

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.

MODELLO CONCETTUALE

Perugia, ottobre 2020

Collaboratori:

Cambi C.⁽¹⁾, Banzato F.⁽³⁾, Beddini G.⁽¹⁾, Fronzi D.⁽²⁾, Lacchini A.⁽³⁾, Mastrorillo 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

PREMESSA.....	3
1. MODELLO CONCETTUALE DELLA CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA INFLUENZATA DALLA SEQUENZA SISMICA	4
2. SINTESI DELLA SITUAZIONE PRE-SISMA	16
3. VARIAZIONI POST-SISMA.....	17
3.1 Idrostruttura 3	17
3.2 Meccanismo di alimentazione aggiuntiva dell'idrostruttura 3	25
3.3 Idrostruttura 2	26
3.3 Idrostruttura 1	31
BIBLIOGRAFIA	35

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.

Nella prima fase 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 e 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 prosciugate 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 degli 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.

Il programma delle attività ha poi compreso le successive indagini idrogeologiche ed idrogeochimiche a più ampia scala: 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.

In particolare sono state installate:

- tre sonde multiparametriche per monitorare le portate e le caratteristiche fisico-chimiche delle acque delle sorgenti della Piana di Norcia;

- cinque pluviometri campionatori delle acque (in località Cascia, Norcia, Vallo di Nera, Monteleone di Spoleto e Piana di Castelluccio di Norcia), utili per definire una relazione tra quota di precipitazione e composizione isotopica delle acque;
- due stazioni per la misura del livello idrometrico e della temperatura dell'acqua presso l'inghiottitoio del fosso dei Mèrgani, nella Piana di Castelluccio di Norcia e presso il F. Nera in località Pontenuovo.

Sono state eseguite inoltre tre campagne di rilievo piezometrico della Piana di Norcia nel mese di ottobre degli anni 2017, 2018 e 2019 al fine di valutare gli effetti prodotti dagli eventi sismici sull'acquifero contenuto nei depositi della Piana, mediante il confronto con i risultati di indagini precedentemente realizzate in tale settore (Rapporto Parco Sibillini, 2011) nel biennio 2010-2011.

Le campagne geochemiche hanno riguardato la determinazione per gran parte dei punti d'acqua censiti dei parametri chimico-fisici, della composizione delle acque in termini di elementi maggiori ed elementi in traccia, la composizione dei gas disciolti, la composizione degli isotopi stabili di ossigeno, idrogeno e carbonio disciolto e la determinazione del trizio in alcuni campioni.

Le prove di tracciamento sono state eseguite nel corso degli anni 2018 - 2019 secondo due distinte campagne di immissione; in entrambe le campagne sono state posizionate sonde fluorimetriche, autocampionatori e fluocaptorii lungo tutta l'area di studio, per poter verificare la presenza di collegamenti idraulici tra il Pian Grande di Castelluccio e i punti monitorati.

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.

1. MODELLO CONCETTUALE DELLA CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA INFLUENZATA DALLA SEQUENZA SISMICA

Dalle indagini eseguite dai diversi gruppi di lavoro, è emersa una mole di conoscenze che sono state fatte confluire in un modello aggiornato della circolazione idrica sotterranea, comprensiva delle influenze determinate dalla sequenza sismica, a breve e medio termine.

Dal punto di vista idrostrutturale, considerando le indagini geologico-strutturali e quelle idrogeologiche, è stato possibile dettagliare per la prima volta la suddivisione dell'area di studio in tre distinte idrostrutture, tra loro interagenti, i cui limiti coincidono con importanti elementi tettonici.

Le tre idrostrutture, costituite dagli otto complessi idrogeologici riconosciuti nell'area di studio (come distinti in Figura 1 sulla base di quanto proposto da Mastrorillo et al., 2009), sono riportate in Figura 1. In questo lavoro l'attenzione si è focalizzata prevalentemente sull'acquifero Basale, di cui è stato redatto il bilancio idrogeologico pre- e post-sisma, in quanto maggiormente influenzato dalla crisi sismica rispetto agli acquiferi della Maiolica e della Scaglia.

