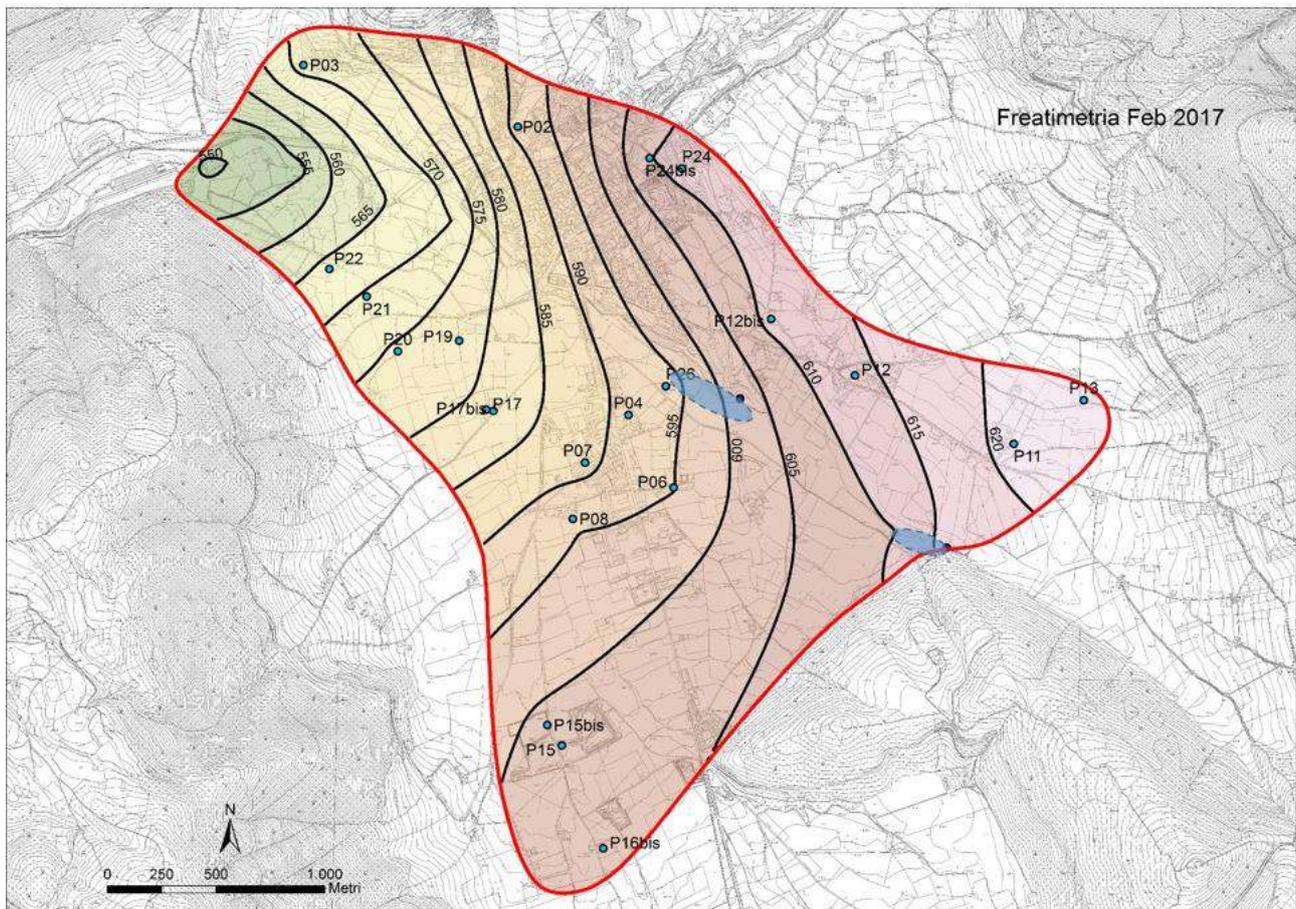


Figura 2.8 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di febbraio 2017. Le aree tratteggiate in azzurro indicano i settori in cui la superficie piezometrica risulta ad una quota superiore rispetto al piano campagna.

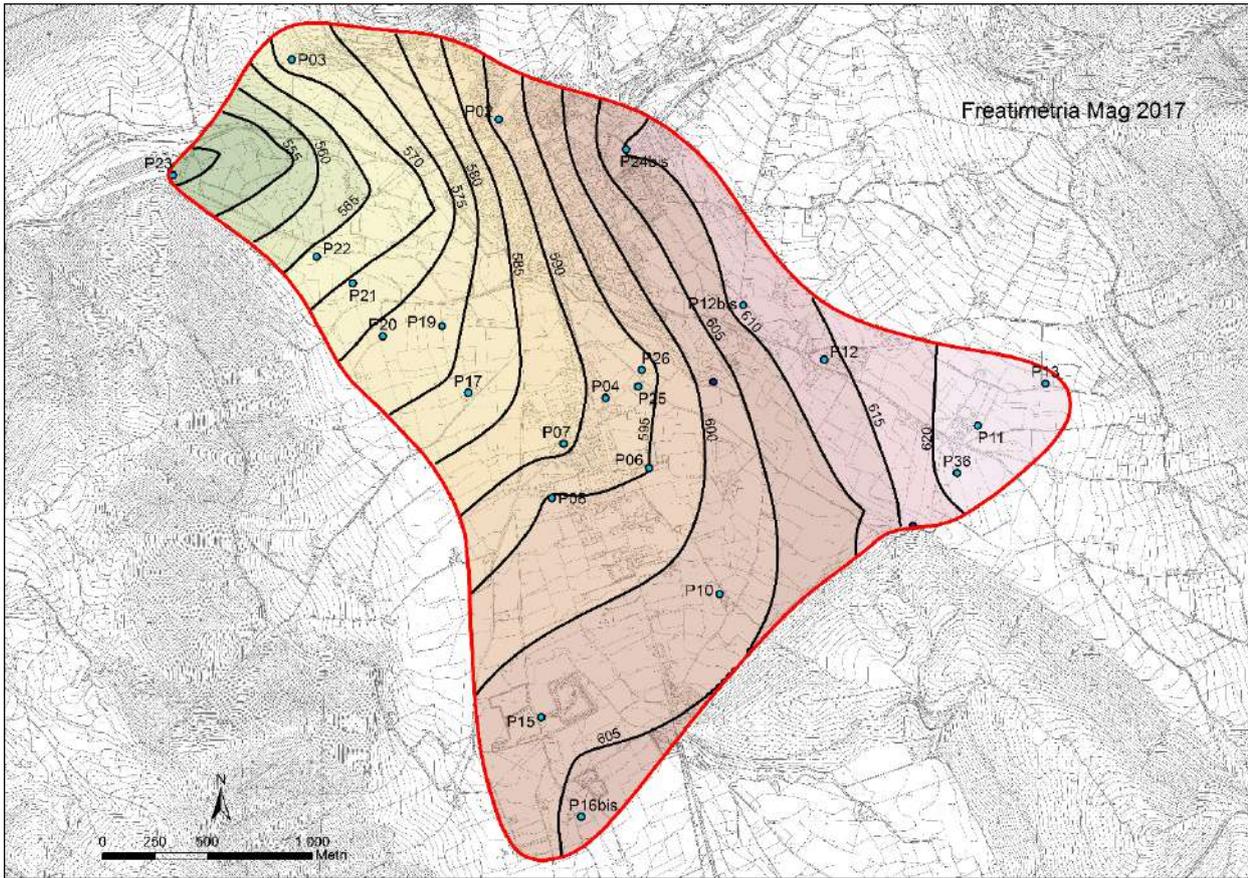


Figura 2.9 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di maggio 2017.

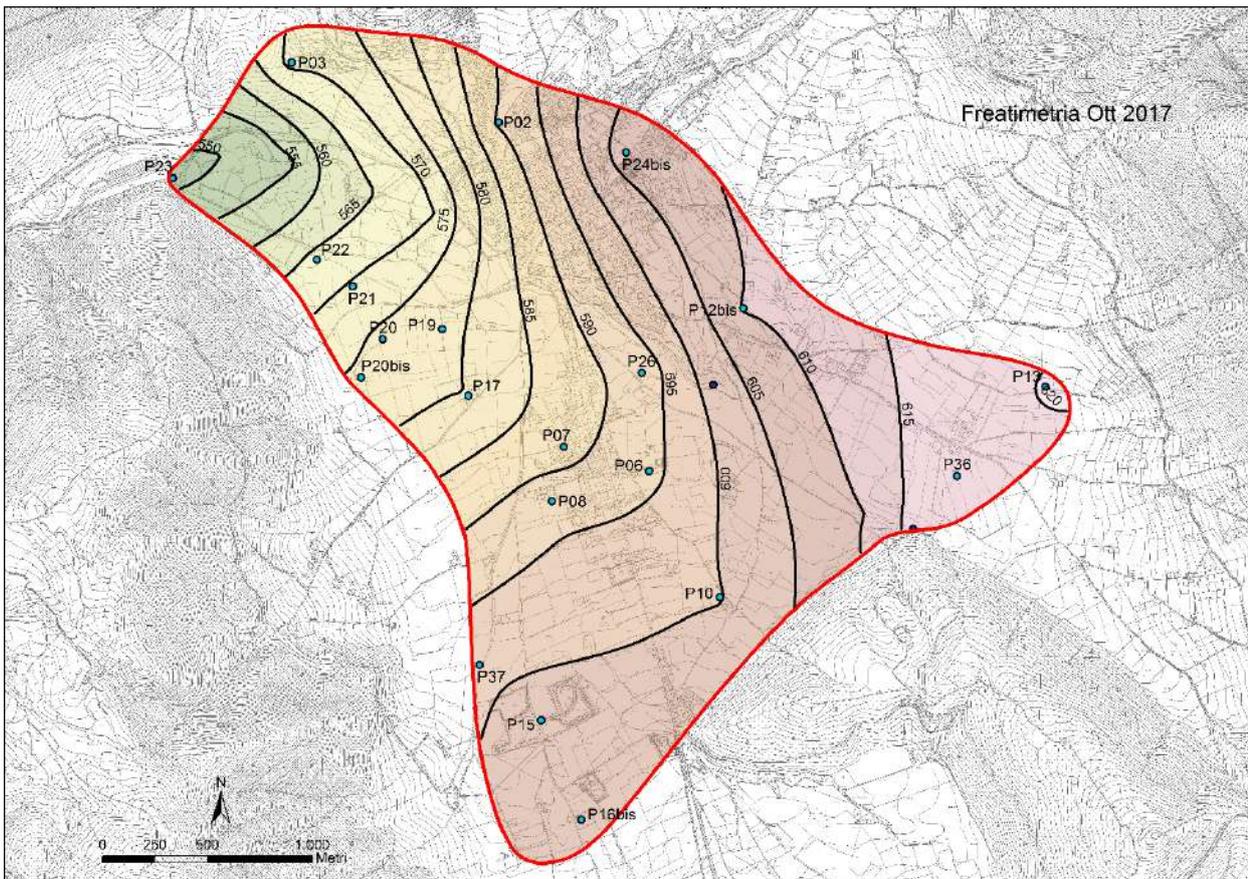


Figura 2.10 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di ottobre 2017.

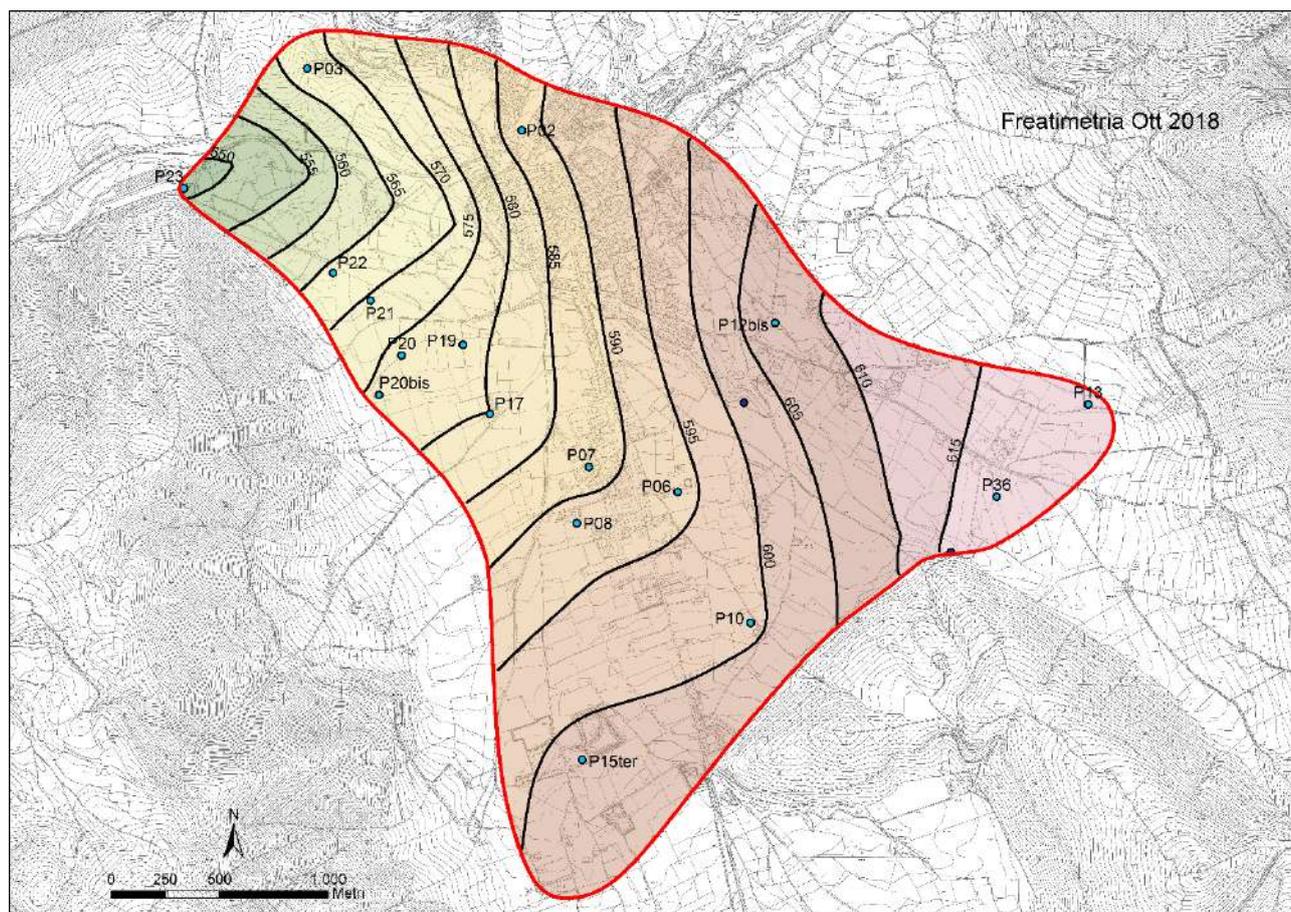


Figura 2.11 Ricostruzione della superficie piezometrica nella Piana di Norcia relativa alla campagna di indagini di ottobre 2018.

In riferimento alla campagna di indagini di maggio 2017, la soggiacenza della superficie piezometrica risulta prossima alla superficie topografica (inferiore a 5 metri dal piano campagna) lungo un transetto a direzione circa NW-SE che collega l'originaria zona sorgiva della Marcite, da cui trae origine il fiume Sordo, con le emergenze del gruppo San Martino-Praterelle e di quella del Torbidone (Figura 2.13).

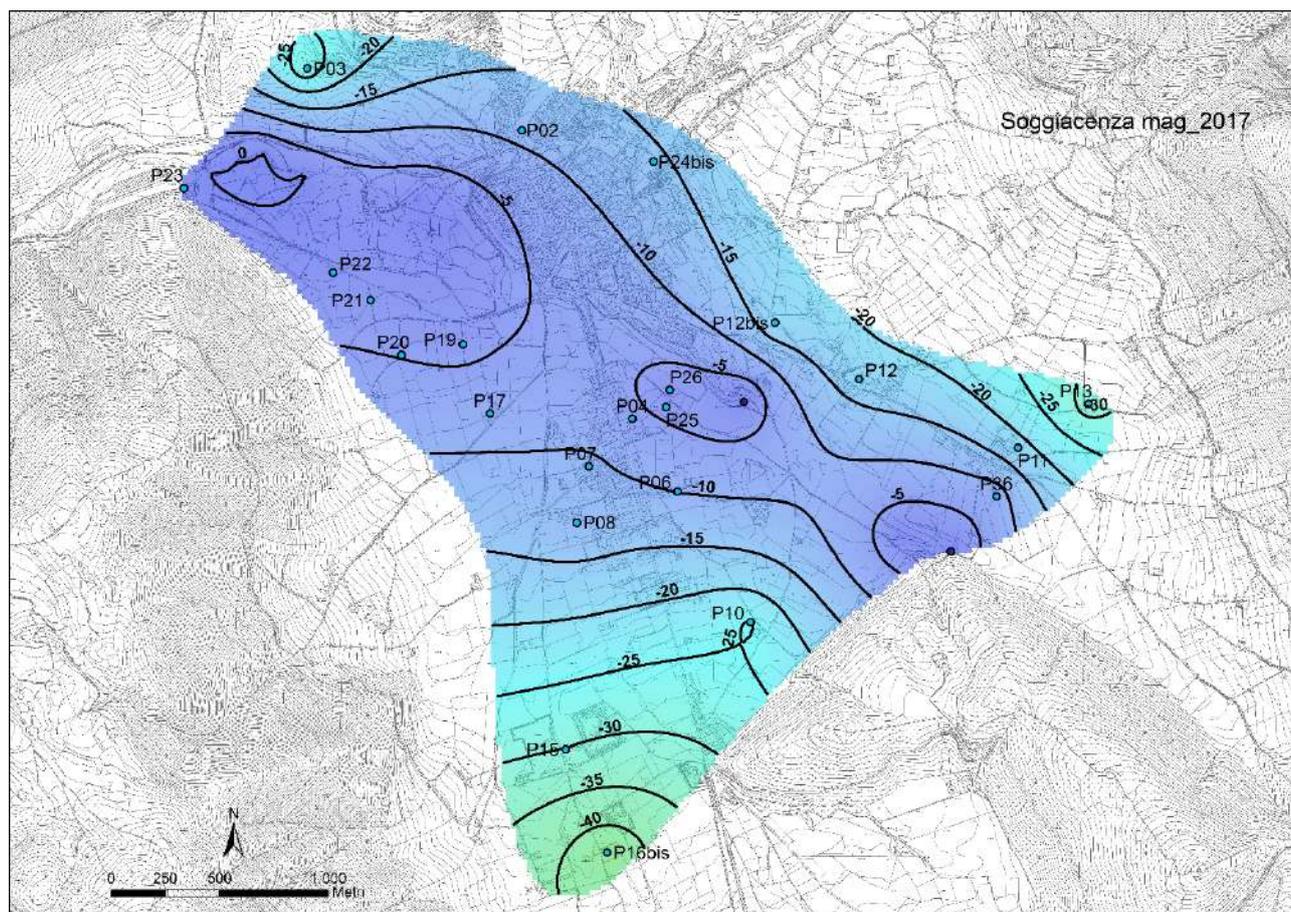


Figura 2.12 Soggiacenza della falda riferita alla periodo in cui nella fase post-sismica si sono raggiunte le quote più alte di stazionamento (campagna di indagini maggio 2017).

Successivamente, come indicato dai risultati delle misure piezometriche, la falda si è progressivamente abbassata, rispetto ai massimi valori raggiunti per effetto della sequenza sismica, determinando la diminuzione del settore in cui la superficie piezometrica è prossima a quella topografica anche presso la zona della sorgente del Torbidone (Figura 2.14). È quindi ipotizzabile che, gradualmente, qualora si dovesse registrare un ulteriore abbassamento della falda, si possano ripristinare le condizioni pre-sismiche con conseguente possibile scomparsa della sorgente del Torbidone.

Va sottolineato che comunque lungo lo stesso asse NW-SE che unisce la zona delle Marcite alla emergenza del Torbidone, la soggiacenza della falda resta limitata anche nell'ultima campagna di indagine di ottobre 2019 (Figura 2.14).

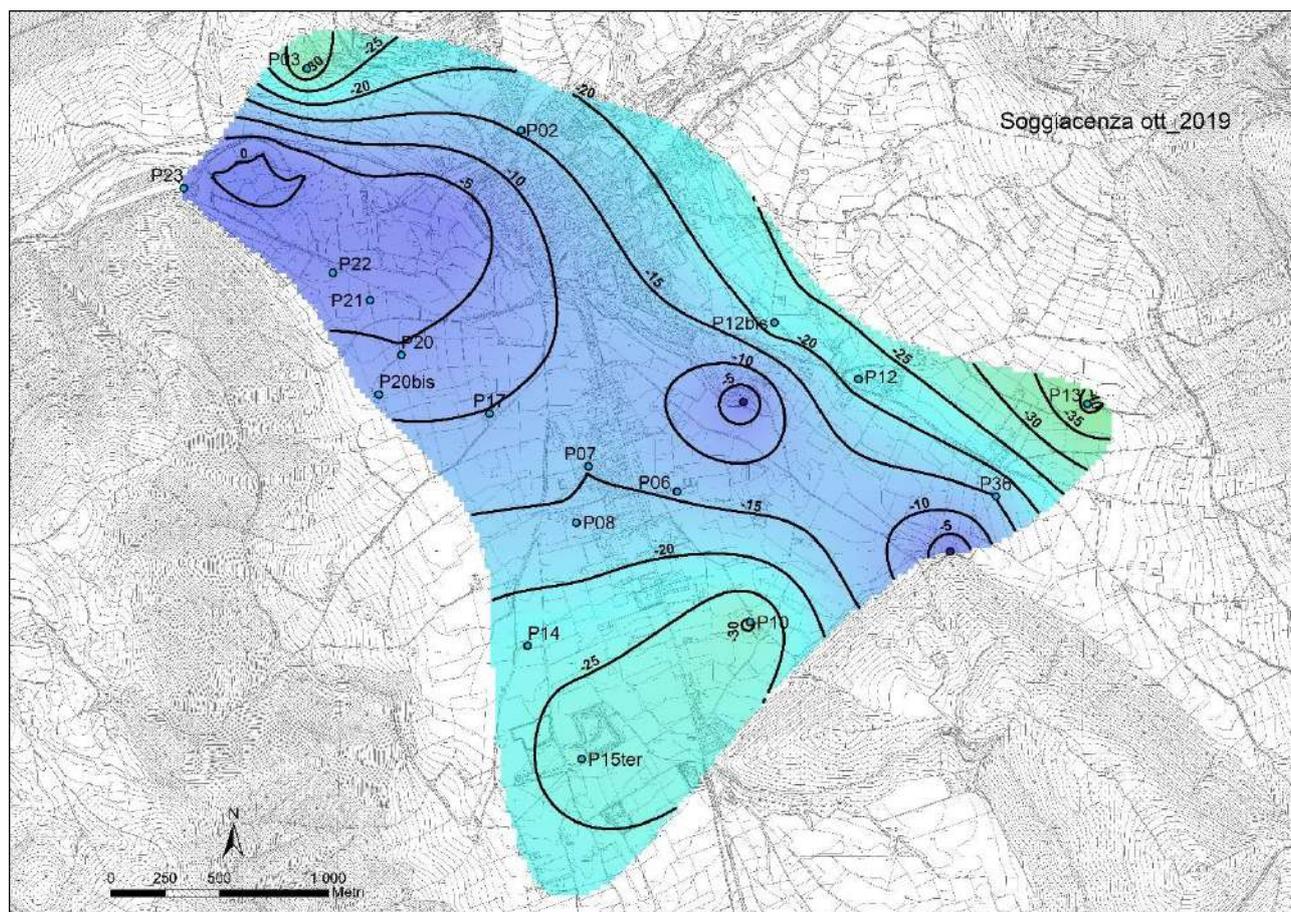


Figura 2.13 Soggiacenza della falda riferita alla periodo in cui nella fase post-sismica si sono raggiunte le quote più basse di stazionamento (campagna di indagini ottobre 2019).

Relativamente al pozzo P12bis, ubicato nel settore orientale della piana, che era stato prescelto per il posizionamento della sonda multiparametrica per il monitoraggio in continuo, poi non eseguito, sono stati analizzati in dettaglio i valori del livello piezometrico, desunti anche da indagini effettuate saltuariamente da diversi gruppi di lavoro. Sono quindi state prese in considerazione le misure piezometriche realizzate, per l'intervallo di tempo febbraio 2017 - gennaio 2020, da:

- Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa della Sapienza;
- Università di Perugia;
- Gruppo ISPRA.

L'analisi dell'andamento dei livelli piezometrici nel pozzo P12bis (Figura 2.15), relativo al settore orientale della Piana di Norcia, seppure basata su dati raccolti dai diversi gruppi di lavoro in maniera irregolarmente senza una frequenza specifica, indica chiaramente un progressivo innalzamento della falda nei mesi successivi la sequenza sismica di ottobre 2016; successivamente alla misura realizzata nel maggio del 2017 le letture piezometriche realizzate hanno evidenziato un graduale abbassamento

di circa 3,5 metri nei successivi 9 mesi, a testimonianza di una fase di decisa attenuazione del fenomeno post-sismico, riscontrabile in tutta l'area esaminata.



Figura 2.14 Variazione del livello piezometrico nel pozzo P12bis nel periodo febbraio 2017 - gennaio 2020, come desunto dai rilievi effettuati dal gruppo della Sapienza (in azzurro), di Perugia (in arancio) e dell'ISPRA (in nero).

Inoltre, analizzando il periodo successivo a partire da febbraio 2018 risulta evidente che il livello piezometrico non sia stato più fortemente influenzato come in precedenza dagli effetti direttamente legati alla sequenza sismica, ma che abbia ricominciato a subire delle variazioni stagionali, con periodi di innalzamento (da febbraio a giugno 2018) e di abbassamento, direttamente connessi agli effetti della ricarica meteorica. Tali variazioni della superficie piezometrica rientrano nell'ordine di grandezza (circa 1 metro) di oscillazione della falda dei depositi della piana di Norcia caratteristici della fase pre-sismica (Figura 2.7). È interessante, inoltre, notare che nel corso dell'ultimo anno di monitoraggio non è stato possibile rilevare alcuna fase di ricarica dell'acquifero ma tale situazione trova spiegazione nella mancanza di cospicue precipitazioni, sia liquide che nevose, che hanno caratterizzato la stagione invernale del 2019.

Attualmente, quindi, nel settore orientale (prossimo al pozzo P12bis) la falda staziona ad una quota di poco inferiore ai 607 metri s.l.m., mentre nella fase pre-sismica stazionava a quote decisamente

inferiori (intorno ai 602-603 metri s.l.m.). Resta quindi un surplus del livello di falda causato dagli eventi sismici, valutabile nel pozzo P12bis di circa 5 metri.

A conferma di queste ipotesi, in Figura 2.16 sono stati confrontati l'andamento della superficie piezometrica del settore orientale presso il pozzo P12bis con le misure di portata realizzate presso la sorgente del Torbidone dai tecnici della Regione Umbria e dall'università di Perugia. Risulta evidente una corrispondenza tra i due andamenti: infatti, anche la portata del Torbidone è diminuita tra maggio 2017 e febbraio-marzo 2018, permettendo di individuare una fase di esaurimento successiva agli effetti strettamente connessi alla sequenza sismica. Nel periodo successivo, inoltre, così come per la circolazione idrica sotterranea del settore orientale della Piana, risulta evidente che la portata erogata dalla sorgente del Torbidone ha subito delle variazioni per gli effetti della ricarica meteorica, come anche verificato per i livelli piezometrici della Piana.

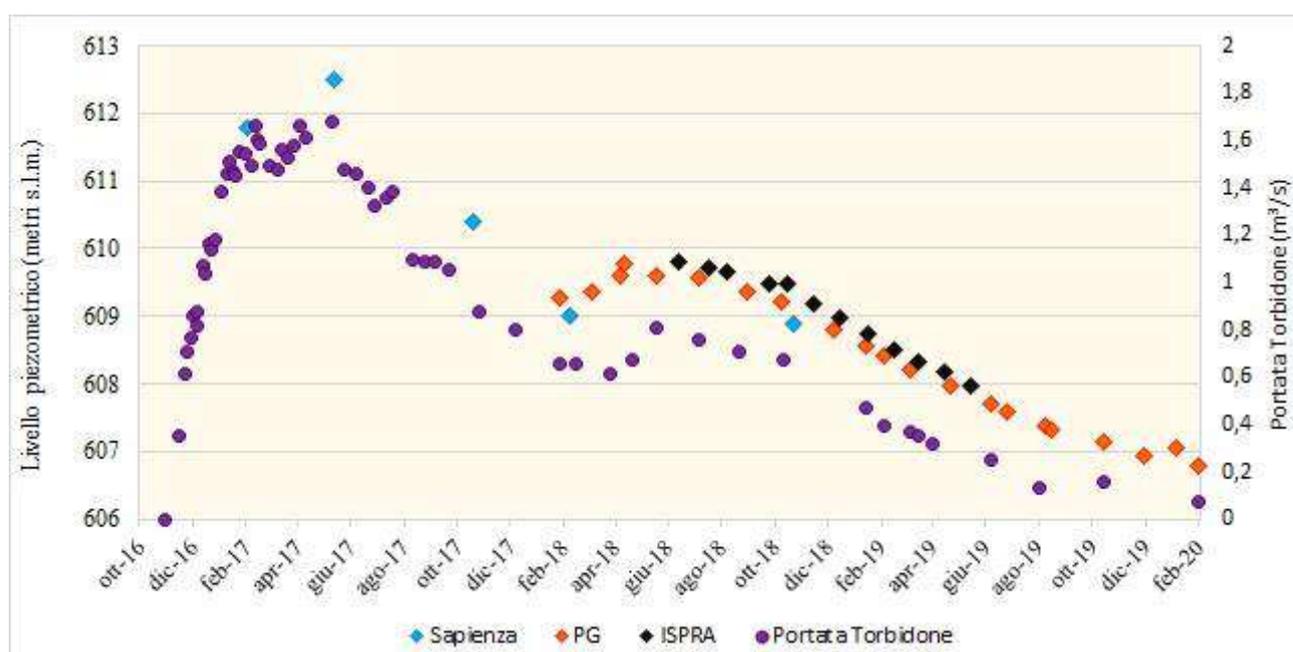


Figura 2.15 Confronto tra l'andamento del livello piezometrico nel pozzo P12bis e la portata del Torbidone.

2.1.5 Considerazioni conclusive

Le indagini condotte dal gruppo di ricerca del Laboratorio di Idrogeologia Quantitativa della Sapienza nella terza fase di monitoraggio dei livelli piezometrici nella Piana di Norcia hanno permesso di confermare la presenza di due direttrici di flusso, una circa E-W e l'altra SE-NW, che convergono nel settore nord-occidentale della Piana di Norcia, ove sono ubicate le emergenze delle Marcite.

Per effetto della sequenza sismica, tali circolazioni idriche sotterranee hanno subito delle variazioni, in termini di innalzamento della falda, differenti nei diversi settori analizzati, con variazioni maggiori in quello orientale, da cui quindi si ritiene provenga il flusso aggiuntivo determinato dagli eventi sismici e erogato dalle strutture carbonatiche poste ad est della Piana di Norcia. Infatti nei 6 mesi successivi agli eventi dell'ottobre 2016, la falda si è progressivamente innalzata come anche, conseguentemente, anche la portata della sorgente del Torbidone, ri-attivatasi dopo il sisma del 30 ottobre 2016, è gradualmente aumentata. Approssimativamente l'incremento di livelli e portata connesso agli effetti della sequenza sismica si è stabilizzato dal maggio 2017, quando si è cominciato a registrare sia un abbassamento graduale della falda che l'inizio del periodo di esaurimento della sorgente del Torbidone, protrattisi fino ai mesi di febbraio-marzo del 2018. Nel periodo successivo si è osservato il ripristino di un ciclo stagionale di ricarica, durato da aprile a giugno 2018, cui è seguita una prolungata fase di esaurimento attualmente ancora in corso, strettamente connessa alla mancata ricarica meteorica.

Nell'ultima campagna di indagini (ottobre 2019) la falda contenuta nei depositi nella Piana di Norcia, pur essendosi abbassata ulteriormente di qualche metro nell'ultimo anno, soprattutto nei settori orientale e settentrionale, risulta ancora stazionare a quote maggiori rispetto a quelle della fase pre-sismica. In dettaglio, i livelli sono superiori a quelli pre-sismici da circa 5 metri (pozzo P12bis) a massimo 6.5 metri (pozzo P13) nel settore orientale. Il surplus piezometrico si attesta tra i 2.5 e i 3 metri nel settore sud-occidentale (es: pozzi P10, P14 e zona della cava Italcementi), è di circa 5 metri nei rilievi carbonatici che bordano a settentrione i depositi della Piana (pozzo P03), mentre nel settore nord-occidentale tale effetto è limitato a qualche decina di centimetri (es: pozzi P21 e P22) (Tabella 2.4 e Figure 2.3 e 2.7).

Tuttavia, le evidenze riscontrate nell'andamento del livello piezometrico in un pozzo del settore orientale e della portata del Torbidone, indicano che gli effetti direttamente collegati alla ricarica meteorica sono tornati ad essere significativi e visibili, in quanto non più inglobati dalle ingenti

variazioni indotte dalla sequenza sismica, attualmente significativamente ridotte rispetto ai periodi precedenti.

Per tale motivo è possibile che nell'immediato futuro, in funzione delle variazioni della ricarica meteorica e dell'esaurimento dell'acquifero, si possano ripristinare le condizioni di stazionamento della falda dei depositi della Piana di Norcia al di sotto della superficie topografica anche in corrispondenza della zona sorgiva del Torbidone.

Dai dati raccolti e dalla loro evoluzione nel tempo non è possibile prefigurare se tale tendenza di abbassamento dei livelli di falda possa o meno raggiungere i livelli pre-sisma, portando conseguentemente alla scomparsa della sorgente del Torbidone. Si consiglia pertanto la prosecuzione dei monitoraggi anche nel prossimo futuro.

3.1 CARATTERIZZAZIONE GEOCHIMICA-ISOTOPICA DELLE ACQUE DELLE PRINCIPALI SORGENTI

In seguito all'evento sismico del 24 agosto 2016 è stata intrapresa una campagna di monitoraggio delle acque sotterranee che ha riguardato le principali sorgenti nell'area umbro-marchigiana, al fine di caratterizzare le acque sotterranee e valutare eventuali variazioni geochimiche legate agli eventi sismici. Dopo l'evento sismico del 30 ottobre 2016 il monitoraggio si è concentrato prevalentemente nell'area di studio del progetto, con una frequenza di campionamento maggiore.

In particolare sono stati eseguiti:

- un singolo prelievo per tutti i punti d'acqua censiti nell'ambito della redazione del catalogo delle sorgenti e fontanili;
- campionamenti su base semestrale delle principali sorgenti dell'appennino umbro-marchigiano (es. Pescia, Capregna, Sant'Eutizio, Pescara del Tronto, Capodacqua di Arquata, Foce di Montemonaco, San Chiodo e delle emergenze lineari dei Fiumi Nera, Campiano, Sordo);
- campionamenti trimestrali delle sorgenti Torbidone, San Martino e Pratarella e altre emergenze nella Piana di Norcia;
- campionamenti circa trimestrali (a partire da dicembre 2017) delle acque dei corsi d'acqua in corrispondenza dei punti di misurazione delle portate effettuati dalla Regione Umbria nei fiumi Torbidone e Sordo e con minore frequenza nei punti di misura delle portate lungo il fiume Nera.
- Campionamenti occasionali delle emergenze ad Acquasanta Terme e Terme di Triponzo.

Inoltre, con l'obiettivo di raffinare la definizione delle relazioni tra quota di precipitazione e composizione isotopica delle piogge sono state caratterizzate le piogge dell'area di indagine mediante l'istallazione, in tempi differenti, di campionatori presso 4 pluviometri della Regione Umbria (Cascia, Norcia, Monteleone di Spoleto e Vallo di Nera). É stata anche installata una nuova stazione dall'Università Politecnica delle Marche pluvio-nivometrica nella Piana di Castelluccio, per il campionamento delle acque di precipitazione provvista di riscaldatore per lo scioglimento delle precipitazioni nevose.

Sono state inoltre eseguite analisi del trizio in alcuni sorgenti selezionate.

La composizione isotopica dell'acqua $\delta^{18}\text{O}$ e δD e gli isotopi del carbonio disciolto ($\delta^{13}\text{C}$) sono stati determinati presso l'INGV di Napoli mediante uno spettrometro di massa Finnigan Delta plusXP accoppiato con un GasbenchII device. Gli isotopi di ossigeno e idrogeno sono stati analizzati vs. 5 Working Standard (standardizzati vs. IAEA V-SMOW GISP e SLAP standards) (errore analitico: $1\sigma < 0.08\text{‰}$ e $< 1.0\text{‰}$ rispettivamente ossigeno e idrogeno. Il carbonio è stato analizzato vs. il Working Standard MAB ($\delta^{13}\text{C} = 2.45\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O} = -2.43\text{‰}$ vs V-PDB) con un errore analitico: $1\sigma < 0.06\text{‰}$.

La composizione dei gas disciolti è stata determinata su specifiche aliquote di acqua campionata con campionatori in vetro precedentemente messi sottovuoto. Le analisi sono state eseguite presso l'INGV di Napoli mediante un gascromatografo equipaggiato con detector TDC e He come gas *carrier*. La composizione dell'elio è stata determinata mediante un *leak detector* (limite di sensibilità 0.00015).

La composizione degli elementi in traccia di 1 campione per tutte le sorgenti campionate e di alcuni campioni nel tempo per alcune maggiori sorgenti sono state realizzate mediante ICPMS presso l'Activation Lab (Canada) per la determinazione degli elementi in traccia.

I campioni di acqua per la determinazione del contenuto in trizio sono stati analizzati presso in CNR di Pisa.

3.1.2 Principali caratteristiche geochemiche delle sorgenti puntuali

Le principali caratteristiche geochemiche delle sorgenti dell'area di studio sono sintetizzate nel grafico *Langelier-Ludwig* (Figura 3.2) dove sono riportate, per un confronto, anche i dati relativi ad altre sorgenti umbre campionate nello stesso periodo e le acque dei sistemi termali di Triponzo e di Acquasanta Terme.

Il diagramma mostra che la quasi totalità delle sorgenti maggiori campionate e dei fontanili sono caratterizzate da una composizione bicarbonato alcalino-terrosa con prevalenza del Ca su Mg. Fanno eccezione le acque termali del sistema Triponzo, classificabili come acque Ca(Mg)-SO₄, e le acque del sistema termale Acquasanta, che sono del tipo Na-Cl -HCO₃. Le acque termali di Triponzo e Acquasanta sono caratterizzate anche da salinità elevate (2500-7700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e da un generale elevato contenuto in solfati ($\sim 400\text{-}900$ mg/L). A parte questa generale similitudine i due sistemi termali mostrano caratteristiche peculiari. Le acque di Acquasanta sono caratterizzate da un maggiore contenuto in Na e Cl rispetto alle acque di Triponzo. Queste differenze geochemiche potrebbero

suggerire una differenza nei sistemi di circolazione e probabilmente nella composizione dei fluidi profondi che le alimentano.

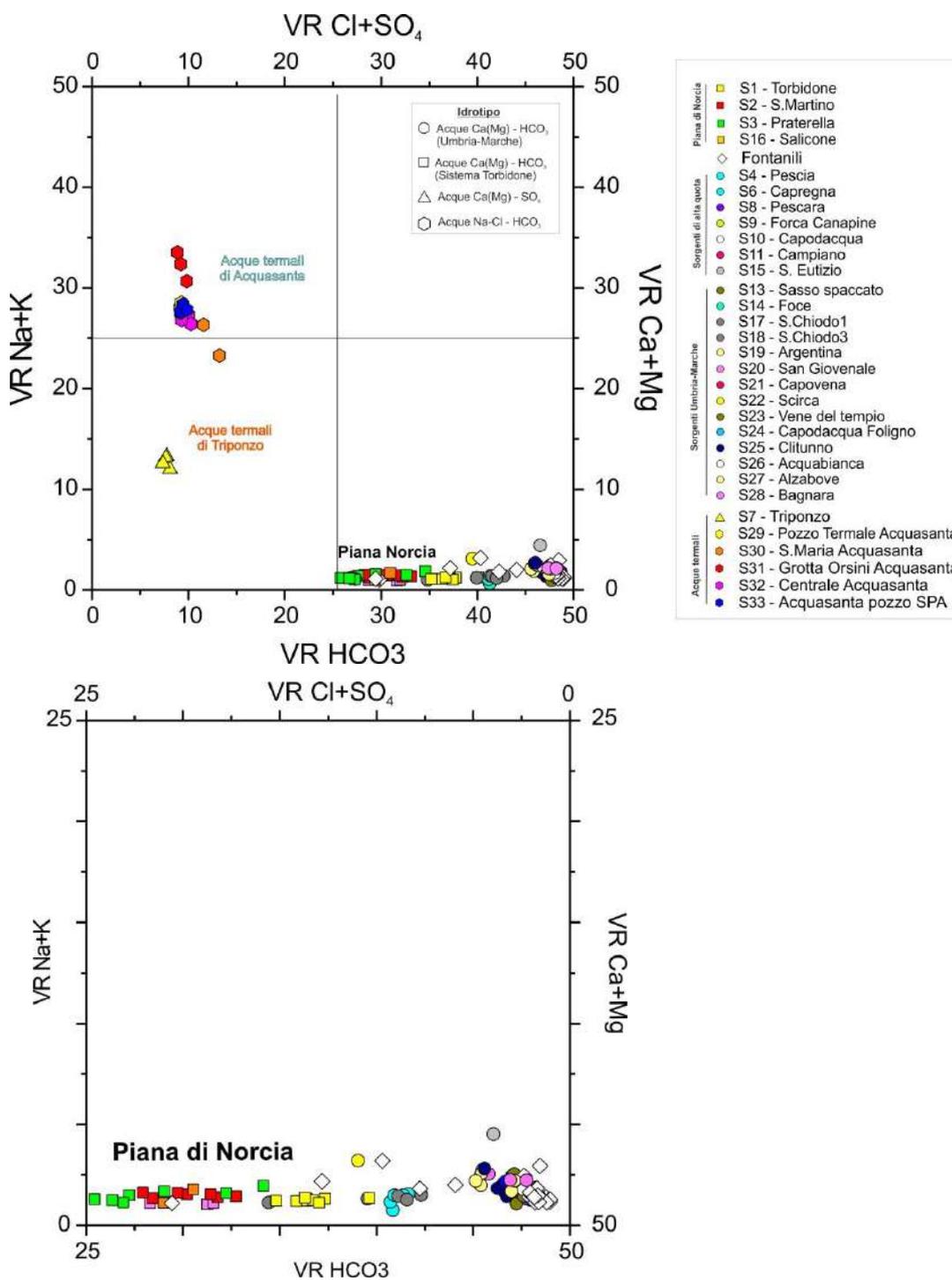


Figura 3.2 a) Caratterizzazione chimica delle principali sorgenti e delle sorgenti minori/fontanili nell'area di studio (diagramma Langelier-Ludwig); b) dettaglio del diagramma nel pannello superiore.

Una circolazione a contatto con le evaporiti presenti alla base della successione umbro-marchigiana per il primo sistema e una circolazione profonda con miscela con fluidi più marcatamente Na-Cl per il secondo sistema.

Le acque Ca(Mg)-HCO₃ mostrano però una evidente variabilità del contenuto in SO₄, ed in generale le sorgenti del versante umbro sono più ricche in SO₄ rispetto a tutte le sorgenti principali dell'area marchigiana. L'aumento del contenuto in solfati è generalmente associato ad un incremento della salinità totale (Figura 3.3). È stato osservato in alcuni casi anche un arricchimento relativo in Mg rispetto alla composizione prevalentemente bicarbonato calcica con un rapporto Mg/Ca variabile in genere tra 0.01 e 0.4. L'aumento del contenuto relativo in Mg è, come per i solfati, generalmente associato ad una maggiore salinità. Fanno eccezione le sorgenti di Sasso Spaccato e Foce che mostrano i valori più elevati del rapporto Mg/Ca (0.48-0.57), salinità relativamente bassa e bassi contenuti in SO₄. I più elevati contenuti in SO₄ e Mg sono caratteristici delle emergenze ubicate nella Piana di Norcia, le cui caratteristiche geochemiche sono discusse in maggiore dettaglio nel capitolo 3.1.4.

In generale le concentrazioni relativamente più elevate in SO₄ e Mg sono da ricondurre ad una maggiore interazione con litologie dolomitico-anidritico triassiche poste alla base della successione Umbro-Marchigiana e/o a maggiori tempi di residenza delle acque. La maggiore interazione con le formazioni basali si può verificare sia per una circolazione più lunga in senso verticale o laterale sia per le diverse profondità a cui si attestano tali formazioni a causa delle dislocazioni tettoniche e dei differenti spessori stratigrafici della successione Umbro-Marchigiana (cfr. presenza di serie ridotte e condensate). Contenuti relativamente elevati in Mg non associati a elevata salinità e contenuto in solfati sono probabilmente legati ad una circolazione che interessa le porzioni calcareo-dolomitiche e dolomitiche alla base della successione, senza interagire con le formazioni evaporitiche triassiche.

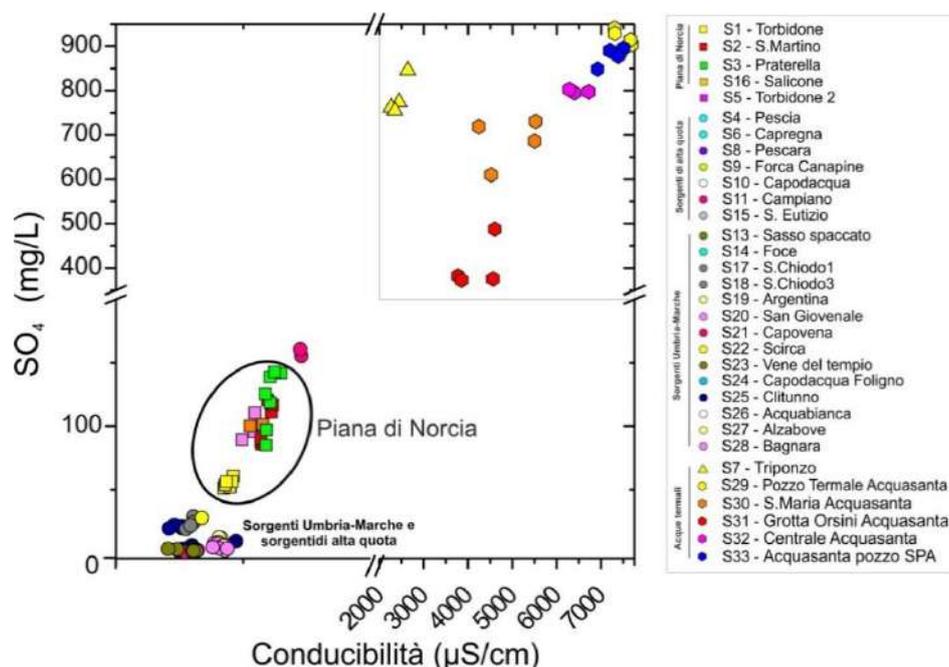


Figura 3.3 Diagramma SO₄ vs conducibilità. Sono riportate anche le composizioni di altre sorgenti umbre campionate nel primo periodo del progetto.