La sintesi rappresentata in Figura 1 è dettagliata nella carta idrogeologica e dalle relative sezioni costituenti gli Allegati 1b e 2. Tale cartografia rappresenta un prodotto del tutto nuovo, che si basa su una attenta rielaborazione delle informazioni geologico-strutturali, ma anche idrogeologiche e idrogeochimiche, le quali hanno consentito di interpretare in modo innovativo i limiti e i travasi tra le idrostrutture individuate. Particolare importanza ha rivestito l'individuazione di elementi tettonici in grado di influenzare il flusso idrico sotterraneo e quindi di rappresentare dei limiti delle singole idrostrutture. Ad una scala regionale, l'elemento tettonico del Thrust dei Monti Sibillini rappresenta il limite a flusso nullo verso est, dislocato con rigetti fino ad un 1 km da alcune strutture estensionali quaternarie (Sistema Nottoria-Preci e Sistema Monte Vettore-Monte Bove). Verso ovest, il limite principale del sistema idrogeologico studiato è rappresentato sovrascorrimento del Monte Coscerno. Tra questi due limiti esterni, si riconoscono tre idrostrutture in serie, denominate 1, 2 e 3 da est verso ovest (Figura 1) e separate l'una dall'altra prevalentemente dai principali sistemi di faglie normali e subordinatamente da sovrascorrimenti (Mastrorillo et al., 2020).

Il ruolo delle faglie nel controllo della circolazione idrica sotterranea è come noto 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 variare nel corso delle diverse fasi sismiche (Bense et al., 2013).

Nel caso specifico, le principali discontinuità tettoniche, orientate circa NNW-SSE, condizionano il deflusso idrico sotterraneo contribuendo a creare degli acquiferi compartimentati con flusso prevalente verso NNW, agendo come limiti che ostacolano il deflusso in direzione E-W, comunque non totalmente impedito per la presenza di elementi tettonici trasversali. 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).

Tuttavia, le stesse faglie normali 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 sismica del 2016-2017, durante la quale si sono verificati più di nove eventi con magnitudo $M_w > 5.0$, 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 (Pucci et al., 2017; Civico et al., 2018; Brozzetti et al., 2019). Il terremoto di magnitudo M_w 6.5 del 30 ottobre 2016 è avvenuto in particolare a 4 km a NE di Norcia, con coordinate geografiche (lat, lon) 42.83, 13.11 ad una profondità di circa 7 km (Chiaraluce et al., 2017). L'intera idrostruttura 2, compresa tra l'affioramento in superficie del sistema di faglie mobilitato durante la crisi sismica ad est e l'epicentro della scossa principale a ovest, è quindi stata interessata dalle più intense deformazioni cosismiche.