Tra gli elementi minori, il contenuto in fluoro confrontato con le concentrazioni in SO₄ e Mg (Figura 3.4) mette in evidenza una sostanziale differenza tra le acque della Piana di Norcia rispetto alle altre acque. In queste, i maggiori contenuti in fluoro sono associati all'aumento di SO₄ e Mg. Si distingue anche la sorgente dell'Argentina (S19 in figura) che è caratterizzata da elevati contenuti in fluoro e basse concentrazioni di SO₄ e Mg.

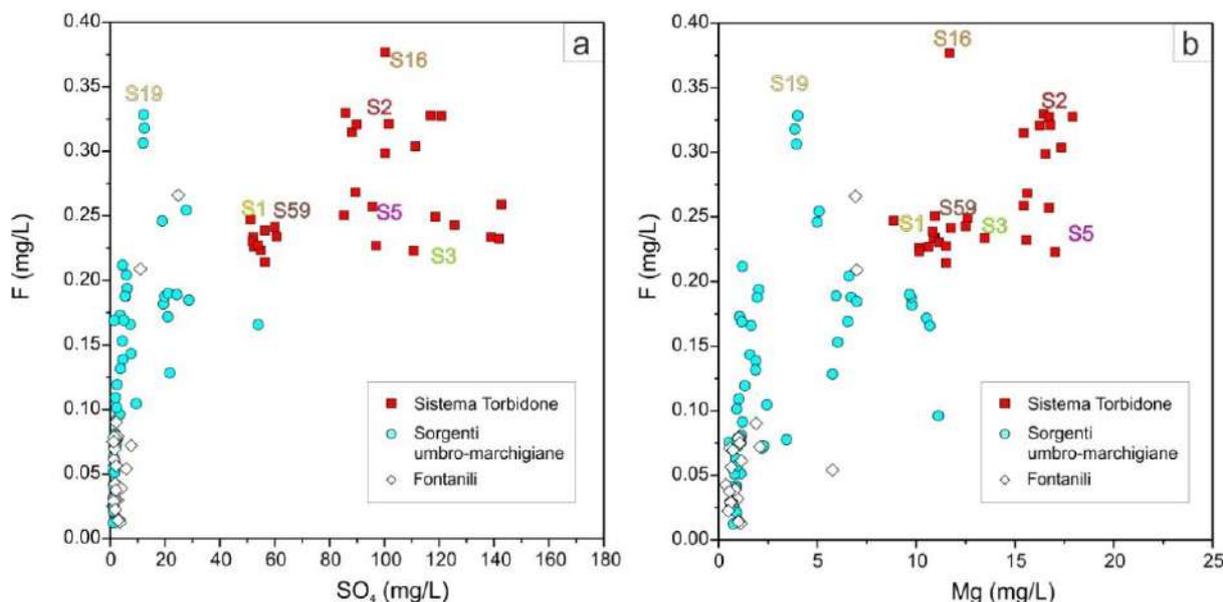


Figura 3.4 a) Diagramma SO₄ vs F e b) Diagramma Mg vs F.

In Figura 3.5 sono riportati gli indici di saturazione rispetto a Calcite, Dolomite e Gesso calcolati con il software PHREEQC a partire dalla composizione chimica dell'acqua e dai parametri chimico-fisici.

La Figura 3.5 mette in evidenza che la maggior parte delle acque sono vicino all'equilibrio con la calcite e che la lontananza dalla condizione di equilibrio rispetto alla dolomite e al gesso differenzia maggiormente le acque. Pertanto, si possono distinguere tre gruppi qui di seguito riportati:

- 1) un gruppo molto sottosaturato in dolomite e gesso che comprende molte delle sorgenti appenniniche di quota più elevata dell'Umbria e delle Marche e le sorgenti dell'Umbria orientale;
- 2) un gruppo leggermente meno sottosaturato in dolomite e gesso con alcuni campioni vicini alla saturazione in dolomite, che comprende essenzialmente le sorgenti della Piana di Norcia;
- 3) un gruppo, rappresentato dalle acque di Triponzo che si trovano praticamente in condizioni prossime all'equilibrio con la dolomite e di leggera sottosaturazione in gesso.

Tra le acque della Piana di Norcia le acque delle sorgenti di San Martino e Pratarella sono meno lontane dall'equilibrio con la dolomite rispetto alle acque della sorgente Torbidone che è più marcatamente sottosatura.

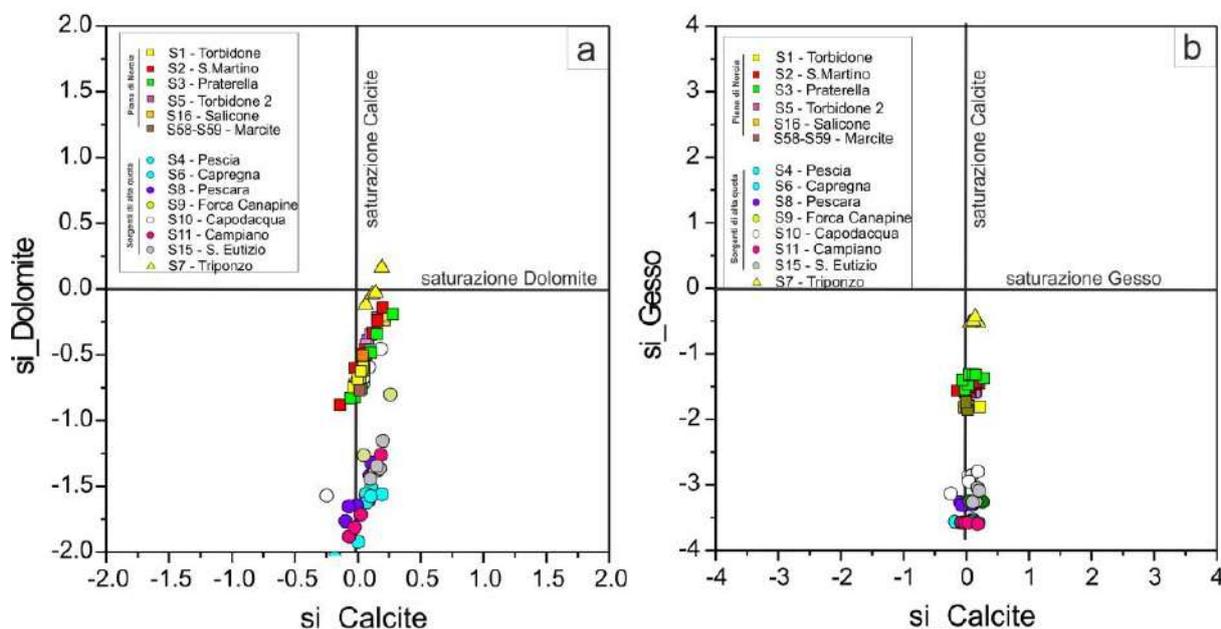


Figura 3.5 a) Diagramma Indice di Saturazione calcite vs Indice di Saturazione dolomite b) Indice di Saturazione calcite vs Indice di Saturazione gesso.

Tutte le acque risultano abbastanza lontane dall'equilibrio con gesso/anidrite, anche se mostrano lo stesso trend descritto dall'indice di saturazione rispetto alla dolomite. In generale questo quadro

suggerisce una maggiore interazione con formazioni contenenti dolomite e gesso/anidrite per le acque che emergono nella Piana di Norcia, e tra queste per le acque di San Martino e Pratarella.

Dall'analisi degli indici di saturazione emerge un quadro consistente con quanto discusso in precedenza che vede essenzialmente la presenza di due componenti principali, una legata ad una circolazione che interessa esclusivamente la parte più alta della successione Umbro-Marchigiana e una legata alla circolazione che interessa anche le porzioni basali di tale successione. L'interazione spazio temporale tra le due componenti contribuisce a determinare la variabilità delle acque studiate. Considerando il contenuto in SO_4 come "tracciante" è stato approssiato un bilancio di massa considerando un mixing tra due componenti, una più superficiale relativamente povera in solfati ed una più profonda relativamente più ricca in solfati. Sulla base del trend evidenziato in Figura 3.3 sono state individuate due differenti concentrazioni in solfati come probabile contenuto della componente "profonda" per il versante occidentale ed orientale. Per il versante occidentale è stata considerata la concentrazione media di SO_4 della sorgente San Martino nel 2019 (134 mg/l, vedi capitolo 3.1.4) mentre per il versante orientale è stata considerata la composizione della sorgente Foce prima del periodo di studio (21 mg/l). Questa assunzione non tiene ovviamente in considerazione che questi due termini potrebbero essere a loro volta una miscela con un *end-member* "puro" a contenuti ancora più elevati in SO_4 che non è rappresentato da nessuno dei punti d'acqua campionati. Anche per la componente più "superficiale" sono state considerate due composizioni in SO_4 di riferimento: per il versante occidentale la composizione media delle numerose sorgenti minori campionate in questa area durante la prima fase del progetto (3.6 mg/l), mentre per il versante orientale è stata considerata la composizione della sorgente Fonte Conserva (1.4 mg/l). I calcoli sono stati effettuati per sia per le sorgenti puntuali principali e per le sorgenti lineari lungo i principali corsi d'acqua (F. Sordo, F. Nera e T. Campiano) la cui composizione caratteristica è stata ricostruita come descritto in dettaglio nei capitoli 3.1.4 e 3.1.5. I risultati vengono riportati nella Tabella 3.1, come percentuale della portata della componente "profonda" sulla portata totale della sorgente, solo per quelle sorgenti in cui il bilancio ha mostrato contributo del termine "profondo" quantificabile e apprezzabile considerando l'errore di dati di partenza. Una stima del contributo delle differenti componenti della circolazione sotterranea delle acque è stata fatta con un maggiore dettaglio per le emergenze della Piana di Norcia e per le maggiori sorgenti lineari, ed è riportata e discussa nei capitoli 3.1.4 e 3.1.5.

Tabella 3.1 Risultati del calcolo del contributo della componente più "profonda" alle principali sorgenti indagate.

Sorgente	% Media	% Min.	% Max.
Torbidone	40	38	41
Sordo (TT4-FST1)	61	57	64
Sordo (FST1-FST2)	61	60	63
Nera (FNU3-FNU4)	9	*	*
Campiano (TC1-TC2)	4	2	4
S. Chiodo	20	12	38
Argentina	7	4	7
Pescara	1	2	0
Forca Canapine	3	4	2
Capodacqua	17	22	6
Sasso Spaccato	9	*	*
Foce	76	89	56
Madonna dell'Uccelletto [§]	39	*	*

*Presente un solo dato, [§]per questa sorgente è stata considerata la composizione di Foce come end-member.

Le sorgenti che hanno mostrato un trend temporale di variazione della percentuale della componente profonda sono: la sorgente di Foce, che mostra una progressiva diminuzione nel tempo a partire da settembre 2019; le sorgenti lineari del F. Sordo che mostrano un lieve aumento e la sorgente di Capodacqua che, considerando i dati a disposizione per il periodo precedente a quello del presente studio, sembra registrare un progressivo lieve incrementato della componente più solfatica. Per le altre sorgenti l'andamento nel tempo della percentuale della componente profonda risulta essere più complesso o di difficile definizione dato il limitato numero di campioni.

Nell'ambito dello studio è stata analizzata anche la composizione isotopica del carbonio disciolto. I risultati sono riportati in Figura 3.6.

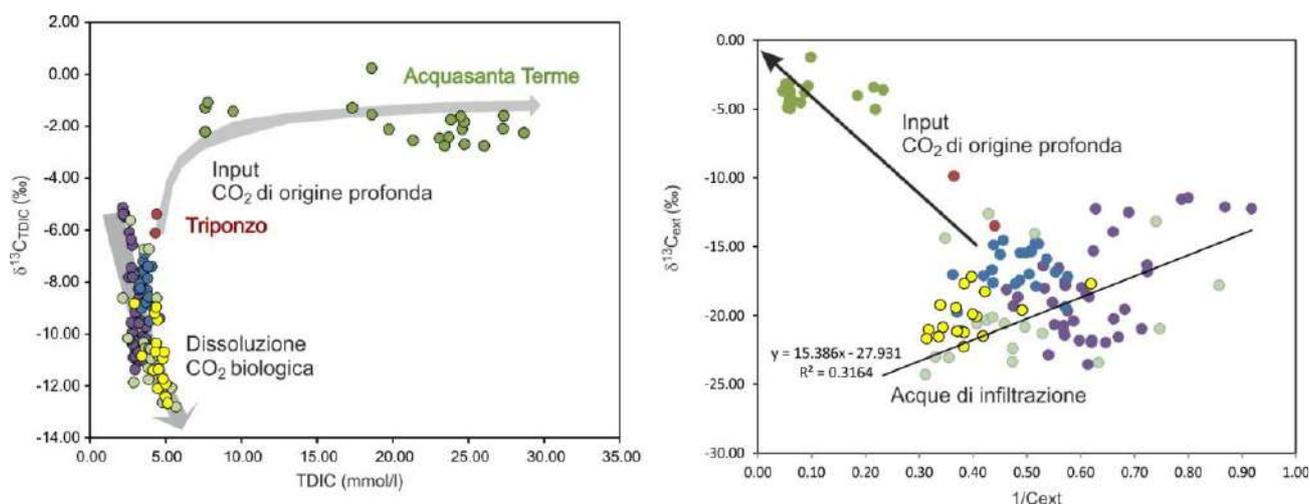


Figura 3.6 a) Diagramma TDIC vs $\delta^{13}C_{TDIC}$ b) $\delta^{13}C_{ext}$ vs $1/C_{ext}$.

L'andamento della concentrazione del carbonio disciolto (TDIC) e della sua composizione isotopica ($\delta^{13}C_{TDIC}$) (Figura 3.6a) mostra che la maggior parte delle acque si arricchisce in carbonio di origine biologica, mentre alcune deviano dal trend mostrando un arricchimento di carbonio isotopicamente pesante di origine profonda, ragionevolmente legato alla dissoluzione di CO_2 profonda. Questo è evidente per le acque del sistema termale di Acquasanta, parzialmente per le acque di Triponzo. Per indagare meglio l'origine del Carbonio disciolto è stata calcolata la concentrazione e la composizione del carbonio non legato alla dissoluzione delle rocce carbonatiche (C_{ext} e $\delta^{13}C_{ext}$), che sono mostrate nel diagramma $\delta^{13}C_{ext}$ vs $1/C_{ext}$ (Figura 3.6b). Si possono osservare deboli deviazioni dalla relazione media delle acque di infiltrazione verso una componente arricchita in CO_2 profonda che potrebbe essere legata all'evento sismico, anche per acque differenti da Acquasanta e Triponzo. Tuttavia l'interpretazione di questo "debole" segnale non è affatto univoca e semplice, e va al di là degli obiettivi principali del presente studio.

Le composizioni dei gas disciolti confermano in gran parte le indicazioni che emergono dall'analisi del contenuto in carbonio disciolto e della sua composizione. La composizione dei gas disciolti riportata in Figura 3.7 in termini di N_2 , Ar, He e CO_2 mostra che la maggior parte delle acque sono caratterizzate da composizioni tipiche delle acque in equilibrio con l'atmosfera (ASW, *Air Saturated Waters*), con alcuni campioni che risultano inquinati di aria (fenomeno legato imprevisti durante il campionamento) e con i soli campioni relativi alle acque termali di Triponzo che presentano un marcato arricchimento in He accompagnato ad un leggero arricchimento in CO_2 , che potrebbe essere legato alla dissoluzione di un gas profondo ricco in He e CO_2 . Anche altri campioni mostrano deboli

arricchimenti in CO₂, in genere non accompagnati da un arricchimento in He, di più incerta interpretazione.

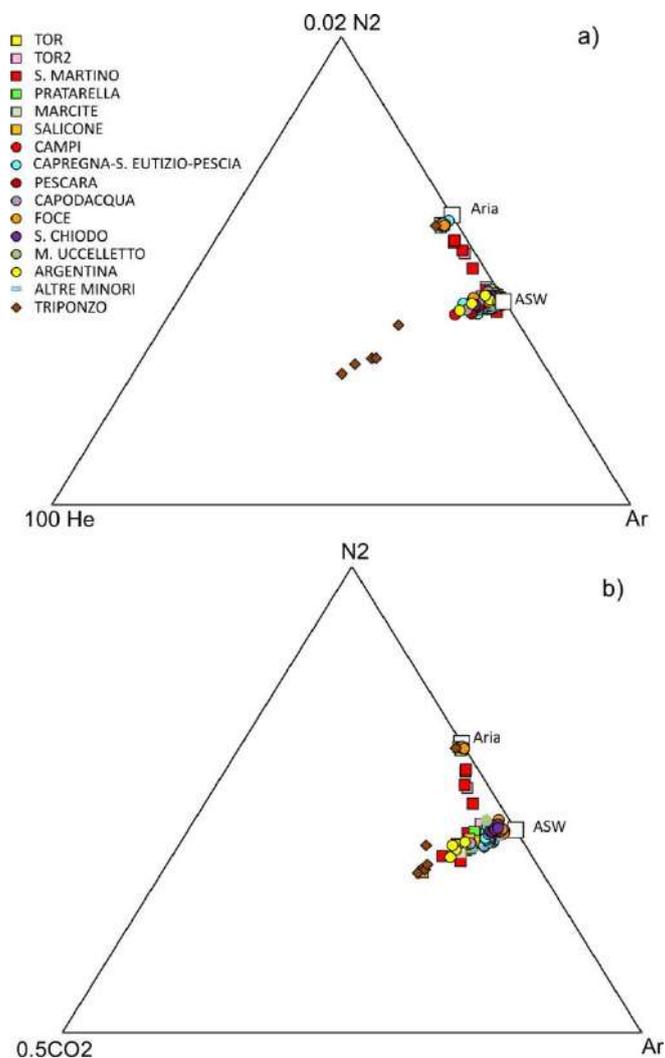


Figura 3.7 Composizione gas disciolti. a) Diagramma N₂-He-Ar b) Diagramma N₂-CO₂-Ar.

I risultati delle analisi degli elementi in traccia non vengono discussi in dettaglio poiché, data la matrice carbonatica, evidenziano generalmente le stesse indicazioni fornite dagli elementi maggiori per quanto riguarda le alimentazioni dall'acquifero/i basale rispetto agli acquiferi stratigraficamente più alti. Inoltre, la non disponibilità di tali analisi per tutti i campioni prelevati in differenti periodi, non sono utili per studiare le variazioni dei diversi contributi provenienti da differenti circolazioni. Nell'ambito del progetto sono stati analizzati anche per alcuni campioni i contenuti di trizio. L'interpretazione di questi dati non è semplice dato il basso contenuto del trizio in rapporto all'incertezza della misura e il non facile reperimento di composizioni di trizio dell'atmosfera locale

nel periodo di indagine. I dati sono riportati in Tabella 3.2. È stato effettuato un calcolo indicativo dell'età delle acque considerando i contenuti in trizio dell'atmosfera riportata per l'area dell'Amiata e considerando i tempi di decadimento del trizio. Le età indicative sono riportate in Tabella 3.2.

Tabella 3.2 Dati della composizione del trizio.

campione	data	Trizio (U.T.)	Errore (+/- U.T.)	Età stimata (anni)
S.MARTINO	01/02/17	1.0	0.5	22.0
S.MARTINO	14/06/19	1.3	0.4	18.0
TORBIDONE	01/02/17	2.2	0.6	12.0
TORBIDONE	14/06/19	1.9	0.5	16.0
TORBIDONE2	14/06/19	1.2	0.4	18.0
PRATARELLA	01/02/17	2.3	0.5	12.0
PRATARELLA	14/06/19	0.98	0.4	24.0
CAPODACQUA	25/03/19	2.8	0.6	10.0
FOCE	25/03/19	3.1	0.6	9.0

3.1.2.1 Variazioni temporali della composizione delle acque

Confrontando i dati acquisiti durante il periodo di monitoraggio con quelli di letteratura emerge che la maggior parte delle principali sorgenti umbre e marchigiane indagate mostrano una variabilità modesta, alla scala semestrale di campionamento e anche rispetto ai dati disponibili pre-terremoto, senza mostrare significativi trend temporali. Al contrario le emergenze della Piana di Norcia hanno mostrato significative variazioni composizionali. Queste sono descritte in dettaglio nel capitolo 3.1.4.

3.1.3 Caratteristiche isotopiche delle acque di pioggia e delle sorgenti

Nell'ambito del progetto sono stati installati campionatori di acqua in 4 pluviometri della Regione Umbria a Cascia, Norcia, Vallo di Nera e Monteleone di Spoleto. Per le due stazioni di Cascia e Norcia si dispone di una serie temporale lunga mentre per le stazioni di Vallo di Nera e Monteleone di Spoleto, la serie temporale è ancora limitata e non verrà discussa in questa relazione. I dati di $\delta^{18}\text{O}$ e δD mettono in evidenza una ampia variabilità stagionale della composizione isotopica delle precipitazioni (Figura 3.8).

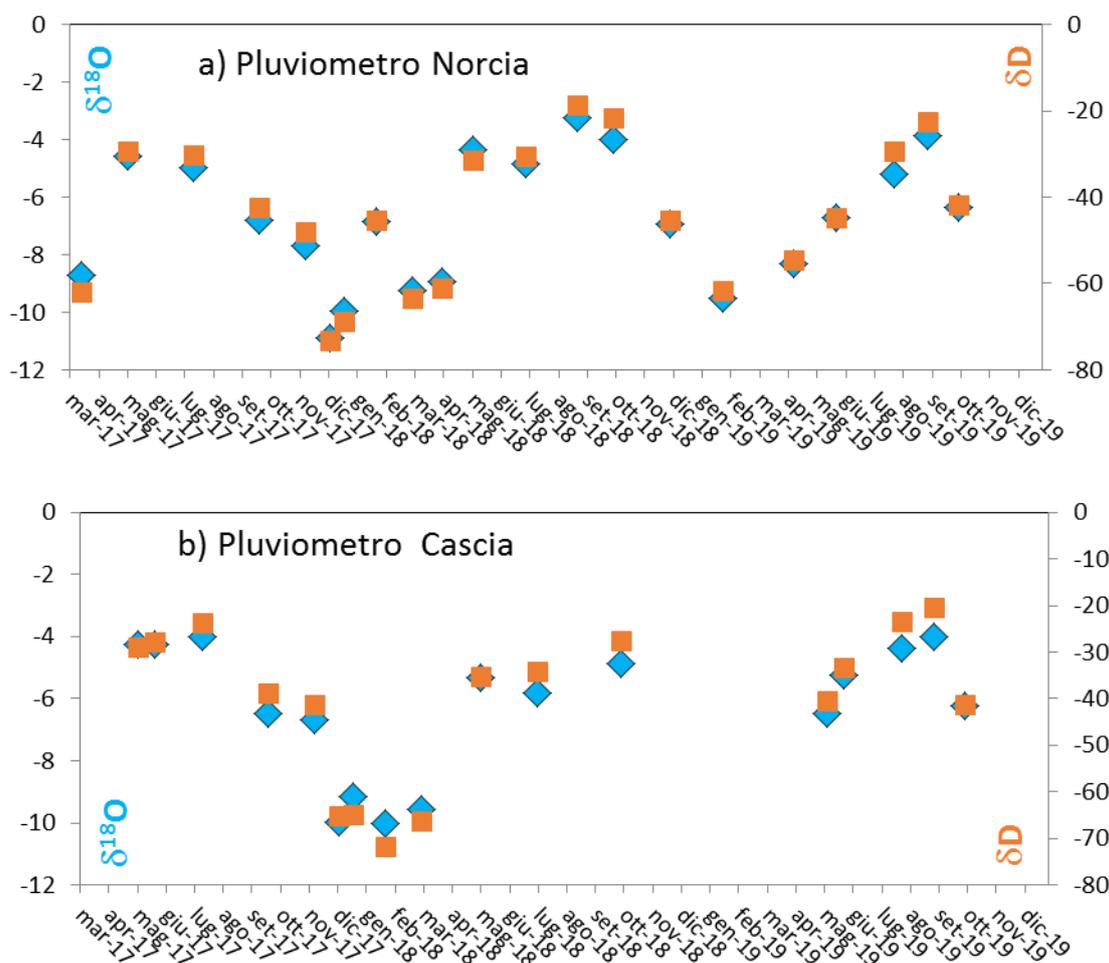


Figura 3.8 Variabilità stagionale della composizione isotopica delle piogge dei pluviometri di Norcia (a) e Cascia (b).

Le composizioni isotopiche delle precipitazioni dell'area studiata si distribuiscono lungo una retta con equazione abbastanza simile a quella ricavata da Giustini et al. (2016) per l'Italia centrale (Figura 3.9), con alcune differenze dovute principalmente alla presenza di diverse catene montuose intervallate a conche che modificano le caratteristiche delle precipitazioni atmosferiche sui diversi versanti. L'eccesso di deuterio (cioè l'intersezione della retta delle acque meteoriche con l'asse delle y, cioè la composizione del deuterio per $\delta^{18}\text{O} = 0$) trovato è infatti leggermente più basso a causa di differenti processi di frazionamento isotopico legati all'orografia e alla provenienza delle precipitazioni che alimentano la pioggia.

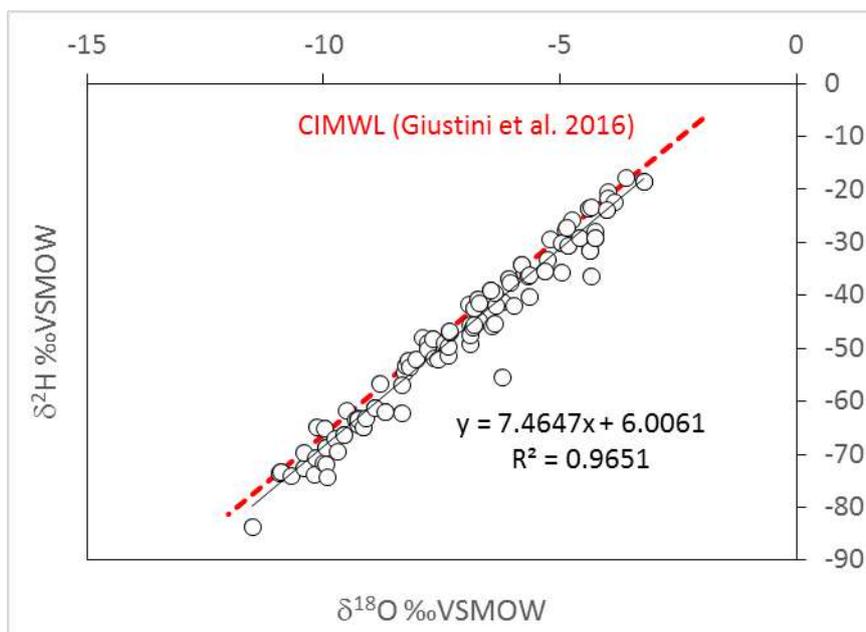


Figura 3.9 Diagramma $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ delle piogge nell'area di studio.

L'equazione di regressione dell'intero set di dati di precipitazione rappresenta la cosiddetta LMWL (*Local Meteoric Water Line*), la retta locale delle precipitazioni meteoriche. Tale retta può essere comparata con la distribuzione dei dati isotopici delle sorgenti, in modo da identificare eventuali meccanismi di alimentazione esterni all'area di studio o confermare quelli noti.

I dati della composizione isotopica delle precipitazioni sono stati utilizzati insieme alla misura della quantità di acqua caduta per calcolare la composizione media (medie ponderate) dell'acqua di pioggia alla quota del pluviometro per la definizione del gradiente isotopico, vale a dire l'indice della variazione isotopica in base alla quota. Tale valore può essere utilizzato per stimare la quota di alimentazione di sorgenti e corpi idrici a partire dalla misurazione della composizione isotopica dell'acqua. Per la definizione del gradiente isotopico, i dati ottenuti dai pluviometri installati per il progetto sono stati integrati con dati relativi alle stazioni di misura di Castelsantangelo sul Nera, Capodacqua e Foce (dati dell'Università Politecnica delle Marche) e dalle composizioni isotopiche relative a piccole sorgenti, ubicate a quote di interesse, la cui alimentazione locale (i.e., non legata all'acquifero basale) è stata verificata sulla base della cartografia geologica a disposizione. Queste sorgenti possono essere considerate come dei "pluviometri naturali". In Tabella 3.3 sono riportati i dati utilizzati per la definizione del gradiente isotopico.

Tabella 3.3 Dati utilizzati per la definizione del gradiente isotopico.

Periodo	Stazione	Quota (m s.l.m.)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vsV-SMOW)
2017-2019	NORCIA	700	-7.00*
2017-2018	CASCIA	604	-6.67*
2017	Fonte Conserva	1520	-9.76
2017	Fonte Acqua d'Abeto	1390	-9.35
2017	Fonte Fausole	1685	-10.33
2017	Fonte del Grillo	1620	-9.78
2017	Prati di San Marco	1115	-9.38
2013-2017	CASTELSANTANGELO S.N.	737	-8.15*
2013-2017	CAPODACQUA	805	-7.98*
2013-2017	FOCE	930	-8.35*

*media ponderata rispetto alle precipitazioni

In Figura 3.10 sono riportati i diagrammi di correlazione tra la composizione isotopica delle piogge e la relativa quota.

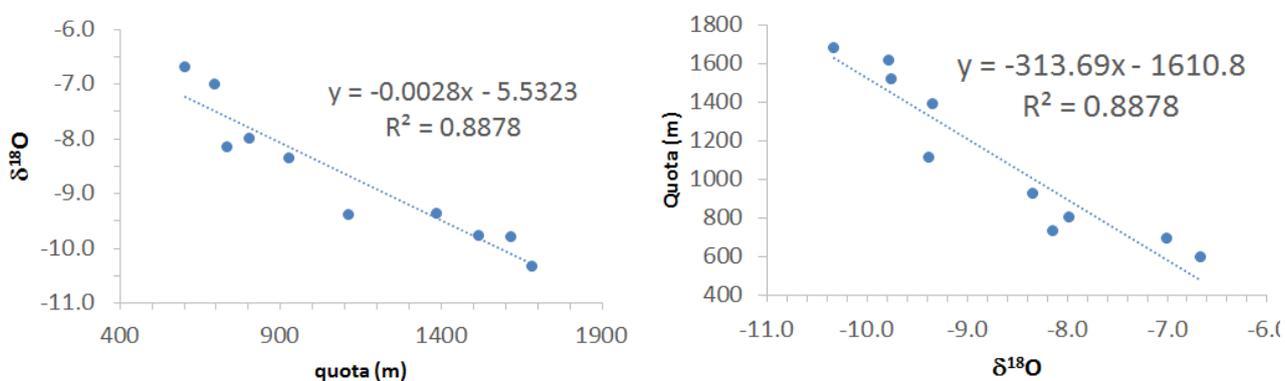


Figura 3.10 Diagrammi di correlazione tra $\delta^{18}\text{O}$ medio delle piogge e la quota in metri s.l.m.

Il presente studio ha permesso quindi di definire una relazione tra composizione isotopica e quota di ricarica in metri s.l.m. del tipo $\text{quota} = -417.14 \delta^{18}\text{O} - 2585.3$.

3.1.3.1 Composizione isotopica delle sorgenti puntuali e lineari

In Figura 3.11 e in Tabella 3.4 sono riportati i valori medi del $\delta^{18}\text{O}$ (\pm standard deviation, σ) per le principali sorgenti (inclusi i punti di prelievo lungo i principali corsi d'acqua) e le quote medie di infiltrazione derivate dalla relazione sopra riportata.

Tabella 3.4 Composizione isotopica acque media e quote stimate.

Sorgente	$\delta^{18}\text{O}$ medio	$\delta^{18}\text{O}$ (σ)	Quota media (m)	Quota media dev.st. (m)
Torbidone	-9.74	0.224	1446	70.4
Torbidone 2	-9.88	0.143	1489	44.9
San Martino	-9.55	0.312	1386	97.9
Pratarella	-9.80	0.147	1462	46.2
Salicone	-9.81	0.121	1466	38.1
Marcite SX	-8.91	-	1185	-
Marcite mulino	-9.46	-	1357	-
Campi	-9.86	0.185	1482	58.0
Capregna	-9.72	0.182	1440	57.0
Sant'Eutizio	-9.45	0.152	1353	47.6
Pescia	-10.06	0.163	1545	51.2
Pescara d'Arquata	-10.21	0.181	1592	56.7
Forca Canapine	-10.18	0.275	1582	86.3
Capodacqua	-10.26	0.326	1608	102.1
Foce	-10.20	0.128	1590	40.2
S.Chiodo1	-10.32	0.164	1626	51.5
S.Chiodo3	-10.51	0.059	1685	18.5
Argentina	-8.36	0.097	1013	30.3
Bagni di Triponzo	-9.16	0.489	1003	282.9
FST1	-9.59	0.205	1398	64.4
FST2	-9.51	0.158	1373	49.7
FST3	-9.67	0.257	1421	80.6
TT1	-9.81	0.122	1466	38.2
TT2	-9.77	0.097	1453	30.5
TT3	-9.83	0.194	1472	60.8
TT4	-9.86	0.223	1482	70.0
FN1	-10.39	0.147	1648	46.2
FN2	-9.86	-	1484	-
TU1	-9.87	0.161	1486	50.4
FNU1	-10.29	-	1618	-
FNU2	-10.02	-	1534	-
FNU3	-10.00	0.021	1528	6.5
FNU4	-9.87	0.023	1486	7.4
TC2	-9.20	0.169	1275	53.0
TC1	-9.67	0.158	1423	49.7

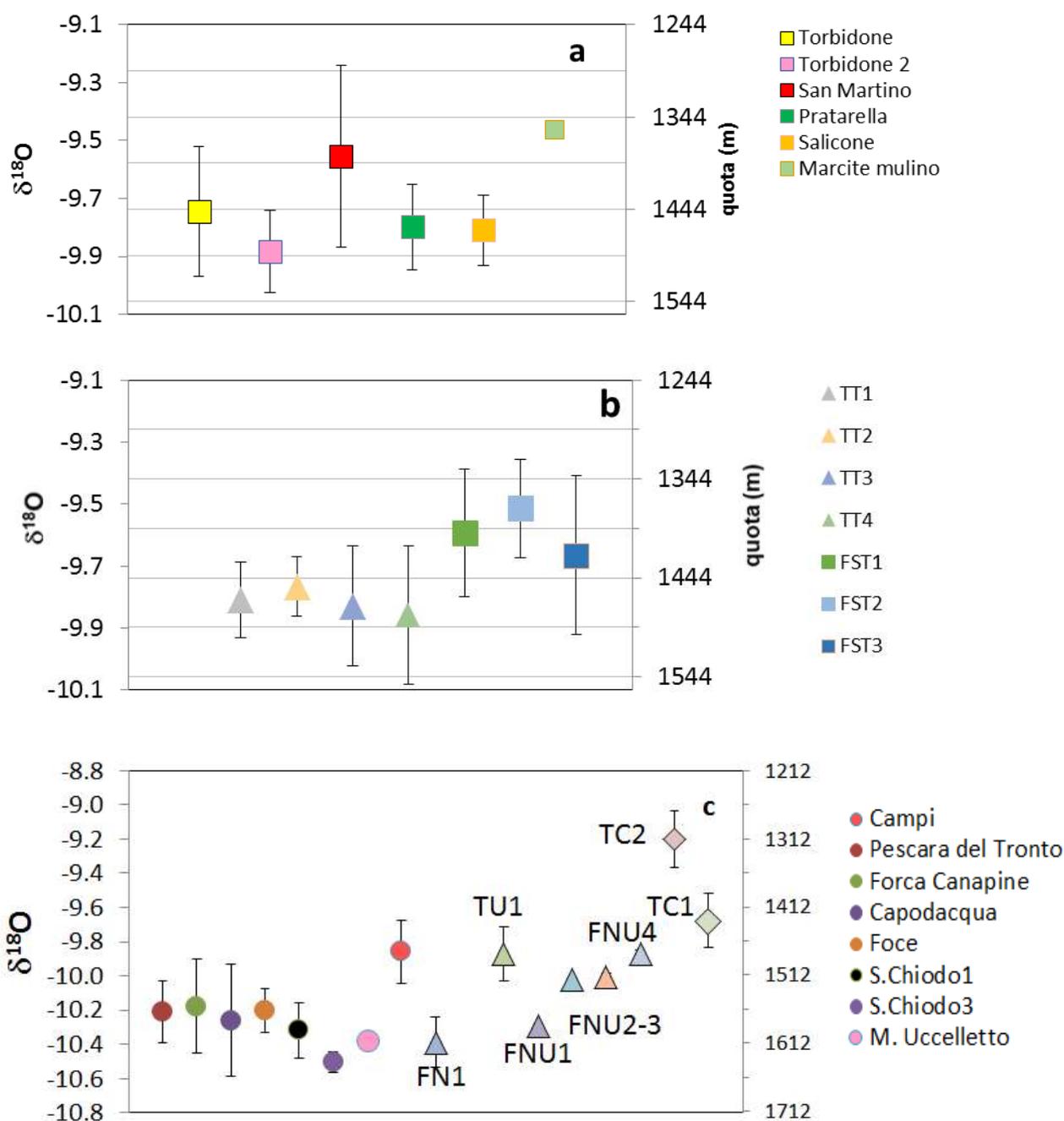


Figura 3.11 Composizione isotopica delle sorgenti puntuali e dei fiumi a) sorgenti puntuali Norcia, b) Torbidone e Sordo, c) sorgenti Marche, F. Nera e T. Ussita, sorgente Campi e T. Campiano.

I dati isotopici evidenziano che le sorgenti del lato marchigiano presentano valori di $\delta^{18}O$ generalmente più negativi (quindi con una quota di ricarica mediamente più elevata) rispetto alle sorgenti del lato umbro e a quelle relative al sistema Torbidone-Sordo, e che i valori più negativi si ottengono per la sorgente di San Chiodo, la cui area di alimentazione sembra avere la quota media

più elevata. Tuttavia sulla base del gradiente isotopico la massima differenza di quota tra le sorgenti campionate (esclusa la sorgente Argentina e Triponzo) non supera i 500 m. In particolare, le sorgenti marchigiane mostrano un range di valori di $\delta^{18}\text{O}$ da -10.51‰ a -10.14‰ con variabilità differenti, rispetto alle sorgenti di alta quota del versante umbro.

Le sorgenti Torbidone, Pratarella e Salicone, hanno valori medi del $\delta^{18}\text{O}$ molto simili tra loro che differiscono leggermente da quello della sorgente San Martino la quale mostra un valore medio del $\delta^{18}\text{O}$ maggiore (-9.55‰) ed una maggiore variabilità. Queste differenze potrebbero essere legate all'effetto di un maggiore contributo a San Martino dell'acqua che si infila nella piana, contributo che viene evidenziato anche sulla base di altri parametri geochimici (vedi capitolo 3.1.4).

La variabilità del dato isotopico è più marcata nel tratto del fiume Nera relativo all'area di Visso e lungo il Campiano, indice di incrementi in alveo provenienti da diverse aree di ricarica che vanno ad alimentare sia il tratto fiume Nera-torrente Ussita che le acque dell'area di Campi. Da notare che la composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua del Nera diventa sempre meno negativa da monte a valle, a partire da valori più negativi che sono molto simili a quelli delle acque delle sorgenti di San Chiodo. Va comunque tenuto in considerazione che la composizione isotopica delle acque superficiali può essere modificata dalla riequilibrio con l'atmosfera e da processi di frazionamento, anche se molti tratti dei fiumi indagati rappresentano in effetti delle sorgenti lineari.

3.1.4 Studio di dettaglio delle emergenze della Piana di Norcia

3.1.4.1 Caratterizzazione generale

Le emergenze puntuali ubicate nella Piana di Norcia e le sorgenti lineari che alimentano il torrente Torbidone e il fiume Sordo sono state oggetto di un monitoraggio geochimico con più alta frequenza temporale. Da agosto 2016 fino a settembre 2019 sono state campionate le principali sorgenti puntuali nella Piana di Norcia: Torbidone (S1), San Martino (S2), e Pratarella (S3). In seguito sono stati aggiunti altri punti di campionamento che sono stati campionati in modo sporadico: S5 (Torbidone 2) ubicato a poche decine di metri dal punto S1, Salicone (S16), Marcite (S59) e Marcite sx (S58) a valle del punto Marcite. Sono stati campionati in collaborazione con ARPA Umbria anche 3 pozzi ubicati nella piana (P70, P71 e P72). L'ubicazione è riportata in Figura 3.12.

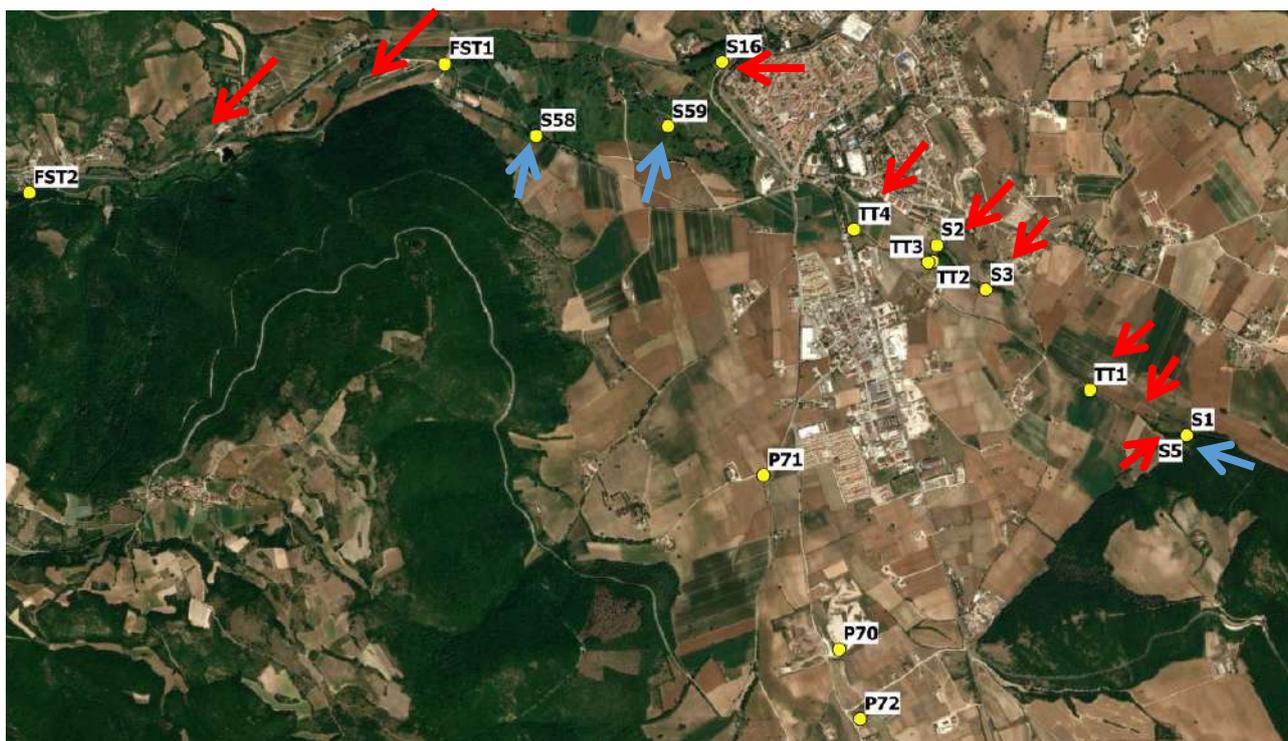


Figura 3.12 Ubicazione sorgenti puntuali, sezioni d'alveo e pozzi campionati nella piana di Norcia. Le frecce rosse indicano la presenza di una componente più salina e ricca di SO_4 e Mg mentre le frecce blu indicano la prevalenza di una componente a relativamente minore salinità e contenuto di SO_4 e Mg (vedi testo).

A partire da marzo 2018 sono state effettuate anche 8 campagne di campionamento delle acque del T. Torbidone (TT1, TT2, TT3 e TT4) e del F. Sordo (FST1, al Trotificio; FST2, a Ponte Mollo; FST3, al Cimitero) in corrispondenza delle stazioni di misura delle portate della Regione Umbria.

Come brevemente descritto in precedenza le acque delle emergenze puntuali e lineari della Piana di Norcia sono caratterizzate da contenuti in Mg e SO_4 relativamente più elevati di tutte le altre acque studiate ed in generale da una più elevata salinità (conducibilità elettrica da ~ 400 a ~ 700 $\mu S/cm$) rispetto alle altre sorgenti (conducibilità tra ~ 200 e ~ 300 $\mu S/cm$). Questi elementi possono essere utilizzati come indicatori poiché gli elementi maggiori sono quelli che permettono una differenziazione tra differenti componenti. Concentrazioni relativamente elevate in SO_4 e Mg possono essere ricondotte ad una maggiore interazione delle acque con litologie dolomitico-anidritico triassiche poste alla base della sequenza carbonatica e/o ad un maggiore contributo di acqua dall'acquifero basale nel caso di miscela tra la componente dell'acquifero basale ed una componente legata ad acquiferi ospitati nella parte stratigraficamente più alta della successione Umbro-Marchigiana.

In Figura 3.13, sono riportate le concentrazioni di Mg e SO₄ delle acque delle sorgenti, degli incrementi in alveo e dei pozzi, che nel pannello inferiore sono confrontate con le composizioni delle acque campionate in altri acquiferi carbonatici umbri (es. Subasio, Martani, Narnese Amerina, Parrano). Dal confronto emerge come i contenuti in solfati e magnesio delle acque campionate in questo studio, i loro rapporti e la variabilità di questi rientrano nei range osservati in altri acquiferi carbonatici umbri.