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

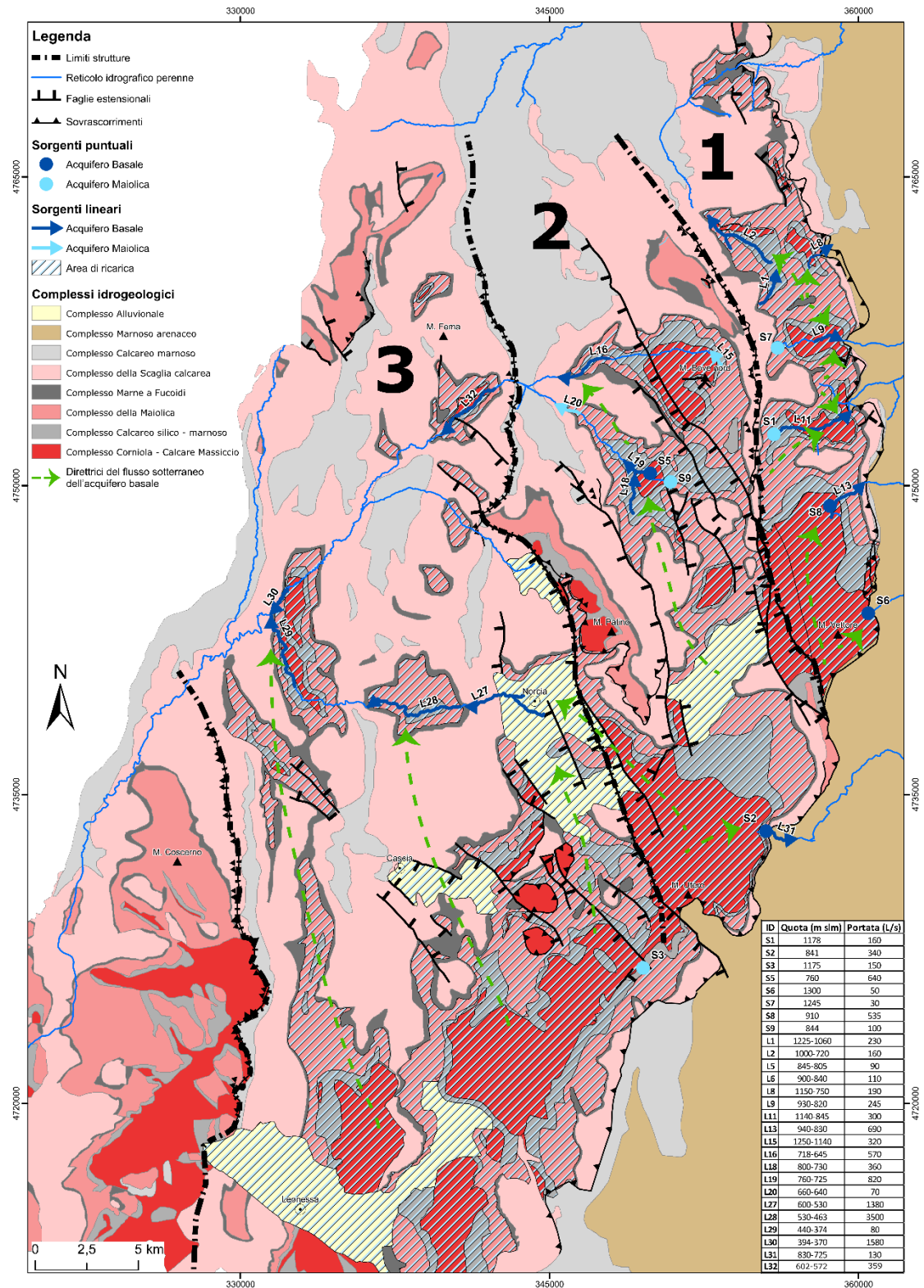


Figura 1 Schema delle idrostrutture con le indicazioni dei complessi idrogeologici cartografati

Nell'ambito delle tre idrostrutture riconosciute, il censimento e il monitoraggio delle sorgenti presenti hanno consentito di verificare le variazioni in termini di risorse idriche erogate, a seguito degli eventi sismici. Il diagramma a blocchi sottostante (Figura 2) riassume il risultato ottenuto, sotto forma di schema concettuale. Il confronto tra le portate pre- e post-sisma di ogni idrostruttura non necessariamente corrisponde al volume totale effettivo erogato dalla struttura, in quanto non per tutte le sorgenti erano disponibili misure di portata durante il periodo di osservazione.