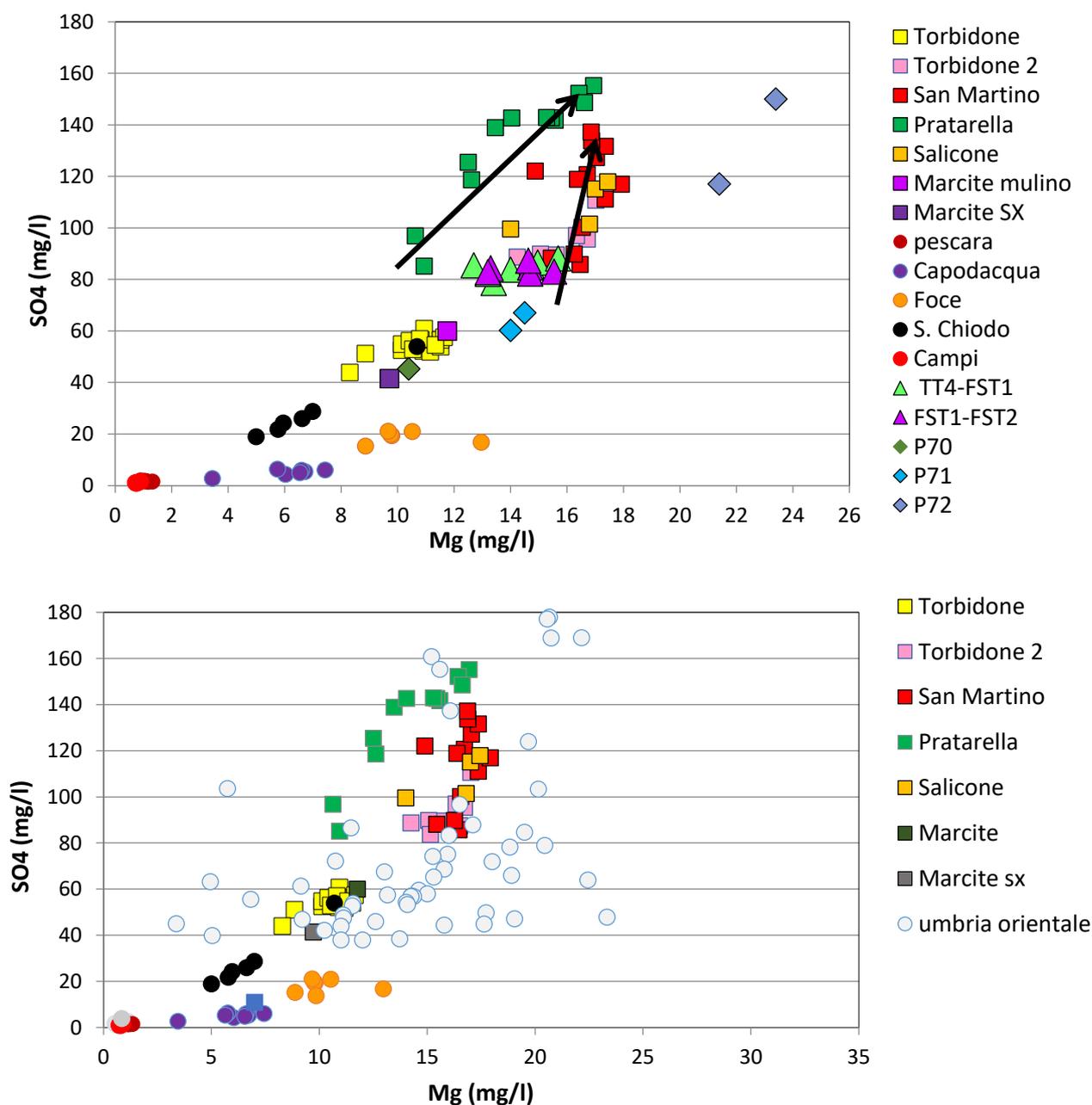


Figura 3.13 Diagramma Mg-SO₄ delle principali sorgenti della Pianeta di Norcia; le frecce indicano l'evoluzione nel tempo. Nel pannello inferiore è riportato il confronto con le composizioni di altri acquiferi carbonatici umbri.

Questo suggerisce da un lato che il contenuto di solfati e magnesio sono legati all'interazione delle acque con litologie a più alto contenuto di dolomite e gesso/anidrite simili a quelli che si trovano in altri acquiferi della regione e dall'altro che la variabilità dei rapporti tra solfati e magnesio può essere legata alla variabilità spaziale a scala regionale delle successioni stratigrafiche che caratterizzano i differenti acquiferi.

Sulla base dei contenuti in Mg e SO₄ si possono distinguere due gruppi principali di sorgenti:

- 1) un gruppo caratterizzato da contenuti più elevati di questi elementi (Idrotipo SMP) che comprende le sorgenti di San Martino, Pratarella, Torbidone 2 e Salicone;
- 2) un gruppo caratterizzato da contenuti minori che comprende la sorgente del Torbidone e le sorgenti delle Marcite (Idrotipo TOR).

Le emergenze lineari lungo il F. Sordo sono caratterizzate da composizioni intermedie rispetto ai due idrotipi. Nonostante queste principali differenze, sussistono differenze minori tra le sorgenti del tipo SMP.

Per quanto riguarda le acque dei pozzi campionati, considerato comunque che il numero esiguo di campioni sia nello spazio che nel tempo non permette una caratterizzazione accurata, si osserva che la composizione è variabile nello spazio, con entrambi le componenti tipo TOR e SMP rappresentate (Figura 3.13). Inoltre, i pozzi mettono in evidenza anche una variabilità temporale legata alla diluizione da parte di acque di pioggia che si infiltrano direttamente nella Piana di Norcia. L'importanza di questo processo è supportato dalla marcata correlazione inversa tra solfati e nitrati e dalla correlazione tra nitrati e composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua (Figura 3.14). Infatti, un maggiore ingresso in falda di acque di pioggia che si infiltrano nei depositi alluvionali della piana causa ragionevolmente sia una diluizione delle acque della falda e quindi una diminuzione dei solfati, sia l'arrivo di nitrati presi in carico nella piana stessa, sia una variazione della composizione isotopica poiché questa infiltrazione avviene a quote minori (cioè direttamente nella Piana di Norcia) rispetto alla quota media delle acque delle strutture carbonatiche poste ad est e sud-est della Piana che alimentano l'acquifero.

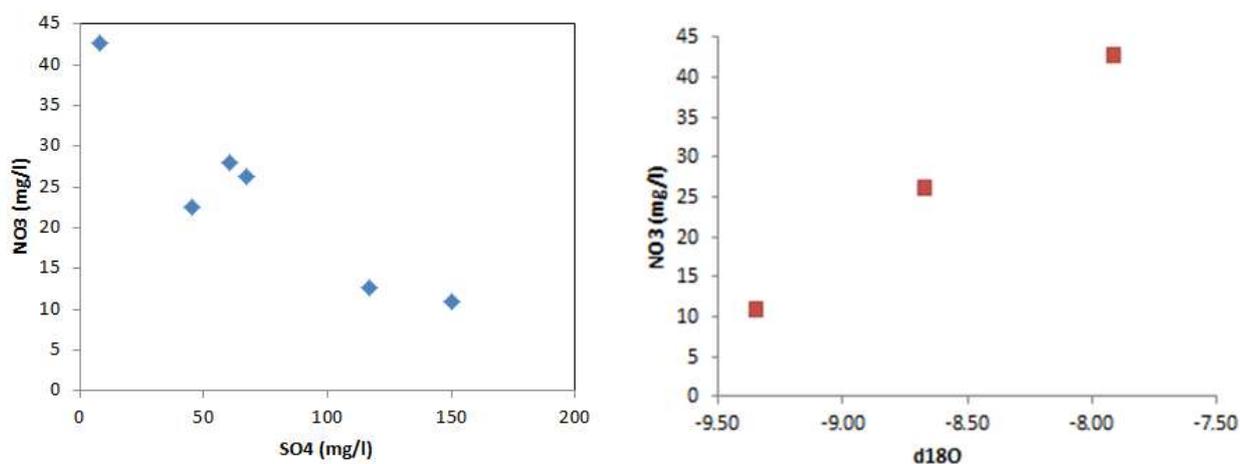


Figura 3.14 a) Correlazione tra solfati e nitrati; b) correlazione tra nitrati e composizione isotopica dell'ossigeno, delle acque dei pozzi della Piana di Norcia.

3.1.4.2 Variazione temporale della composizione chimica delle acque delle principali sorgenti puntuali e dei pozzi

Le acque delle sorgenti di San Martino e Pratarella sono caratterizzate da una significativa variabilità dei contenuti in Mg e SO₄ che corrisponde ad una variabilità della composizione nel tempo. Le differenze tra queste due sorgenti, in termini di questi due elementi sono andate a diminuire con il tempo, come evidenziato dalle due frecce in Figura 3.13 e dai cronogrammi di Figure 3.15 e 3.16. Al contrario i contenuti di SO₄ e Mg della sorgente del Torbidone (S1), come più in generale la sua composizione, risultano abbastanza costanti nel tempo (Figura 3.17).

In generale emerge un progressivo aumento nel tempo della salinità delle acque di San Martino e Pratarella, mentre la salinità totale della sorgente Torbidone sembra rimanere più costante e mostra un trend temporale meno evidente (Figura 3.18). Va tenuto presente che a partire da marzo 2019, a causa di una riduzione sensibile della portata del sistema, l'emergenza di acqua al punto di campionamento della sorgente Torbidone (S1) è progressivamente diminuita fino a cessare, e quindi l'acqua è stata campionata nel punto più vicino possibile a quello originario.

Anche per gli altri elementi (Figure 3.15b e 3.16b) la variabilità composizionale nel tempo di San Martino e Pratarella è significativa e relativamente complessa. La composizione delle sorgenti San Martino e Pratarella mostrano un marcato incremento di SO₄ nel tempo fino a raggiungere un valore "costante". Le due sorgenti sembrano raggiungere questo valore in tempi differenti, ed in particolare mentre la sorgente Pratarella si stabilizza a partire da settembre 2017, San Martino sembra stabilizzarsi a marzo-aprile 2018.

Il trend generale di crescita dei solfati è accompagnato da un generale incremento della salinità, del Mg e in parte del Ca ed ad una diminuzione di Cl, Na e K, più marcata per la sorgente Pratarella rispetto alla sorgente San Martino. Questo trend in diminuzione è mostrato anche dal contenuto in nitrati.

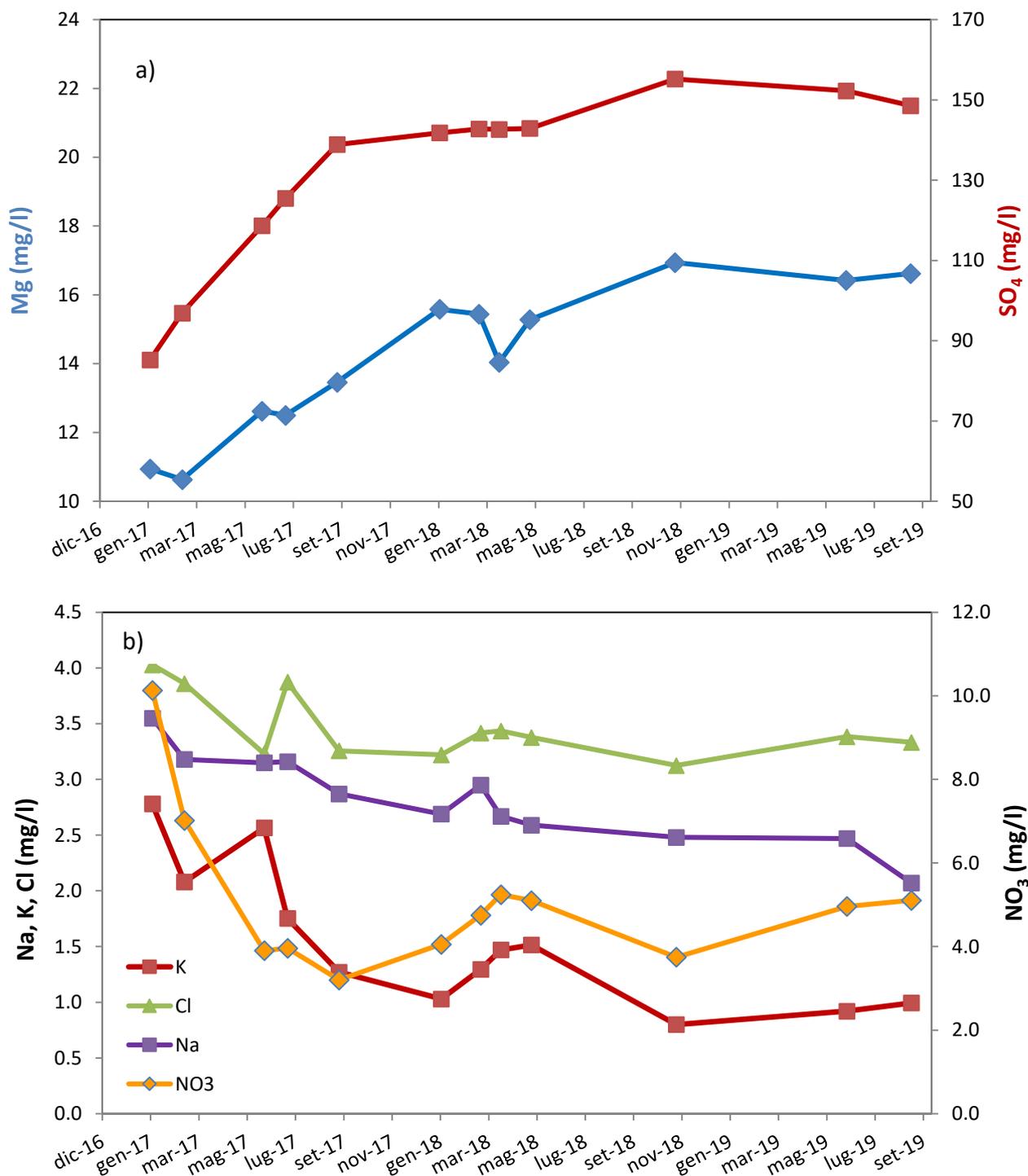


Figura 3.15 Cronogramma delle concentrazioni di a) Mg e SO₄ e b) Na, K, Cl e NO₃ della sorgente Pratarella.

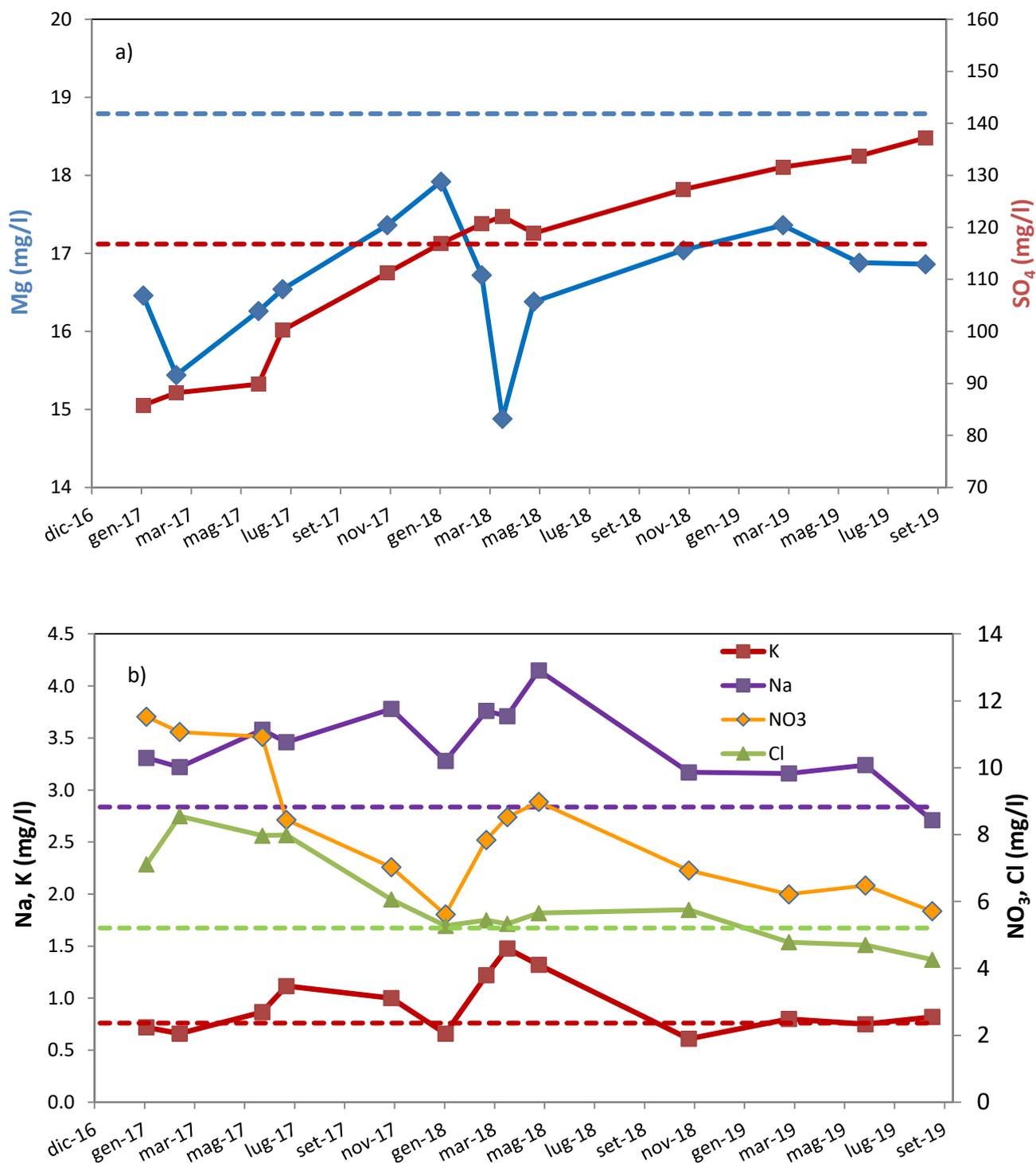


Figura 3.16 Cronogramma delle concentrazioni di a) Mg e SO₄ e b) Na, K, Cl e NO₃ della sorgente San Martino. Le linee tratteggiate corrispondono alle concentrazioni dei differenti elementi relativa a 3 campioni del periodo gennaio-febbraio 2016 (dati Università Politecnica delle Marche) prelevati nei pressi del punto di campionamento attuale.

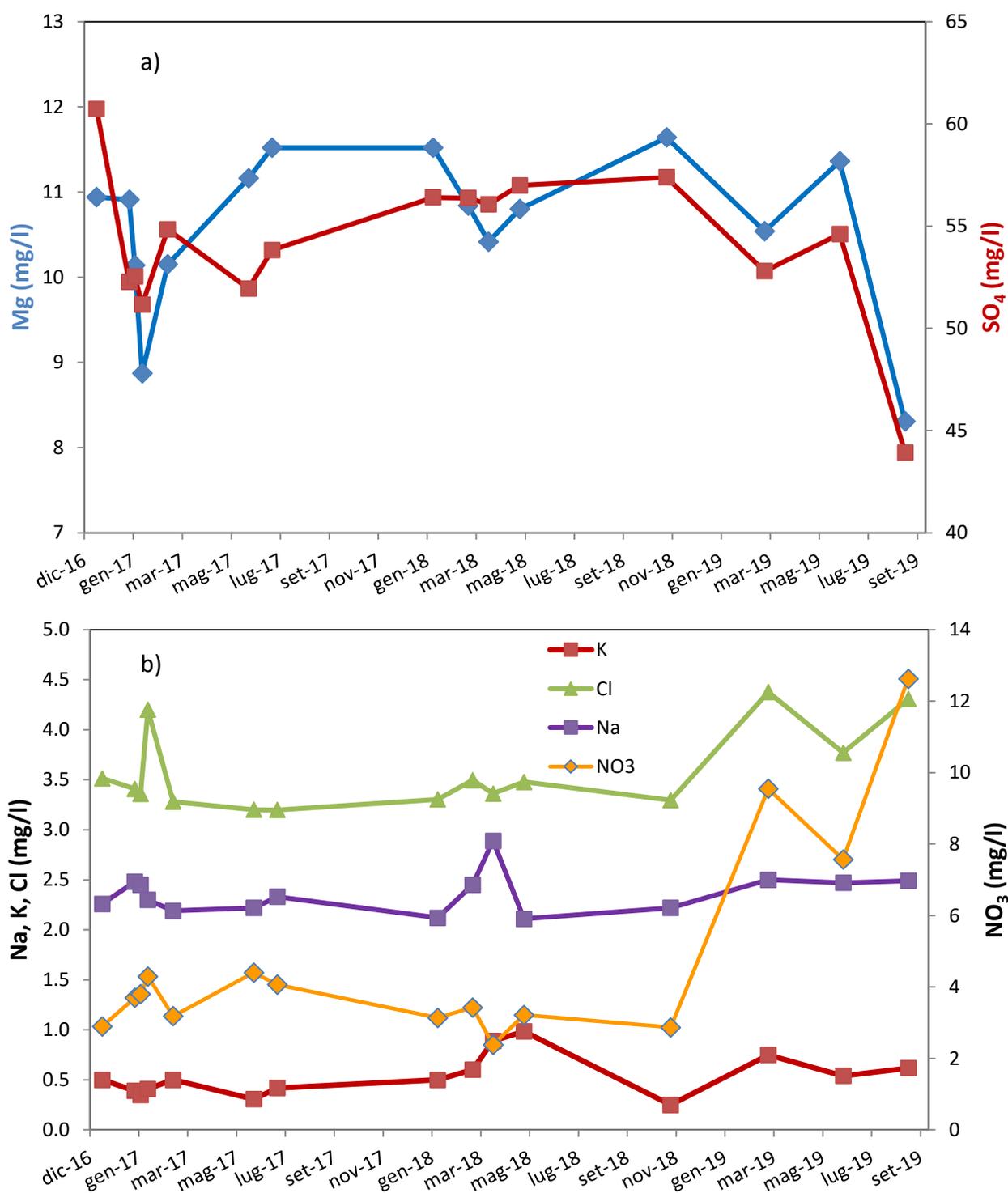


Figura 3.17 Cronogramma delle concentrazioni di a) Mg e SO₄ e b) Na, K, Cl e NO₃ della sorgente Torbidone.

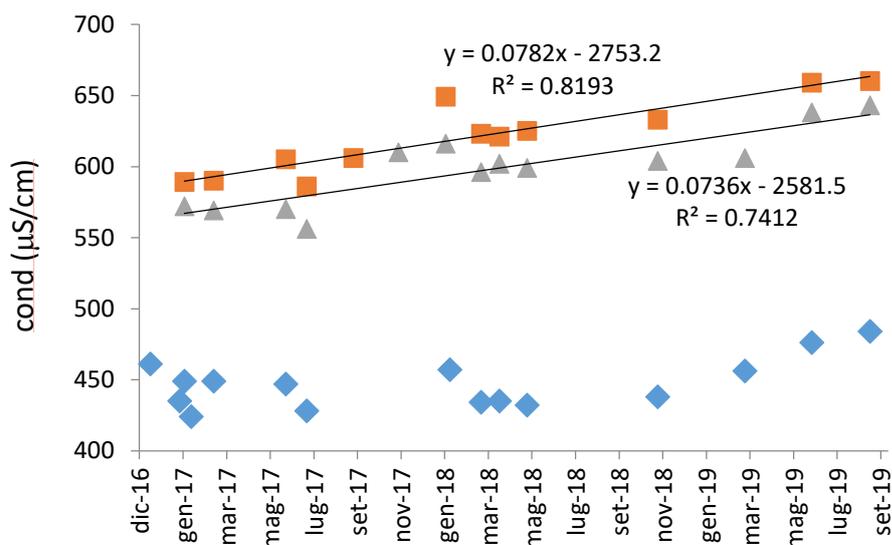


Figura 3.18 Andamento temporale della salinità di San Martino (triangoli), Pratarella (quadrati) e Torbidone (rombi).

Sulla base delle caratteristiche sopra descritte si può considerare che la variazione di salinità SO_4 e Mg nel tempo indichi un progressivo aumento relativo di una componente più profonda, salina e ricca in solfato, calcio e magnesio (Tipo SMP). L'incremento in calcio non è molto evidente probabilmente perché l'aumento della componente solfato-calcica innesca la precipitazione di calcite, come messo in evidenza dall'aumento dell'indice di saturazione in calcite fino alla sovrasaturazione, che limita l'incremento del calcio.

L'andamento di Na, K e Cl e NO_3 è più complesso ma mette in evidenza un trend generale di diminuzione interrotto da un picco di aumento relativo da marzo 2018 a maggio 2018. Questo andamento potrebbe essere legato ad un input di acqua da parte di una componente più superficiale, legata all'infiltrazione direttamente dai sedimenti alluvionali della piana.

Il cambio di proporzioni tra le due componenti non è accompagnato da trend marcati della composizione isotopica ma si osserva sempre un valore "anomalo" nel mese di maggio 2018, anche questo compatibile con un incremento di acqua con quota media di infiltrazione relativamente più bassa (contributo locale).

Si può notare infine, che per San Martino, per cui sono disponibili dati composizionali pre-terremoto (cfr. gennaio-febbraio 2016, Figura 3.16) messi a disposizione dall'Università Politecnica delle Marche (prelevati nei pressi del punto di campionamento attuale), la composizione che caratterizza le acque a partire dall'inizio del 2018 è molto simile alla composizione pre-terremoto. Questo è abbastanza evidente specialmente per quegli elementi come Na, K e Cl e, in generale, anche per SO_4

e Mg. Sulla base di questa evidenza, è plausibile assumere che anche il trend composizionale mostrato della sorgente Pratarella sia riconducibile ad un progressivo ritorno alle condizioni pre-sisma.

Ne deriva che le variazioni chimiche temporali, probabilmente indotte dagli eventi sismici, possono essere ricondotte ad una “diluizione” delle acque che alimentano San Martino e Pratarella (componente SMP) ad opera di una componente meno salina e a più bassi valori di SO₄ avvenuta dopo gli eventi sismici ed un progressivo ritorno alle condizioni “originarie”. La componente diluente potrebbe essere la TOR e/o un mix di questa con acque di infiltrazione locale.

Non è altresì escludibile in toto che le variazioni composizionali della componente SMP siano intrinseche a questa e quindi indipendenti da una interazione con la componente TOR. Questa ultima ipotesi non verrà considerata nei paragrafi successivi.

3.1.4.3 Caratterizzazione geochemica delle acque nelle sezioni di misura delle portate del sistema Torbidone-Sordo e loro variazione temporale

In Figura 3.19 sono riportate le ubicazioni delle sorgenti e delle stazioni di misura delle portate lungo il torrente Torbidone e il fiume Sordo e la composizione delle acque campionate (in termini di contenuto in solfati) sia alle sorgenti che ai corsi d'acqua per le differenti campagne di misura in cui è disponibile un *dataset* completo. Si è scelto di riportare l'andamento in solfati poiché, al momento, è il parametro che differenzia maggiormente i differenti “idrotipi”. Infatti, è possibile osservare una significativa variazione di questa componente lungo i corsi d'acqua.

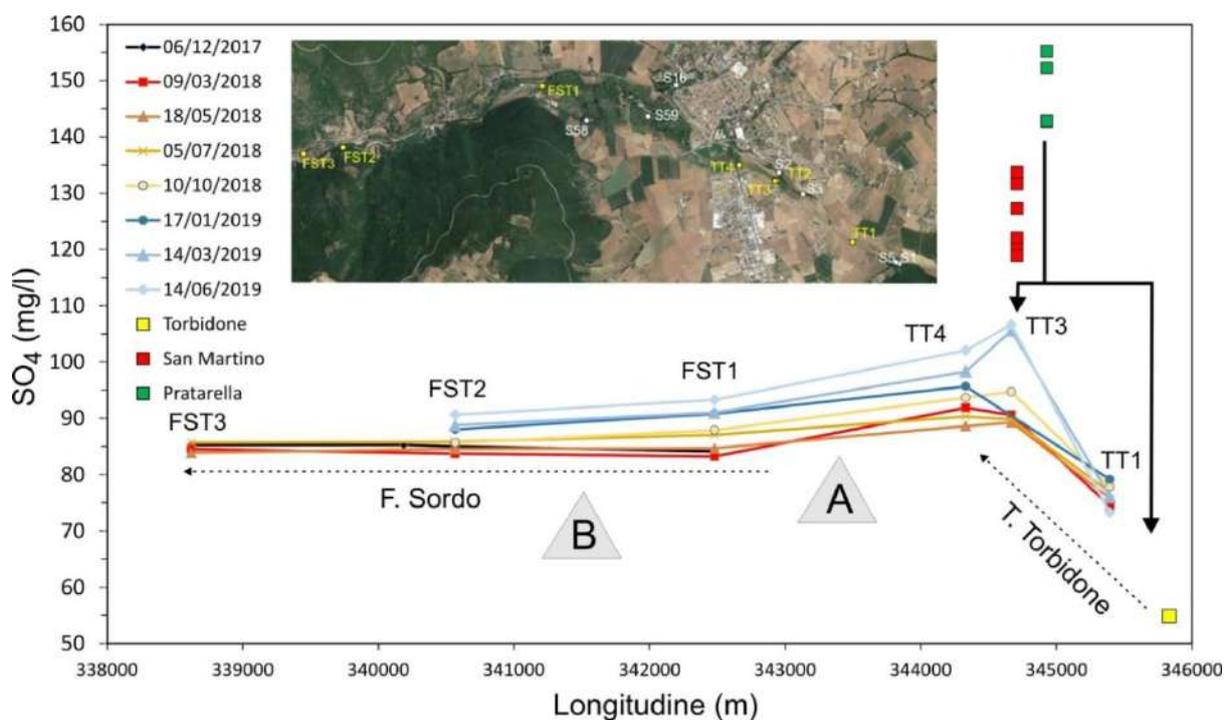


Figura 3.19 Schema riassuntivo dell'andamento della concentrazione in solfati nelle acque del torrente Torbidone e del fiume Sordo. I triangoli A e B fanno riferimento agli incrementi in alveo.

Sulla base dei dati disponibili si possono fare alcune considerazioni sull'alimentazione del T. Torbidone (tra TT1 e TT4) e del F. Sordo (tra TT4 e FST3)

1) Torrente Torbidone

Come emerge dall'andamento della conducibilità e della concentrazione dei solfati il torrente Torbidone si arricchisce chiaramente di una componente più salina e ricca in solfati alla confluenza con il torrente (TT3) che drena le acque delle emergenze di San Martino e Pratarella. È altresì evidente però che già alla sezione TT1 l'acqua del Torbidone è più salina e ricca in solfati rispetto a quella che alimenta la sorgente puntuale Torbidone (S1). A complicare il quadro è anche la presenza di una emergenza (Torbidone 2, S5), a poche decine di metri da S1, con caratteristiche intermedie tra Torbidone, San Martino e Pratarella.

Da quanto sopra descritto emerge che la portata alla sezione TT1 non può essere considerata rappresentativa dell'acqua che alimenta la sorgente Torbidone. Sulla base delle misure di portata e delle composizioni in solfati sono state ricalcolate mediante un bilancio di massa le proporzioni tra diverse componenti alla sezione TT1 considerando come end

member meno salino la composizione di S1 (TOR) e come end member più salino tipo SMP.

Il bilancio di massa è stato utilizzato in questo caso per stimare in termini di portata i contributi di TOR e SMP alla portata misurata alla sezione TT1 (Q_{TT1}). In particolare, sono state utilizzate le seguenti equazioni:

$$Q_{TT1} = Q_{TOR} + Q_{SMP} \quad (1)$$

$$C_{TT1} \times Q_{TT1} = C_{TOR} \times Q_{TOR} + C_{SMP} \times Q_{SMP} \quad (2)$$

dove Q_i sono le portate e C_i sono le concentrazioni in solfati.

I calcoli sono stati effettuati considerando per C_{TOR} le concentrazioni misurate nelle differenti campagne e per C_{SMP} sia le concentrazioni delle differenti campagne assumendo la composizione dell'emergenza Torbidone 2 sia una concentrazione "fissa" pari al valore massimo dei solfati misurati per l'emergenza San Martino. Questo secondo calcolo fa riferimento al modello per cui la variabilità della composizione della componente SMP sia legata ad una diluizione operata da un'acqua tipo TOR e quindi è una stima delle proporzioni tra le due componenti pure TOR e SMP. I risultati sono riportati in Tabella 3.5 e Tabella 3.6.

Tabella 3.5 Calcolo delle portate delle componenti TOR e SMP alla sezione TT1 assumendo la concentrazione in SO_4 di SMP variabile nel tempo.

data	Q_{TT1} (m^3/s)	Q_{TOR} (m^3/s)	Q_{SMP} (m^3/s)	% Q_{TOR}
16/03/2018	0.61	0.277	0.333	45
18/05/2018	0.81	0.346	0.464	43
14/11/2018	0.67	0.324	0.346	48
14/03/2019*	-	-	-	-
14/06/2019	0.25	0.117	0.133	47

* per questa campagna non è disponibile l'analisi della sorgente Torbidone 1.

Tabella 3.6 Calcolo delle portate delle componenti TOR e SMP alla sezione TT1 assumendo la concentrazione in SO_4 di SMP costante nel tempo (concentrazione massima misurata).

data	Q_{TT1} (m^3/s)	Q_{TOR} (m^3/s)	Q_{SMP} (m^3/s)	% Q_{TOR}
16/03/2018	0.61	0.474	0.136	78
18/05/2018	0.81	0.620	0.190	77
14/11/2018	0.67	0.498	0.172	74
14/03/2019	0.39	0.282	0.108	72
14/06/2019	0.25	0.199	0.051	80

Dai calcoli emerge come la componente TOR (cioè quella meno salina che emerge nella parte più alta del torrente Torbidone) contribuisca ad una aliquota pari al 45-50% della portata del torrente Torbidone alla sezione TT1 se si considera la composizione dell'emergenza Torbidone 2 (Tabella 3.5) come termine salino della miscela. I risultati riportati in Tabella 3.6 possono essere utilizzati come stima della portata totale della componente TOR assumendo, come descritto sopra, che la variabilità

della componente SMP sia dovuta ad una diluizione da parte della componente TOR.

Considerando i due scenari la portata massima della componente TOR nel periodo di studio può essere considerata tra 350 e 620 l/s. Tali stime sono legate tuttavia al modello che si assume ed in particolare (i) se la variabilità della componente SMP sia legata alla diluizione operata dalla componente TOR o (ii) la variabilità della componente SMP non è legata alla componente TOR ma sia dovuta ad una miscela ad opera di un'altra componente poco salina, cioè una componente più superficiale rispetto alla TOR.

Lo stesso approccio al bilancio di massa è stato utilizzato per stimare i contributi delle sorgenti San Martino e Pratarella sulla base delle misure di portata e composizione alla sezione TT2, insieme alle composizioni delle sorgenti San Martino e Pratarella (S2 ed S3). I risultati dei calcoli sono riportati in Tabella 3.7 e mostrano come nei differenti periodi non vi sia una grande differenza di portata tra le due emergenze.

Tabella 3.7 Risultati del bilancio di massa e calcolo delle portate delle componenti San Martino (S2) e Pratarella (S3) che determinano la portata alla sezione TT2.

	16/03/2018	18/05/2018	14/11/2018	14/06/2019
Nome	Portata (m ³ /s)	Portata (m ³ /s)	Portata (m ³ /s)	Portata (m ³ /s)
TT2	0.29	0.28	0.23	0.18
S2	0.18	0.14	0.13	0.11
S3	0.11	0.14	0.10	0.07

A partire dalle portate delle due sorgenti, è stata stimata la portata di una componente tipo TOR necessaria ad ottenere le concentrazioni misurate nei differenti periodi assumendo che le componenti pure di S2 ed S3 siano caratterizzate dalle composizioni dell'ultimo periodo, cioè quelle con massima concentrazione di Solfati. I calcoli, non riportati qui in dettaglio, indicano ad esempio che per la sorgente San Martino servirebbero contributi tra 4 e 30 L/s (5- 20%) di acqua tipo TOR per spiegare le variazioni temporali. Simili risultati si ottengono per Pratarella con un contributo della componente TOR tra il 3 e 15% della portata totale.

2) Fiume Sordo

Combinando le portate misurate alle sezioni di alveo e la composizione dell'acqua delle stesse, è stata ricalcolata, mediante bilanci di massa, la composizione dell'acqua che contribuisce agli incrementi di portata dei vari tratti del fiume Sordo a partire dalla sezione TT4. In questo caso si considerano:

- 1) la portata della sezione a monte della sezione di misura (Q_1) e la relativa concentrazione di un elemento ($C_{1,i}$)
- 2) la portata della sezione a valle della sezione di misura (Q_2) e la relativa concentrazione di un elemento ($C_{2,i}$)
- 2) la differenza di portata tra le due sezioni $Q_3 = Q_2 - Q_1$, e la relativa concentrazione di un elemento ($C_{3,i}$) che costituisce l'incognita da determinare mediante la relazione $C_{3,i} = (Q_2 \times C_{2,i} - Q_1 \times C_{1,i}) / (Q_2 - Q_1)$.

I calcoli sono stati effettuati per i tratti tra le sezioni TT4 e FST1 e le sezioni FST1 e FST2 che restituiscono una stima della composizione dell'acqua che entra tra Ponte della Ferrovia e il trofificio (TT4-FST1, **componente A** in Figura 3.19 e Tabella 3.6) e quella che entra nel tratto tra il "trofificio" e Ponte Mollo (FST1-FST2 **componente B** in Figura 3.19 e Tabella 3.8). Per riferimento sono

riportate le composizioni medie delle sorgenti Torbidone e San Martino anche se per quest'ultima si deve tenere in considerazione la marcata variabilità temporale.

Tabella 3.8 Composizione delle acque ricalcolata per i differenti incrementi in alveo lungo il F. Sordo.

	Data	Q (l/s)	Cond. (μ s/cm)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	F (mg/l)
A	mar-18	1490	549	86.9	13.4	3.7	1.3	206.8	5.6	78.7	9.5	0.26
B	mar-18	1420	533	83.1	14.7	2.9	0.8	266.2	4.2	84.6	4.4	0.35
A	mag-18	1550	556	88.9	13.2	3.6	1.9	236.7	3.6	82.2	9.8	0.27
B	mag-18	910	507	82.0	13.3	2.4	2.2	216.8	3.9	84.3	5.4	0.28
A	lug-18	1800	552	85.6	12.7	3.5	0.9	252.0	5.2	85.5	7.7	0.22
B	lug-18	1100	511	73.9	13.2	2.6	-	199.1	2.3	82.8	-	0.43
A	ott-18	1190	614	85.7	14.0	3.4	-	246.7	-	83.9	8.2	0.26
B	ott-18	1380	467	82.0	14.7	2.6	-	259.1	4.1	82.3	5.7	0.32
A	gen-19	868	566	86.9	14.7	3.5	1.8	240.5	5.4	85.3	7.9	0.26
B	gen-19	1032	510	85.5	15.5	2.6	0.4	311.7	3.9	83.1	6.9	0.31
A	mar-19	1000	544	86.4	15.0	3.6	2.1	213.6	6.9	86.6	8.2	0.24
B	mar-19		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	giu-19	830	605	86.7	15.7	3.3	1.9	234.3	4.8	88.2	8.3	0.24
B	giu-19	1030	554	80.4	14.6	2.4	0.04	232.8	4.7	87.3	6.6	0.33
Composizione media sorgenti												
Torb.			447	69.4	10.6	2.4	0.53	210.2	3.6	54.1	4.7	0.23
S. Mart.			588	85.4	16.5	3.4	0.88	213.0	5.7	110.3	7.4	0.32

Le caratteristiche geochimiche generali delle due componenti A e B, cioè dell'acqua che alimenta gli incrementi di portata in alveo, sono abbastanza simili e queste risultano avere una composizione intermedia tra i termini TOR e SMP. La salinità totale delle due componenti è abbastanza simile anche se nel primo periodo B mostra una leggera maggiore salinità, mentre nel secondo la componente A sembra essere leggermente più salina rispetto alla componente B. Inoltre, possono essere messe in evidenza alcune variazioni spazio temporali:

- in assoluto la concentrazione in SO₄ delle acque del Sordo sembrano aumentare con il tempo. Questo potrebbe essere legato all'incremento in solfati già messo in evidenza per il termine più salino tipo SMP che arriva nel Sordo attraverso il torrente Torbidone.

- contemporaneamente però anche il contenuto in solfati dell'incremento in alveo A mostra un leggero incremento nel tempo, il che suggerisce che anche la componente di alimentazione sotterranea diventa sempre più salina nel tempo.

Tuttavia, il legame tra l'andamento in solfati della componente sotterranea e l'entità in termini di portata di tale incremento non è semplice (Figura 3.20): mentre nel primo periodo all'aumento delle portate di A corrisponde ad un aumento della salinità, a partire dall'estate 2018, è la diminuzione delle portate di A che si correla con un incremento della salinità. Tale quadro complesso è probabilmente legato alle variazioni relative tra la componente salina tipo SMP e la componente meno salina TOR, di non univoca interpretazione.

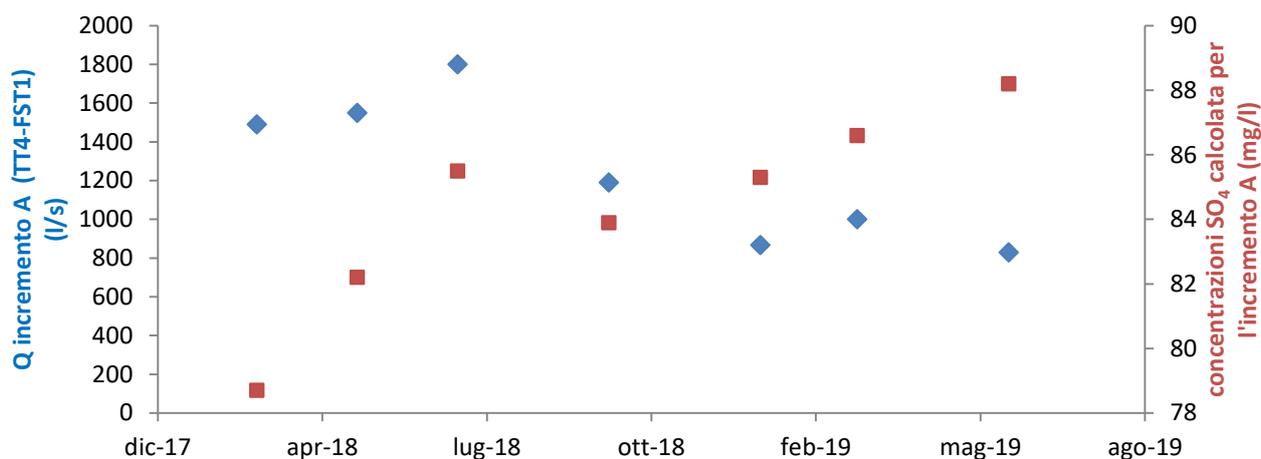


Figura 3.20 Confronto tra le portate dell'incremento di portata A tra TT4 e FST1 e la concentrazione in solfati ricalcolata per l'acqua che determina lo stesso.

- l'incremento della concentrazione in SO₄ nel tempo è più marcato per la componente A rispetto alla componente B. Questo potrebbe essere legato anche ad un aggiuntivo contributo di acqua meno solfatica, forse differente dal termine TOR nel tratto di sordo tra FST1 e FST2. Il contributo relativo di questa componente potrebbe essere aumentato nel 2019 quando si osserva un più marcato decremento relativo dei solfati tra le sezioni FST1 e FST2, andamento che non si osserva nel primo periodo.

In conclusione, gli incrementi di portata tra le sezioni TT4 e FST2 possono essere interpretati come il risultato di una miscela di almeno due componenti, una tipo TOR meno solfatica, la cui provenienza potrebbe essere principalmente da S-SE, e una componente più solfatica tipo SMP proveniente da E-NE. Non è da escludere anche un contributo aggiuntivo di acqua poco salina che potrebbe essere presente nel tratto più a valle del fiume Sordo. Le variazioni relative di tali apporti nel tempo è abbastanza complessa.

Assumendo un modello semplice di miscela tra i termini TOR e SMP è stato calcolato il contributo quantitativo relativo tra i due termini assumendo come in precedenza due scenari, uno considerando

la componente SMP caratterizzata dalla massima concentrazione in SO_4 di San Martino e uno considerando una composizione variabile per i solfati del termine SMP. Il primo scenario assume che la variabilità di SMP sia dovuta ad un mix con la componente TOR. I risultati ottenuti per i due scenari sono riportati in Tabella 3.9.

Tabella 3.9 Stima delle componenti TOR e SMP per gli incrementi in alveo A e B.

Scenario 1 - SO_4 SMP costante								
Data	Q_A (l/s)	Q_{TOR} (l/s)	Q_{SMP} (l/s)	% Q_{TOR}	Q_B (l/s)	Q_{TOR} (l/s)	Q_{SMP} (l/s)	% Q_{TOR}
marzo-18	1490	1080	410	72	1420	925	495	65
maggio-18	1550	1064	486	69	910	600	310	66
ottobre-18	1190	795	395	67	1380	949	431	69
marzo-19	1000	600	400	60				
giugno-19	830	478	352	58	1030	623	407	60
Scenario 2 - SO_4 SMP variabile nel tempo								
Data	Q_A (l/s)	Q_{TOR} (l/s)	Q_{SMP} (l/s)	% Q_{TOR}	Q_B (l/s)	Q_{TOR} (l/s)	Q_{SMP} (l/s)	% Q_{TOR}
marzo-18	1490	974	516	65	1420	798	622	56
maggio-18	1550	920	630	59	910	508	402	56
ottobre-18	1190	739	451	62	1380	887	493	64
marzo-19	1000	571	429	57				
giugno-19	830	462	368	56	1030	605	425	59

3.1.5. Caratterizzazione geochimica delle acque nelle sezioni di misura delle portate del Nera e Campiano

Nei mesi di luglio 2018 e giugno 2019 sono state eseguite due campagne di campionamento che hanno interessato le acque dei fiumi Nera e del torrente Campiano in corrispondenza dei punti di misura delle portate effettuate dalla Regione Umbria (Figura 3.21).