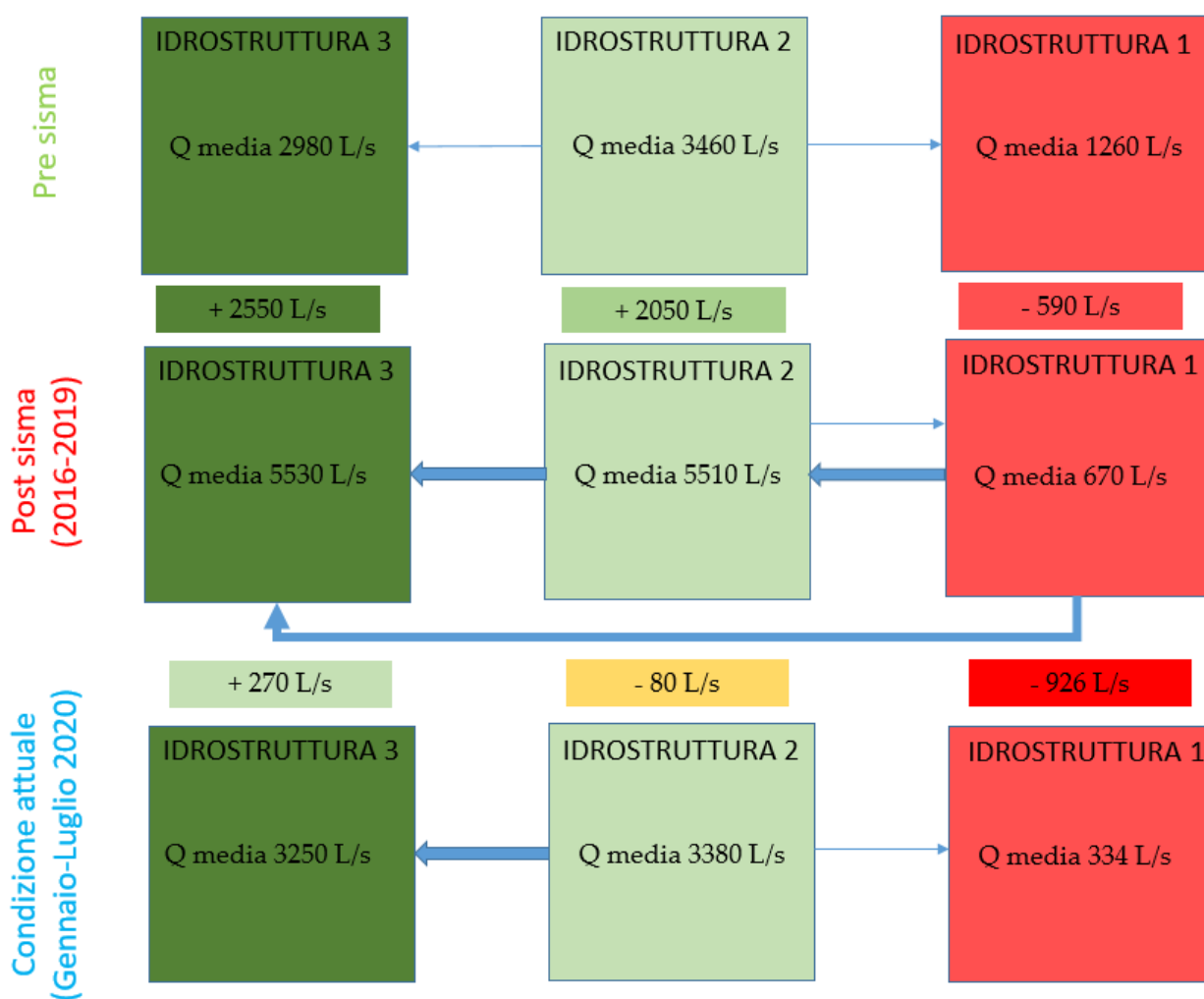


Figura 2 Portate totali erogate in media da ciascuna idrostruttura e valori dei travasi tra le idrostrutture prima e dopo la crisi sismica

Nelle condizioni idrogeologiche naturali precedenti agli eventi sismici, l'idrostruttura 3 erogava in media circa 3000 L/s, comprendenti il sistema del Medio Nera (incluso le sorgenti del Nera a valle di Visso), le emergenze lineari lungo il F. Campiano, le sorgenti della Piana di Norcia (San

Martino e Pratarella), cui va aggiunto il Torbidone per il periodo post-sismico. Le emergenze dell'idrostruttura 2 includono le sorgenti poste nelle zone settentrionale (Alto Nera e Ussita) e meridionale (Pescara di Arquata e Capodacqua) dell'idrostruttura stessa, per un totale di 3460 L/s medi. Le sorgenti del versante adriatico, Capotenna, Foce (denominata anche sorgente dell'Aso) e Sassospaccato (denominata anche sorgenti del Fluvione), che drenano l'idrostruttura 1, avevano una portata media di 1260 L/s nel periodo pre-sismico.

In dettaglio, sono state considerate nell'idrostruttura 2 anche le portate rilasciate dalla sorgente di Pescara di Arquata che, sebbene sia alimentata in prevalenza dal complesso della Scaglia calcarea, ha subito variazioni a seguito del sisma, così come quelle delle sorgenti lineari 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 è in qualche maniera alimentato anche dall'acquifero Basale (Paragrafo 3.2). Nella idrostruttura 3 è stato considerato l'incremento in alveo nell'intero tratto del Nera compreso tra Visso (a valle della derivazione ERG) 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 e di quello relativo al Torrente Ussita fino alla località denominata Madonna dell'Uccelletto.

Nelle condizioni pre-sismiche, i calcoli di bilancio descritti in dettaglio nel capitolo successivo hanno evidenziato la presenza di travasi tra le diverse idrostrutture. In particolare, l'idrostruttura 2, drenata prevalentemente a nord e sud e comprendente il Piano Grande di Castelluccio di Norcia, punto di infiltrazione concentrata, alimenta anche le due strutture limitrofe con un minimo travaso verso est (Nanni et al., 2020) stimato in 50 L/s e uno più significativo verso l'idrostruttura 3 (Petitta, 2011; Mastrotillo et al., 2020) stimato in circa 1000 L/s sulla base dell'andamento della superficie piezometrica.

Le stesse tre idrostrutture, nel periodo post-sismico compreso tra la fine del 2016 e il 2019, hanno erogato portate significativamente differenti, che in media sono rappresentate nella fila al centro in Figura 2 nel modo seguente: l'idrostruttura 1 ha erogato in media nel periodo post-sismico soltanto 670 L/s, mostrando un decremento di circa il 50% rispetto al periodo pre-sismico; l'idrostruttura 2 risulta aver erogato in media 5510 L/s, contro i 3460 L/s registrati nel periodo pre-sismico, con incrementi significativi nelle sorgenti dell'Alto Nera e dell'Ussita ma decrementi di circa 200 L/s nelle sorgenti di Pescara di Arquata e Capodacqua; anche l'idrostruttura 3 ha erogato mediamente

portate più elevate, per una media di 5530 L/s, con un aumento valutato in 2550 L/s, a carico soprattutto delle sorgenti nell'area nursina.

Si può quindi affermare che le portate medie erogate dalle singole idrostrutture hanno subito forti modificazioni a seguito della sequenza sismica e che i flussi principali indicano un travaso aggiuntivo dall'idrostruttura 1 a quelle adiacenti in senso est-ovest (Figura 3 in alto).

Il surplus di deflusso sotterraneo erogato complessivamente dall'acquifero Basale delle idrostrutture 2 e 3 tra settembre 2016 e dicembre 2019 è stato di circa 4600 L/s (Figura 2).

È importante sottolineare che l'incremento delle portate riscontrato nelle idrostrutture 2 e 3 non può essere spiegato, come i numeri in Figura 2 mostrano chiaramente, semplicemente con il travaso dalla idrostruttura 1 alla 2 e il successivo trasferimento alla idrostruttura 3. Il deficit di portata media osservato nell'idrostruttura 1 fino alla fine del 2019 (-590 L/s) è infatti inferiore al surplus erogato dalle altre due idrostrutture (complessivamente circa 4600 L/s). Per quanto riguarda il surplus di portata osservato nelle sorgenti dell'idrostruttura 2, questo è da attribuire all'aumento del deflusso sotterraneo in direzione SSE-NNW indotto in parte dall'incremento del gradiente idraulico determinato dal travaso verso ovest delle acque precedentemente circolanti nel Massiccio del Vettore ed in parte dall'incremento di permeabilità legato all'aumento del grado di fratturazione che ha interessato l'intera idrostruttura, sotto cui si sviluppa il sistema di faglie che ha dato origine al *mainshock* della sequenza sismica (30 ottobre 2016). Il meccanismo che ha causato l'aumento transitorio delle portate dell'idrostruttura 2, concentrato come detto nell'area dell'Alto Nera, è rappresentato graficamente in Figura 3 (in basso).