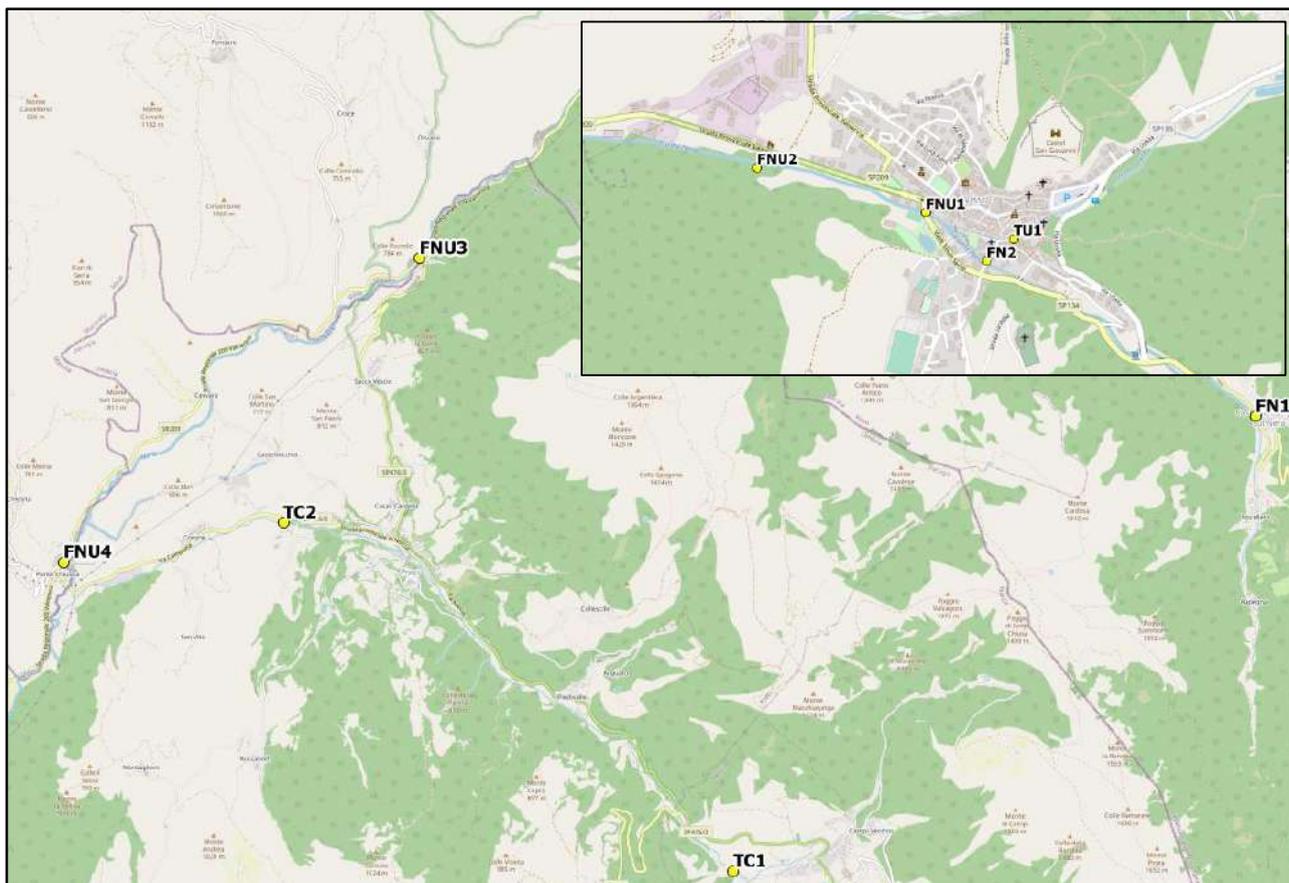


Figura 3.21. Ubicazione dei campionamenti effettuati alle sezioni d'alveo lungo il F. Nera, T. Ussita e Campiano.

Nel caso del fiume Nera, combinando i dati geochimici e di portata è stata ricalcolata la composizione teorica dell'acqua che contribuisce agli incrementi di portata (Tabella 3.10), partendo dal punto FNU2 in località Visso fino al punto FNU4 in località di Ponte Chiusita, poiché nel tratto più a monte sono presenti prelievi per uso idroelettrico. Per la seconda campagna sono disponibili dati solo per il tratto FNU3-FNU4.

Tabella 3.10 Composizione delle acque ricalcolata per i differenti incrementi di portata del F. Nera.

	Cond. ($\mu\text{s}/\text{cm}$)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	NO ₃ (mg/l)	F (mg/l)
Luglio 2018										
FNU2-FNU3	376	67.0	2.7	5.36	1.22	216.0	8.1302	18.8	0.20	0.185
FNU3-FNU4	346	58.5	3.7	3.46	2.23	177.8	7.34	17.0	0.76	0.184
Giugno 2019										
FNU3-FNU4	115	62.2	2.7	3.33	-	203	20.9	13.3	1.68	0.27

Il diagramma SO_4 vs Mg, riportato in Figura 3.22 mostra che le componenti ricalcolate, così come le composizioni misurate, sono diverse da quelle ricalcolate per il F. Sordo (Tabella 3.8). In particolare gli incrementi lungo il fiume Nera sono dovuti ad un'acqua meno salina e a più bassi contenuti in solfati e magnesio rispetto a quella che alimenta in alveo il fiume Sordo. Le componenti che alimentano il fiume Nera mostrano un chimismo leggermente differente dalle acque della sorgente del S. Chiodo. Il contenuto in solfati e magnesio leggermente minore dell'alimentazione in alveo rispetto all'acqua della sorgente S. Chiodo potrebbe però essere anche dovuto alle incertezze sui dati utilizzati per i calcoli.

Infine, le acque del torrente Campiano (sezioni TC1 e TC2) mostrano un chimismo differente sia rispetto alle acque del sistema Torbidone-Sordo che alle acque del fiume Nera, mostrando un basso contenuto di SO_4 , intermedio tra le acque delle sorgenti di maggiore quota dell'area di Norcia (e.s. Sant'Eutizio e Capregna) e le acque che alimentano il fiume Nera. Va messo inoltre in evidenza che le acque del torrente Campiano alle sezioni TC1 e TC2 mostrano un incremento di salinità e del contenuto in solfati rispetto alle acque campionate alla prima emergenza del torrente Campiano (in corrispondenza dei lavatoi vicino all'abitato di Campi), con TC2 leggermente più salina rispetto a TC1 (anche se il contenuto in Solfati è maggiore a TC1 rispetto a TC2). Una componente relativamente più ricca in solfati e magnesio è stata individuata in un pozzo ubicato nei pressi di Ancarano, a pochi km da Campi. In generale, le alimentazioni in alveo del fiume Nera, torrente Ussita e torrente Campiano differiscono apprezzabilmente da quella che caratterizza il torrente Torbidone ed il fiume Sordo.

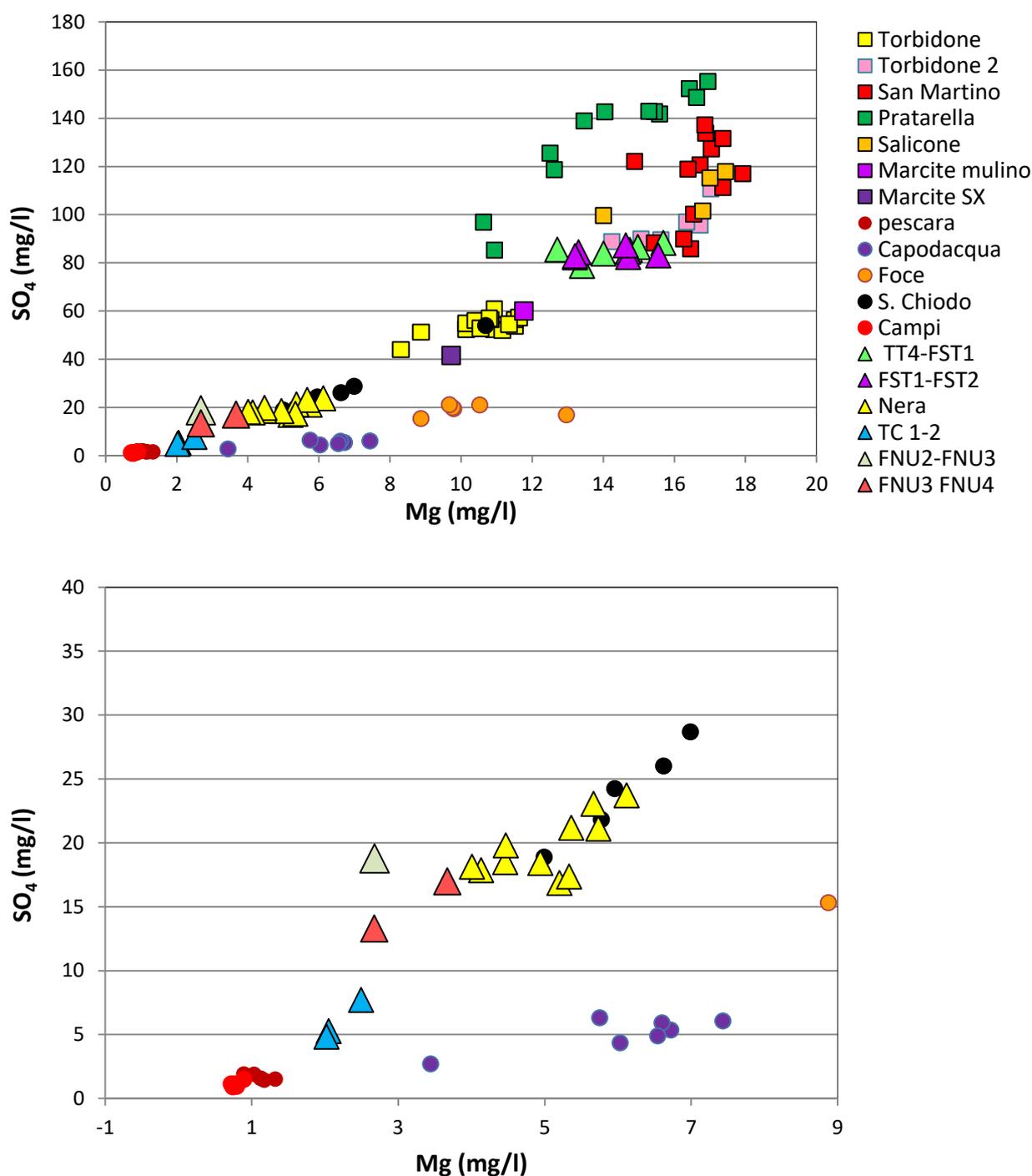


Figura 3.22. Diagramma Mg vs SO₄ degli incrementi in alveo del fiume Nera e torrente Campiano confrontate con gli incrementi in alveo del fiume Sordo e le principali sorgenti nell'area di Norcia e nel versante umbro; pannello inferiore dettaglio del diagramma Mg vs SO₄ riportato nel pannello superiore.

In generale le differenze composizionali sono associate anche a differenze nella composizione isotopica dell'acqua (Figura 3.11), indice che i diversi incrementi in alveo nel tratto fiume Nera-torrente Ussita e nel torrente Campiano sono associati ad aree di ricarica con quote medie leggermente

differenti. Inoltre si può notare anche che la composizione isotopica alle sezioni del torrente Campiano TC1 e TC2 è apprezzabilmente differente, anche se per queste si ha a disposizione un limitato set di dati.

3.1.6. Monitoraggio nel tempo delle salinità delle acque superficiali

Sono state installate tre sonde multi-parametriche che rilevano livello dell'acqua, temperatura e conducibilità, ai punti TT1, TT2 e alla polla della sorgente San Martino, S2 (vedi Fig. 3.12).

I dati registrati ad alta frequenza (15 min.) sono riportati come medie giornaliere nei grafici di Figura 3.23a, b e c.

Le temperature (Figura 3.23a) seguono un chiaro andamento stagionale, con una deriva per la temperatura alla stazione TT1 legata alla forte riduzione della portata a partire dalla primavera del 2020, come mostrato dal grafico 3.23c.

I dati di conducibilità elettrica mostrano:

- 1) una sostanziale differenza di salinità tra le acque alla stazione TT1 e quelle alimentate dal sistema San Martino-Pratarella. Questa differenza ampiamente discussa sulla base dei dati del monitoraggio in discreto è confermata sull'intero periodo di osservazione;
- 2) un trend di crescita per la sorgente San Martino, come già evidenziato dalla discussione dei dati del monitoraggio in discreto;
- 3) un trend di decrescita della salinità alla stazione TT1 a partire da febbraio 2019 ragionevolmente legato ad un minor contributo della falda a più alta salinità;
- 4) un probabile malfunzionamento del sensore della stazione TT2 tra novembre e dicembre 2018. Escluso questo periodo l'andamento a TT2 segue l'andamento misurato alla sorgente San Martino che alimenta in gran parte il torrente.

I dati di temperatura dell'acqua seguono un andamento stagionale per le stazioni di misura ubicate lungo i corsi d'acqua e una sostanziale stabilità per la sorgente San Martino.

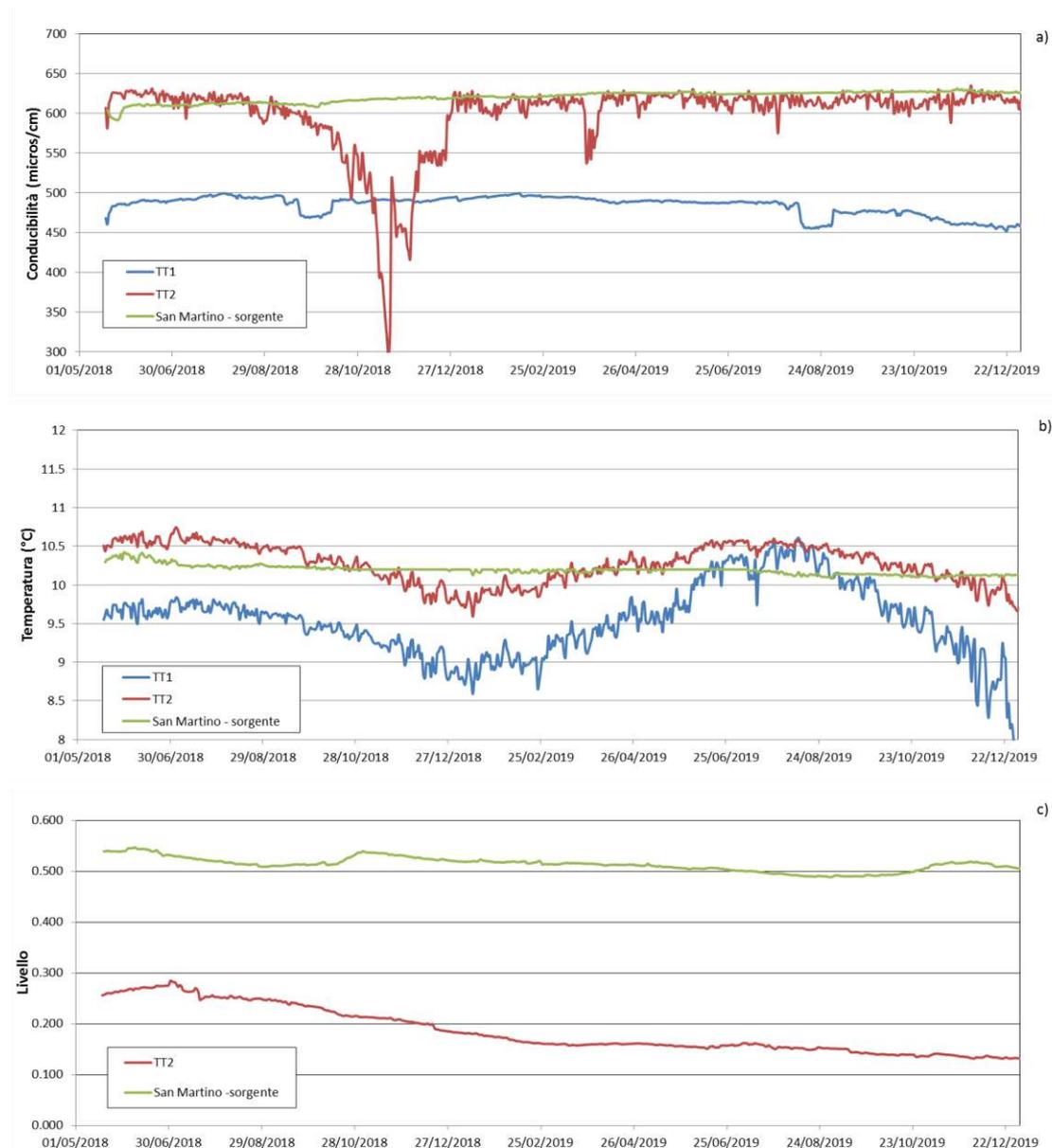


Figura 3.23 Dati del monitoraggio in continuo alle stazioni TT1, TT2 e alla sorgente San Martino. a) conducibilità, b) temperatura, c) livello.

L'andamento dei livelli è stato già discusso nella sezione idrogeologica. Si può aggiungere una considerazione sul confronto tra l'andamento del livello alla polla della sorgente San Martino e il livello alla stazione TT2 il cui flusso è alimentato dalla Polla stessa, dalla sorgente Pratarella e da altri eventuali contributi di ruscellamento superficiale. L'abbassamento progressivo del livello e quindi della portata di TT2 sembra essere dovuto alla riduzione dei contributi differenti da quello

della sorgente San Martino. Questo è anche coerente l'osservazione della progressiva diminuzione dell'emergenza di Pratarella che era notevolmente incrementata dopo il sisma.

4.1 USO DI TRACCIANTI ARTIFICIALI PER L'IDENTIFICAZIONE DI CONTATI IDRAULICI TRA IDROSTRUTTURE E CARATTERISTICHE DELLA CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA

4.1.1 Introduzione

Nell'ambito di tale ricerca l'Università Politecnica delle Marche è intervenuta occupandosi principalmente della impostazione, esecuzione, monitoraggio ed elaborazione di due prove di tracciamento eseguite tra marzo 2018 e gennaio 2020, che avevano lo scopo di supportare l'interpretazione idrogeostrutturale suggerendo spunti per identificare, definire e quantificare le modifiche nella circolazione idrica sotterranea dell'area in esame verificatesi in seguito alle scosse sismiche.

Nella presente relazione sono illustrati i risultati finali di tali prove, corredati da grafici interpretativi e tabelle; sono inoltre presentati i risultati del monitoraggio delle acque meteoriche della Piana di Castelluccio e delle portate nelle stazioni del F. Nera-loc. Pontenuovo e del f.so Mèrgani lungo la piana stessa.

4.1.2 Strumenti di monitoraggio

4.1.2.1 Sonde e strumenti installati da UNIVPM

I dati relativi agli strumenti di misura appositamente installati per questo progetto sono riportati in questa sezione. In Figura 4.1 è riportata l'ubicazione di tali sensori.

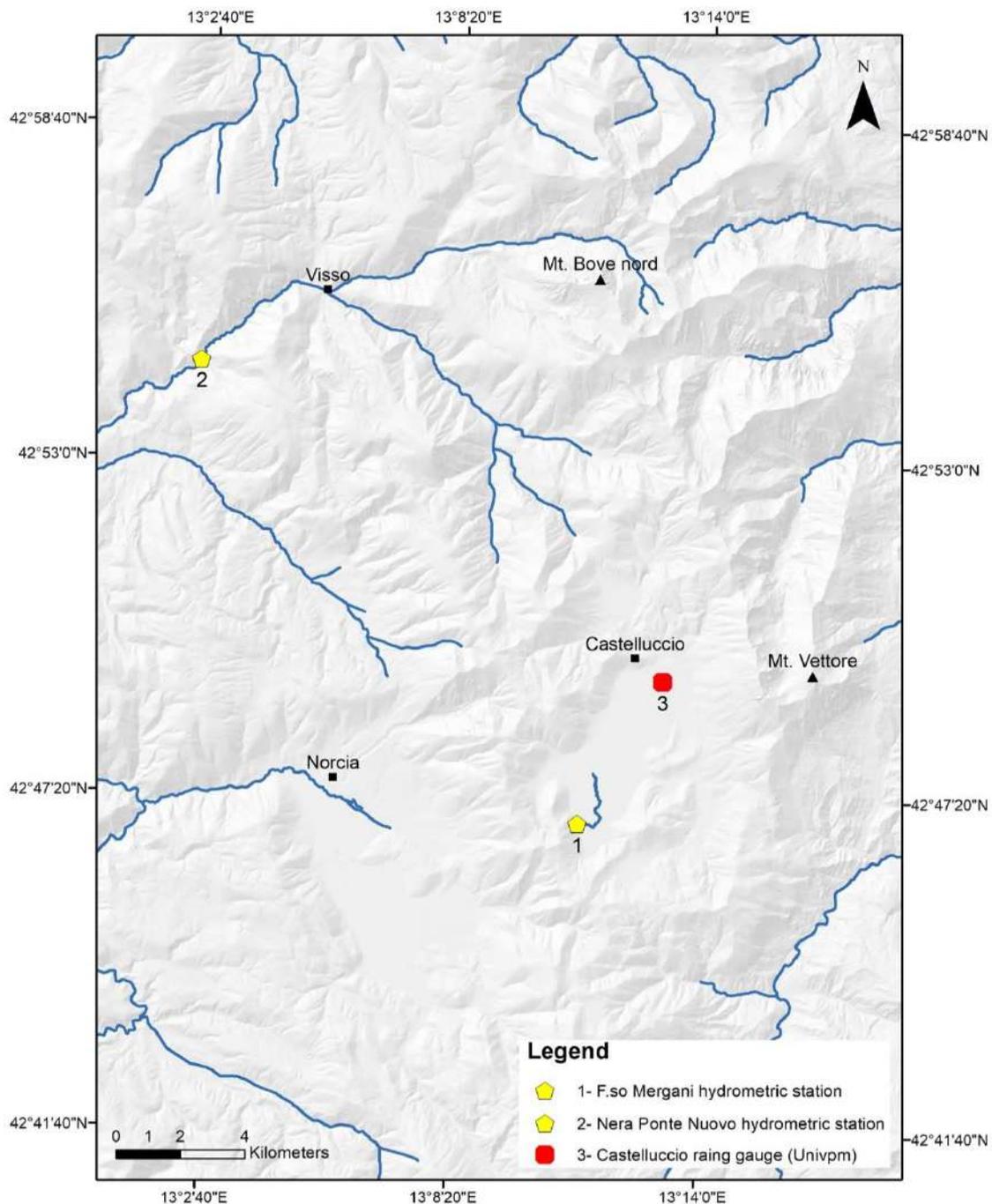


Figura 4.1 Ubicazione delle tre stazioni di misura installate.

Sonda nel f.so Mèrgani

Il grafico di Figura 4.2 riporta l'andamento dei livelli misurati dal sensore, confrontato con le precipitazioni meteoriche e nevose per gli anni 2018 e 2019 (stazione di Monte Prata, dati Centro Multirischi, Protezione Civile Regione Marche). Tali misure sono utili per evidenziare il ruolo dell'area di Castelluccio nella ricarica degli acquiferi della zona dei Sibillini, anche allo scopo di mettere in relazione tali variazioni con i risultati delle prove di tracciamento (eseguite tra il marzo 2018 e il gennaio 2019), presentate nel seguito.

Dal grafico si possono individuare periodi in cui l'inghiottitoio era attivo ed altri in cui invece non si registrava alcun deflusso superficiale; sostanzialmente gli incrementi principali di portata del corso d'acqua sono dovuti in parte alle precipitazioni ed in parte allo scioglimento della neve caduta sulle montagne circostanti alla Piana di Castelluccio, in primis il M. Vettore.

Analizzando le precipitazioni si può osservare come nel 2019 siano cadute più precipitazioni liquide dell'anno precedente con una permanenza del manto nevoso nettamente inferiore.

Una stima totale dei due anni idrologici porta a calcolare circa 2 milioni di metri cubi di acqua che si infila nell'inghiottitoio ogni anno.

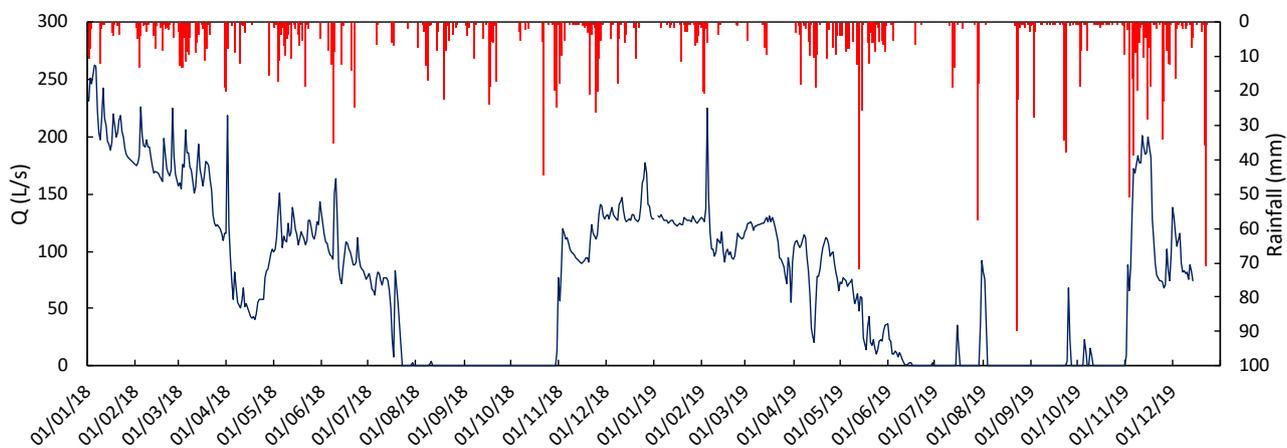


Figura 4.2 Andamento della portata nel f.so Mèrgani in relazione all'andamento delle precipitazioni meteoriche.

Sonda sul F. Nera (località Pontenuovo)

In Figura 4.3 è riportato l'andamento della portata del F. Nera in corrispondenza del sensore idrometrico installato in prossimità della chiusura della zona di affioramento del Calcere Massiccio. Lo scopo di queste misure è correlare eventuali incrementi di portata con l'arrivo del tracciante in

quell'area. Come si può notare dal grafico, le portate mediamente sono circa $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$, con alcuni picchi di piena e alcuni punti più bassi collegati alla derivazione dell'EON di Visso.

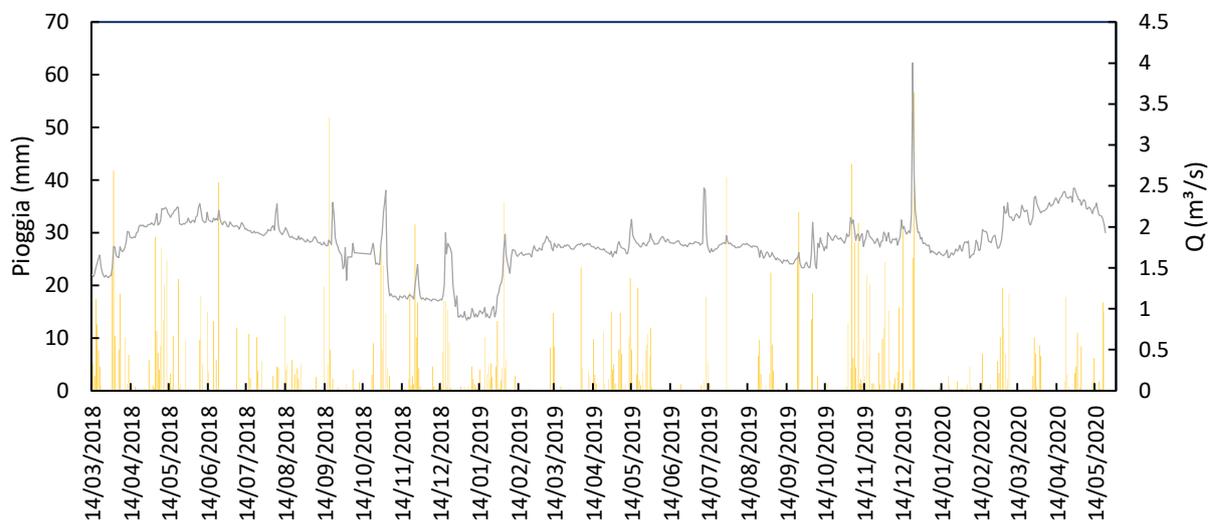


Figura 4.3 Andamento della portata giornaliera del F. Nera (località Pontenuovo).

Pluviometro a Castelluccio

Il pluviometro installato nella piana serve per meglio valutare l'input di precipitazione nella zona dell'inghiottitoio, allo scopo di evidenziare periodi di particolare intensità e mettere in relazione le precipitazioni con la formazione del deflusso nel fosso Mèrgani. I dati partono dal maggio 2018 fino a fine 2019. Il pluviometro è collegato ad un campionatore di acque meteoriche per determinare la composizione isotopica delle piogge.

La Figura 4.4 riporta l'andamento delle precipitazioni nel periodo considerato.

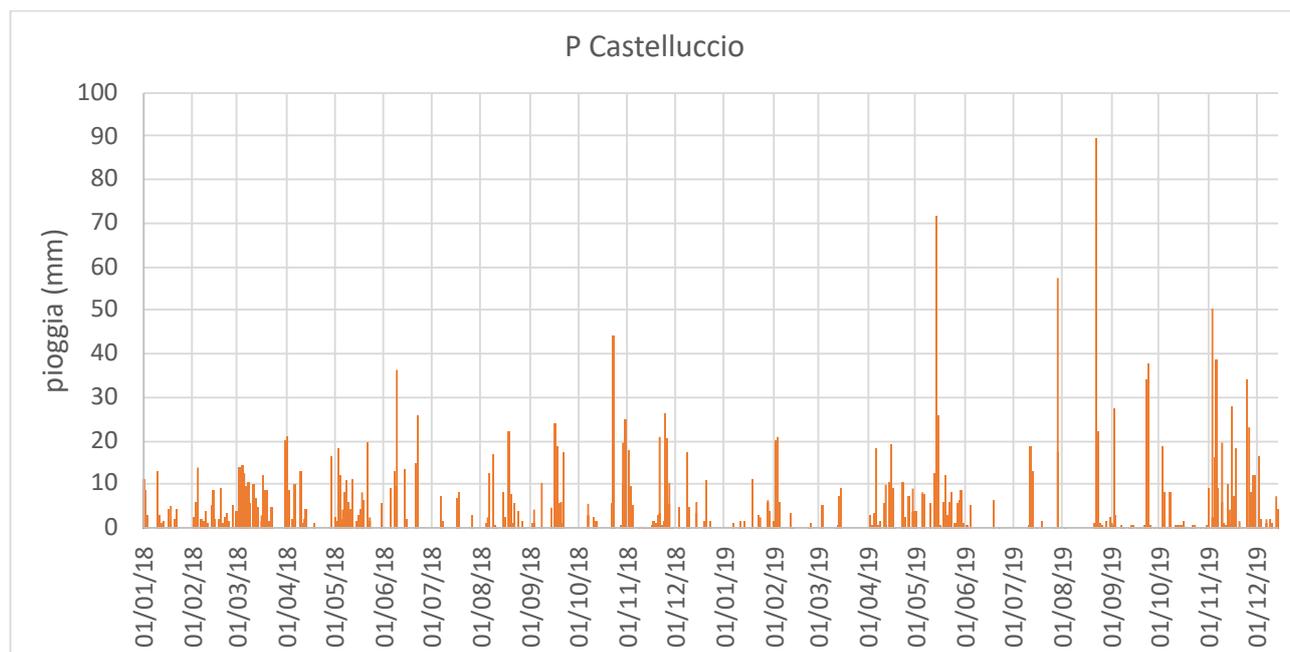


Figura 4.4 Andamento delle precipitazioni giornaliere nella Piana di Castelluccio.

4.1.3 Prove con traccianti artificiali

4.1.3.1 Introduzione e metodologia

Le prove sono di supporto per un migliore inquadramento idrogeologico dell'area interessata dalla crisi sismica del 2016-17, di aiuto nella comprensione dell'influenza di alcuni caratteri geo-strutturali sulla circolazione idrica sotterranea e per l'identificazione dei contatti idraulici tra i diversi acquiferi e strutture della zona dei Sibillini.

Le prove si inseriscono in un contesto di sperimentazioni in essere da alcuni anni, utili sia per la comprensione preliminare del comportamento di diversi traccianti in ambiente carbonatico, sia per individuare e approfondire le problematiche relative a prove che interessano vaste aree geografiche e di lunga durata. Non ci sono infatti molti esempi di prove a così ampio raggio effettuate su domini carbonatici in Europa.

La prova di tracciamento consiste nell'immissione istantanea di una quantità nota di tracciante in un punto potenzialmente collegato con la rete di circolazione idrica sotterranea che si vuole indagare. Normalmente il punto di immissione può coincidere con un pozzo, un corso d'acqua, una dolina o un inghiottitoio carsico. Nel caso in esame è stato sfruttato il sistema carsico superficiale, abbastanza ben sviluppato nella Piana di Castelluccio di Norcia, con presenza di diverse doline e un inghiottitoio principale nella zona a Sud-Ovest.

L'inghiottitoio riceve le acque del f.so Mèrgani, alimentato prevalentemente dalle acque della piana (scioglimento delle nevi accumulate sui ripidi versanti circostanti e acque di precipitazione); esso risulta attivo (e quindi sfruttabile per l'immissione) solo in determinati periodi dell'anno, limitando di fatto le fasi di esecuzione della prova solo ai mesi tardo invernali.

Il tracciante selezionato per la prova è la fluoresceina sodica (2-(3-oxo-6-oxidoxanthène-9-yl) benzoate of disodium (sodium salt), formula bruta $C_{20}H_{10}O_5Na_2 + H_2O$) in soluzione acquosa al 30%, prodotto dalla Colorey s.a.s. (FR) (Figura 4.5). Si tratta di un tracciante fluorescente con lunghezza d'onda di emissione normalmente compresa tra 520 e 525 nm e lunghezza d'onda di eccitazione di 485-495 nm, dotato di alta solubilità in acque sotterranee e per questo comunemente usato in idrogeologia anche a basse concentrazioni, in quanto facilmente rilevabile con sonde ad alta precisione (fluorimetri e/o spettrofluorimetri). Non è tossico né pericoloso per l'ambiente.

Circa 16 kg di Fluoresceina sono stati immessi nel f.so Mèrgani, pochi metri prima dell'inghiottitoio, il 20 marzo 2018 verso le ore 11, le operazioni di immissione sono durate circa 7 minuti. La portata nel f.so Mèrgani durante l'immissione era di circa 180 l/s. La seconda prova di tracciamento ha previsto l'immissione di un quantitativo maggiore dello stesso tracciante (circa 27 kg), in data 8 febbraio 2019, la portata del Mèrgani durante l'immissione è pari a 100 l/s.

La zona studiata è stata disseminata con sonde fluorimetriche di diverso tipo e sensibilità e con campionatori automatici e fluocaptori, questi ultimi in grado di restituire un risultato qualitativo dirimente nel caso di concentrazioni misurate dalle sonde molto basse o disturbate da altri fattori quali la torbidità.



Figura 4.5 Fluoresceina usata per la prova di tracciamento.

L'elenco dei punti monitorati durante le due prove è riportato in Tabella 4.1, mentre l'ubicazione è visibile nelle Figure 4.6 e 4.7.

Tabella 4.1 Elenco dei punti monitorati nelle prove di tracciamento. Legenda: F sonda fluorimetrica, C campionatore automatico, FCP fluocaptore e campione puntuale.

Punto di monitoraggio (2018) [n. Figura 4.6]	Coord X	Coord Y	Quota m (slm)	Distanza da punto di immissione (km)	Tipologia
Ussita (M. Uccelletto) - [8]	345588	4755302	648	18.2	FCP
Nera sorgente - [5]	349121	4750760	728	12.6	F, FCP
Nera S. Placido - [9]	346659	4753435	663	15.4	FCP
Capodacqua Sorgente - [7]	355363	4733210	865	6.3	F, FCP
Foce sorgente - [6]	358806	4749097	915	12.6	F, FCP
Pescara sorgente - [14]	358319	4734983	888	7.2	C, FCP
Rubbiano (Tenna) - [12]	358771	4753370	628	16.7	FCP
Piedivalle (Ambro) - [11]	360898	4757043	590	21.0	FCP
Campiano (Campi) - [3]	343291	4745899	670	10.6	F, FCP
Preci - [13]	339803	4749404	526	16.4	FCP
Torbidone sorgente - [1]	345813	4738066	613	6.0	F, FCP
Nera Pontenuovo - [4]	340009	4752728	510	18.6	F, FCP
Sordo - [2]	343140	4739821	561	8.8	F, FCP
Nera Roana - [10]	349579	4756268	765	12.5	FCP

Punto di monitoraggio (2019) - [n. Figura 4.7]	Coord X	Coord Y	Quota m (slm)	Distanza da punto di immissione (km)	Tipologia
Torbidone sorgente - [1]	345813	4738066	613	6	F
San Martino e Pratarella - [2]	344690	4738843	593	7	F
Sordo - [3]	343140	4739821	561	8.8	F
Campiano (Campi) - [4]	343291	4745899	670	10.6	F
Campiano (ramo 2) - [5]	343427	4745749	672	10.5	FCP
Campiano (ramo 1) - [6]	343506	4745830	674	10.6	FCP
Preci - [7]	339803	4749404	526	16.4	FCP
Ussita (M. Uccelletto) - [8]	345588	4755302	648	18.2	C, FCP
Nera S. Placido - [9]	346659	4753435	663	15.4	FCP
Nera sorgente - [10]	349121	4750760	728	12.6	F
Capotenna - [11]	356344	4752735	1147	15.5	F
Foce sorgente - [12]	358806	4749097	915	12.6	F
Capodacqua Sorgente - [13]	355363	4733210	865	6.3	F

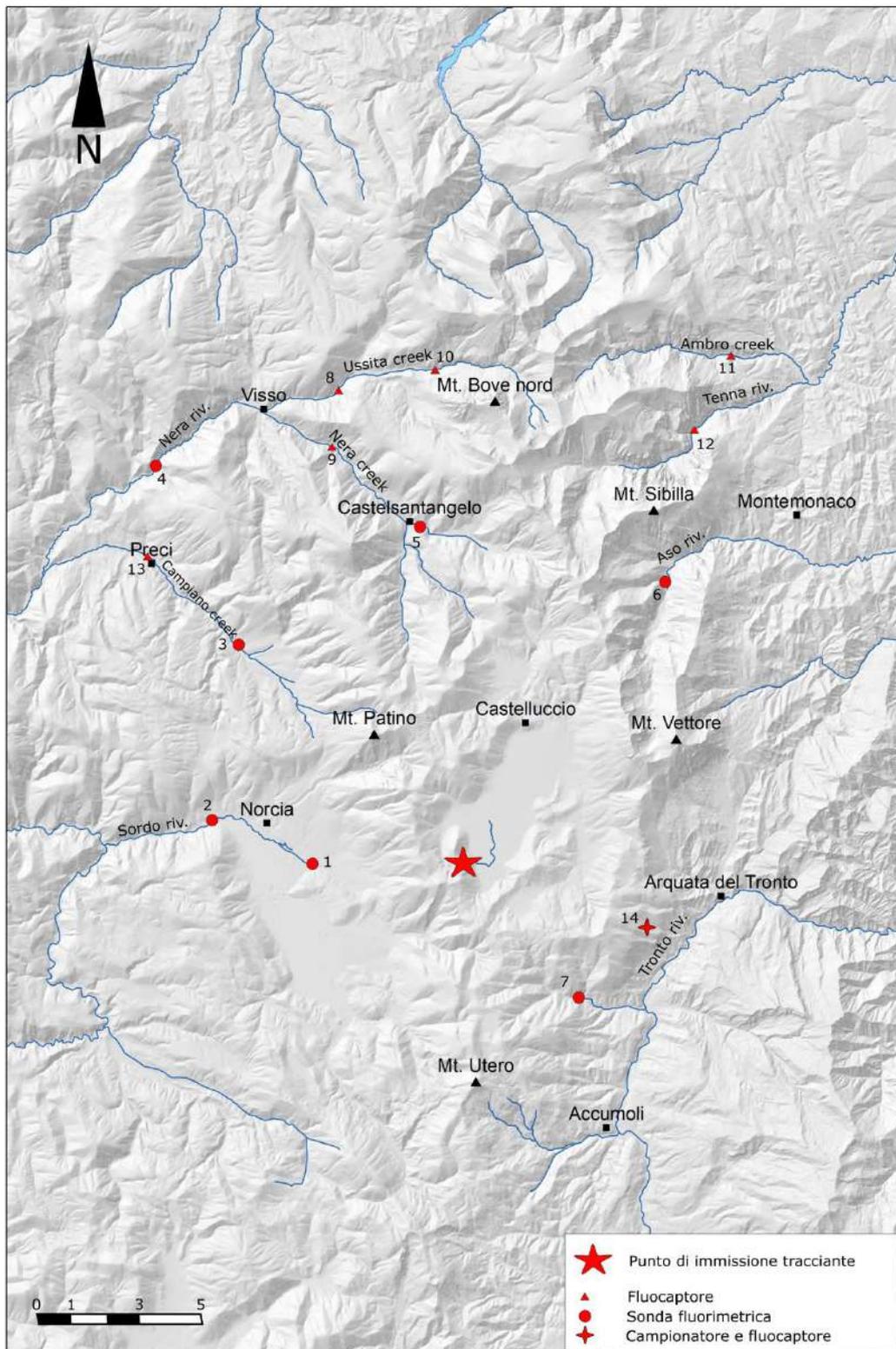


Figura 4.6 Ubicazione dei punti di monitoraggio della prova di tracciamento del 2018. 1. Torbidone sorgente, 2. Sordo, 3. Campiano (Campi), 4. Nera Pontenuovo, 5. Nera sorgente, 6. Foce sorgente, 7. Capodacqua sorgente 8. Ussita (M. Uccelletto), 9. Nera S. Placido, 10. Nera Roana, 11. Piedivalle (Ambro), 12. Rubbiano (Tenna), 13. Preci, 14. Pescara sorgente.

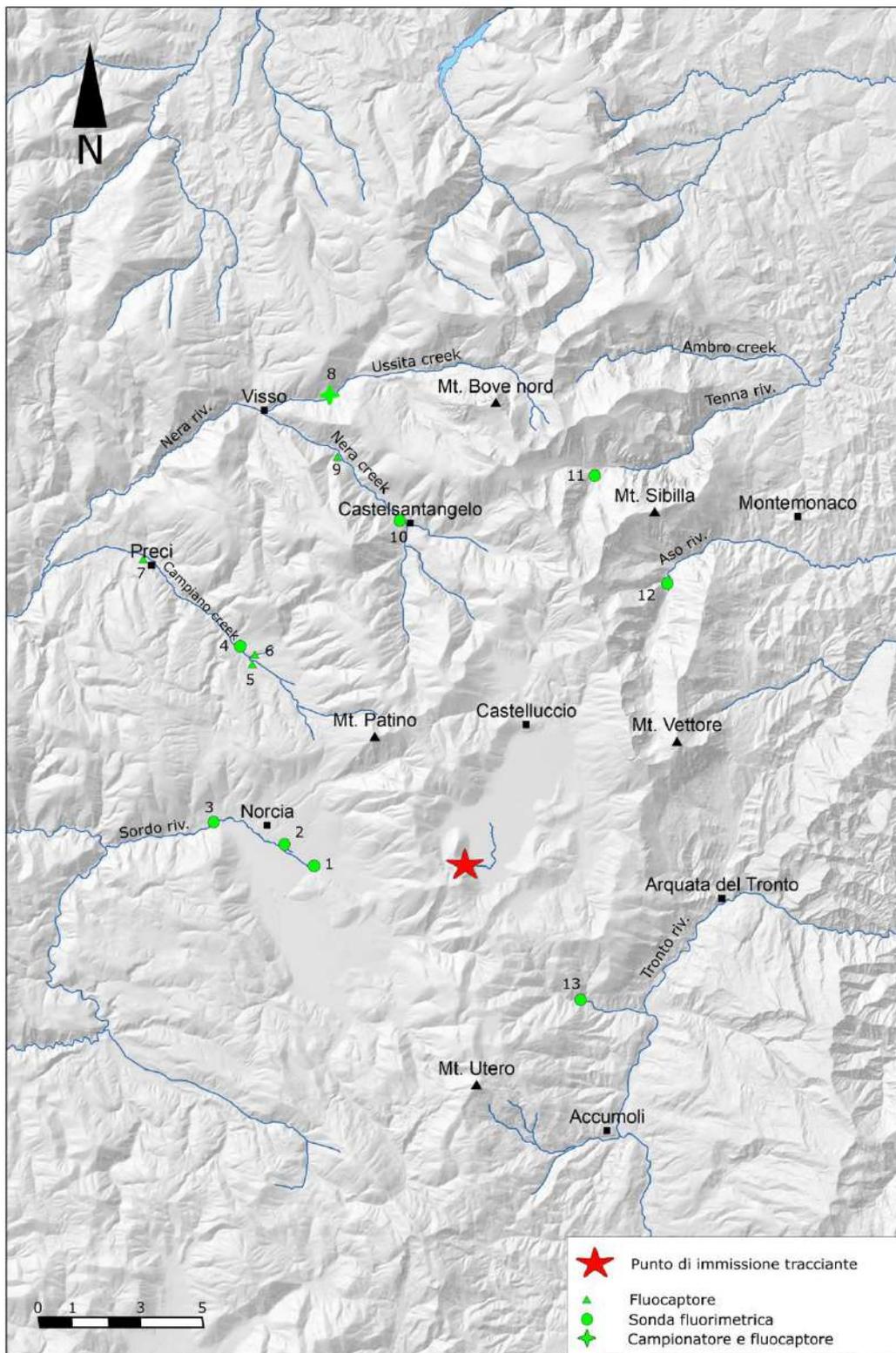


Figura 4.7 Ubicazione dei punti di monitoraggio della prova di tracciamento del 2019. 1. Torbidone sorgente, 2. S. Martino e Pratarella, 3. Sordo, 4. Campiano (Campi), 5/6. Campiano (due rami), 7. Preci, 8. Ussita (M. Uccelletto), 9. Nera S. Placido, 10. Nera sorgente, 11. Capotenna, 12. Foce sorgente, 13. Capodacqua sorgente.