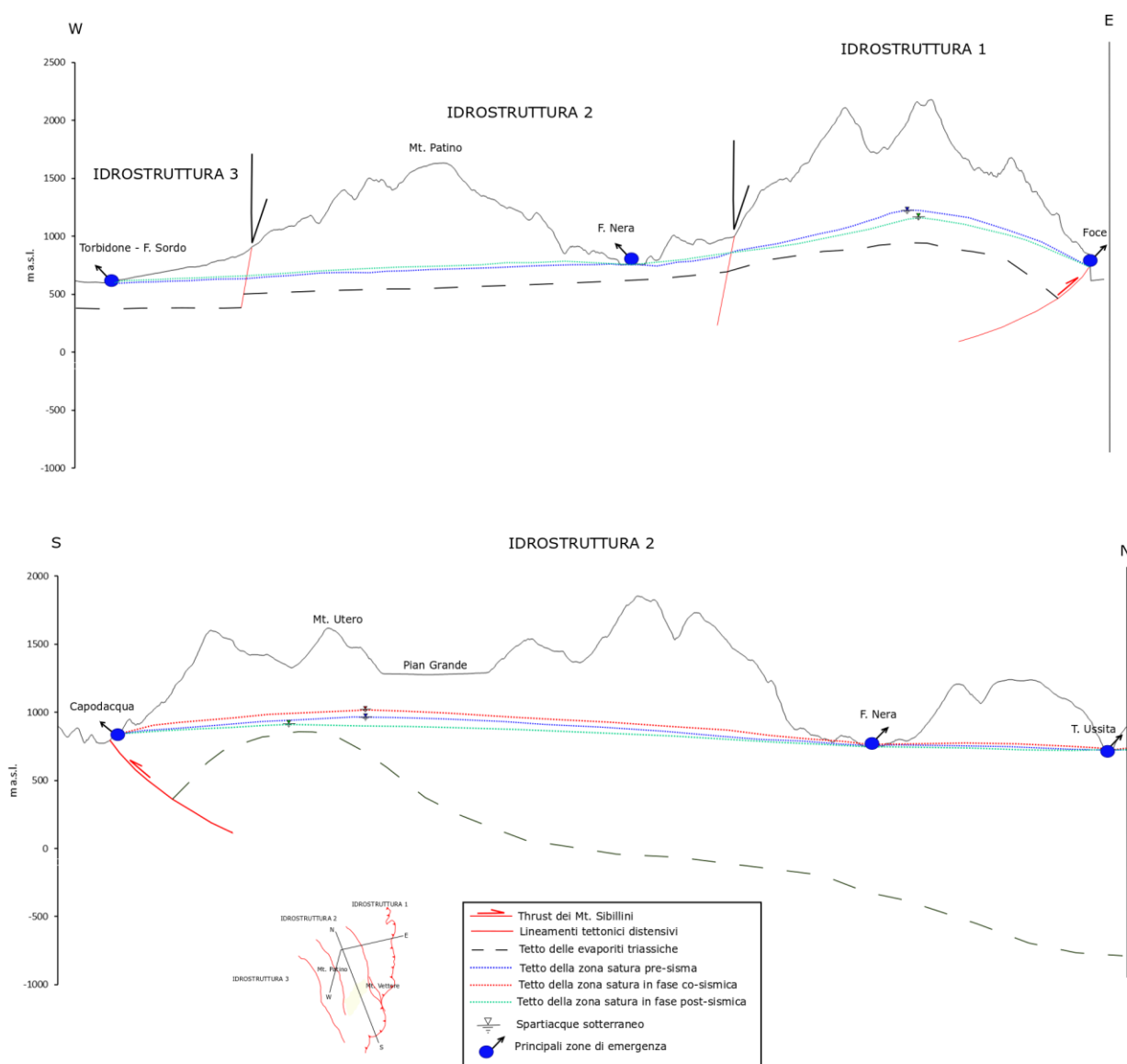


Figura 3 Schemi dei modelli concettuali. Sezione trasversale (in alto) attraverso le idrostrutture e sezione longitudinale (in basso) attraverso la idrostruttura 2

Si può ipotizzare quindi un innalzamento della superficie piezometrica nella fase co-sismica e in quella post-sismica, attribuibile all'aumento della pressione indotta dallo shock sismico e al travaso da est, principalmente proveniente dal Massiccio del Vettore. Il successivo svuotamento dell'acquifero, facilitato dall'incremento di permeabilità, ha poi prodotto un progressivo abbassamento della superficie piezometrica, con conseguente graduale diminuzione delle portate. Come riportato nello schema in Figura 3 (in basso), è possibile ipotizzare che il tetto della zona satura abbia attualmente raggiunto una quota inferiore a quella che aveva nella fase precedente alla sequenza sismica del 2016. Ammettendo infatti che la permeabilità generale del sistema sia

aumentata a causa dell'intensificarsi della fratturazione indotta dal sisma, e che non sia ancora tornata ai valori precedenti alla sequenza, il riequilibrio in termini di portate erogate si raggiungerebbe con una diminuzione del gradiente idraulico e quindi delle quote di saturazione all'interno del sistema. La diminuzione della quota piezometrica comporta uno spostamento dello spartiacque piezometrico verso le zone di emergenza ubicate a quote più elevate, cioè, in questo caso, verso sud. Questo modello interpretativo è coerente con il fatto che attualmente (luglio 2020) l'idrostruttura 2 eroga nel complesso circa 3380 L/s, quantità molto prossima a quella della situazione pre-sismica. Tuttavia si riscontrava ancora un deficit di portata rispetto ai valori pre-sisma nelle sorgenti marchigiane (Area meridionale del Tronto), mentre il sistema dell'alto Nera eroga ancora una portata superiore di circa il 15% rispetto al periodo pre-sisma. Questo trova una possibile spiegazione nella migrazione dello spartiacque piezometrico verso sud, che avrebbe comportato anche una diminuzione del volume di acquifero drenato dai sistemi idrogeologici meridionali marchigiani, tra cui la sorgente di Capodacqua.

Il modello proposto è coerente con l'evoluzione nel tempo dei surplus idrici e delle variazioni delle portate sorgive osservati nel periodo post-sismico nelle tre idrostrutture. Si nota infatti, che l'effetto del sisma sull'erogazione delle portate delle sorgenti ha subito una progressiva diminuzione. La risposta impulsiva iniziale (che è durata fino a qualche mese dopo gli eventi di fine ottobre 2016) ha portato a registrare portate di picco anche di gran lunga maggiori di quelle medie, condizione che si è verificata anche nelle sorgenti dell'idrostruttura 1, diversamente da quanto registrato successivamente. Tale comportamento è noto in letteratura, soprattutto in acquiferi fratturati, e corrisponde all'aumento della pressione di poro nell'acquifero, e alle variazioni di permeabilità legate alla pulizia e ampliamento delle fratture, che in qualche caso può avere anche effetti permanenti. Nell'area di studio un incremento permanente della conducibilità idraulica con conseguente variazione dei coefficienti di esaurimento, si è verificato per la sorgente di Pescara di Arquata, come riportato da Valigi et al. (2020).

Fino all'inizio del 2020, il surplus di portata nelle idrostrutture 2 e 3 si è progressivamente ridotto, e l'osservazione delle portate delle singole sorgenti (per le quali sono disponibili dati del 2019 e in qualche caso fino a luglio 2020) indica che a luglio 2020 l'effetto di erogazione aggiuntiva sembra quasi completato. Nel periodo gennaio-luglio 2020 infatti, anche nell'idrostruttura 3 le portate medie sono di poco superiori a quelle pre-sisma e pari a circa 3250 L/s (Figura 2); in particolare, le portate delle sorgenti appartenenti all'idrostruttura 3 sono solo circa 270 L/s più alte rispetto al valore pre-sismico e la sorgente del Torbidone è scomparsa, pur permanendo nella Piana di Norcia

un livello piezometrico superiore a quello pre-sismico, che determina ancora a settembre 2020 portate nettamente superiori alle precedenti del sistema sorgivo San Martino-Pratarella (circa 100 L/s contro i circa 10 L/s pre-sisma).

È importante sottolineare che nel periodo gennaio 2019-luglio 2020 le precipitazioni sono state generalmente scarse e le temperature più elevate della norma. Questo può sia avere amplificato il deficit idrico riscontrato sulle sorgenti marchigiane (Capodacqua) che mascherato in parte il maggiore afflusso verso il sistema dell'Alto Nera legato agli eventi sismici. Tuttavia questo non inficia la validità del modello concettuale proposto.

Per l'idrostruttura 1 permane un deficit di deflusso molto evidente, con soli circa 330 L/s attualmente erogati dalle sorgenti, quasi totalmente a discapito delle sorgenti del F. Aso la cui portata pre-sisma era di 1040 L/s (Boni et al., 2010). Del resto, i livelli piezometrici misurati nella zona delle sorgenti dell'Aso, mostrano ancor oggi quote inferiori fino a 10 m rispetto a quelle pre-sisma, evidenziando una condizione difficilmente ripristinabile almeno con le attuali opere di presa. La Figura 4 illustra il modello proposto volto a spiegare in maggior dettaglio i meccanismi che hanno determinato il deficit di portata delle sorgenti marchigiane alimentate da Massiccio del Vettore, ed in particolare delle sorgenti dell'Aso.