L'analisi delle concentrazioni di fluoresceina sulle soluzioni estratte dai captori e sui campioni prelevati nei diversi punti è stata effettuata in laboratorio utilizzando lo spettrofluorimetro SHIMADSU RF6000; insieme ai campioni prelevati in sito durante la prova, sono stati analizzati i campioni di "bianco" prelevati prima dell'inizio della prova e le soluzioni standard preparate con le stesse acque presenti nei vari punti monitorati.

Per quanto riguarda i punti attrezzati con sonde fluorimetriche (alcune sono della PME ltd. altre dell'ALBILLIA Sarl), esse restituiscono direttamente valori di concentrazione di tracciante espressi in ppb (parti per miliardo) essendo state preventivamente sottoposte a taratura direttamente in campagna, utilizzando l'acqua prelevata nel punto monitorato, alcune settimane prima dell'immissione del tracciante nell'inghiottitoio (Figura 4.8).

La taratura è stata eseguita preparando in campagna diversi standard con l'acqua di ogni punto monitorato, utilizzando concentrazioni comprese tra 1 e 100 ppb e controllando la validità della taratura sia durante che al termine della prova stessa, al fine di prevenire eventuali derive strumentali e/o correggere eventuali cambiamenti occorsi durante la prova.

Le sonde fluorimetriche sono dotate di memoria interna o esterna, per immagazzinare i dati registrati con cadenza 600 secondi, impostata in modo da non perdere eventuali picchi di tracciante impulsivi a breve durata. Periodicamente la memoria è stata scaricata su PC portatile per permettere il controllo della prova e verificare l'arrivo o meno del tracciante. I dati sono stati infine elaborati con MS Excel per la parte grafica, QTracer2 (EPA, USA) e CFR per la parte interpretativa, necessaria per ricavare dal bilancio di massa i volumi di acqua tracciata, le velocità di flusso, i tempi di restituzione e la dispersività longitudinale per ciascun punto monitorato e per controllare quindi la validità della prova. Per ciascun punto tenuto sotto controllo è stato possibile ricavare la cosiddetta curva di breakthrough o di restituzione (BTC), che descrive l'andamento della concentrazione di tracciante in funzione del tempo, permettendo visivamente di cogliere la modalità di rilascio del tracciante stesso nell'acquifero. Il bilancio di massa è stato eseguito considerando nel caso di sorgenti la portata misurata nella sorgente, nel caso di fiumi o sorgenti lineari la portata effettiva netta imputabile al punto monitorato, sottraendo i contributi dovuti ad altri punti.



Figura 4.8 Strumenti utilizzati durante la prova: spettrofluorimetro di precisione, sonda PME, fluorimetro Albillia, autocampionatore ISCO.

4.1.4 Risultati delle prove di tracciamento

4.1.4.1 Risultati della prima prova di tracciamento (2018)

I risultati complessivi sono riprodotti nelle Figure 4.9, 4.10 e 4.11, espressi sotto forma di curve di restituzione. In Tabella 4.2 sono rappresentati i tempi di primo arrivo del tracciante e dei picchi principali in funzione della distanza intercorsa tra il punto di immissione e il punto monitorato. In Figura 4.12 tali risultati sono rappresentati graficamente. Da tali tempi è stato poi possibile ricavare in prima approssimazione la velocità massima di deflusso (corrispondente al tempo di arrivo del primo filetto liquido tracciato), la velocità media di trasferimento del tracciante (corrispondente al tempo di passaggio del 50% della massa di tracciante in ogni punto), approssimabile alla velocità effettiva di flusso. In Figura 4.13 è riportata la relazione tra la velocità effettiva di flusso e la distanza dal punto di immissione.

Settore occidentale dei Sibillini

Dalle curve di restituzione prodotte per la zona di Norcia si evince che il tracciante arriva in tempi diversi e con modalità diverse in tutti e tre i punti monitorati. Nella zona delle Marcite il tracciante arriva al F. Sordo solo una settimana dopo l'immissione, la curva mostra diversi picchi di piccola intensità ripetuti nel tempo, mentre a circa 80 giorni dall'immissione incomincia una sorta di curva a campana (comportamento idrodispersivo tipico di un acquifero poroso) ampia circa 20 giorni, situazione ripetuta a circa un mese di distanza, in questo caso con picco a concentrazione più alta (quasi 2 ppb). Circa 170 giorni dopo l'immissione c'è un ultimo picco di tipo impulsivo. La maggior parte del tracciante arriva in corrispondenza di queste due campane, la cui forma dipende dalla dispersione del tracciante all'interno del materasso alluvionale fluvio-lacustre presente nella Piana di Norcia.

Il fluorimetro posizionato nella zona della sorgente del Torbidone restituisce un comportamento differente, come ci si aspettava, dovuto al fatto che qui il tracciante raggiunge la superficie direttamente tramite le bocchette carsiche nella zona di emergenza, senza filtrare attraverso il materasso alluvionale. Il comportamento è prettamente impulsivo, con numerosi picchi di intensità medio bassa ripetuti a partire da circa un mese dopo l'immissione; il picco più alto si registra dopo circa 75 giorni dall'immissione.

Il punto ubicato a Campi, lungo il torrente Campiano, affluente del Nera, mostra un comportamento "misto" tra i due precedenti: un primo arrivo si registra in modo impulsivo dopo 45 giorni dall'immissione, poi si riscontra un andamento a campana tra 50 e 60 giorni dall'immissione (dovuto probabilmente al contributo di uno dei due rami del Campiano, quello che scorre su un materasso

alluvionale ghiaioso sabbioso di spessore di alcune decine di metri), quindi di nuovo un andamento a impulsi ripetuti, il più intenso dopo 4 mesi oltre 3 ppb di concentrazione, dovuto al contributo dell'altro ramo.

Settore settentrionale dei Sibillini

Nella zona delle sorgenti del Nera il tracciante arriva dopo circa 70 giorni dall'immissione, il picco principale, ben marcato e dal carattere impulsivo, si registra dopo circa 130 giorni dall'immissione, durante la fase di recessione della curva di portata; un ultimo picco si registra a circa 180 giorni dall'immissione.

Il tracciante arriva anche nell'area di emergenza delle sorgenti lineari presenti a valle dell'abitato di Visso; in questo caso il segnale è molto disturbato, almeno nella fase iniziale della prova, a causa di un problema dovuto probabilmente ad un disturbo elettromagnetico, poi risolto. Inoltre, la torbidità spesso elevata presente nell'acqua nel punto di misura (la zona a monte è stata a lungo interessata dai lavori per il ripristino di una frana che ha interrotto per mesi la statale Valnerina) che ha imposto di elevare il limite di rilevabilità del tracciante stesso, perdendo così un po' in sensibilità. La concentrazione, quindi, potrebbe risultare (sia pur di poco) sottostimata di 0.1-0.2 ppb rispetto a quella effettiva. In ogni caso si riescono ad individuare alcuni picchi, anch'essi di carattere impulsivo, a partire da un paio di mesi fino a 4 mesi dall'immissione (picchi principali), gli ultimi circa 6 mesi dopo l'immissione.

Settore orientale e sud-orientale dei Sibillini

Nella sorgente Pescara non si registra alcun arrivo di tracciante.

Nella sorgente Capodacqua la presenza di tracciante non può essere confermata e risulta pertanto molto dubbia se non addirittura non verificabile; le tracce dell'arrivo (circa un mese dopo l'immissione) sono al di sotto del limite sicuro di rilevabilità dello strumento.

Nella sorgente Foce si riscontra un probabile arrivo di tracciante circa 2 mesi dopo l'immissione con un comportamento di tipo idrodispersivo.

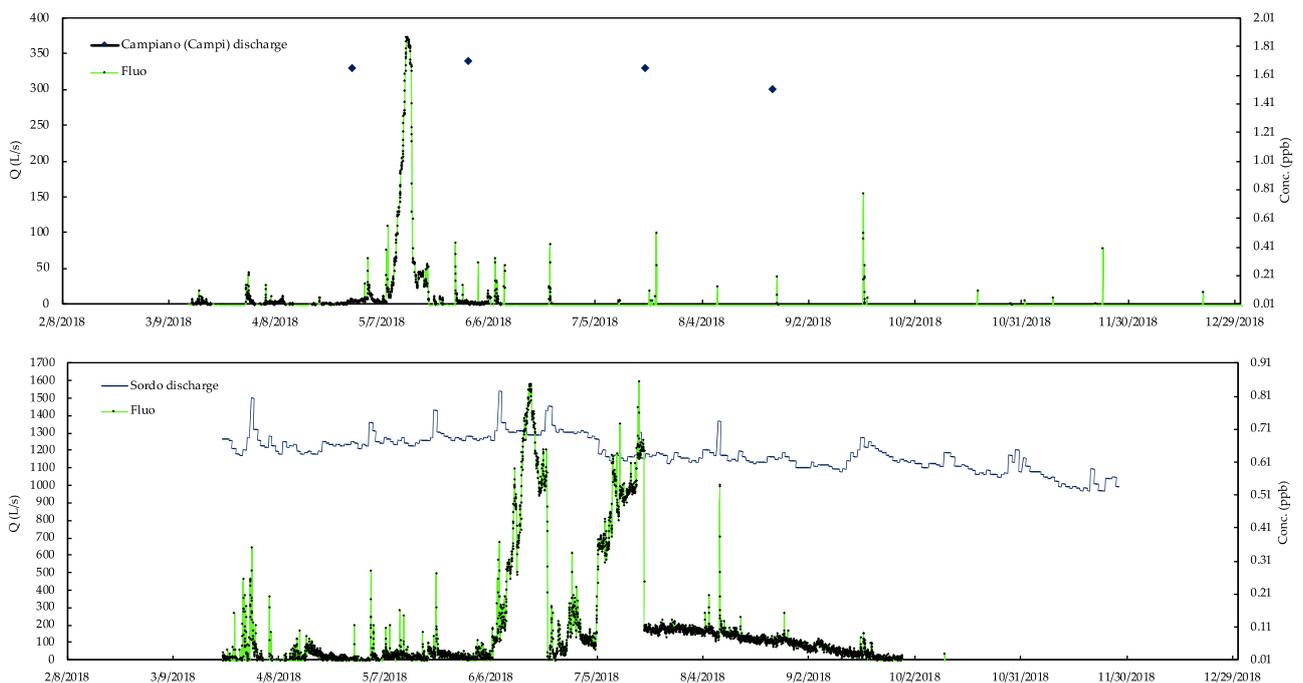
4.1.4.2 Considerazioni conclusive sulla prima prova di tracciamento

L'arrivo del tracciante nella parte occidentale della zona dei Sibillini, se pur attesa e già parzialmente verificata (anche se senza la dovuta precisione sperimentale) nel corso di studi pregressi (Lippi Boncambi, 1947; Tazioli e Nanni, dati non pubblicati), è avvenuto secondo modalità diverse nei vari punti monitorati. In particolare, in un precedente esperimento eseguito poco prima del terremoto da Tazioli e Nanni (2016), il tracciante non veniva rilevato al Sordo ma alla polla di S. Martino, mentre

subito dopo la scossa sismica di agosto arrivava anche al Sordo. Nel tracciamento eseguito nel 2017 al Torbidone non veniva registrato invece nessun arrivo.

La differenza sostanziale rispetto a prove eseguite dagli autori nel passato si riscontra nella zona sud-orientale dei Sibillini: mentre il tracciante arrivava con tempi molto rapidi alle sorgenti di Pescara e Capodacqua, sembra in quest'ultimo tracciamento che non sia più chiaramente visibile (dopo il sisma del 2016) un collegamento diretto tra le acque che si infiltrano nella Piana di Castelluccio e le sorgenti suddette. Anche Foce (zona nord-orientale del massiccio) sembra non essere più collegata direttamente al sistema della piana, mentre dopo il sisma tale collegamento era stato verificato.

La zona del Nera, invece, sembra essere stata minimamente modificata (almeno nei confronti del comportamento del tracciante) dagli eventi sismici: il tracciante arrivava (ed arriva tuttora) sia nella zona delle sorgenti sia nell'area di affioramento del Calcare Massiccio ubicata tra Visso e Pontenuovo.



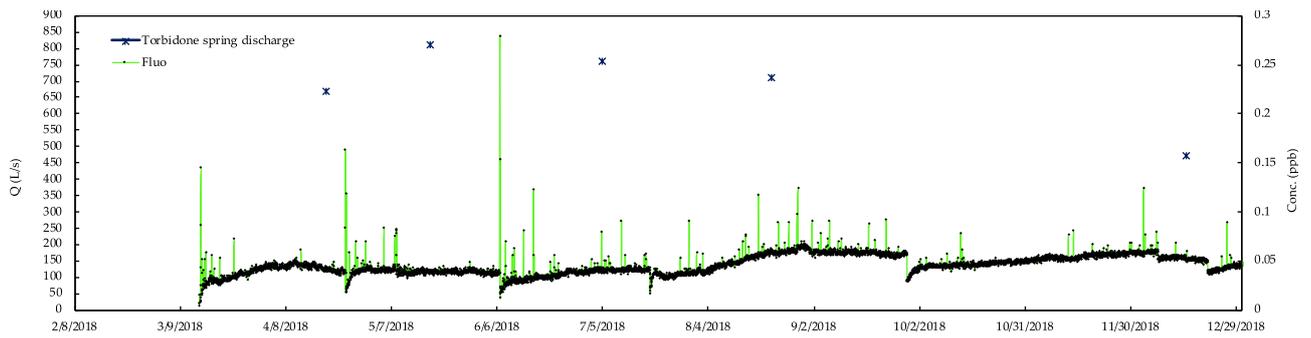


Figura 4.9 Curve di restituzione del tracciante durante la prova per i punti monitorati nella zona di Campi e Norcia.

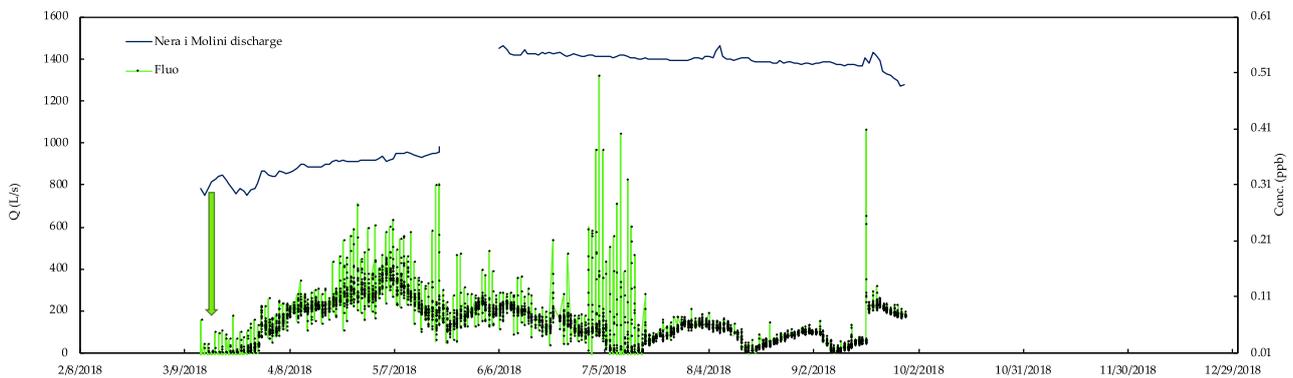
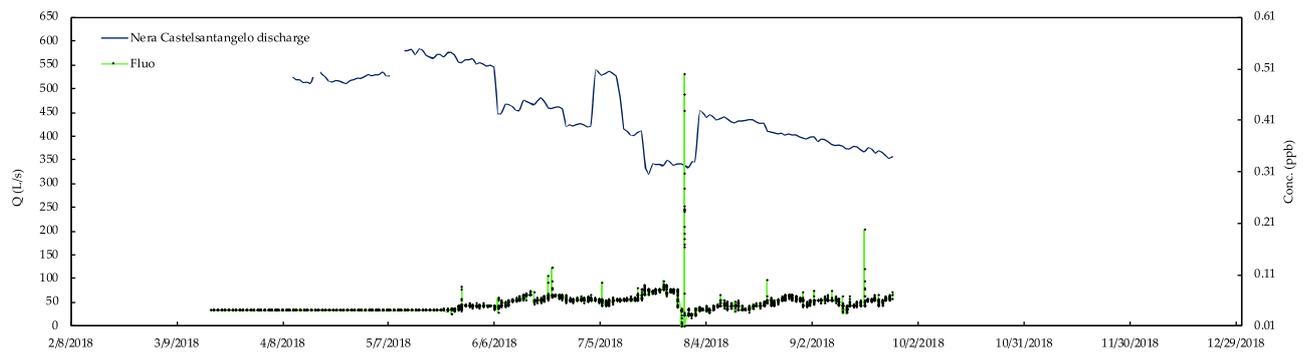


Figura 4.10 Curve di restituzione del tracciante durante la prova per i punti monitorati lungo il F. Nera.

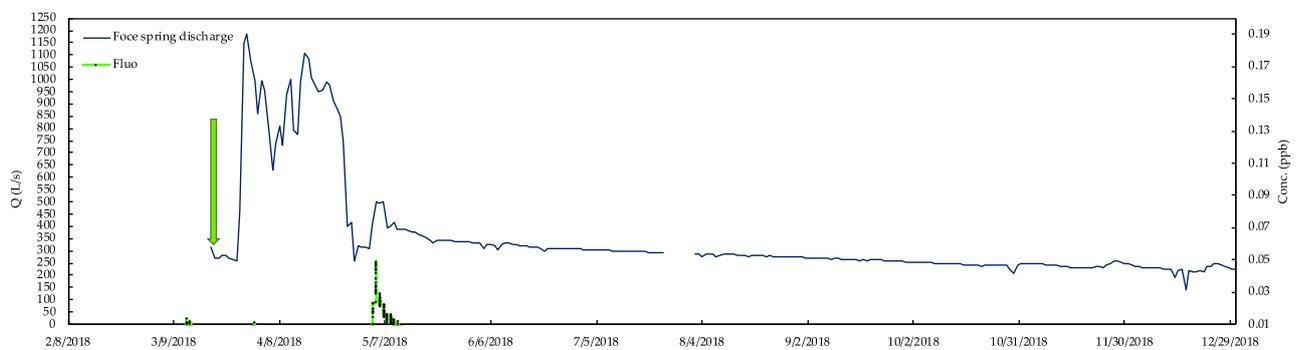


Figura 4.11 Curve di restituzione del tracciante durante la prova per i punti monitorati nel versante adriatico.

Sonda [n. Figura 4.6]	Long. (WGS 1984 UTM 33 N)	Lat. (WGS 1984 UTM 33 N)	Quota (m) s.l.m.	Distanza da inghiottitoio (km)	T₁ (giorni)	Picco principale (giorni)	Altri picchi (giorni)
Torbidone sorgente - [1]	345818	4738070	613	6	41	78	78
Sordo - [2]	343141	4739830	561	8.8	8	120	44-62- da 78 a 93- 100- da 106 a 121-142
Campiano (Campi) - [3]	343297	4745910	670	10.6	45	55	55-69- 95-180
Nera Pontenuovo - [4]	341383	4753950	495	18.8	38	110	Da 103 a 116-180
Nera sorgente - [5]	349829	4750560	763	12.6	68	131	131-180
Foce sorgente - [6]	358769	4749080	926	12.6	5	160	160
Capodacqua sorgente - [7]	355694	4733160	830	6.3	29	--	--

Tabella 4.2 Elenco dei punti monitorati nella prova di tracciamento del 2018. Legenda: F sonda fluorimetrica, C campionatore automatico, FCP fluocaptore e campione puntuale.

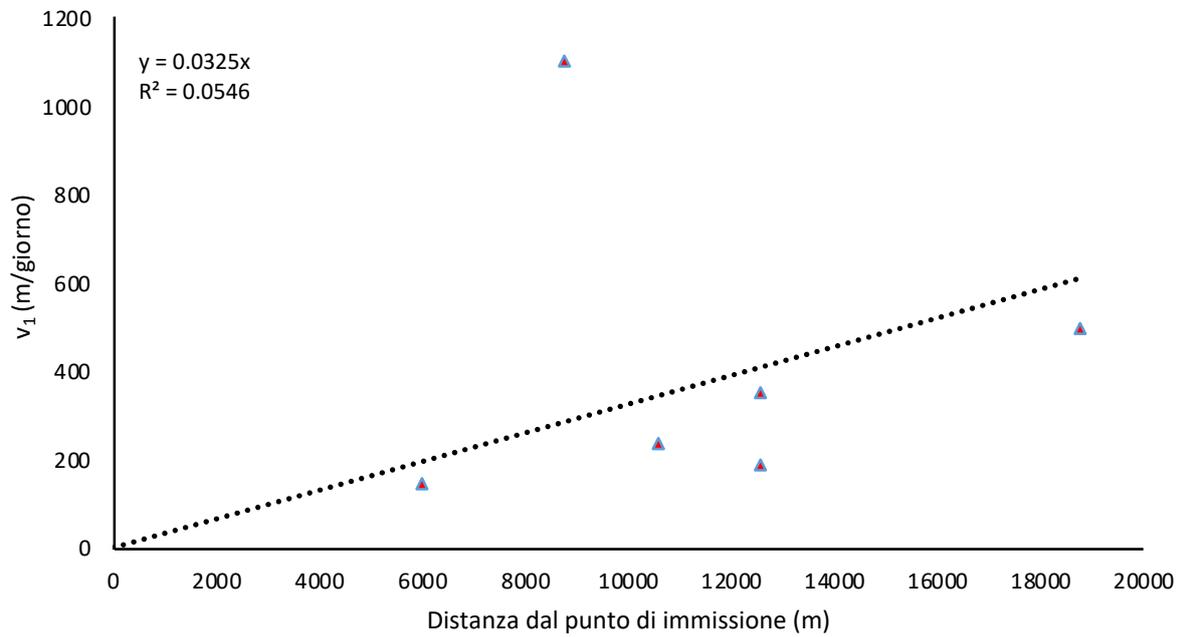


Figura 4.12 Relazione tra la massima velocità di arrivo del tracciante e la distanza dal punto di immissione, prova 2018.

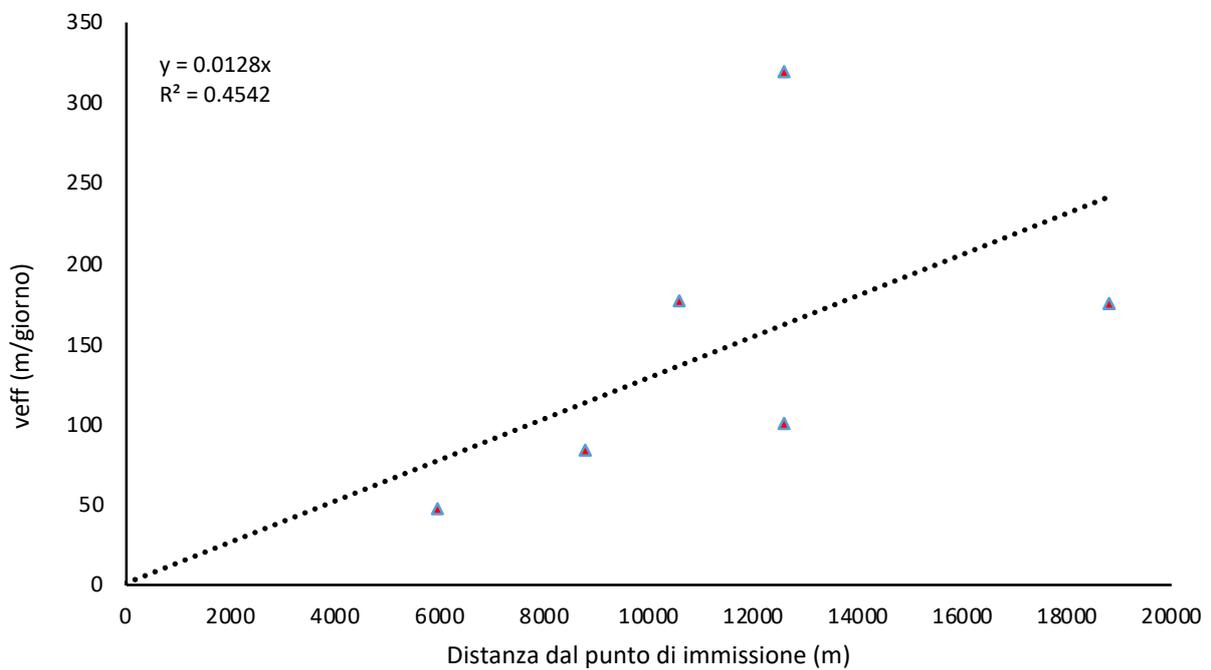


Figura 4.13 Relazione tra la velocità effettiva di filtrazione e la distanza dal punto di immissione, prova 2018.

4.1.4.3 Risultati della seconda prova di tracciamento (2019)

Settore occidentale

a. Sorgente Torbidone

Il grafico di Figura 4.14 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e della portata nella sorgente del Torbidone a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, il collegamento della sorgente con l'acqua di infiltrazione della Piana di Castelluccio è ben visibile, e gli arrivi di tracciante sono caratterizzati da picchi impulsivi della durata di qualche minuto fino a qualche decina di minuti. Il primo arrivo (inteso come primo filetto fluido tracciato) è registrato dopo 46 giorni dall'immissione con un valore di concentrazione di 0.46 ppb. Il picco massimo di concentrazione si registra a 142 giorni dall'immissione con un valore di concentrazione pari a 0.63 ppb. Per la restante durata della prova si osservano picchi via via di minore intensità registrati fino a circa 288 giorni dall'immissione. La quantità totale di tracciante transitata attraverso il punto monitorato è pari a 19.85 g, corrispondente allo 0.72% della massa totale di tracciante immesso nel sistema. Il tempo baricentrale, ovvero il tempo in cui alla sezione interessata viene registrato il transito del 50% del totale della massa transitata in quel punto è pari a 116 giorni. Come si evince dal grafico la sonda ha mostrato alcuni problemi di funzionamento nei periodi compresi tra l'8/4/2019 e il 20/5/2019 e tra l'8/8/2019 e il 20/10/2019, periodi nei quali la sonda ha interrotto la sua registrazione. Per tale motivo la quantità di tracciante calcolata, transitata nel punto monitorato, risulta sottostimata. Non vi sono particolari correlazioni tra l'arrivo del tracciante e l'andamento delle portate, le quali oscillano tra un valore massimo di circa 0.5 m³/s ed un minimo di circa 0.15 m³/s, registrato a fine prova, con un trend generale in decremento.

Rispetto ai risultati del precedente tracciamento si nota un simile comportamento con picchi più elevati probabilmente dovuti alla maggior quantità di tracciante immesso nel 2019. In generale si può affermare che un collegamento, sia pur minimo, con la Piana di Castelluccio rimane pur nella diminuzione generale delle portate della sorgente.

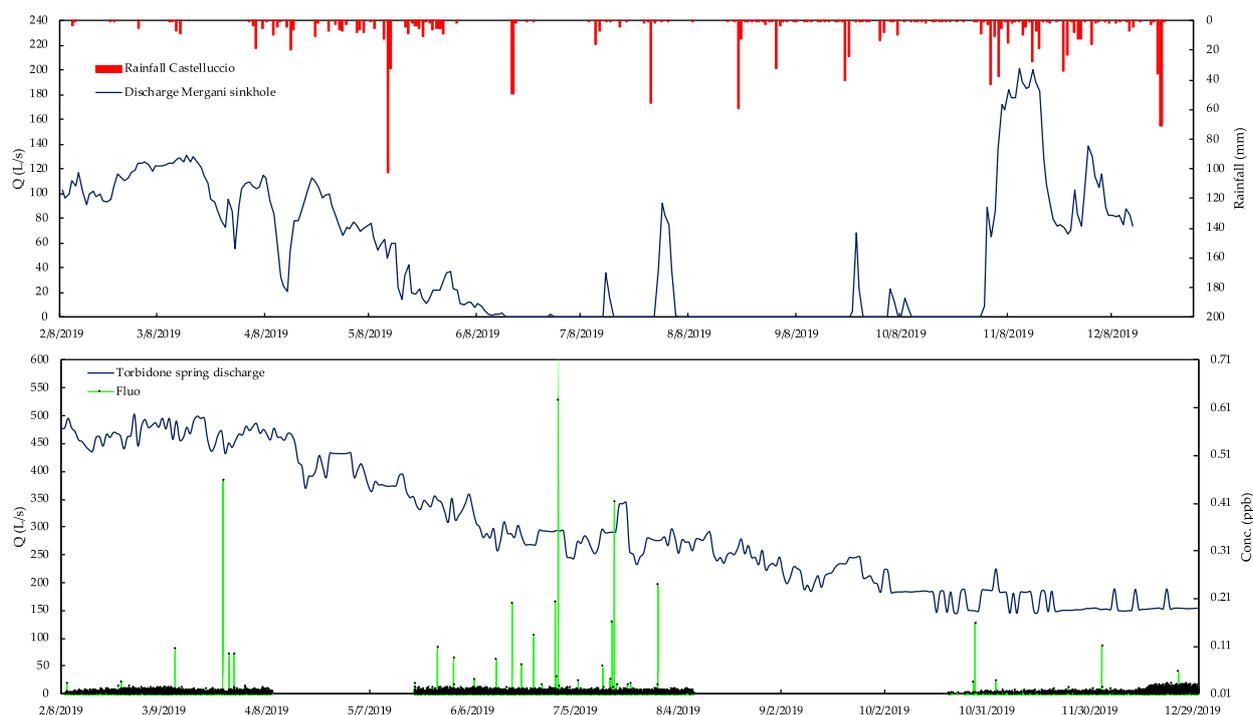


Figura 4.14 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente Torbidone, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

b. San Martino e Pratarella

Il grafico di Figura 4.15 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata a valle della confluenza delle sorgenti di San Martino e Pratarella a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, la Piana di Castelluccio ha un collegamento con il punto di monitoraggio più evidente della sorgente del Torbidone. Gli arrivi mostrano la sovrapposizione di impulsi della durata di alcune ore ad un carattere dominante di tipo idrodispersivo; a partire da metà ottobre, si osservano classiche curve a campana che denotano un carattere idrodinamico tipicamente dispersivo con durate fino a 16 giorni. Il primo arrivo del tracciante nel punto monitorato si osserva dopo 60 giorni dall'immissione, il tempo baricentrale è pari a 174 giorni dall'immissione. La massa totale di tracciante transitato nel punto in oggetto durante l'intera durata della prova è pari a 177.9 g, ovvero lo 0.65% della massa totale immessa. Non vi sono particolari correlazioni tra l'arrivo del tracciante e l'andamento delle portate, le quali oscillano tra un valore massimo di circa 0.16 m³/s ed un minimo di circa 0.13 m³/s, registrato a fine prova, con un trend generale in decremento nel corso della prova.

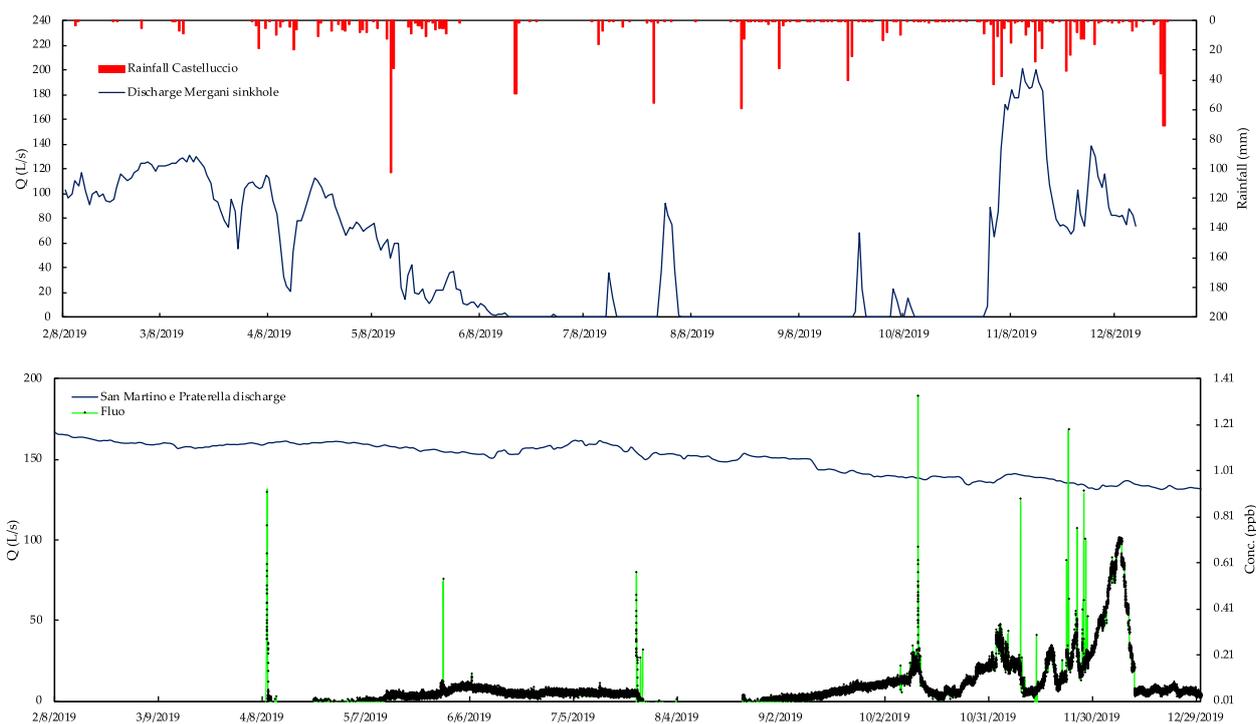


Figura 4.15 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente San Martino e Pratarella, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

c. Sordo

Il grafico di Figura 4.16 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata nel punto di monitoraggio ubicato alle Marcite di Norcia a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, la Piana di Castelluccio ha un collegamento con il punto di monitoraggio molto ben evidente. Gli arrivi mostrano la sovrapposizione di impulsi della durata di diverse ore ad un carattere dominante di tipo idrodispersivo; in particolare, da aprile a giugno e poi da agosto a ottobre, si osservano classiche curve a campana che denotano un carattere idrodinamico tipicamente dispersivo con durate fino a 11 giorni. Il primo arrivo del tracciante nel punto monitorato si osserva dopo 32 giorni dall'immissione, il tempo baricentrale è pari a 193 giorni dall'immissione. La massa totale di tracciante transitato nel punto in oggetto durante l'intera durata della prova è pari a 18725.2 g, ovvero il 68.6 % della massa totale immessa. Purtroppo la mancanza di dati di portata in continuo impedisce di apprezzare le variazioni dei tempi e dei modi di arrivo del tracciante; le portate oscillano tra un valore massimo di circa 1.69 m³/s ed un minimo di circa 1.15 m³/s, registrato a fine prova.

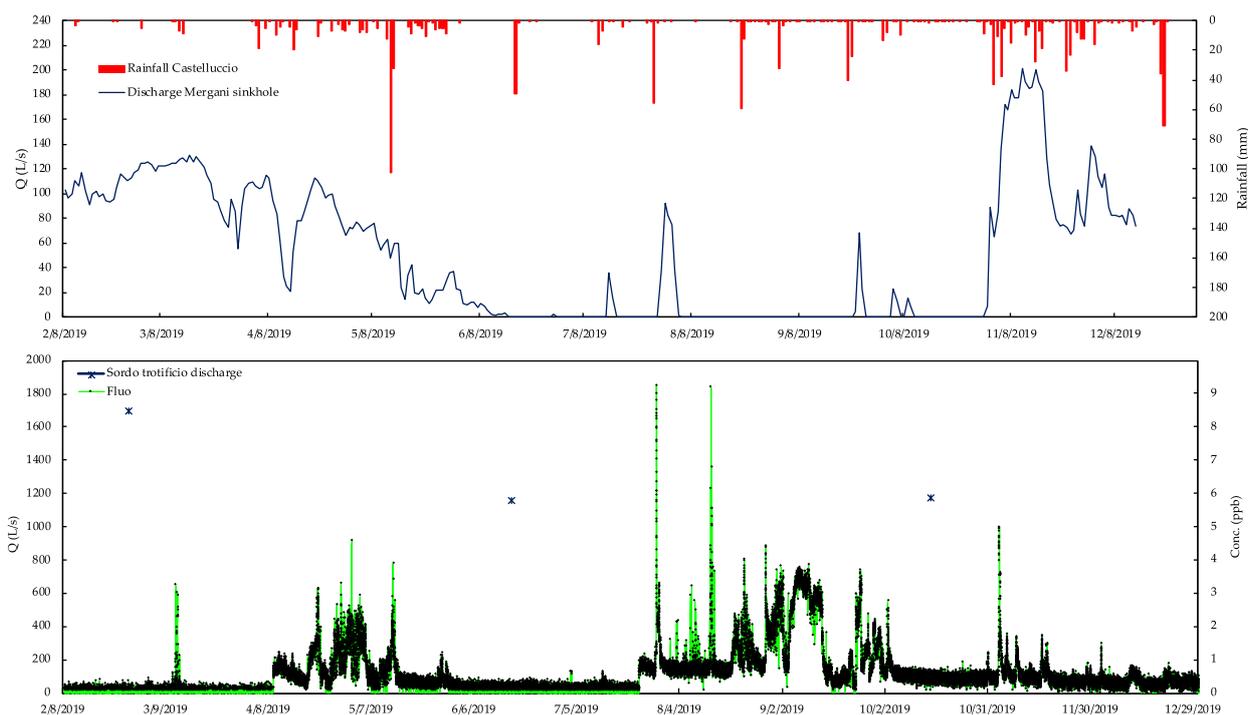


Figura 4.16 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente lineare del Sordo, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

d. Campiano (Campi)

Il grafico di Figura 4.17 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata nel punto di monitoraggio ubicato lungo il f.so Campiano a valle dell'abitato di Campi, a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, la Piana di Castelluccio ha un collegamento con il punto di monitoraggio ben evidente. Gli arrivi mostrano una sovrapposizione di impulsi della durata di alcune ore ad un carattere dominante di tipo idrodispersivo, con una concentrazione più bassa rispetto al Sordo; in particolare, in maggio, ottobre e dicembre abbiamo la presenza di picchi molto concentrati (fino a 6.3 ppb), sovrainposte alle classiche curve a campana che denotano un carattere idrodinamico tipicamente dispersivo. Il primo arrivo del tracciante nel punto monitorato si osserva dopo 81 giorni dall'immissione, il tempo baricentrale è pari a 205 giorni dall'immissione. La massa totale di tracciante transitato nel punto in oggetto durante l'intera durata della prova è pari a 834.9 g, ovvero il 3.1 % della massa totale immessa. Purtroppo, anche qui la mancanza di dati di portata in continuo impedisce di apprezzare le variazioni dei tempi e dei modi di arrivo del tracciante; le portate oscillano tra un valore massimo di circa 0.22 m³/s ed un minimo di circa 0.14 m³/s, registrato a fine prova.

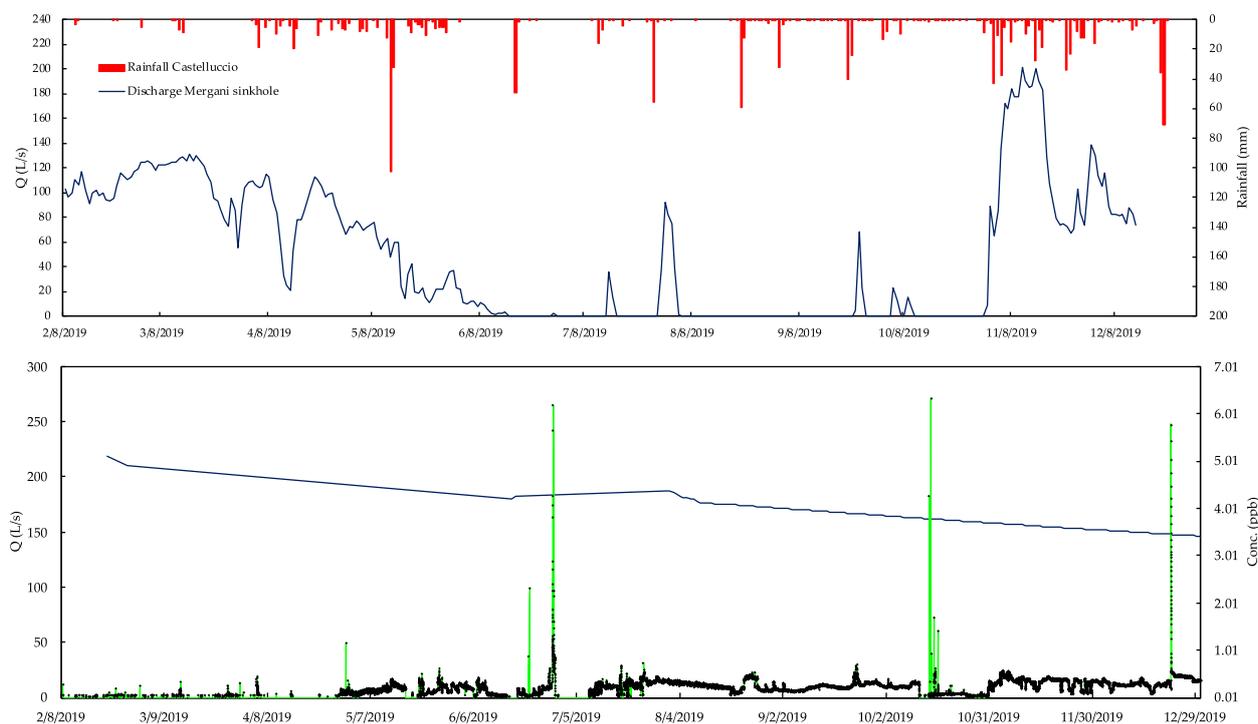


Figura 4.17 Andamento della concentrazione di traccianti e delle portate del T. Campiano, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

Settore settentrionale

a. Nera Castelsantangelo

Il grafico di Figura 4.18 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata nel F. Nera in prossimità dell'abitato di Castelsantangelo a partire dalla data dell'immissione. Il collegamento con la Piana di Castelluccio, più evidente nella prova precedente, risulta qui più incerto. Gli arrivi infatti mostrano un carattere di tipo impulsivo, con picchi di debole entità che si manifestano per la durata di non più di una decina di minuti. Il primo arrivo di tracciante nel punto monitorato avviene dopo 31 giorni dall'immissione con una concentrazione di 0.08 ppb. Il picco principale viene registrato dopo 129 giorni dall'immissione con una concentrazione pari a 0.25 ppb, tale picco corrisponde anche al tempo baricentrale. La percentuale di tracciante recuperata nel punto in oggetto è estremamente bassa ed è pari a 0.225 g, ovvero lo 0.008 % della massa totale immessa nel sistema. Gli arrivi impulsivi non mostrano una correlazione con l'andamento delle portate. In questa seconda prova, nonostante il quantitativo maggiore di tracciante utilizzato, non sembrano esserci evidenze robuste di un contatto tra l'acqua della sorgente e la Piana di Castelluccio, contatto verificato invece nelle prove precedenti anche se con bassi quantitativi recuperati.

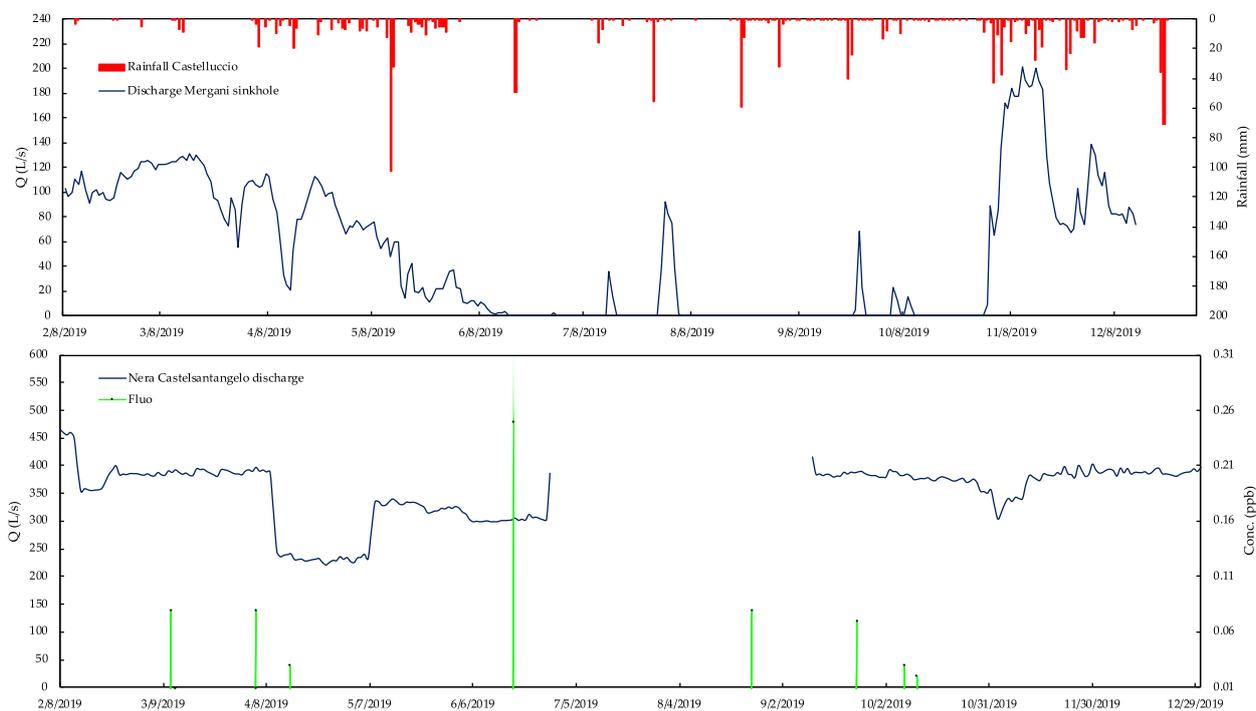


Figura 4.18 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente del Nera, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

Settore orientale e sud-orientale dei Sibillini

a. Capodacqua

Il grafico di Figura 4.19 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata della sorgente di Capodacqua a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, la Piana di Castelluccio ha un collegamento evidente con il punto di monitoraggio. Gli arrivi mostrano un carattere principalmente di tipo impulsivo, con picchi che si manifestano per la durata di qualche decina di minuti. Il primo arrivo di tracciante nel punto monitorato viene registrato dopo 208 giorni dall'immissione con una concentrazione di 6.8 ppb, a partire dal primo impulso si osserva un perdurare di arrivo del tracciante per circa 7 giorni con registrazioni di tipo impulsivo. Un secondo arrivo importante di tracciante si ha dopo 261 giorni dall'immissione preceduto da una serie di arrivi impulsivi di entità minore nei 7 giorni precedenti. L'ultimo picco si registra il 20/12/2019 a 305 giorni dall'immissione di fluoresceina nel f.so Mergani. Il tempo baricentrale è pari a 230 giorni. La massa totale di tracciante recuperato nel punto in oggetto è di 183.24 g, pari allo 0.67 % del totale della massa immessa. Si rammenta che la sonda fluorimetrica ubicata all'interno della sorgente di Capodacqua ha subito uno spostamento in data 30/5/2019 poiché si è verificato che l'ubicazione

precedente non fosse più idonea al monitoraggio, pertanto non si possono escludere arrivi di tracciante precedenti a questa data. Gli arrivi non mostrano una correlazione con l'andamento delle portate le quali subiscono un forte incremento a seguito delle piogge verificatesi nel mese di maggio in concomitanza con lo scioglimento del manto nevoso; piuttosto essi si localizzano nella curva di recessione delle portate.

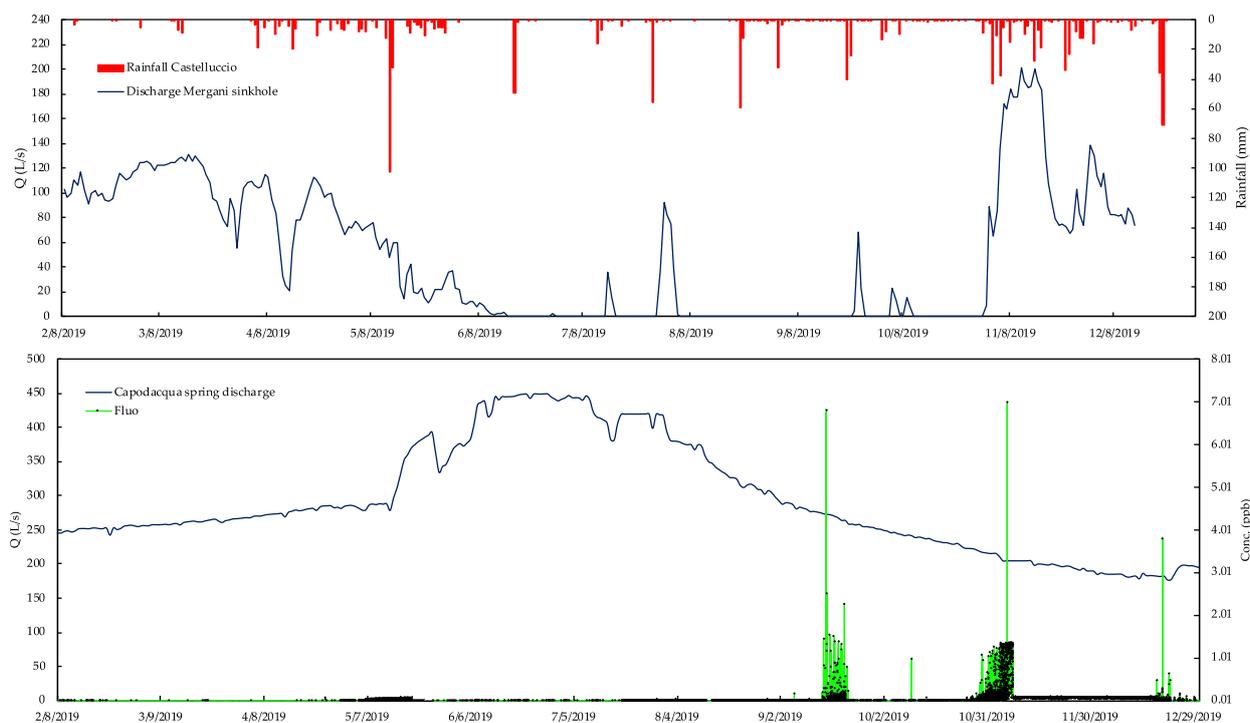


Figura 4.19 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente Capodacqua, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

b. Foce

Il grafico di Figura 4.20 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata della sorgente di Foce a partire dalla data dell'immissione. Il collegamento del punto di monitoraggio con la Piana di Castelluccio risulta presente e confermato anche dagli estratti dei fluocaptori, anche se le concentrazioni di tracciante sono molto basse. La breakthrough curve mostra un andamento di tipo dispersivo di lunga durata entro il quale si possono identificare piccoli arrivi più concentrati e a forma di piccola cuspidè come quello relativo al 13/5/2019 dopo 94 giorni dall'immissione (primo arrivo) e picchi che si manifestano come arrivi dispersivi minori della durata di 2-3 giorni, rispettivamente a partire dal 25/11/2019 e 21/12/2019. Data la distanza dal punto di immissione, non si può escludere che gli arrivi, almeno i primi, siano relativi al tracciamento precedente. Le concentrazioni rilevate nel punto monitorato Castelluccio sono complessivamente basse e non superano mai i 0.14 ppb, ma rispondono circa

in maniera direttamente proporzionale agli incrementi di portate in sorgente. Il tempo baricentrale è di 174 giorni e la massa recuperata durante la prova è di 245.18 g, pari allo 0.9 % della massa totale di tracciante immesso. La portata della sorgente è più bassa rispetto all'anno precedente.

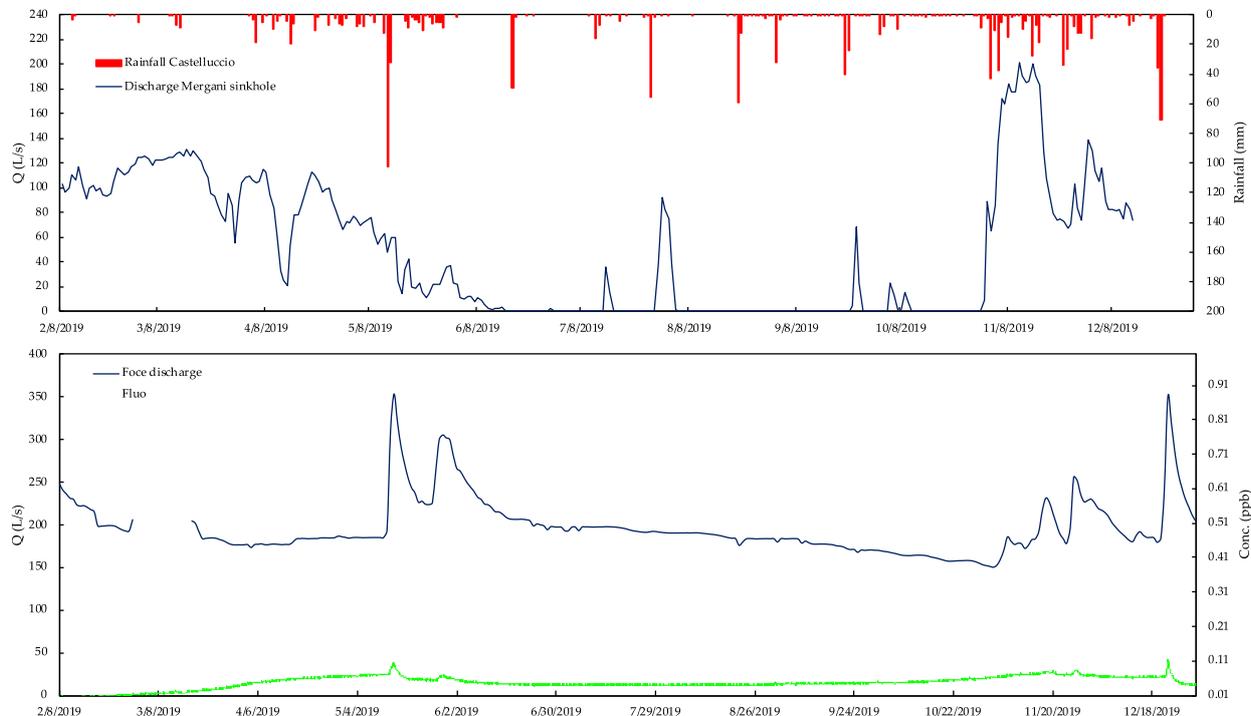


Figura 4.20 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente Foce, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

c. Capotenna

Il grafico di Figura 4.21 mostra l'andamento dell'arrivo del tracciante e la portata della sorgente Capotenna a partire dalla data dell'immissione. Come si può osservare, la Piana di Castelluccio ha un collegamento con il punto di monitoraggio. L'arrivo del tracciante nel punto in oggetto è caratterizzato da un tipico andamento impulsivo con picchi che si manifestano con una durata variabile tra le poche decine di minuti e le 1-2 ore. Nel grafico sono individuabili 4 principali periodi di arrivo del tracciante, il primo che va dal 1/4/2019 (primo arrivo 52 giorni dopo l'immissione) al 15/4/2019, il secondo che va dal 24/7/2019 al 10/8/2019, un terzo periodo, caratterizzato da picchi di minore intensità tra il 26/9 e il 2/10/2019, ed un ultimo periodo che va dal 18/11 al 5/12/2019. Il tempo baricentrale è ubicato a 151 giorni dal tracciamento. La quantità totale di tracciante recuperato nel punto in oggetto è pari a 123.3 g, ovvero lo 0.45 % della massa di tracciante immesso puntualmente nel f.so Mergani. Gli arrivi del tracciante non seguono l'andamento delle portate misurate nella sorgente eccetto nel quarto periodo di arrivi (18/11 - 5/12/2019), nei quali si registra

un incremento di portata a seguito delle piogge che hanno interessato l'area di ricarica della sorgente analizzata.

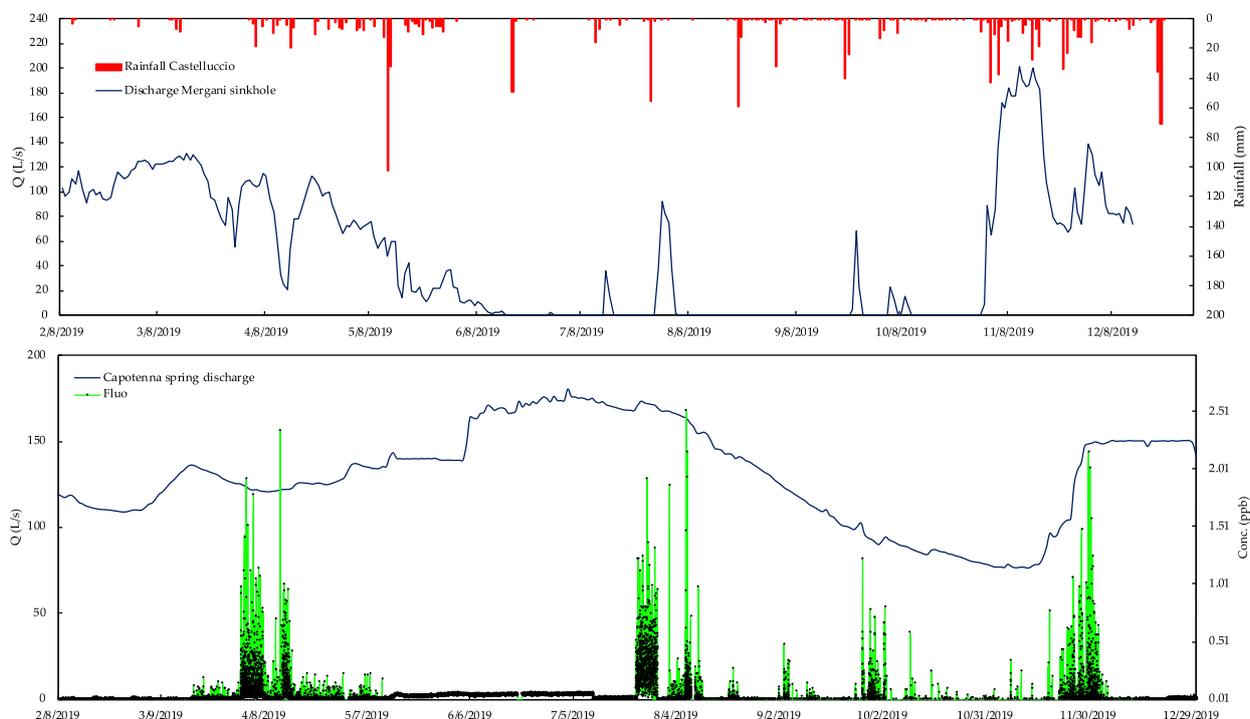


Figura 4.21 Andamento della concentrazione di tracciante e delle portate della sorgente Capotenna, in relazione a piogge e portate nella Piana di Castelluccio.

Punto di monitoraggio	Tipo di sonda	Distanza dal punto di immissione (m)	Quota (m) s.l.m.	t1 (giorni)	tg (giorni)	tf (giorni)	v1 (m/giorno)	v _{eff} (m/giorno)	Massa di tracciante recuperata (g)	Massa recuperata (del totale iniettato) (%)	Massa recuperata (del totale recuperato) (%)
Capodacqua sorgente	Albillia	6300	865	208	230	207	30.3	27.4	183.24	0.671	0.902
Foce sorgente	Albillia	12600	915	94	174	216	134.1	72.4	245.18	0.898	1.207
Capotenna	Albillia	15500	1147	52	151	185	298.1	102.6	123.3	0.452	0.607
Nera sorgente	Albillia	12600	728	31	129	134	406.5	97.7	0.225	0.001	0.001
Ussita (M. Uccelletto)	ISCO collector	18000	648	-	-	-	-	-	-	-	-
Torbidone sorgente	PME	6000	613	46	116	210	130.4	51.7	19.85	0.073	0.098
San Martino e Pratarella	PME	7000	593	60	174	197	116.7	40.2	177.91	0.652	0.876
Campiano (Campi)	PME	10600	670	81	205	307	130.9	51.7	834.91	3.058	4.111
Sordo	PME	8800	561	33	193	288	266.7	45.6	18725.24	68.591	92.198

Tabella 4.3 Risultati dell'applicazione di QTracer2 alla prova di tracciamento del 2019.

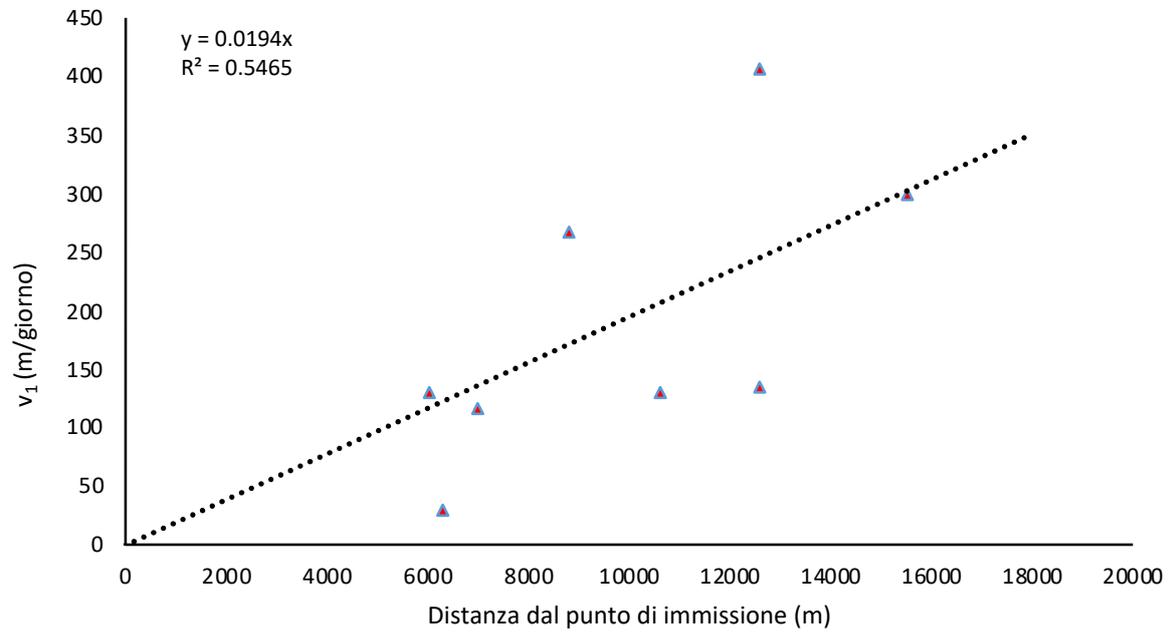


Figura 4.22 Relazione tra la massima velocità di arrivo del tracciante e la distanza dal punto di immissione, prova 2019.

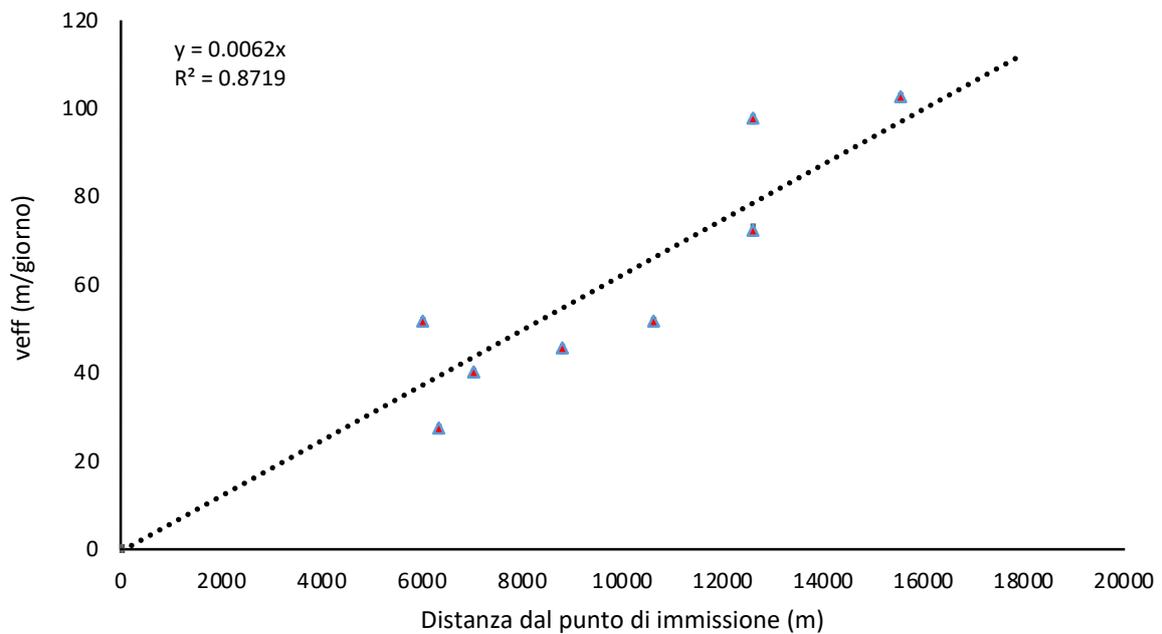


Figura 4.23 Relazione tra la velocità effettiva di filtrazione e la distanza dal punto di immissione, prova 2019.

4.1.5 Considerazioni conclusive sulle prove di tracciamento

Al termine dell'indagine eseguita rimangono ancora alcuni punti aperti, da approfondire successivamente con ulteriori prove; si possono però delineare alcune conclusioni di carattere sia qualitativo sia quantitativo sulla circolazione idrica molto complessa che avviene nelle aree interessate dalla crisi sismica del 2016-17.

Per quanto riguarda i punti ancora aperti e/o da indagare ulteriormente si specifica quanto segue:

- Il collegamento idraulico tra l'acquifero della Piana di Castelluccio e la porzione settentrionale dell'area (alto Nera, Ussita e zona di Pontenuovo), suggerita da studi di letteratura e ben evidente nelle prove precedenti, sia prima che dopo le scosse sismiche, risulta di non facile verifica in quanto nell'ultima prova i risultati ottenuti sono piuttosto incerti. Senz'altro un approfondimento di indagine è qui necessario per confermare che anche nel transitorio e a regime tale connessione continui a sussistere.
- La connessione tra la piana e la zona sud-orientale (sorgenti di Pescara del Tronto e Capodacqua) ha evidenziato un cambio di comportamento rispetto al passato; il tracciante non viene rilevato per ora a Pescara mentre a Capodacqua aumentano enormemente i tempi di arrivo (da un paio di settimane prima della scossa sismica a qualche mese dopo il terremoto)
- Anche il collegamento con il settore orientale risulta di non facile interpretazione, in particolare con la sorgente di Foce, alimentata prevalentemente dal deflusso di base delle strutture idrogeologiche, in cui rimane una piccola connessione con l'inghiottitoio a comportamento nettamente idrodispersivo e concentrazione molto bassa. Questo sembra indicare un flusso molto lento nella parte dell'epicarso, caratterizzata da microfessurazione, collegata a impulsi dati dalle piogge che probabilmente rimobilizzano acque marcate da tracciante rimaste intrappolate in zone più alte dell'acquifero. Quando la piezometrica si alza rimette in moto tali acque ed il tracciante raggiunge la sorgente. L'interpretazione risulta complicata dalle notevoli distanze e dalle velocità estremamente basse, per cui non è chiaro se il primo arrivo di tracciante sia ancora relativo alla prova precedente o costituisca invece la parte iniziale della prova del 2019. Complessa è inoltre la situazione di Capotenna, in quanto il tracciante arriva prima che a Foce, con concentrazioni leggermente superiori ed un comportamento tipicamente impulsivo. Tale dato richiede un approfondimento sul circuito che alimenta la sorgente essendo la stessa ubicata alcuni km più a nord di Foce.
- Diverso e anche differenziato risulta il comportamento nel settore occidentale. Qui infatti il tracciante arriva con le stesse modalità della prova precedente, cambiano i tempi di arrivo ma

con i dati disponibili si possono già stimare bene i volumi in gioco. In particolare, da osservare la situazione del Torbidone, la cui portata sta diminuendo continuamente e ciò influisce anche sulla restituzione del tracciante, ancora rilevato, ma con concentrazioni e durate minime.

Le conclusioni che invece si possono rimarcare evidenziano come i risultati di tracciamento concordino con le diminuzioni di portata registrate nelle sorgenti del lato “adriatico” ed un aumento verso il settore umbro; qui infatti il tracciante arriva copiosamente, la stragrande maggioranza della massa iniettata è stata rinvenuta al Sordo e al Campiano, rimangono collegamenti ancora attivi con quasi tutti i punti monitorati ma tali connessioni coinvolgono volumi di acquifero via via minori.

La concentrazione di tracciante, rilevato in diversi punti anche nei settori orientale e settentrionale, sembra subire un'attenuazione nel tempo a seguito del terremoto; probabilmente questo fenomeno sarà progressivo e porterà nel tempo a rilevare maggiormente il tracciante nella zona occidentale rispetto a quella orientale o settentrionale.

Per quanto riguarda l'area della Piana di Norcia, verso cui circa il 93% del tracciante viene convogliato, le differenti modalità di arrivo tra Sordo, S. Martino e Torbidone evidenziano circuiti di alimentazione diversi, alcuni mascherati dalla presenza del potente materasso alluvionale della piana attraverso cui “filtra” l'acqua proveniente dalla successione carbonatica miscelandosi con le acque di infiltrazione locale. Considerando le portate dei tre punti della piana durante il tracciamento (Sordo alle marcite, S. Martino e Torbidone) è possibile effettuare una stima di massima del volume di tali sorgenti in percentuale che è riferibile all'acqua che si infila dal Mèrgani nell'inghiottitoio della Piana di Castelluccio. Si imposta un bilancio di massa considerando le masse di tracciante recuperato, note le portate in ingresso nel Mèrgani ed in uscita nei tre punti monitorati, si può ottenere una stima dell'influenza della Piana di Castelluccio nella ricarica della Piana di Norcia. Il valore ottenuto, pari a circa il 10%, testimonia che una piccola ma non trascurabile parte dell'alimentazione della piana di Norcia è legata alla zona di Castelluccio.

Nella Tabella 4.4 sono riportati i risultati sintetici delle prove di tracciamento, con le velocità effettive di flusso, i vari tempi di arrivo e la massa di tracciante recuperata al termine delle prove ed un confronto tra i dati ottenuti nel 2019 e nel 2018.

Le Figura 4.22 e 4.23 evidenziano che c'è una diretta proporzionalità tra la velocità effettiva e la distanza del punto monitorato dall'inghiottitoio e tra la velocità massima e la distanza.

Caratterizzazione dei sistemi idrogeologici del territorio umbro influenzato dagli eventi sismici del 26-30 ottobre 2016 e valutazione degli effetti del sisma sull'approvvigionamento idrico

Punto di monitoraggio	Tipo di sonda	Distanza dal punto di immissione (m)	gradiente (%)	t1(giorni) 2019	t1(giorni) 2018	t _g (giorni) 2019	t _g (giorni) 2018	t _{pp} (giorni) 2019	t _{pp} (giorni) 2018	v _{eff} (m/giorno) 2019	v _{eff} (m/giorno) 2018	massa di traccianti recuperata (%) 2019	massa di traccianti recuperata (%) 2018
San Martino e Pratarella	F	7000	9.8	60	-	174	-	235	-	40		0.88	-
Capotenna	F	15500	0.9	52	-	151	-	179	-	102		0.61	-
Foce sorgente	F	12600	2.9	94	36	174	39	307	37	72	320	1.21	0.5
Capodacqua sorgente	F	6300	6.9	208	-	230		261	56	27		0.90	0.2
Torbidone sorgente	F	6000	11.1	46	41	116	126	142	83	51	48	0.10	14.7
Sordo	F	8800	8.2	33	8	193	52	170	118	45	84	92.20	46.6
Campiano (Campi)	F	10600	5.8	81	45	307	60	140	55	51	178	4.11	6.3
Ussita (M. Uccelletto)	C-FCP	18000	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	0.00	0.0
Nera sorgente	F	12600	4.4	31	68	129	124	129	130	98	101	0.00	12.1
Nera Pontenuovo	F	18800	4.2	-	38	-	106	-	110	-	175	-	19.5

Tabella 4.4 Confronto risultati 2018-2019 effettuato con il software QTracer2. Legenda: F sonda fluorimetrica, C campionatore automatico, FCP fluocaptore e campione puntuale. t₁: primo arrivo di tracciante al punto monitorato; t_g: tempo baricentrale; v₁: velocità relativa al primo arrivo; v_{eff}: velocità relativa al tempo baricentrale; t_{pp}: tempo di arrivo del picco principale.

5.1 CONCLUSIONI

5.1.1 Premessa

Lo studio ha riguardato gran parte dell'area interessata dagli eventi sismici del 2016 ricadente in territorio umbro e marchigiano. Questa crisi sismica, durante la quale si sono verificati più di nove eventi con magnitudine $M_w > 5.0$, ha causato la modifica dell'assetto idrogeologico dell'area e creato una serie di criticità ed emergenze a cui si è dovuto fare fronte. Per chiarire le dinamiche di questi cambiamenti, è stato impostato e portato avanti un programma di indagini, sopralluoghi, campionamenti, e raccolta di dati strumentali che viene brevemente descritto nel seguito.

Sono stati censiti 73 punti d'acqua tra sorgenti, fontanili e/o abbeveratoi e pozzi, per lo più ubicati nel Comune di Norcia (**Allegato 3**). Tutti i sopralluoghi dei punti d'acqua investigati durante le campagne di rilevamento idrogeologico, eseguite a partire dal mese di maggio 2017 fino ad ottobre 2017, sono stati svolti in collaborazione con il Servizio Organizzazione e Sviluppo del Sistema di Protezione Civile della Regione Umbria. Hanno inoltre partecipato ai sopralluoghi il personale del Servizio Risorse Idriche e Rischio Idraulico della Regione Umbria, dell'AFOR di Norcia, della Valle Umbra Servizi, dei Consorzi delle Comunanze Agrarie, dell'Istituto Zooprofilattico Sperimentale dell'Umbria e delle Marche.

Dei 73 punti d'acqua censiti, 15 avevano portata inferiore a 0.1 l/s (20 %), 24 erano asciutti (33 %) e 32 avevano portate superiori a 0.1 l/s (44 %) mentre di 2 non si è riusciti a misurare la portata (3 %). La maggior parte delle sorgenti che si sono asciugate a seguito del terremoto sono ubicate nelle frazioni di Campi (4 su 11), di Ancarano (3 su 10) e di Castelluccio di Norcia (2 su 9); queste sorgenti sono le più prossime alle principali dislocazioni verificatesi dopo l'evento sismico del 30 ottobre 2016. Alcuni abbeveratoi sono risultati asciutti per la rottura di tubazioni di adduzione o per le lesioni determinate dal sisma del 30 ottobre 2016. Nella prima fase del progetto sono stati proposti una serie di interventi finalizzati a risolvere le criticità connesse alla situazione sopra descritta, per lo più legate alla mancanza di acqua per l'abbeveraggio degli animali e per uso idropotabile.

Come ampiamente descritto sopra, per le successive indagini idrogeologiche ed idrogeochimiche, sono stati progettati e realizzati un sistema di monitoraggio dei principali parametri idrogeologici ed idrogeochimici dell'area nursina e dei Monti Sibillini, due campagne di immissione e rilevamento di traccianti, indagini isotopiche delle acque di precipitazione e di quelle sorgive e sono state eseguite tre campagne di rilievo piezometrico.

Infine è stata elaborata la carta idrogeologica in scala 1:50000 della zona comprendente il Massiccio dei Monti Sibillini, l'area Nursina e il sistema dell'Alto Nera, fino alla latitudine di Leonessa.

5.1.2 Cartografia idrogeologica e sezioni idrogeologiche

La carta dei complessi idrogeologici (**Allegato 1b**) e le relative sezioni trasversali e longitudinali (**Allegato 2**) costituiscono probabilmente la conclusione più importante ed esaustiva di tutto il lavoro del progetto: la carta non è solamente una mappa o un mero esercizio cartografico di unione di più carte, ma rappresenta lo sforzo multidisciplinare di interpretare le comunicazioni tra idrostrutture. La carta e le sezioni hanno costituito la base geologica e il modello di sottosuolo per le considerazioni geochemiche, isotopiche e idrogeologiche e i risultati del tracciamento ottenuti. Nella carta, le formazioni affioranti sono stati omogeneizzate a partire da dati diversi in termini di scala e tempo di realizzazione. Le formazioni sono state sintetizzate in 8 complessi idrogeologici come proposto p.es. da Mastrorillo et al. (2009). I complessi rappresentati sono dal basso verso l'alto: Complesso 1) formato da Calcere Massiccio e Corniola (Giurassico inferiore) costituisce l'acquifero Basale; Complesso 2) costituito dalle formazioni pelagiche del Rosso Ammonitico, Marne a Posidonia, Calcari Diaspri (Giurassico). Queste formazioni sono a volte sostituite dal Bugarone nelle serie di alto strutturale; Complesso 3) costituito dalla Maiolica (Cretaceo inferiore); Complesso 4) costituito dalle Marne a Furoidi (tardo Cretaceo inferiore); Complesso 5) formato dalla unità pelagiche della Scaglia Bianca e Scaglia Rossa (Cretaceo sup.-Eocene); Complesso 6) formato da Scaglia Variegata, Scaglia Cinerea, Bisciario (Eocene sup.-Miocene inf.); Complesso 7) costituito dalle unità di pre-flysch e flysch (Miocene); Complesso 8) formato dai depositi Quaternari di spessore superiore a 50 m dei bacini estensionali. In questo lavoro l'attenzione si è focalizzata prevalentemente sull'acquifero Basale, che sembra esser quello maggiormente influenzato dalla crisi sismica; di questo è stato redatto il bilancio idrogeologico pre e post sisma.

Da un punto di vista tettonico, nell'area di indagine sembra possibile individuare domini idrostrutturali a scala diversa. Ad una scala regionale, l'elemento tettonico del Thrust dei Monti Sibillini è sicuramente importante nel separare il dominio dei calcari della serie Umbro-Marchigiana da quello dei depositi silicoclastici a est. Esso tuttavia interagisce con ed è dislocato dalle strutture estensionali quaternarie le principali delle quali (sistema Nottoria-Preci e Sistema Monte Vettore-Monte Bove) raggiungono rigetti verticali di oltre 1 km (Brozzetti & Lavecchia, 1994; Brozzetti et al., 2019). Nell'area nel suo complesso, delimitata a est e ad ovest rispettivamente dal sopraccitato Thrust dei Monti Sibillini e dal sovrascorrimento di Monte Coscerno, è riconoscibile un sistema di tre

idrostrutture in serie, denominate 1, 2 e 3 da est verso ovest (Figura 5.1) e separate l'una dall'altra prevalentemente dai principali sistemi di faglie normali e subordinatamente da strutture compressive (sovrascorrimenti) (Mastrorillo et al., 2020).

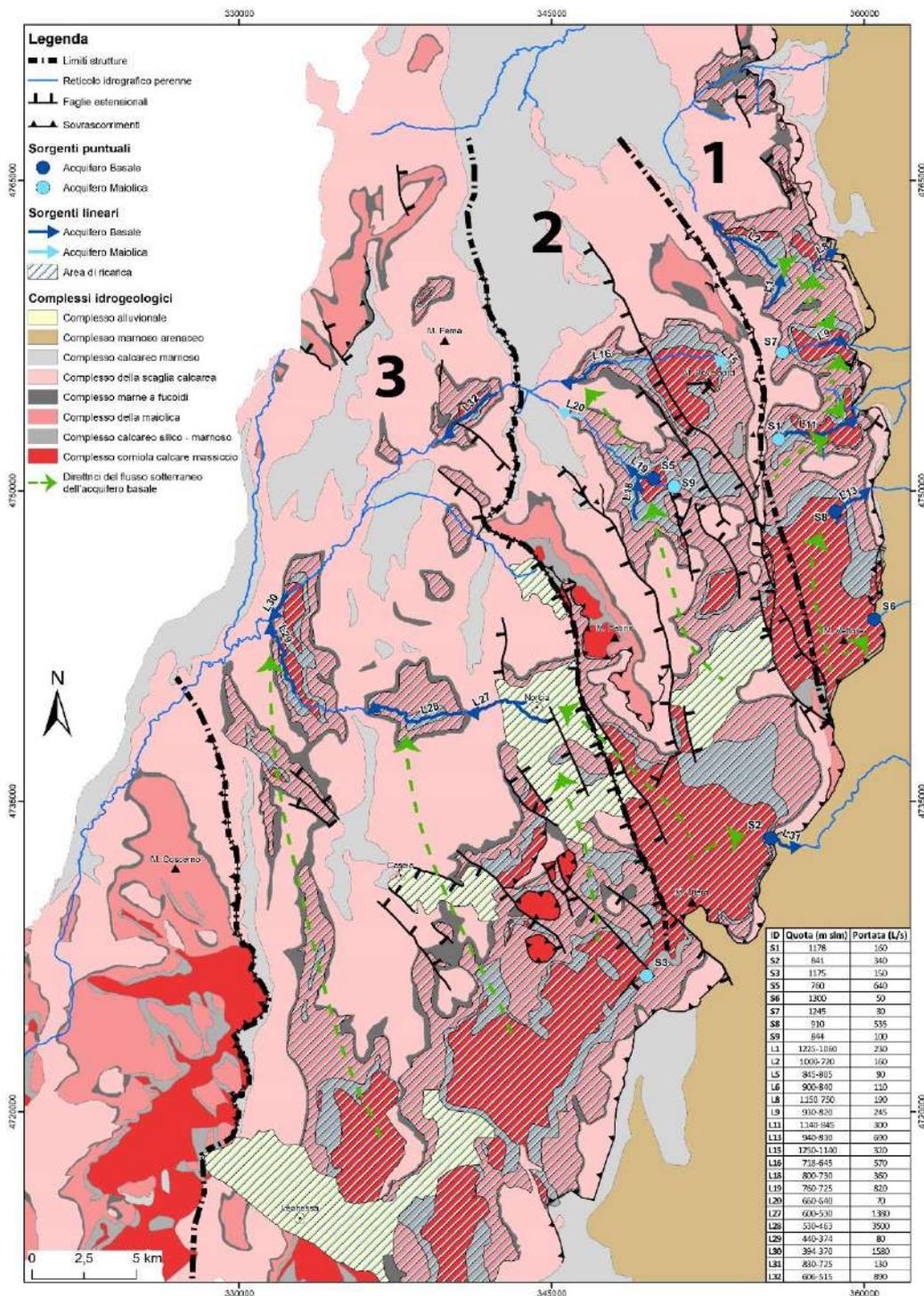


Figura 5.1 Schema delle idrostrutture.

Il ruolo delle faglie nel controllo della circolazione idrica sotterranea è variabile a seconda del contesto tettonico e delle rocce di faglia. Tradizionalmente i sovrascorrimenti sono considerati delle barriere a flusso nullo mentre il ruolo delle faglie dirette è più dibattuto e può cambiare nel corso delle diverse fasi simiche (Bense et al., 2013).

Nell'area di studio, l'assetto geologico strutturale dei complessi idrogeologici e delle strutture tettoniche è chiaramente mostrato nelle sezioni geologiche che evidenziano, in generale, una maggiore altezza strutturale del complesso 1 nella zona del Monte Vettore (**Allegato 2**).

Inoltre le discontinuità tettoniche, orientate approssimativamente NNW-SSE, condizionano il deflusso idrico sotterraneo contribuendo a creare degli acquiferi compartimentati con flusso prevalente verso NNW. Nel periodo intersismico, queste discontinuità si comportano generalmente come contorni a flusso nullo che impediscono il deflusso in direzione E-W. I diversi sistemi di faglie hanno a volte anche il ruolo di mettere in contatto complessi idrogeologici che sarebbero altrimenti stratigraficamente separati e sovrapposti (Nanni et al., 2020).

Le faglie normali quindi si comportano prevalentemente da barriera a flusso nullo nella fase intersismica mentre possono fungere da zone di drenaggio preferenziale nella fase co-sismica e post sismica. È quindi fondamentale distinguere il ruolo delle faglie normali attive durante il ciclo sismico. Nel corso della crisi simica del 2016-2017, durante la quale si sono verificati più di nove eventi con magnitudine $M_w > 5.0$, è stato riattivato il sistema di faglie normali Monte Vettore-Monte Bove, in corrispondenza del quale sono state riconosciute rotture co-sismiche di superficie per oltre 30 km di lunghezza e con dislocazioni dell'ordine del metro (Chiaraluce et al., 2017; Brozzetti et al., 2019).

5.1.3 Situazione pre-sisma

Per valutare gli effetti della sequenza sismica del 2016 è stato necessario definire la situazione idrogeologica pre-sisma valutando il bilancio idrogeologico dell'acquifero Basale dell'area studiata sulla base dei dati di portata ricavati dalla letteratura più recenti (Mastrorillo et al., 2009; Boni et al., 2010) e dei dati di temperatura e pioggia acquisiti nell'ambito di questo lavoro.

La Tabella 5.1 riporta i risultati di detto bilancio.

Tabella 5.1 Risultati del bilancio idrogeologico.

Struttura	Area (km ²)	Quota media (m s.l.m.)	P		Etr		P Eff		Inf Eff		Sorgenti (m ³ /s)	Usc sott (m ³ /s)	Ent sott (m ³ /s)	Q totale		Δ (%)
			(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)	(mm)	(m ³ /s)				(mm)	(m ³ /s)	
1	95	1489	1414	4.26	489	1.47	1008	3.04	767	2.31	2.68	0.00	0.00	890	2.68	-14
2	178	1354	1280	7.22	494	2.79	786	4.44	606	3.42	3.18	1.00	0.00	723	4.18	-18
3 Nord	133	841	1044	4.40	539	2.27	505	2.13	379	1.60
3 Sud	210	1132	1319	8.78	524	3.49	795	5.29	612	4.08
3 Totale	343	1019	1212	13.19	530	5.76	683	7.42	522	5.67	6.90	0.00	1.00	509	5.90	-4

Per le idrostrutture 1 e 2 risulta un deficit di ricarica rispettivamente del 14 e del 18% mentre per la idrostruttura 3 risulta un deficit del 4%. Tale discrepanza rientra almeno in parte nell'errore commesso nello stimare i parametri di ingresso e di uscita del bilancio. Tuttavia almeno parte del deficit delle idrostrutture 1 e 2 può essere attribuito alla sottostima delle piogge sul versante Tirrenico, in cui scarseggiano le stazioni ad alta quota. In particolare, l'infiltrazione potrebbe essere sottostimata nella zona nord in corrispondenza dell'area di ricarica di circa 30 km² compresa fra Monte Bove e l'Ussita che, oltre ad essere quella a quota più elevata, è coperta da detrito e scarsamente vegetata. Questo giustifica l'ipotesi che in questo settore l'evapotraspirazione sia più bassa e che sia possibile attribuire al detrito un Coefficiente di Infiltrazione Potenziale (C.I.P.) pari a 1, con la Pioggia Efficace che corrisponde all'Infiltrazione Efficace. Per quanto riguarda la struttura 2 inoltre bisogna rimarcare che, in accordo con gli studi di riferimento, non è stata considerata come area di infiltrazione e ricarica la struttura di Monte Patino in quanto il sovrascorrimento omonimo sembra isolare l'acquifero Basale. Tuttavia si può affermare, sulla base dell'andamento delle sezioni idrogeologiche elaborate (da C-C' a F-F', **Allegato 2**), che il suddetto sovrascorrimento immerge mediamente verso NNW, per cui l'infiltrazione su quest'area potrebbe contribuire all'alimentazione dell'acquifero Basale nella parte settentrionale della struttura.

Il deficit riscontrato nella idrostruttura 3 rientra, invece, nell'incertezza della stima degli ingressi e delle uscite dell'idrostruttura.

Si sottolinea che nel bilancio della idrostruttura 3, è stato considerato tra le uscite, oltre all'incremento di 1580 L/s rilevato da Mastrotrillo et al. (2009) sul tratto del Nera tra Ponte Chiusita e Triponzo (Nera 6, quote 394 -370 s.l.m, fuori della carta idrogeologica in **Allegato 1b**, anche quello rilevato da Boni et al. (1991) tra Visso, dopo la derivazione Eon, e Ponte Nuovo (Nera 7, sezione L32 nella carta di **Allegato 1b** pari a circa 359 L/s che era attribuito all'acquifero Basale fino al confine regionale

Marche-Umbria, escluso quindi un tratto di ulteriore affioramento dell'acquifero Basale computato invece nell'incremento successivo. Entrambi gli incrementi sono stati attribuiti all'acquifero Basale. Tuttavia, per quanto riguarda l'incremento del F. Nera tra Visso e Ponte Nuovo, i dati strutturali, geochimici e di tracciamento sembrano indicare che l'alimentazione dell'acquifero Basale in questo tratto sia da attribuire agli affioramenti di tale acquifero all'interno della idrostruttura 2 piuttosto che della 3. In particolare, le prove di tracciamento precedenti agli eventi sismici del 2016 (Lippi Boncambi, 1947; Nanni et al., 2020) sembravano evidenziare come, già prima della sequenza sismica di quell'anno, il tracciante immesso nell'inghiottitoio dei Mèrgani arrivasse su questo tratto del F. Nera. Dal punto di vista strutturale il collegamento, in questa zona, tra il Basale della idrostruttura 2 e quello della 3 potrebbe spiegarsi con il fatto che il sovrascorrimento del Monte Fema, affiorante ad est dell'area di Ponte Nuovo, è dislocato da faglie dirette che portano in contatto il Basale delle due idrostrutture, come evidenziato nella sezione A-A' (**Allegato 2**), che è la più prossima all'area di Ponte Nuovo.

Le stesse prove di tracciamento avevano anche evidenziato il collegamento tra l'inghiottitoio dei Mèrgani e le sorgenti dell'Alto Nera a Castelsantangelo. Tale collegamento è, dal punto di vista strutturale, perfettamente spiegabile osservando la sezione idrogeologica N-N' (**Allegato 2**).

Un ulteriore risultato delle prove di tracciamento eseguite nel 2016 (Nanni et al., 2020) evidenziava l'assenza di collegamento, nella fase pre-sisma, tra l'inghiottitoio dei Mèrgani e il F. Sordo mentre rilevava l'arrivo del tracciante alla polla di S. Martino. Un ultimo risultato di grande interesse delle prove di tracciamento eseguite prima degli eventi sismici del 2016 da Tazioli e Nanni (Nanni et al., 2020) è rappresentato dall'arrivo, in tempi molto rapidi, del tracciante immesso nell'inghiottitoio dei Mèrgani alle sorgenti di Pescara di Arquata e Capodacqua emergenti sul versante orientale della idrostruttura 2. Lo stesso tracciante arrivava, con un certo ritardo, anche alla sorgente di Foce, situata più a nord sempre sul versante orientale. L'idrostruttura 1 sarebbe quindi idraulicamente collegata con la idrostruttura 2 che, prima del sisma, alimentava almeno in parte, le sorgenti marchigiane. Il possibile collegamento è desumibile dalle sezioni L-L' e N-N' (**Allegato 2**) che si intersecano tra loro nella zona della sorgente di Capodacqua.

5.1.4 Variazioni post-sisma

Le variazioni post sisma verranno discusse partendo dalla idrostruttura 3, su cui si è focalizzata maggiormente l'attenzione e per cui sono disponibili più dati, e procedendo verso est.

5.1.4.1 Area Nursina

Nell'ambito della idrostruttura 3, l'area su cui si è concentrato il maggior numero di misure è stata quella nursina, zona in cui si sono verificati fenomeni idrogeologici post sisma tra i più evidenti. Tra questi la riattivazione, dopo quasi quarant'anni, della sorgente Torbidone, asciutta dal 1979, e nota per essere intermittente. Questa intermittenza, secondo Principi (1911), sarebbe da mettere in relazione con le condizioni meteorologiche delle varie annate. Nell'area nursina inoltre si è riscontrato, dopo gli eventi sismici, un generale incremento delle portate delle sorgenti San Martino e Pratarella e di quelle emergenti nell'area delle Marcite. Inoltre, si è osservato un aumento degli incrementi in alveo lungo il Sordo rispetto a quelli misurati nel periodo 2010-2011 da Petitta (2011). Le portate di questi sistemi hanno continuato a crescere approssimativamente fino al maggio 2017 per poi cominciare a ridiscendere.

Nel periodo successivo si è osservato il ripristino di un ciclo stagionale di ricarica, durato da aprile a giugno 2018, cui è seguita una prolungata fase di esaurimento attualmente ancora in corso, perlopiù connessa alla mancata ricarica meteorica.

Anche il livello piezometrico della falda dei depositi alluvionali della Piana di Norcia si è notevolmente innalzato dopo il sisma, ed ha continuato a crescere approssimativamente fino a maggio 2017, per poi cominciare a calare. La risalita della falda è stata mediamente compresa tra qualche metro, nel settore nord-occidentale, dove sono ubicate le originarie sorgenti delle Marcite da cui trae origine il fiume Sordo, e incrementi massimi dell'ordine di circa 15 metri nel settore orientale. Tali effetti differenziati fanno presupporre che i quantitativi d'acqua erogati in surplus dall'acquifero dei depositi della piana siano principalmente connessi ad un flusso aggiuntivo determinato dagli eventi sismici e erogato dalle strutture carbonatiche della idrostruttura 2 poste ad est della Piana di Norcia. Nel giugno 2020 il livello piezometrico misurato nel pozzo P12bis era ancora di 4 m al di sopra dei valori pre sisma. Le variazioni osservate sono sintetizzate in Figura 5.2.

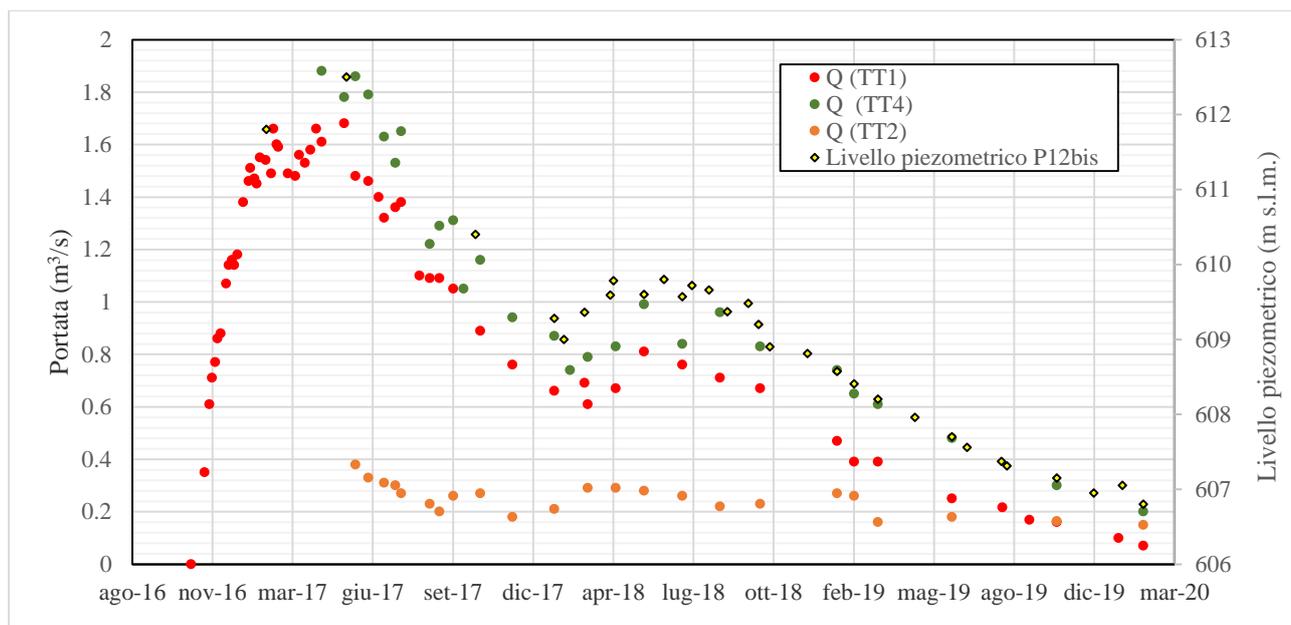


Figura 5.2 Misure di portata in discreto del Torbidone all'emergenza (TT1), di San Martino + Pratarella (TT2), del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e dei livelli piezometrici misurati nel pozzo P12bis.

Anche l'emergenza del Torbidone sembra legata all'incremento degli apporti idrici post-sismici provenienti dai massicci carbonatici ad est della Piana di Norcia e legato alla risalita della falda fino alla quota d'emergenza della sorgente (Mastrorillo et al., 2020).

Come evidenziato in Figura 5.2, l'andamento delle portate è stato indipendente dalla ricarica fino al dicembre 2017. A partire da quella data le portate hanno cominciato a risentire della ricarica.

Per quanto riguarda il Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4), estrapolando la curva di recessione del periodo agosto 2018 dicembre 2019, caratterizzata da un coefficiente di esaurimento α di Maillet circa uguale a -3.21×10^{-3} giorni⁻¹ (Valigi et al., 2019), è stato possibile ipotizzare che la sorgente si sarebbe esaurita quasi completamente nell'estate 2020, come è stato effettivamente riscontrato. Per quanto riguarda le sorgenti San Martino e Pratarella, assumendo che il loro esaurimento continui a seguire l'equazione di Maillet come per il periodo giugno - dicembre 2019 ($\alpha = 1.08 \times 10^{-3}$ giorni⁻¹), si può ipotizzare che si torni alle condizioni pre-sisma dopo il 2023.

Per quanto riguarda il fiume Sordo, la Figura 5.3 riporta il grafico degli incrementi di portata registrati, nei periodi pre e post-sisma, sul tratto compreso tra Ponte della Ferrovia (TT4) e il trofificio (FST1) e quello compreso tra il trofificio e Ponte Mollo (FST2).

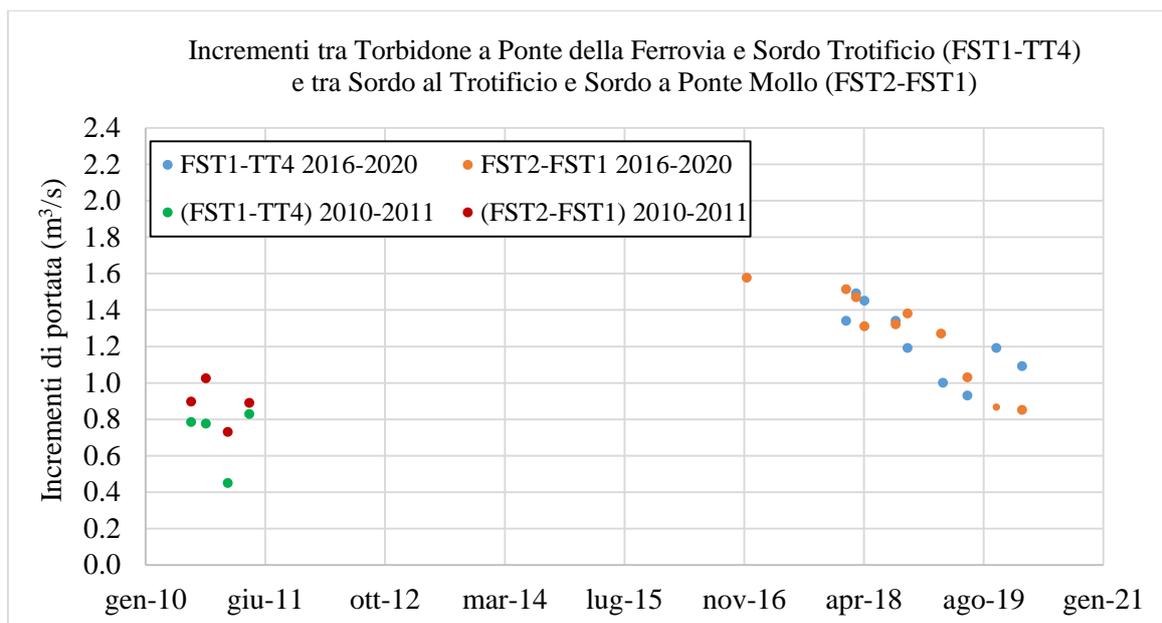


Figura 5.3 Incrementi di portata sul F. Sordo pre e post terremoto.

Si osserva che gli incrementi su questi due tratti sono aumentati rispetto ai valori pre-terremoto ma che entrambi decrescono, in maniera approssimativamente lineare, dall'inizio delle misure post sisma.

Si è osservato anche che l'incremento di portata rispetto alle condizioni pre sisma è maggiore nel tratto compreso tra Ponte della Ferrovia e il trotificio (che include il contributo delle Marcite) che nel tratto compreso tra il trotificio e Ponte Mollo.

La Figura 5.4 mostra la differenza tra l'incremento di portata medio rilevato tra Ponte della Ferrovia e Ponte Mollo nel periodo 2010-2011 (Petitta, 2011) e quello rilevato nello stesso tratto nel periodo post sisma compreso tra agosto 2016 e gennaio 2020.

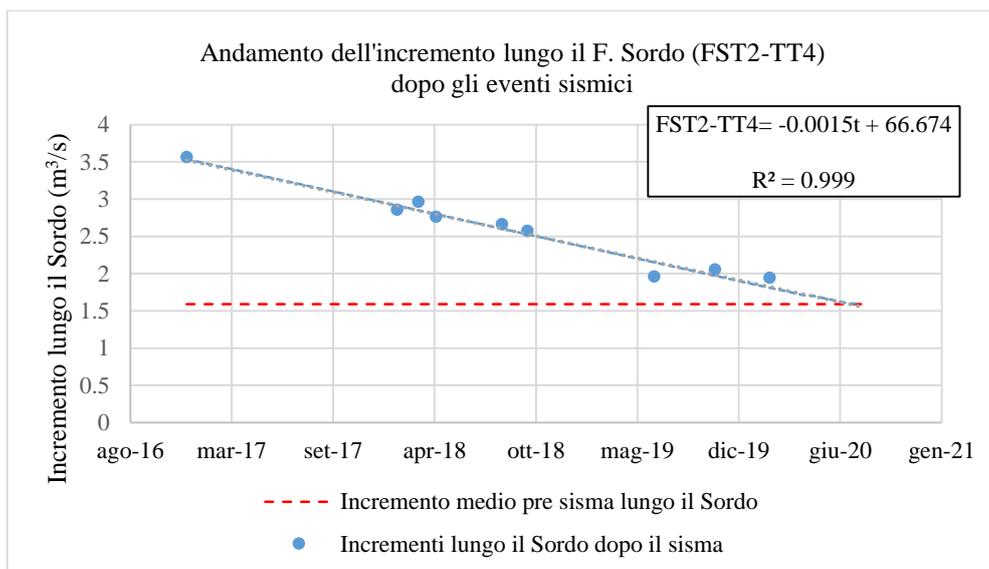


Figura 5.4 Confronto tra l'andamento degli incrementi lungo il F. Sordo dopo gli eventi sismici e il valore medio dell'incremento misurato nel periodo 2010-2011.

La Tabella 5.2 sintetizza, in termini di volume totale e di portata media, il surplus rilasciato dai sistemi dell'area nursina tra agosto 2016 e dicembre 2019 rispetto alle condizioni pre-sisma.

Tabella 5.2 Valori di Surplus dei sistemi dell'area nursina dal 24 agosto 2016 al 31/12/2019.

<i>Sistema</i>	<i>Surplus</i> (10 ⁶ m ³)	<i>Surplus</i> (L/s)
Torbidone all'emergenza (TT1) + San Martino + Pratarella (TT2)	80	750
Sordo tra Ponte della Ferrovia (TT4) e Ponte Mollo (FST2)	90	850
F. Sordo a Ponte Mollo (FST1)	170	1600

Le analisi geochimiche delle sorgenti puntuali e lineari e le analisi geochimiche ed isotopiche delle acque di precipitazione, integrate con i dati geologico-strutturali, hanno contribuito a costruire i modelli idrogeologici concettuali utili per definire i meccanismi legati alle variazioni di portata e dei livelli sopra descritte.

La quasi totalità delle sorgenti è caratterizzata da una composizione bicarbonato alcalino-terrosa con prevalenza del Ca su Mg (Ca(Mg)-HCO₃) ad eccezione delle acque termali del sistema Triponzo che mostrano un carattere marcatamente più Ca(Mg)-SO₄. Le acque Ca(Mg)-HCO₃ mostrano però una evidente variabilità del contenuto in SO₄ (ed in Mg), con le acque più solfatiche ubicate nel versante occidentale dell'area (Figura 5.5a). L'aumento del contenuto in solfati e magnesio è generalmente associato ad un incremento della salinità totale e le acque emergenti nell'area nursina sono le più

saline e ricche in Mg e SO₄ (Figura 5.5b). In generale le acque del versante occidentale mostrano inoltre rapporti SO₄/Mg più elevati (5-10) rispetto alle acque del versante adriatico marchigiano (SO₄/Mg tra 1 e 2).

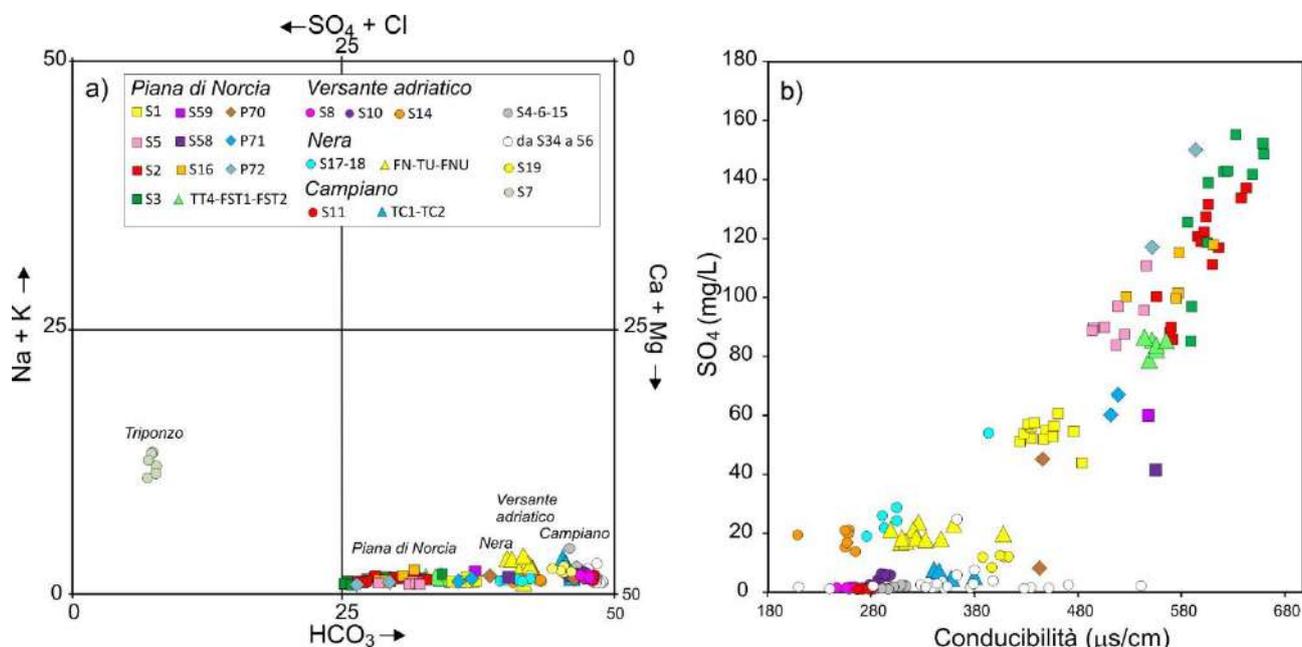


Figura 5.5 a) Diagramma classificativo Langelier-Ludwig, b) diagramma SO₄ vs conducibilità.

In generale le concentrazioni relativamente più elevate in SO₄ e Mg sono da ricondurre ad una maggiore interazione con le litologie dolomitico-anidritico triassiche poste alla base della successione Umbro-Marchigiana al di sotto del complesso Basale e/o a maggiori tempi di residenza delle acque. La maggiore interazione con le formazioni basali si può verificare per una circolazione più lunga in senso verticale o laterale e/o per le diverse profondità a cui si attestano tali formazioni, a causa delle dislocazioni tettoniche e dei differenti spessori stratigrafici della successione Umbro-Marchigiana (cfr. presenza di serie ridotte e condensate).

Per quanto riguarda l'area nursina, dalle analisi geochimiche effettuate sui vari punti di campionamento mostrati in **Allegato 4**, è emerso che nel punto di campionamento da qui denominato Torbidone 2, situato a poche decine di metri dalla sorgente Torbidone (S1), nel sistema San Martino (S2) - Pratarella (S3) e nella sorgente del Salicone (S16), la salinità è maggiore di quanto riscontrato alla sorgente Torbidone (S1) e Marcite (S59). Sulla base dei contenuti in Mg e SO₄ si possono pertanto distinguere due gruppi principali di sorgenti:

- a) un gruppo caratterizzato da contenuti più elevati di questi elementi che comprende le sorgenti Torbidone 2, San Martino, Pratarella, e Salicone (Idrotipo SMP);
- b) un gruppo caratterizzato da contenuti minori che comprende sorgente del Torbidone e le Marcite (Idrotipo TOR).

Le emergenze lineari lungo il fiume Sordo sono caratterizzate da composizioni intermedie rispetto ai due idrotipi con contenuto in solfati decrescente da monte verso valle.

I dati raccolti nel corso della fase post-sisma, nell'intervallo dicembre 2016 settembre 2019, hanno evidenziato che le acque della sorgente Torbidone (idrotipo TOR) hanno mantenuto un contenuto in SO_4 ed una salinità pressoché costanti nell'arco dell'intero periodo di osservazione, sia durante la fase di incremento che di decremento delle portate. Queste ultime, come detto, si sono pressoché annullate nell'estate 2020 (almeno al punto di emergenza). Al contrario, la concentrazione in solfati e la salinità nelle sorgenti San Martino e Pratarella, più elevate di quelle del Torbidone, sono cresciute progressivamente a partire dal maggio 2017 (Figura 5.6), raggiungendo valori pressoché costanti, in concomitanza con la progressiva diminuzione delle portate verificatasi contemporaneamente su tutti i sistemi dell'area nursina. Anche nel caso del Sordo, nel contesto della già citata diminuzione di salinità e solfati da monte verso valle, si è osservato un progressivo lieve incremento di questi parametri nel tempo, in concomitanza con la diminuzione sia delle portate totali che dei surplus degli incrementi in alveo registrati dopo il sisma (Figura 5.3).

Tutto ciò suggerisce che, dopo la crisi sismica, il surplus di acqua arrivato all'area di Norcia fosse costituito da un idrotipo tipo TOR che, nel caso del Torbidone è stato il solo ad alimentare la sorgente mentre nel caso delle sorgenti San Martino e Pratarella e del Fiume Sordo si è aggiunto ad un idrotipo più salino già emergente prima del terremoto. La progressiva diminuzione dell'apporto idrico tipo TOR ha provocato nel tempo una sempre minore diluizione della componente più salina di San Martino e Pratarella e un conseguente aumento di salinità e contenuto in SO_4 . Al contrario nella sorgente Torbidone, alimentata dal solo idrotipo TOR, non si sono verificate variazioni significative di questi parametri. Nel Sordo, infine, si è realizzato un meccanismo di sempre minore diluizione analogo a quello di San Martino e Pratarella, probabilmente più complesso poiché condizionato anche dagli apporti attraverso il materasso alluvionale della piana.

In questo quadro generale, il risultato geochimico che mette in luce la differenza tra i sistemi Sordo, San Martino-Pratarella e Torbidone è sintetizzato e confermato sia dai tempi di arrivo che dalla forma

della curva di restituzione o curva di *breakthrough* (BTC) (che descrive l'andamento della concentrazione di tracciante nel tempo) delle prove di tracciamento.

Anche i traccianti evidenziano che il Sordo è mascherato da una doppia apparente alimentazione: Basale e infiltrazione locale con deflusso nel materasso alluvionale della Piana di Norcia. I condotti carsici che alimentano il materasso alluvionale sono ben tracciabili e visibili negli arrivi a San Martino-Pratarella e Torbidone mentre nel Sordo, posto più a valle, l'effetto è più mascherato. Questa peculiarità è messa in evidenza dalle forme delle curve di restituzione del tracciante; nei primi due casi infatti si hanno principalmente picchi di tipo impulsivo della durata di qualche minuto fino al massimo di qualche ora, nel caso del Sordo invece, l'arrivo di tracciante assume un carattere prevalente di tipo idrodispersivo con restituzioni di tracciante che si esplicano per alcune ore o più giorni.

In entrambi i tracciamenti eseguiti, per il Torbidone il primo arrivo di tracciante si registra dopo circa 40 giorni dall'immissione, mentre le sorgenti di San Martino-Pratarella, non monitorate nel tracciamento 2018, mostrano un primo arrivo dopo 60 giorni nel tracciamento 2019. Il maggior tempo di interazione delle sorgenti di tipo SMP con l'acquifero Basale è confermato dal tempo baricentrale di arrivo del tracciante nella prova del 2019, di cui si ha il monitoraggio sincrono di Sordo, Torbidone e San Martino-Pratarella. Per le sorgenti San Martino-Pratarella il tempo baricentrale è di 174 giorni, mentre per il Torbidone, termine meno salino, è pari a 116 giorni. I tempi baricentrali di arrivo si traducono in velocità effettive diverse di transito del tracciante nel sistema idrogeologico e quindi minore o maggiore interazione tra acque sotterranee e roccia ospitante.

Sulla base dei dati raccolti è possibile ipotizzare che l'incremento di portata riscontrato su tutti i sistemi dell'area nursina nel periodo post-sisma sia riconducibile ad un incremento dell'apporto proveniente prevalentemente da E.

La crisi sismica del 2016-2017 infatti è stata caratterizzata da terremoti in grado di causare rotture co-sismiche in superficie per oltre 30 km di lunghezza (Pucci et al., 2017; Civico et al., 2018; Brozzetti et al., 2019), individuate principalmente sul sistema di faglie normali Monte Vettore-Monte Bove, che corrisponde al limite tra la idrostruttura 2 e la 1 e subordinatamente lungo il sistema di faglie normali Nottoria-Preci, che separa la idrostruttura 3 dalla 2. Tali fenomeni hanno comportato un cambiamento significativo del ruolo delle faglie dirette durante e immediatamente dopo (2-3 anni) la crisi sismica, generando una complessiva fratturazione di tutto l'areale interessato, con particolare riferimento ai blocchi di tetto delle faglie, associata a rotture lungo le faglie principali che, durante il periodo intersismico, costituiscono una barriera al flusso idrico.

I collegamenti pre-post sisma individuati dai traccianti indicano chiaramente che le connessioni in senso E-W sono fortemente aumentate con il terremoto in contrapposizione al generale flusso in direzione prevalente SSE-NNW caratteristico del periodo inter-sismico (Figura 5.12).

Il modello proposto per spiegare gli effetti della sequenza sismica del 2016-2017 sulle acque sotterranee prevede la mobilitazione delle acque dell'acquifero Basale dell'idrostruttura 1, prevalentemente immagazzinate nel massiccio del Monte Vettore dove il complesso Basale è strutturalmente più alto.

Il risultato complessivo è un incremento transitorio del flusso perpendicolare ai piani di faglia in direzione E-W, con incremento dei travasi dall'acquifero Basale della idrostruttura 1 alla idrostruttura 2 e conseguentemente dalla idrostruttura 2 alla 3. Il flusso sotterraneo dalla idrostruttura 2 alla 3 è probabilmente da attribuire solo in parte all'aumento della fratturazione generata al limite tra le due idrostrutture, e al conseguente incremento di permeabilità, e prevalentemente all'incremento transitorio del carico piezometrico all'interno della idrostruttura 2 indotto dal flusso proveniente dalla idrostruttura 1. Le acque della idrostruttura 2 sono quindi migrate verso il recapito a quota più bassa della Piana di Norcia. L'acqua arrivata alla idrostruttura 3 sarebbe quindi quella già presente nella idrostruttura 2, e potrebbe avere avrebbe composizione chimica di tipo TOR.

Questo meccanismo spiega la già citata risalita della falda della Piana di Norcia fino alla quota d'emergenza della sorgente Torbidone (Mastrorillo et al., 2020), con conseguente riattivazione della stessa. La tendenza al riequilibrio da parte del sistema perturbato dalla crisi sismica ha causato una progressiva diminuzione del deflusso sotterraneo dalla idrostruttura 2 alla 3. Ciò ha comportato la graduale diminuzione del livello piezometrico nella Piana di Norcia evidenziata dai risultati delle tre campagne piezometriche eseguite tra il 2017 e il 2019. Nel giugno 2020 il livello della falda si era già abbassato, nell'area del Torbidone, al di sotto della quota di emergenza della sorgente.

Con il progredire del tempo, l'apporto della componente TOR è diminuito anche nelle sorgenti San Martino e Pratarella e nel fiume Sordo inducendo il progressivo incremento della concentrazione di SO_4 e della salinità discusso poco sopra. Va tenuto in considerazione che le sorgenti di S. Martino e Pratarella, ad esaurimento del Torbidone già concluso, mostravano ancora portate di un ordine di grandezza più alte (circa 100 L/s) rispetto al pre-sisma (10 L/s) e Solfati e salinità elevati e simili a quelli osservati prima del terremoto (Figura 5.6).

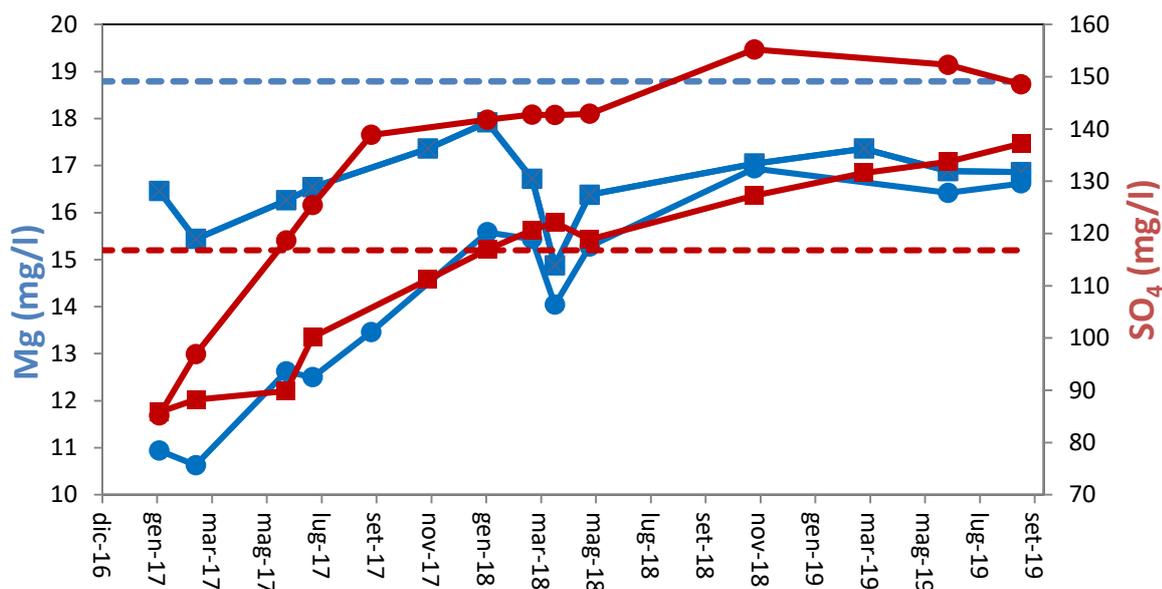


Figura 5.6 Cronogrammi delle concentrazioni di solfati (in rosso) e Mg (in blu) delle sorgenti San Martino (quadrati) e Pratarella (cerchi).

Un apporto della componente più salina sembra registrarsi anche negli incrementi in alveo del Fiume Sordo in misura maggiore rispetto alle condizioni pre-sisma. Tutto questo potrebbe essere legato al fatto che l'aumento di carico idraulico e di gradiente indotti dal flusso proveniente da est non sia ancora completamente esaurito, come testimoniato anche dai risultati delle ultime prove di tracciamento. Ai valori di carico idraulico e gradiente ancor oggi più elevati di quelli pre sisma potrebbe essere legato l'incremento, rispetto alle condizioni pre sisma, della portata del Sistema San Martino-Pratarella, legato alla mobilitazione di acque dell'idrotipo SMP.

5.1.4.2 Sistema Ussita – Nera e Campiano

La Regione Umbria ha effettuato misure in discreto di portata sul sistema Ussita-Nera tra maggio 2015 e giugno 2019 in corrispondenza di tre sezioni nel:

- F. Nera a Castelsantangelo (FN1);
- F. Nera ad Endesa (FN2);
- T. Ussita a monte di Visso (TU1)

Misure di portata in discreto relative agli anni 2018-2019 sono disponibili su altre quattro sezioni del Nera:

- F. Nera a monte del prelievo EON (FNU1);
- F. Nera a valle del prelievo EON (FNU2);
- F. Nera a Ponte Nuovo (FNU3);
- F. Nera a Ponte Chiusita (FNU4).

I dati raccolti in questo intervallo hanno mostrato che anche per il sistema Ussita-Nera si è verificato, dopo il sisma, un generale aumento delle portate. Il grafico di Figura 5.7 mostra chiaramente che dopo gli eventi sismici verificatisi a partire dall'agosto 2016 le portate del F. Nera a Castelsantangelo sono sensibilmente aumentate.

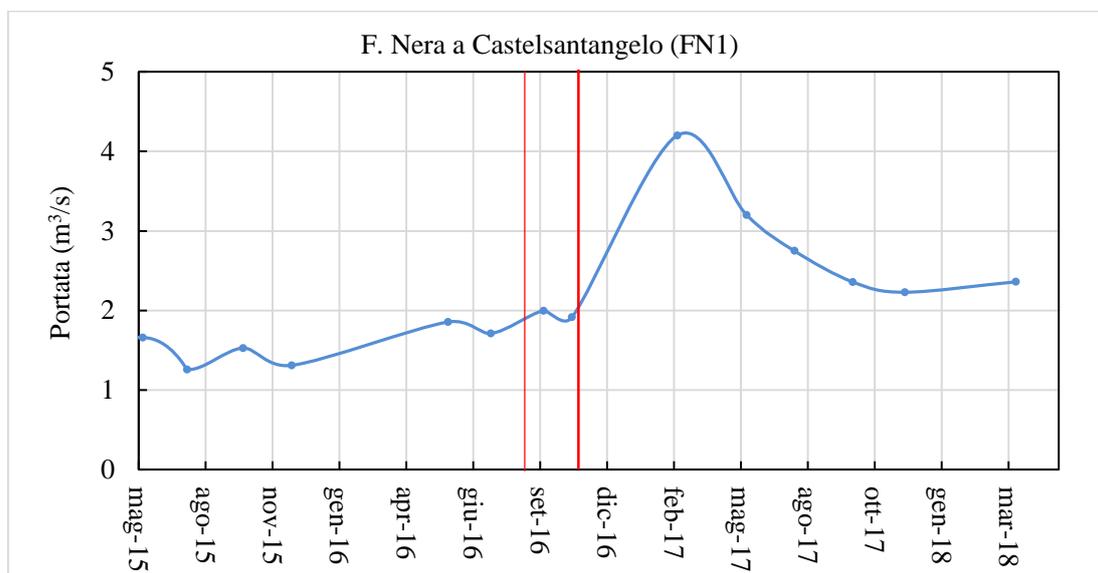


Figura 5.7 Portate misurate sul F. Nera a Castelsantangelo (FN1). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

Dopo un incremento significativo della portata tra ottobre 2016 e febbraio 2017, essa ha cominciato a diminuire rimanendo tuttavia ancora leggermente più alta rispetto ai valori pre-sisma. Un andamento simile è stato osservato per le portate rilevate sulle sezioni del Nera a Endesa (FN2) e dell'Ussita a monte di Visso (TU1). I dati in continuo registrati dall'idrometro SIRMIP sul Nera a Visso hanno mostrato un trend analogo. Il grafico di Figura 5.8 mostra l'andamento delle portate registrate in discreto nel periodo post sisma tra febbraio 2018 e giugno 2019.

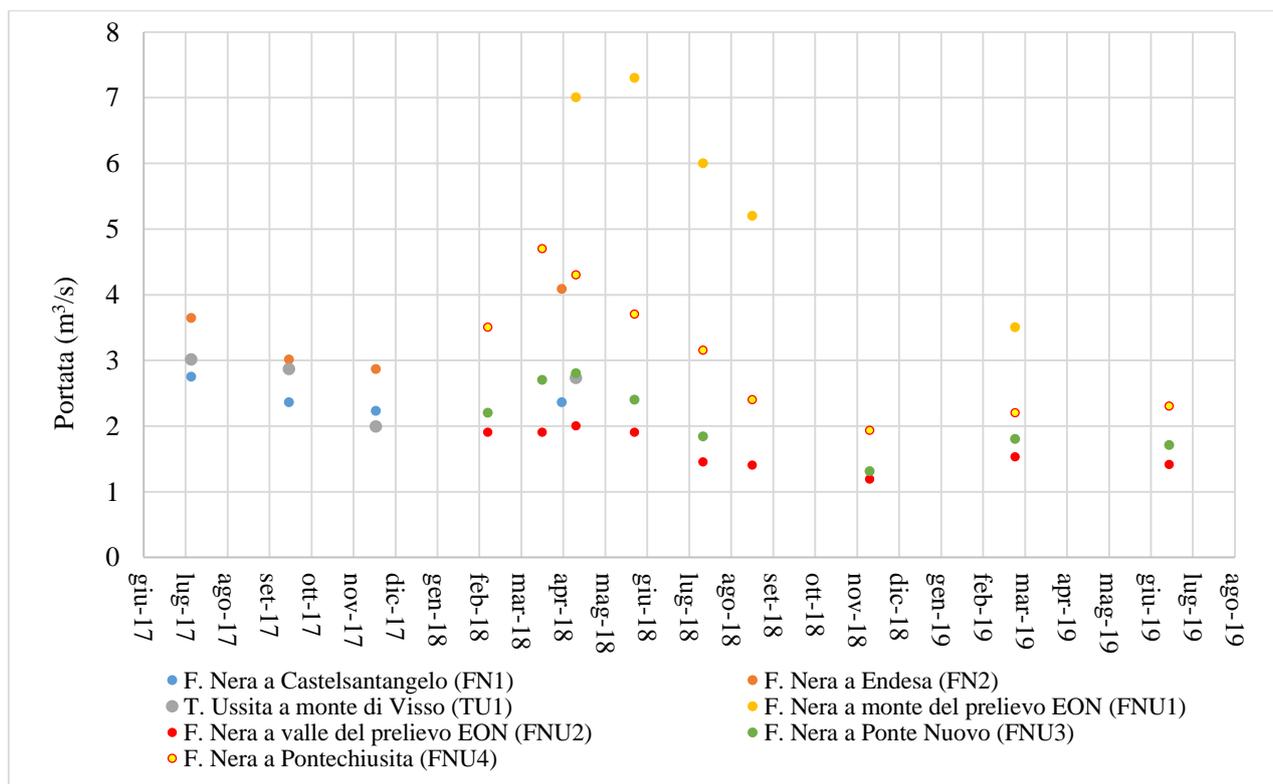


Figura 5.8 Portate misurate sul T. Ussita e sul F. Nera.

Si può osservare che nelle stazioni FNU1, FNU2 e FNU4 la portata tende a diminuire uniformemente fino a novembre 2017, quando ricomincia a crescere in risposta alla ricarica, così come accade per le stazioni a monte della confluenza Ussita-Nera e per la sezione FNU3. Successivamente, a partire da maggio 2018, sulle sezioni FNU2, FNU3 e FNU4 si registra un decremento costante delle portate fino a novembre 2018, mentre sulla sezione lungo il fiume Nera a monte del prelievo Eon la portata decresce fino alla fine di febbraio 2019. La Figura 5.9 mostra i valori delle portate misurati in discreto sul Nera a Visso a valle della derivazione EON (FNU2), sul Nera a Ponte Nuovo (FNU3) e sul Nera a Ponte Chiusita (FNU4).

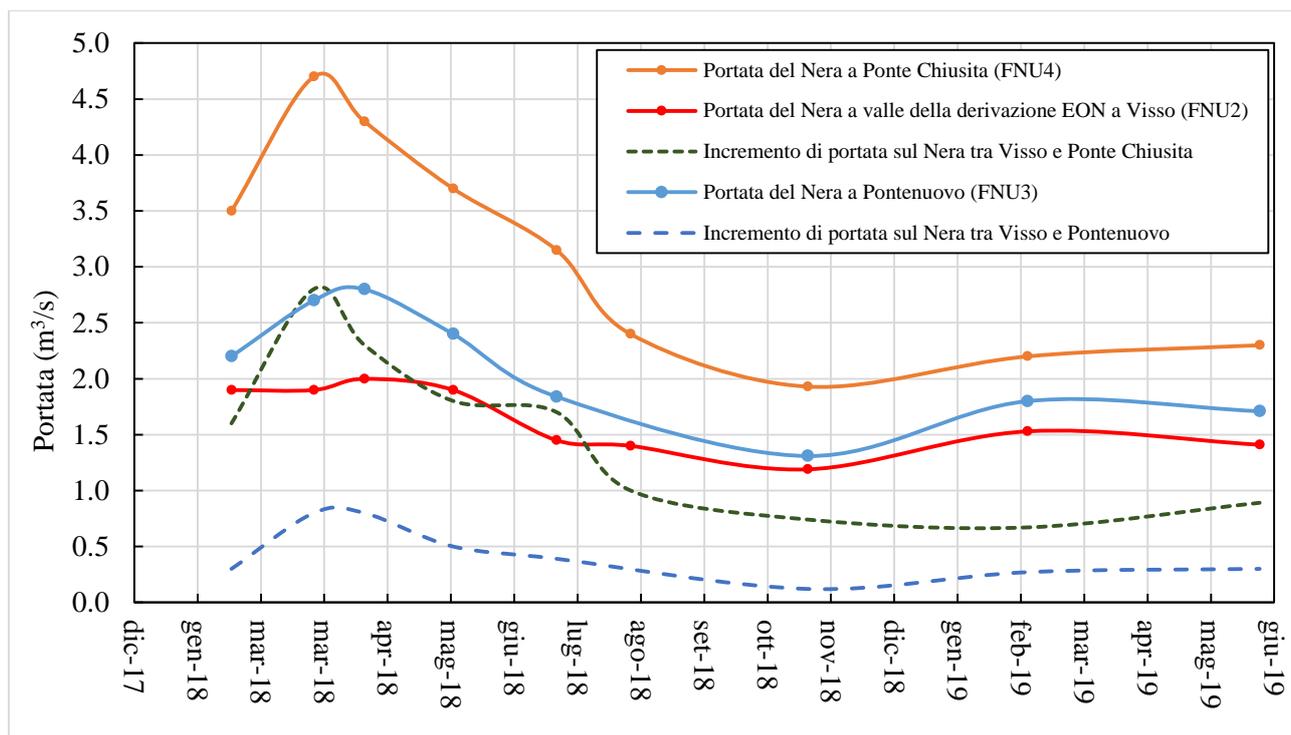


Figura 5.9 Portate misurate in discreto dalla Regione Umbria alle sezioni FNU2 FNU3 e FNU4 e incremento calcolato tra Visso (dopo il prelievo Eon) e Ponte Nuovo e tra Visso (dopo il prelievo Eon) e Ponte Chiusita.

Le curve tratteggiate rappresentano gli incrementi di portata tra Visso e Pontenuovo e tra Visso e Ponte Chiusita (FNU3-FNU2 e FNU4-FNU2). Nel periodo marzo 2018 - giugno 2019, l'incremento medio di portata tra Visso e Ponte Nuovo è stato di 440 L/s, mentre quello registrato tra Visso e Ponte Chiusita è stato di 1500 L/s. Si può osservare che gli incrementi hanno avuto valori mediamente maggiori, e una maggior variabilità, fino ad agosto 2018, mentre a partire da tale data si sono pressoché stabilizzati su valori più bassi, dell'ordine di 0.3 m³/s tra Visso e Ponte Nuovo e di 0.9 m³/s tra Visso e Ponte Chiusita. Anche prima del sisma, era stato evidenziato, da misure di portata eseguite sul Nera dalla Regione Umbria nel 2015 e dall'Università Politecnica delle Marche nel 2015-2016, un incremento di portata tra Visso, dopo la derivazione Eon, e Ponte Nuovo. Secondo Boni et al. (1991) l'incremento di portata tra Visso e Ponte Chiusita era di circa 0.890 m³/s. Questo valore è confrontabile con quello rilevato dopo il mese di agosto 2018, quando il valore dell'incremento è diventato più stabile. Ciò conferma che il sistema è tornato alle condizioni pre sisma. La Tabella 5.3 sintetizza, in termini di volume totale e di portata media, il surplus rilasciato, tra il 24 agosto 2016 e il 30 novembre 2017 dai sistemi dell'Ussita e dell'alto Nera oltre che dal fiume Nera alla sezione di Torre Orsina (Mastrorillo et al., 2020).

Tabella 5.3 Valori di Surplus (S) su T. Ussita, Alto Nera e F. Nera a Torre Orsina (da Mastrorillo et al., 2020).

<i>Sistema</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 24 ago 2016 - 25 ott 2016</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 26 ott 2016 - 30 nov 2017</i>	<i>Surplus (10⁶ m³) 24 ago 2016 - 30 nov 2017</i>	<i>Surplus (L/s) 24 ago 2016 - 30 nov 2017</i>
T. Ussita	1.21	40.34	41.55	1040
Alto Nera	1.80	76.22	78.02	1950
F. Nera a Torre Orsina	30.70	407.19	437.89	10900

Nel caso del F. Nera è stata ricalcolata la composizione teorica dell'acqua che contribuisce agli incrementi di portata tra Visso e Ponte Chiusita. Si è evidenziato che gli incrementi lungo il Nera sono dovuti ad un'acqua meno salina e a più bassi contenuti in solfati e magnesio rispetto a quella che alimenta in alveo il F. Sordo. L'unico campionamento eseguito a Madonna dell'Uccelletto ha mostrato un chimismo leggermente differente con rapporti SO₄/Mg più bassi. Tuttavia quest'unico dato non è sufficiente per avanzare delle ipotesi riguardo a questa differenza.

Anche nel caso del Nera è stato verificato, tramite le prove di tracciamento eseguite sul fosso dei Mèrgani nel 2018 e nel 2019, un collegamento attraverso l'acquifero Basale. Tale collegamento è evidenziato nella sezione longitudinale N-N' in cui si osserva che la sorgente S5 (San Chiodo) rappresenta il punto di emergenza della zona satura dell'acquifero Basale.

I dati disponibili per il Nera in località Ponte Nuovo risultano non essere statisticamente significativi per effettuare un confronto pre e post sisma. Dal punto di vista isotopico, si è rilevato che l'attuale quota media di alimentazione, ricavata tramite relazione inversa $\delta^{18}\text{O}$ -quota, risulta superiore ai 1500 m s.l.m.. La composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua del Nera diventa sempre meno negativa da monte a valle, a partire da valori più negativi che sono molto simili a quelli delle acque delle sorgenti di San Chiodo.

In ogni caso la quota di alimentazione stimata sulla base dei dati isotopici è tendenzialmente più elevata rispetto a quella dei rilievi posti in prossimità del punto di campionamento; questo suggerisce un'alimentazione proveniente da settori distali, verosimilmente appartenenti alla struttura anticlinale del Monte Patino, la quale si estende dal Pian Grande di Castelluccio a sud, fino al Monte Fema a nord. Tale ipotesi è conforme a quanto già indicato nella parte introduttiva di questo documento. Sulla base dell'andamento delle sezioni idrogeologiche elaborate (da C-C' a F-F',

Allegato 2) si può affermare infatti, che il sovrascorrimento del Monte Patino, che ha sollevato il complesso Basale affiorante su questa struttura isolandolo dai complessi sottostanti e dalle evaporiti triassiche, immerge mediamente verso NNW. Pertanto l'infiltrazione sul Massiccio del Patino, che alimenterebbe un deflusso sotterraneo non arricchito da componenti solfatiche ascrivibili alle evaporiti triassiche, potrebbe contribuire all'alimentazione dell'acquifero Basale nella parte settentrionale della struttura, in direzioni del Nera a Ponte Nuovo. Tale ipotesi sarà da verificare con ulteriori future indagini.

Per quanto riguarda il fiume Campiano non sono disponibili dati di portata in continuo precedenti alla sequenza sismica. Ciò ha impedito di stabilire con certezza se sia siano verificate variazioni di portata dopo il sisma.

Tuttavia l'andamento decrescente delle portate rilevate a Campi (sezione TC1 in **Allegato 4**) tra giugno 2017 e febbraio 2018 suggerisce che le portate, prima dell'inizio delle misure, fossero superiori a quelle rilevate a partire da giugno 2017, così come osservato sul sistema Sordo-Torbidone. È quindi verosimile che la portata del T. Campiano abbia anch'essa subito un incremento a seguito degli eventi sismici del 2016 e che le portate abbiano cominciato a diminuire nell'anno successivo, portandosi a valori prossimi a quelli pre-sisma. D'altra parte le portate del Campiano non sono state considerate nel calcolo del bilancio pre sisma poiché la sua alimentazione è stata attribuita agli acquiferi della Scaglia e della Maiolica che in questa zona sembrerebbe isolata dall'acquifero Basale. Tuttavia le prove di tracciamento eseguite nell'ambito di questo progetto dopo la crisi hanno verificato che esiste un contributo del Calcere Massiccio all'alimentazione del Campiano almeno in fase post sismica. Questo contributo potrebbe essere transitorio e limitato alla fase post sisma e collegato agli apporti provenienti dalla idrostruttura 2 il cui meccanismo è stato ampiamente descritto sopra.

5.1.4.3 Settore orientale e sud orientale dei Sibillini

Il grafico in Figura 5.10 mostra l'andamento delle portate delle sorgenti marchigiane emergenti nel settore orientale e sudorientale dei Monti Sibillini.

Per meglio focalizzare gli effetti del sisma è stata eseguita un'analisi di massima delle variazioni di portata registrate sulle sorgenti facendo un confronto tra i valori medi dei tre anni precedenti al sisma e i tre anni successivi. I risultati dell'analisi sono riportati in Tabella 5.4. In generale, in seguito al sisma si è registrato un forte decremento complessivo delle portate delle sorgenti emergenti nel fronte adriatico marchigiano che ha mandato in crisi il sistema di captazione esistente.

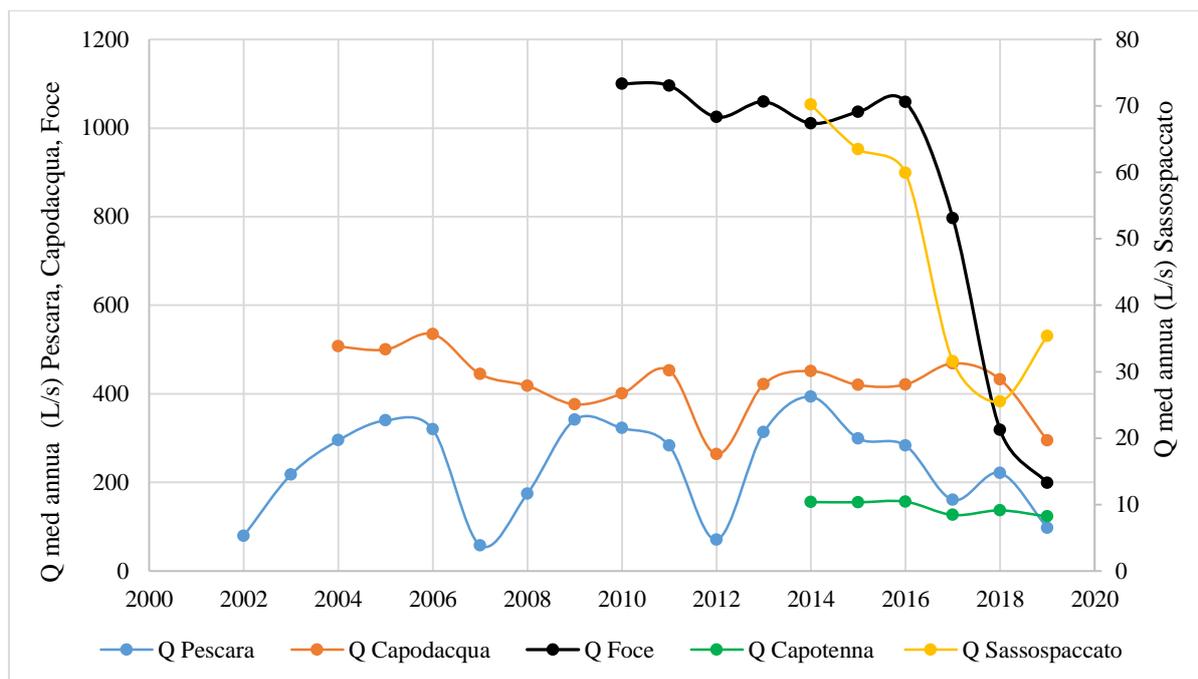


Figura 5.10 Portate medie annue delle sorgenti marchigiane prima e dopo gli eventi sismici del 2016.

Tabella 5.4 Confronto delle portate medie annue delle sorgenti marchigiane pre e post terremoto.

PERIODI	Q Pescara (m ³ /s)	Q Capodacqua (m ³ /s)	Q Foce (m ³ /s)	Q Sassospaccato (Fluvione) (m ³ /s)	Q Capotenna (m ³ /s)
Media (set 2013 - ago 2016) Periodo A	0.314	0.428	1.037	0.065	0.151
Media (set 2016 - dic 2019) Periodo B	0.167	0.390	0.485	0.035	0.139
Deficit (m ³ /s) (Q med Periodo B-Q med Periodo A)	-0.147	-0.038	-0.552	-0.030	-0.012
Deficit % (Q med Periodo B-Q med Periodo A)	-47	-9	-53	-46	-8

La Figura 5.10 permette di confrontare i valori di portata post sisma con l'andamento di portata delle quattro sorgenti sul lungo periodo. Da questo confronto emerge che le sorgenti di Foce e Sassospaccato, entrambe ubicate nella idrostruttura 1 e alimentate dall'acquifero Basale del Massiccio del Monte Vettore, hanno registrato dopo il sisma valori di portata molto più bassi di quanto mai riscontrato prima, mentre Pescara e Capodacqua (al netto di un generale incremento che si è registrato nei mesi immediatamente successivi alle scosse, che incidono sulle medie annue

calcolate nel 2016 e nel 2017) mostrano un marcato decremento soprattutto nell'ultimo anno di osservazione (2019).

La Tabella 5.4 indica che Foce e Sassospaccato hanno subito un deficit di portata di circa il 50% rispetto ai valori medi dei tre anni precedenti la crisi sismica. Analogo comportamento si riscontra per la sorgente di Pescara di Arquata, che però è prevalentemente alimentata dall'acquifero della Scaglia calcarea. Va rimarcato, inoltre, che i dati storici riportano che valori di portata altrettanto bassi di quelli registrati negli ultimi anni si sono verificati in altre occasioni sulla sorgente di Pescara di Arquata, ma sempre come singolo valore e mai con una tendenza alla diminuzione così prolungata. Valigi et al. (2020) e Fronzi et al. (2020) riportano maggiori dettagli riguardo alla reazione di questa sorgente agli eventi sismici del 2016, che è stata condizionata dal cambiamento dei principali parametri dell'acquifero che alimenta la sorgente e dalla conseguente variazione dei coefficienti di esaurimento durante lo svuotamento nei periodi con ricarica nulla.

Al contrario, per Foce e Sassospaccato non sono mai stati registrati, in base ai dati disponibili, valori tanto bassi come quelli del periodo post sisma. Per la sorgente di Capotenna, alimentata dall'acquifero della Maiolica, non si sono registrati, dopo il sisma, valori di portata molto diversi da quelli registrati prima, sia se si considerano le serie storiche complete (Figura 5.10) che i soli dati relativi al triennio pre-terremoto (Tabella 5.4). Un po' diverso il discorso per la sorgente di Capodacqua, alimentata dal Basale del Massiccio Monte Serra-Monte Utero, la quale presenta valori medi leggermente più bassi ma un deciso decremento nell'ultimo anno e mezzo di osservazione (fino al mese di giugno 2020).

Va comunque osservato che in seguito alle scosse sismiche di ottobre 2016 si è completamente prosciugata la sorgente di Forca Canapine, che erogava circa 70 l/s, aggravando particolarmente la situazione prelievi delle sorgenti emergenti sul versante adriatico marchigiano, già affette da portate complessive in regime di magra sensibilmente inferiori alla media pre sisma.

Il chimismo e le temperature delle sorgenti marchigiane del versante adriatico mostrano dei caratteri distintivi rispetto alle sorgenti del versante occidentale. In particolare le sorgenti di Foce e Sasso Spaccato mostrano tenori relativamente elevati di SO_4 e Mg rispetto alle acque di circolazione meno profonda, che però non sono associati a salinità elevata. Inoltre, più in generale, le acque del versante adriatico marchigiano mostrano rapporti SO_4/Mg più bassi (5-10) rispetto alle acque del versante occidentale (SO_4/Mg tra 1 e 2). Queste caratteristiche potrebbero essere legate i) alle maggiori quote stratigrafiche della base della successione umbro-marchigiana e quindi a tempi di circolazione più brevi in queste, prima dell'emergenza e ii) ad una circolazione che probabilmente interessa le porzioni

calcereo-dolomitiche e dolomitiche alla base della successione senza interagire sensibilmente con le formazioni evaporitiche triassiche.

In quest'area quindi l'acquifero Basale è localizzato a quote più elevate (sezioni da A-A' a I-I', **Allegato 2**) ed è ospitato prevalentemente dal massiccio del Monte Vettore che risulta infatti essere una delle principali aree di alimentazione delle sorgenti emergenti dall'idrostruttura 1 sul versante orientale del massiccio stesso. Le velocità di circolazione maggiori rispetto alle sorgenti del lato occidentale sono dimostrate anche dalle prove di tracciamento che interessano le sorgenti del versante adriatico (Capotenna e Foce), le quali mostrano rispettivamente, per la prova effettuata nel 2019, delle velocità effettive di 102 m/giorno e 72 m/giorno.

Anche i dati isotopici confermano questa ipotesi suggerendo una quota di alimentazione relativamente più alta delle sorgenti marchigiane rispetto a quelle del versante umbro. In sintesi, questo aspetto evidenzia un differente meccanismo di ricarica tra le sorgenti del versante umbro e quelle del versante marchigiano, per le quali l'area di alimentazione presunta è a quote più elevate ed è individuabile nel gruppo del Monte Vettore- Monte Sibilla. Per quanto riguarda le sorgenti di Pescara di Arquata, Capodacqua e Foce, sulla base dei dati isotopici disponibili dopo il sisma si è confrontato il contenuto del $\delta^{18}\text{O}$ con quello ricavato da una campagna isotopica condotta dall'Università Politecnica delle Marche tra gli anni 2002 e 2014 per le stesse sorgenti. In particolare si è potuta osservare una diminuzione generalizzata del contenuto isotopico del $\delta^{18}\text{O}$ rispettivamente pari allo 0.29‰ per Pescara di Arquata, allo 0.37‰ per Capodacqua e pari a 0.14‰ per la sorgente di Foce. Ciò suggerisce un lieve aumento della quota delle relative aree di ricarica, o meglio la mancanza di una aliquota di acque provenienti da quote inferiori, verosimilmente provenienti dalla Piana di Castelluccio, rispetto a quanto riscontrato nel pre-sisma. Le prove di tracciamento supportano questa ipotesi mostrando un mancato collegamento tra la piana e la sorgente di Pescara di Arquata, e un collegamento fortemente ridotto per quanto riguarda le sorgenti di Capodacqua e di Foce.

Il quadro illustrato per le sorgenti del versante marchigiano è conforme al meccanismo ipotizzato per spiegare le variazioni di portata dei sistemi occidentali, ampiamente discusso nel paragrafo 5.1.4.1. La migrazione delle acque del Massiccio del Monte Vettore verso ovest infatti, avrebbe comportato un significativo decremento delle portate nelle sorgenti alimentate in prevalenza dall'acquifero del complesso idrogeologico Basale del Monte Vettore, cioè Foce e Sassospaccato. La sorgente di Capodacqua, alimentata prevalentemente dall'acquifero con sede nel Massiccio di Monte Utero, ha subito variazioni di portata media minori, ma significative nei periodi di maggior richiesta idrica e più marcate nell'ultimo anno. Per quanto riguarda la sorgente di Pescara di Arquata, infine, alimentata

prevalentemente dal complesso della Scaglia calcarea al nucleo della sinclinale di Forca di Presta, la diminuzione delle portate medie rilevata rispetto al triennio precedente il sisma è da riferire a meccanismi diversi da quelli descritti per Foce e Sassospaccato. La diminuzione sembra infatti legata, oltre che alla scarsa piovosità degli anni successivi al sisma, a variazioni della permeabilità dell'acquifero indotte dalla fratturazione con conseguente rapido svuotamento del sistema, testimoniato dai più alti valori dei coefficienti di esaurimento secondo Maillet associati alle curve di recessione post sisma. Tali coefficienti infatti sono variati da valori dell'ordine di 10^{-3} giorni⁻¹ nella fase pre sisma a valori dell'ordine di 10^{-2} giorni⁻¹ dopo il terremoto (Fronzi et al., 2020; Valigi et al., 2020).

5.1.5 Sintesi grafica delle conclusioni

Per semplificare le risultanze del presente studio vengono di seguito riportati un diagramma a blocchi che mostra sinteticamente le variazioni delle risorse idriche avvenute in seguito al sisma e uno schema concettuale semplificato dell'area in esame. La portata totale pre e post sisma di ogni idrostruttura non necessariamente corrisponde al volume totale erogato dalla struttura poiché purtroppo non sono disponibili tutte le misure di portata post sisma. Il confronto pertanto è stato eseguito solo utilizzando le sorgenti le cui misure erano disponibili pre e post terremoto.

La Figura 5.11 schematizza le tre idrostrutture con le portate medie erogate prima e dopo il sisma e i travasi ipotizzati tra una idrostruttura e l'altra.

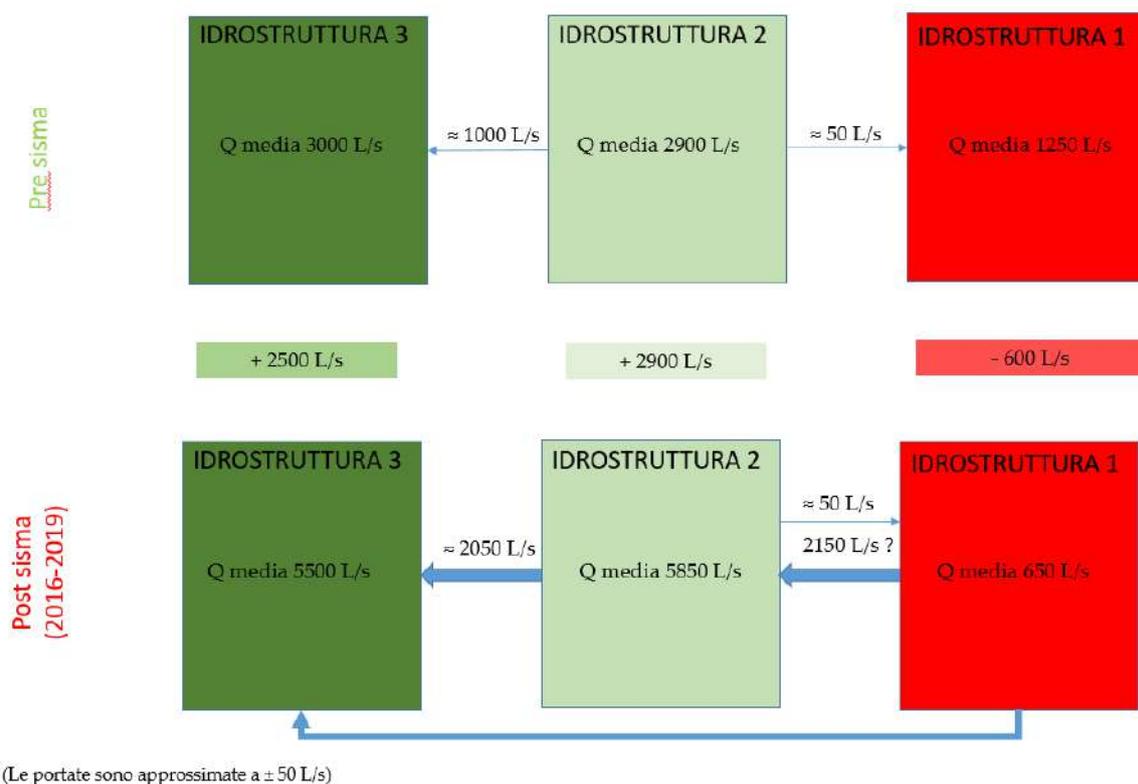


Figura 5.11 Portate totali erogate da ciascuna idrostruttura e valori dei travasi da una idrostruttura all'altra prima e dopo la crisi sismica.

Sono conteggiate anche le portate rilasciate dalla sorgente di Pescara di Arquata che, sebbene sia alimentata dal complesso della Scaglia calcarea, ha subito variazioni a seguito del sisma, e quelle della sorgente lineare del Campiano. Nella fase pre sisma e nel calcolo del relativo bilancio idrogeologico, l'alimentazione di quest'ultima è stata attribuita all'acquifero della Scaglia calcarea. Tuttavia i test di tracciamento hanno indicato che, nella fase post sisma, il sistema probabilmente è alimentato anche dall'acquifero Basale (Paragrafo 3.2). Nella idrostruttura 3 è stata considerato l'incremento in alveo nell'intero tratto del Nera compreso tra Visso (a valle della derivazione EON) e Ponte Chiusita sia prima che dopo il sisma. Per il calcolo delle portate erogate dall'idrostruttura 2 si è tenuto conto per l'Alto Nera del tratto fino a Castelsantangelo.

Prima del sisma l'idrostruttura 2 mostrava dei travasi minori (c.a. 50 L/s) verso l'idrostruttura 1 e leggermente più consistenti verso l'idrostruttura 3. A seguito della sequenza sismica le portate medie erogate dalle singole idrostrutture subiscono forti modificazioni e i flussi principali passano dall'idrostruttura 1 a quelle adiacenti in senso est-ovest.

Il surplus complessivo di deflusso sotterraneo verso la idrostruttura 2 e 3 è stato stimato da Mastroiello et al. (2020) pari a circa 400 milioni di m³.

Lo schema di Figura 5.12, oltre a descrivere i collegamenti tra idrostrutture pre e post sisma, mette in luce la modalità con cui si suddividono le risorse all'interno delle singole idrostrutture, evidenziando le portate medie pre e post sisma erogate dalle principali sorgenti o gruppi sorgentizi dell'area.

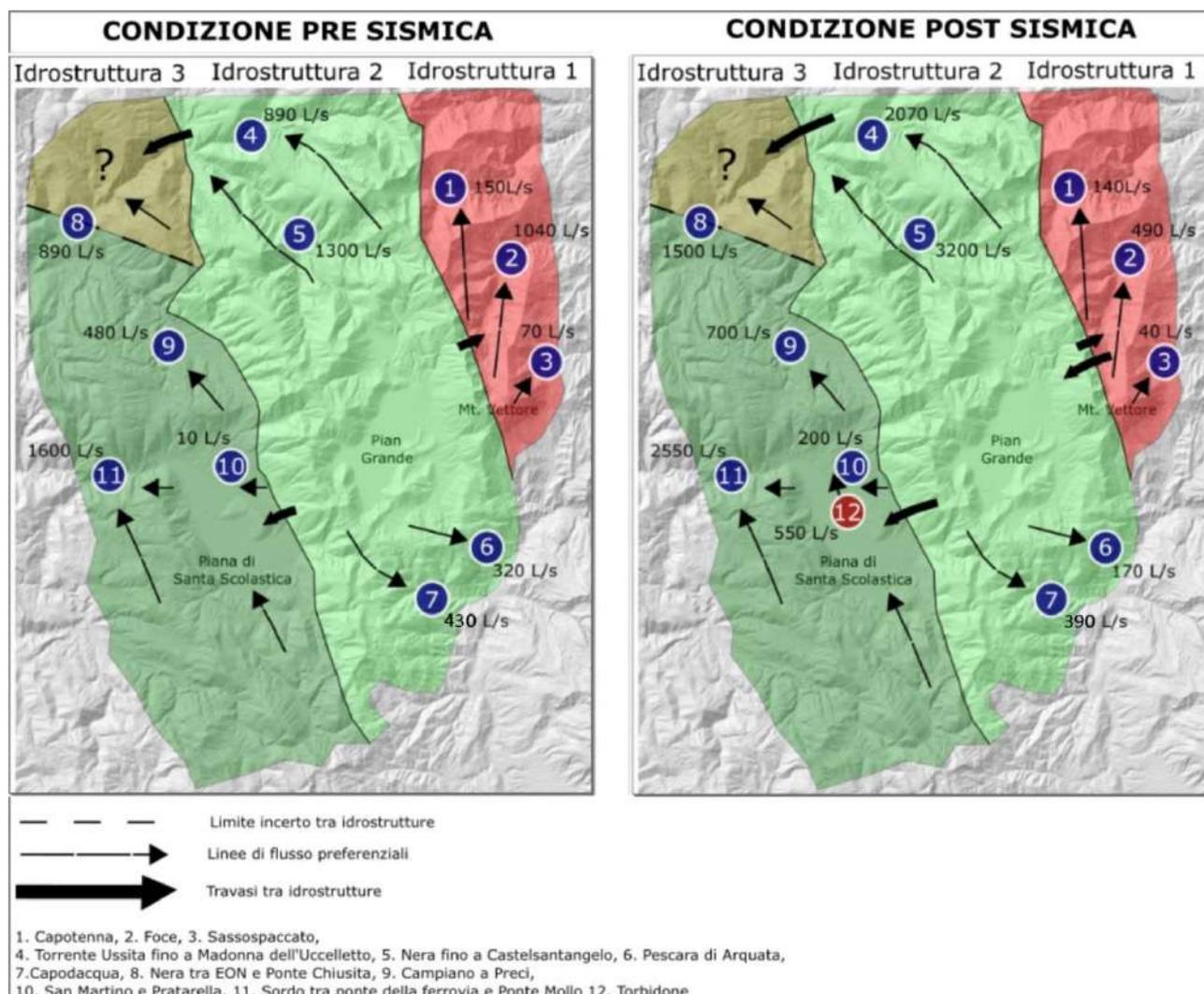


Figura 5.12 Variazioni di portata dei vari sistemi appartenenti alle tre idrostrutture prima e dopo la crisi sismica.

In Figura 5.12 è rappresentata una condizione post sismica dinamica, il sistema sta tornando infatti in diversi punti monitorati a condizioni vicine a quelle prima della sequenza sismica, ma in alcuni settori specifici la situazione è ancora differente rispetto alla condizione pre sismica.

In particolare, le portate delle sorgenti appartenenti all'idrostruttura 3 sono tornate al valore pre sismico eccetto per San Martino-Pratarella le cui portate sono ancora quasi 10 volte superiori al periodo pre sismico. Anche nel sistema del Nera le portate sono rientrate ai valori precedenti la

sequenza sismica. L'idrostruttura 1 nel complesso sembra essere quella maggiormente interessata nel tempo dagli eventi sismici del 2016-2017 con le portate tutt'oggi al di sotto del periodo pre sismico. Anche la sorgente di Pescara di Arquata, appartenente all'idrostruttura 2 sembra non essere rientrata nel range di portata pre sismico. Per quanto concerne i livelli piezometrici della Piana di Norcia si hanno ad oggi circa 4 m in più rispetto alla situazione pre sismica.

I livelli piezometrici nella zona della sorgente di Foce hanno subito decrementi post sisma nell'ordine della decina di metri e tali decrementi non sembrano recuperabili nel breve periodo.

Bibliografia

Amoruso, A., Crescentini, M., Petitta, L., Rusi, S. & Tallini, M. (2011). *Impact of the 6 April 2009 L'Aquila earthquake on groundwater flow in the Gran Sasso carbonate aquifer, Central Italy*. Hydrological Processes 25: 1754-1764.

Aquilanti, L., Clementi, F., Nanni, T., Palpacelli, S., Vivalda, P.M. & Tazioli, A. (2016). *DNA and Fluorescein tracer tests to study the recharge, groundwater flowpath and hydraulic contact of aquifers in the Umbria-Marche limestone ridge (central Apennines, Italy)*. Environmental Earth Sciences 75(7): 626 doi:10.1007/s12665-016-5436-5

Baldoni T., Banzato F., Cascone D. & Mastrolillo L. (2008). *Redazione informatizzata della idrogeologica tematica del territorio della Regione Umbria - carta idrogeologica del dominio carbonatico e vulcanico in Umbria*, Rapporto di Ricerca Regione Umbria.

Banzato F., Mastrolillo L., Nanni T., Palpacelli S. Petitta M. & Vivalda P. (2013). *L'acquifero carbonatico fratturato delle sorgenti del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): valutazioni sulla risorsa rinnovabile e sull'area di alimentazione*. Atti del Convegno Nazionale "La ricerca carsologica in Italia", 22-23 giugno 2013, Laboratorio carsologico sotterraneo d Bossea, Frabosa Soprana (pubbl. 1 giugno 2016): 137-145.

Banzato F. (2014). *Caratterizzazione del flusso in acquiferi carbonatici fratturati dell'Italia centrale per la gestione e la protezione delle risorse idriche sotterranee*. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Banzato F., Barberio M.D., Campagnoli L., Passaretti S. & Pollastrelli A. (2017). *Groundwater changes in the Nera river valley due to the August-October 2016 seismic sequence in central Italy*. Flowpath 2017.

Barbieri M., D'Amelio L., Desiderio G., Marchetti A., Nanni T., Petitta M., Rusi S. & Tallini M. (2003). *Gli isotopi ambientali (18O, 2H e 87Sr/86Sr) nelle acque sorgive dell'Appennino abruzzese: considerazioni sui circuiti sotterranei negli acquiferi carbonatici*. I° Conv. Naz. AIGA, Campus Universitario, Chieti, 19 - 20 febbraio 2003, 69-81.2003, 69-81.

Barchi, M.R. (2010). *The Neogene-Quaternary evolution of the Northern Apennines: crustal structure, style of deformation and seismicity*, in: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (Eds.), *The Geology of Italy*. Journal of Virtual Explorer. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2009.00220>

Boccaletti M, Calamita F & Viandante MG (2005). *La Neocatena-Catena litosferica appenninica nata a partire dal Pliocene inferiore come espressione della convergenza Africa-Europa*. Boll Soc Geol It 124:87-105.

Bohm, G., Luzi, L. & Galadini, F. (2011). *Tomographic depth seismic velocity model below the plain of Norcia (Italy) for site effect studies*. Boll. Geofis. Teor. Ed Appl. 52(2). <https://doi.org/doi:10.4430/bgta0002>

Boila P. & Checcucci R. (1995). *Relazioni tra dinamica di deflusso delle sorgenti e suscettibilità all'inquinamento di idrostrutture carbonatiche nell'Appennino centrale*. Atti del 2° Convegno Nazionale sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi. Nonantola (Modena), 17-18-19 maggio 1995. Quaderni di Geologia Applicata.

Boni, C., Baldoni, T., Banzato, F., Cascone, D. & Petitta, M. (2010). *Hydrogeological study for identification, characterization and management of groundwater resources in the Sibillini Mountains National Park (Central Italy)*. Ital. J. Eng. Geol. Environ., 2, 21-39.

Boni C. & Bono P. (1984). *Essai de bilan hydrogeologique dans une region karstique de l'Italie centrale. Hydrogeology of karstic terrains, cases histories*. International contributions to hydrogeology, 1, Hannover.

Boni C., Bono P. & Capelli G. (1986). *Schema idrogeologico dell'Italia Centrale*. Mem. Soc. Geol. It., 35 (2), 991-1012.

Boni C., Falcone M., Giaquinto S., Martini E. & Zoppis L. (1991). *Risorse idriche sotterranee dei massicci carbonatici umbri. Le acque sotterranee in Umbria*. Protagon Publ. n. 413 del GNDCI-CNR: 49-64.

Boni C. & Petitta M. (1994). *Sorgenti lineari e valutazione dell'Infiltrazione efficace in alcuni bacini dell'Italia centrale*. Quaderni di Geologia Applicata, 1, Bologna.

Boni C. & Petitta M. (2007). *Studio idrogeologico per l'identificazione e la caratterizzazione degli acquiferi che alimentano le sorgenti dei corsi d'acqua perenni dei Monti Sibillini, esteso all'intera area del Parco Nazionale*. Contratto di studio e ricerca. Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza", Autorità di Bacino del fiume Tevere, Parco Nazionale Monti Sibillini. Relazione inedita.

Boni C. & Petitta M. (2008). *Redazione informatizzata della cartografia idrogeologica tematica del territorio della Regione Umbria*. Rapporto definitivo. Contratto di ricerca Regione Umbria - Giunta Regionale Direzione Regionale Ambiente, Territorio e Infrastrutture Servizi tecnici Regionali-Dipartimento di Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza".

Boni C. & Preziosi E. (1994). *Le sorgenti lineari nell'alto bacino del fiume Nera (Appennino Umbro-Marchigiano, Italia centrale)*. Atti del "1st International Meeting for young Researchers in Applied Geology". Lausanne, April 21th 1994, SwissFederal Institute of Technology. GEOLOP-DGC/EPFL.

Boni C., Tarragoni C., Martarelli L. & Pierdominici S. (2009). *Studio idrogeologico del settore nord-occidentale dei Monti Sibillini: un contributo alla cartografia idrogeologica ufficiale*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 25-40.

Boscherini A., Checcucci R., Natale G. & Natali N. (2005). *Carta idrogeologica della Regione Umbria a scala 1:100.000*. Regione Umbria Direzione Politiche Territoriali, ambientali e Infrastrutture. Servizio Geologico. Giornale di Geologia Applicata 2.

Brozzetti, F.; Boncio, P.; Cirillo, D.; Ferrarini, F.; de Nardis, R.; Testa, A.; Liberi, F. & Lavecchia, G. (2019). *High-resolution field mapping and analysis of the August–October 2016 coseismic surface faulting (central Italy earthquakes): Slip distribution, parameterization, and comparison with global earthquakes*. Tectonics 2019, 38, 417–439.

Brozzetti, F. & Lavecchia, G. (1994). *Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia seismic zone (Central Italy)*. Annales Tectonicae 8, 38–57.

Calamita F., Coltorti M., Deiana G., Dramis F. & Pambianchi G. (1982). *Neotectonic evolution and geomorphology of the Cascia and Norcia depression (Umbria-Marche Apennine)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5.

Calamita F. (1990). *Thrusts and fold-related structures in the Umbria-Marche Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, 4: 83-117.

Calamita F. & Pizzi A. (1992). *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro – marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992/1), 17 – 25.

Calamita F., Coltorti M., Farabollini P. & Pizzi A. (1994). *Le faglie normali quaternarie nella Dorsale appenninica umbro-marchigiana: proposta di un modello di tettonica di inversione*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, CROP 18: 211-226.

Celico, P. *Prospezioni idrogeologiche* (vol. 1 e 2). Liguori Ed., Napoli 1986.

Cencetti C.; Dragoni W. & Nejad Massoum M. (1989). *Contributo alle conoscenze delle caratteristiche idrogeologiche del Fiume Nera (Appennino centro-settentrionale)*. Geol. Appl. e Idrogeol., 24: 191-210, Bari.

Centamore E., Rossi D. & Tavarnelli E. (2009). *Geometry and kinematics of Triassic-to-Recent structures in the Northern-Central Apennines: a review and an original working hypothesis*. Ital J Geosci 128:419–432. doi: 10.3301/IJG.2009.128.2.419

Checucci, R.; Mastrorillo, L. & Valigi, D. (2017). *Acque sotterranee e terremoti: alcune considerazioni sugli effetti della sismicità sulla disponibilità della risorsa idrica in Valnerina*. Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater, 6.

Cheloni, D., Falcucci, E., & Gori, S. (2019). *Half-graben rupture geometry of the 30 October 2016 MW 6.6 Mt. Vettore-Mt. Bove earthquake, central Italy*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124(4), 4091-4118.

Chiaraluce, L., Stefano, R.D., Tinti, E., Scognamiglio, L., Michele, M., Casarotti, E., Cattaneo, M., Gori, P.D., Chiarabba, C., Monachesi, G., Lombardi, A., Valoroso, L., Latorre, D. & Marzorati, S. (2017). *The 2016 Central Italy Seismic Sequence: A First Look at the Mainshocks, Aftershocks, and Source Models*. Seismol. Res. Lett. 88(3), 1–15. <https://doi.org/doi:10.1785/0220160221>

Chiodini, G.; Cardellini, C.; Caliro, S.; Chiarabba, C. & Frondini, F. (2013). *Advective heat transport associated with regional Earth degassing in central Apennine (Italy)*. Earth and Planetary Science Letters 2013, 373, 65–74.

Ciancetti G. F., Coltorti M. & Tazioli G. S. (1991). *Use of isotope techniques in studies of limestone karstic aquifers of Marches, Central Italy*. Int. Symp. On the Use Isotope Tech. in Water Res. Develop. 11 -15 March 1991, Vienna, UNESCO - IAEA - SM - 319/41, IAEA

Civico, R., Pucci, S., Villani, F., Pizzimenti, L., De Martini, P.M., Nappi, R. & Open EMERGEO Working Group (2018). *Surface ruptures following the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake, Central Italy*. Journal of Maps. doi: [10.1080/17445647.2018.1441756](https://doi.org/doi:10.1080/17445647.2018.1441756)

Civita M.; De Maio M. (2000). *Valutazione e cartografia automatica della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento con il sistema parametrico (SINTACS R5)*", 2000. Pitagora Editrice Bologna.

Civita, M. V. & Fiorucci, A. (2010). *The recharge-discharge process of the Peschiera spring system (central Italy)*. Aqua Mundi, 2019, 61-178.

Console, F., Motti, A. & Pantaloni, M. (2017). *L'intermittenza delle sorgenti del Torbidone nella Piana di Norcia: analisi delle fonti storiche a partire dal XIV secolo*. Rend. Online Soc. Geol. It. (43), 35-56.

Conversini P. & Tazioli G. S. (1993). *Indagini idrogeologiche nella media e alta valle del fiume Menotre, Umbria orientale*. Atti Tic. Di Scienze della Terra. 36, 153-164.

Cooper J. C. & Burbi L. (1987). *The geology of the central Sibillini Mountains*. Mem. Soc. Geol. It., 35.

Cresta, S., Monechi & S., Parisi, G. (1989). *Stratigrafia del Mesozoico e Cenozoico nell'area umbro-marchigiana. Itinerari geologici sull'Appennino umbro-marchigiano (Italia)*. Mem. Descr. Della Carta Geol. Ital. 39, 1–182.

Decandia F.A. & Tavarnelli E., (1990). *Il sovrascorrimento di M.S. Angelo-M. Solenne (Ferentillo-Temi)*. Studi Geol.Camerti, Vol.spec., 51-56.

Di Domenico A. Turtù A.; Satolli S. & Calamita F. (2012). *Relationships between thrusts and normal faults in curved belts: New insight in the inversion tectonics of the Central-Northern Apennines (Italy)*. Journal of Structural Geology 42:104–117. doi: 10.1016/j.jsg.2012.06.008

Di Matteo, L.; Dragoni, W.; Azzaro, S.; Pauselli, C.; Porreca, M.; Bellina, G. & Cardaci, W. (2020). *Effects of earthquakes on the discharge of groundwater systems: The case of the 2016 seismic sequence in the Central Apennines, Italy*. Journal of Hydrology, 583, 124509.

Dragoni W., Speranza G. & Valigi D. (2003). *Impatto delle variazioni climatiche sui sistemi idrogeologici: il caso della sorgente Pescara d'Arquata (Appennino Umbro-Marchigiano, Italia)*. Geologia Tecnica ed Ambientale, 3: 13-27.

Fronzi, D., Banzato, F., Caliro, S., Cambi, C., Cardellini, C., Checcucci, R., ... & Tazioli, A. (2020). *Preliminary results on the response of some springs of the Sibillini Mountains area to the 2016-2017 seismic sequence*. Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater.

Ge.Mi.Na. (1962). *Ligniti e torbe dell'Italia centrale*. Geo Mineraria Nazionale, Roma, Italy.

Giacopetti, M., Materazzi, M., Pambianchi, G., & Posavec, K. (2019). *A combined approach for a modern hydrogeological mapping: the case study of Tennacola stream catchment (central Apennine, Italy)*. Journal of Maps, 15(2), 203-214.

Iezzi, F., Mildon, Z., Walker, J.F., Roberts, G., Goodall, H., Wilkinson, M. & Robertson, J. (2018). *Coseismic Throw Variation Across Along-Strike Bends on Active Normal Faults: Implications for Displacement Versus Length Scaling of Earthquake Ruptures*. J. Geophys. Res. Solid Earth 123, 9817–9841. <https://doi.org/10.1029/2018JB016732>

Lavecchia G. (1985). *Il sovrascorrimento dei Monti Sibillini: analisi cinematica e strutturale*. Boll. Soc. Geol.It., 104.

Lippi Boncambi, C. (1947). *Idrologia sotterranea dell'Altipiano di Castelluccio*. Annali Istituto di Mineralogia e Geologia dell'Università degli Studi di Perugia, 104-118.

Lippi Boncambi, C. (1948). *Monti Sibillini*. Tipografia Mareggiani, Bologna, 77 pp.

Lippi Boncambi, C. (1963). *Indagini idrogeologiche sull'altipiano di Castelluccio di Norcia*. In Atti del IX Congresso Nazionale di Speleologia, Trieste.

Longinelli A. & Selmo E. (2003). *Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map*. Journal of Hydrology 270(1-2), 75-88.

Manga, M., Brodsky, E.E. & Boone, M. (2003). *Response of streamflow to multiple earthquakes*. Geophysical Research Letters 30(5), 1214. <https://doi.org/doi:10.1029/2002GL016618>

Mastrorillo L. (1996). *Contributo alla valutazione delle risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico marchigiano*. Quaderni Di Geologia Applicata. 1/1996: 25-35.

Mastrorillo L. (2001). *Elementi strutturali e caratteristiche idrogeologiche della dorsale carbonatica Umbro - Marchigiana interna*. Mem. Soc. Geol. It. 56: 219-226.

Mastrorillo, L., Baldoni, T., Banzato, F., Boscherini, A., Cascone, D., Checcucci, R., ... & Boni, C. (2009) - *Analisi idrogeologica quantitativa del dominio carbonatico umbro*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 1, 137-155.

Mastrorillo L., Nanni T., Petitta M., Vivalda P., Banzato F. & Palpacelli S. (2012). *Le risorse idriche dell'alto bacino del fiume Aso (Parco Nazionale dei Monti Sibillini): studio idrogeologico e valutazione dello stato di utilizzazione*. EngHydroEnv Geology, 15, 83-96.

Mastrorillo L. & Petitta M. (2010). *Effective infiltration variability in the Umbria-Marche carbonate aquifers of central Italy*. Journal of Mediterranean Earth Sciences, 2, 9-18.

Mastrorillo, L. & Petitta, M. (2014). *Hydrogeological conceptual model of the upper Chienti River Basin aquifers (Umbria-Marche Apennines)*. Italian Journal of Geosciences 133 (3): 396-408.

Mastrorillo, L.; Saroli, M.; Viaroli, S.; Banzato, F.; Valigi, D. & Petitta, M. (2019). *Sustained post-seismic effects on groundwater flow in fractured carbonate aquifers in Central Italy*. Hydrological Processes.

Mattioli B. (2006). *Sorgente Argentina. Indagini geologiche per nuove risorse idriche*. Valle Umbria Servizi S.p.a.

Mazzoli S, Pierantoni PP, Borraccini F, et al. (2005). Geometry, segmentation pattern and displacement variations along a major Apennine *thrust* zone, central Italy. Journal of Structural Geology 27:1940–1953. doi: 10.1016/j.jsg.2005.06.002

Mirabella, F., Boccali, V., & Barchi, M.R. (2005). *Segmentation and interaction of normal faults within the Colfiorito fault system (Central Italy)*, in: Gapais, D., Brun, J.P., Cobbold, P.R. (Eds.), Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: From Minerals to the Lithosphere. Geological Society Special Publications, London, pp. 25–36.

Nanni T. & Vivalda P. (1991). *Caratteri idrogeologici delle sorgenti carbonatiche dell'Appennino marchigiano*. Atti Conv. "Ricerca e protezione delle risorse idriche sotterranee delle aree montuose", Fondazione Bresciana Ric. Scient., 42 (1), 269-331, 24-25 ottobre 1991, Brescia.

Nanni T. & Vivalda P. (2006). *Spring monitoring and analysis of groundwater circulation in the Sibillini Mountains aquifers. (Adriatic side of central Apennine, Italy)*. Conference: 8th Conference on limestone hydrogeology 2006, 197-200, Neuchatel, Switzerland, September 21-23. ISBN 2-84867-143-2 978-2-84867-143-2.

Nanni T., Desiderio G., Folchi Vici C., Petitta M., Ruggieri G., Rusi S., Tallini M. & Vivalda P. (2011). *Schema Idrogeologico dell'Italia centro-adriatica*. (Ed. T. Nanni) Scala 1:250.000. ISBN 9788890652912.

Nanni T. & Petitta M. (2012). *Studio del bacino idrogeologico carbonatico (Monti Sibillini) del fiume Aso finalizzato alla caratterizzazione delle condizioni di alimentazione e di circolazione idrica, alla valutazione del bacino idrogeologico e analisi della sorgente di Foce*. Contratto di studio e ricerca. Dipartimento SIMAU Università Politecnica delle Marche, CIIP Spa e Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma "LaSapienza".

Nanni T., Tazioli A. & Vivalda P.M. (2013). *Problems in the application of environmental isotopes to the hydrogeology of high mountain aquifers*. AQUA MUNDI 4(1), 55-66.

Perrone, E. (1908). *Carta idrografica d'Italia. Il Tevere*, 22.

Perrone E., (1910). *Reno, Lamone, Fiumi Uniti, Savio, Marecchia, Foglia, Metauro, Esino, Potenza, Chienti, Tenna, Aso ed altri minori. Pozzi artesiani della Pianura emiliana, dal Panaro alla Parecchia e del litorale adriatico, da Porto Corsini a Pesaro*. Min. Agr. Ind. e Com. Memorie illustrative della Carta Idrografica d'Italia, 35, Roma.

Petitta (2011). *Integrazione della base conoscitiva per la gestione della risorsa idrica sotterranea del Parco nazionale dei Monti Sibillini*. Contratto di studio e ricerca. Dipartimento Scienze della Terra Università di Roma "La Sapienza", Autorità di Bacino del fiume Tevere, Parco Nazionale Monti Sibillini. Relazione inedita; p. 101.

Petitta & Banzato (2016). *Studio idrogeologico del bacino di alimentazione della captazione di San Chiodo (MC)*. Relazione Finale. Marzo 2016. Contratto di studio e ricerca. Dipartimento di Scienze della Terra Università di Roma "Sapienza" e Società per l'Acquedotto del Nera.

Petitta, M., Mastrorillo, L., Preziosi, E., Banzato, F., Barberio, M. D., Billi, A., ... & Di Salvo, C. (2018). *Water-table and discharge changes associated with the 2016–2017 seismic sequence in central Italy: hydrogeological data and a conceptual model for fractured carbonate aquifers*. Hydrogeology Journal, 1-18.

Pierantoni, P., Deiana, G. & Galdenzi, S. (2013). *Stratigraphic and structural features of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines, Italy)*. Ital. J. Geosci. 132, 497–520.
<https://doi.org/10.3301/IJG.2013.08>

Porreca, M.; Minelli, G.; Ercoli, M.; Brobia, A.; Mancinelli, P.; Cruciani, F.; Giorgetti, C.; Carboni, F.; Mirabella, F.; Cavinato, G.; et al. (2018). *Seismic Reflection Profiles and Subsurface Geology of the Area Interested by the 2016-2017 Earthquake Sequence (Central Italy)*. Tectonics, 37, 1116–1137.

Preziosi E. (2007). *Simulazioni numeriche di acquiferi carbonatici in aree corrugate: applicazioni al sistema idrogeologico della Valnerina (Italia centrale)*. Quaderno 125. Istituto di Ricerca sulle Acque - CNR.

Principi, P. (1911). *Idrologia sotterranea della Pianura di Norcia*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. XXX.

Pucci, S.; De Martini, P.M.; Civico, R.; Villani, F.; Nappi, R.; Ricci, T.; Azzaro, R.; Brunori, C.A.; Caciagli, M.; Cinti, F.R.; et al. (2017). *Coseismic ruptures of the 24 August 2016, Mw 6.0 Amatrice earthquake (central Italy)*. Geophys. Res. Lett., 44, 2138–2147.

Regione Marche (1991). *Ambiente fisico delle Marche. Geologia - Geomorfologia - Idrogeologia*. Ed. S.E.L.C.A.

Regione Umbria (2015). *Cartografia geologica e geotematica dell'Umbria 1:10.000 scale*. Regione Umbria, Italy.

Renghi D. (2018). *Analisi idrostrutturale della sorgente Torbidone a seguito del terremoto del 30 ottobre 2016 (Mw 6.5)*. Tesi di Laurea Università degli Studi di Perugia.

Rosati A. (2017). *Monitoraggio di sorgenti e captazioni minori dopo il terremoto di Amatrice-Norcia del 2016: variazioni indotte dagli eventi sismici e problematiche di gestione della risorsa*. Tesi di Laurea Università La Sapienza di Roma.

Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P. & Stucchi, M. (2011) - *Catalogo parametrico dei terremoti italiani CPT11*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italy. <https://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPT11>

Scisciani V. (2009). *Styles of positive inversion tectonics in the Central Apennines and in the Adriatic foreland: Implications for the evolution of the Apennine chain (Italy)*. Journal of Structural Geology 31:1276–1294. doi: 10.1016/j.jsg.2009.02.004

Speranza C. (2011). *Studio di impatto ambientale relativo alle opere di captazione idraulica della CIIP spa esistenti a Foce di Montemonaco nella valle*. Relazione generale.

Tarragoni C. (2005). *Definizione dell'assetto idrogeologico dei Monti Sibillini e sua verifica col contributo della simulazione numerica delle condizioni di flusso e dell'idrologia isotopica*. Tesi di Dottorato. Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Tarragoni, C. (2006). *Determinazione della "quota isotopica" del bacino di alimentazione delle principali sorgenti dell'alta Valnerina*. *Geologica Romana*, 39, 55-62.

Tazioli G. S., Cocchioni M., Coltorti M., Dramis F. & Mariani M. (1988). *Circolazione idrica e chimismo delle acque sotterranee dell'area carsica della Gola di Frasassi nelle Marche*. *Conv. Naz.*

Su "Carsismo della Gola di Frasassi". *Genga*, 24-25 settembre 1988. *Mem. Ist. It. Spel.* 4 serie II.

Tazioli, A., Palpacelli, S. (2013). *Scelta del tracciante ideale per indagini idrogeologiche: risultati preliminari da test in laboratori*. *Acque Sotterranee* 2:132 7-12 doi:10.7343/AS-021-13-0000

Thiessen A. H. (1911). *Precipitation for large areas*. *Monthly Weather Bur. Rev.*, 39, 1082-1084.

Valigi, D.; Mastrorillo, L.; Cardellini, C.; Checcucci, R.; Di Matteo, L.; Frondini, F.; Mirabella, F.; Viaroli, S.; Vispi, I. (2019). *Springs discharge variations induced by strong earthquakes: the Mw 6.5 Norcia event (Italy, October 30th 2016)*. *ROL* 2019, 47, 141–146.

Valigi, D.; Fronzi, D.; Cambi, C.; Beddini, G.; Cardellini C.; Checcucci, R.; Mastrorillo, L.; Mirabella, F.; Tazioli, A. (2020). *Earthquake-induced spring discharge modifications: The Pescara di Arquata spring reaction to the August-October 2016 central Italy Earthquakes*. *Water (Switzerland)*, 12 (3), 1-18.

Valt, M.; Cagnati, A.; Corso, T. (2006). *Stima dell'equivalente in acqua della neve*. *Neve e Valanghe*, 59, 24-33.

Villani, F., Civico, R., Pucci, S., Pizzimenti, L., Nappi, R., De Martini, P.M. & the Open EMERGEIO Working Group (2018). *A database of the coseismic effects following the 30 October 2016 Norcia earthquake in Central Italy*. *Scientific Data* 5, 180049.

Villani, F., Civico, R., Pucci, S., Pizzimenti, L., Nappi, R., De Martini, P.M. & the Open EMERGEIO Working Group (2018). *A database of the coseismic effects following the 30 October 2016 Norcia earthquake in Central Italy*. *Scientific Data* 5, 180049.