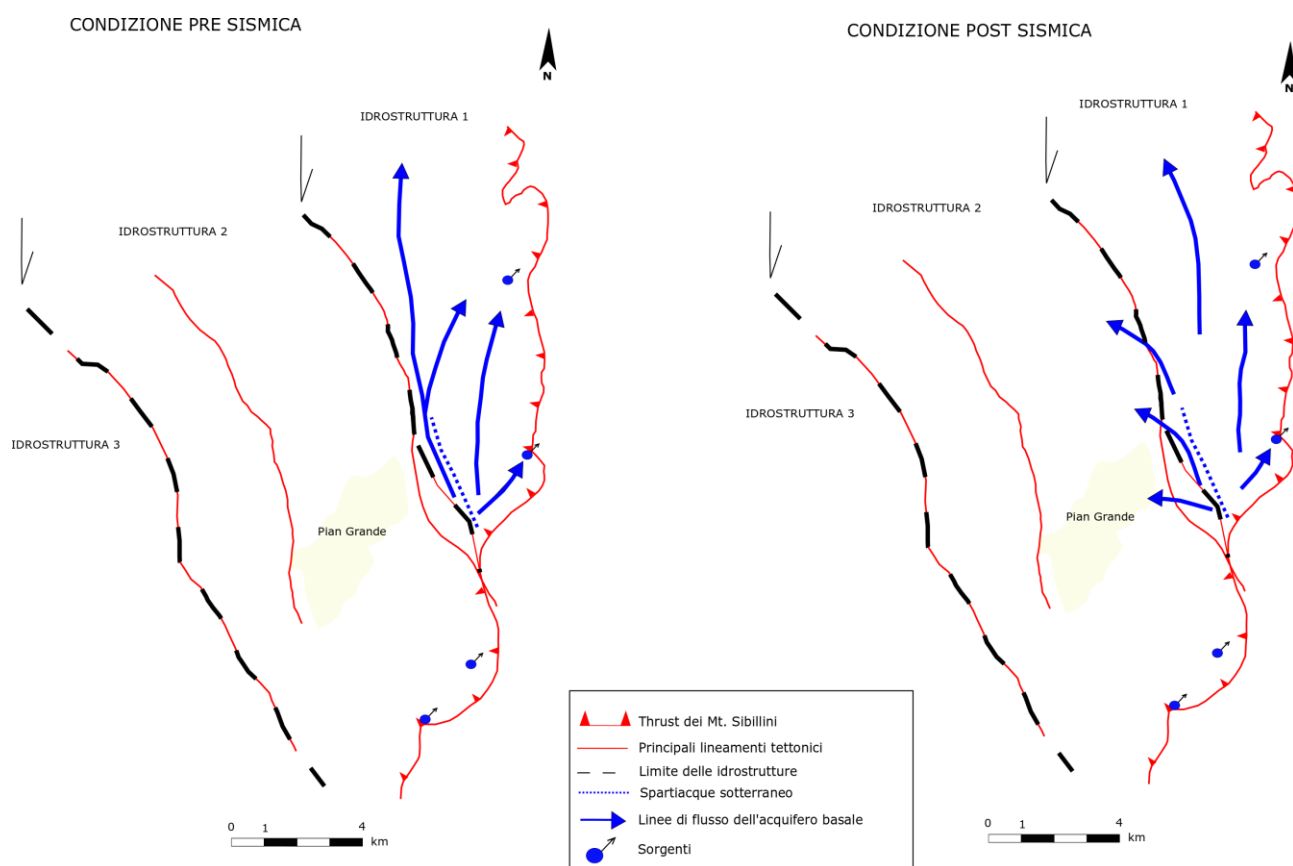


Figura 4 Modello concettuale delle modifiche del deflusso sotterraneo all'interno del Massiccio del Vettore pre- e post-sisma

Le sezioni idrogeologiche elaborate (**Allegato 2** del rapporto sintetico finale), in particolare la C-C', D-D', E-E' ed F-F', mostrano chiaramente che all'interno del Massiccio del Monte Vettore è presente un alto strutturale che ha sollevato il letto dell'acquifero Basale, costituito dal tetto dalle Evaporiti triassiche. Quest'ultimo in corrispondenza delle sezioni F-F' ed E-E' raggiunge quote superiori a quella di saturazione, in corrispondenza della sezione D-D' raggiunge la quota di saturazione e all'altezza della sezione C-C' si trova al di sotto di essa. Esiste pertanto uno spartiacque strutturale, con direzione SSE-NNW ed immergente verso nord, che separa due porzioni dell'acquifero Basale nell'area meridionale del Massiccio del Vettore (Figura 4). Secondo il modello illustrato in Figura 4, in fase pre-sismica la presenza di questo spartiacque delineava due flussi distinti in direzione SSE-NNW, paralleli tra loro e al sistema di faglie Monte Vettore-Monte Bove, che si raccordavano nell'area in cui la quota dello spartiacque è più bassa di quella di saturazione. Il ruolo di setto impermeabile svolto dal sistema di faglie Monte Vettore-Monte Bove in fase pre-sismica faceva sì che entrambi i flussi contribuissero all'alimentazione delle sorgenti dell'Aso (Figura 4). La mobilitazione del sistema di faglie Monte Vettore-Monte Bove in fase

sismica ha invece portato ad una migrazione verso ovest delle acque immagazzinate nel Massiccio del Monte Vettore facendo sì che la porzione di acquifero compreso lo spartiacque strutturale del Vettore e il sistema di faglie Monte Vettore-Monte Bove non contribuisca oggi ad alimentare le emergenze versante orientale ed in particolare le sorgenti dell'Aso che risultano tuttora quelle con maggior deficit di portata.

La Figura 5 riassume nei tre schemi i collegamenti tra idrostrutture rispettivamente nelle condizioni pre- e post-sisma evidenziando il recapito delle risorse all'interno delle singole idrostrutture e indicando le portate medie erogate dalle principali sorgenti o gruppi sorgentizi dell'area. Lo schema di sinistra illustra la condizione pre-sismica, quello centrale la condizione nel periodo post-sismico (settembre 2016-dicembre 2019), quello di destra la condizione nel periodo post-sismico (gennaio-luglio 2020) con i relativi valori medi di portata utilizzati per stimare i deflussi complessivi delle tre idrostrutture indicati in Figura 2. La tabella in **Allegato A** mostra il dettaglio delle portate dei singoli sistemi. Come detto in precedenza, mentre nelle idrostrutture 2 e 3 le portate medie complessive del periodo gennaio-luglio 2020 risultano molto simili a quelle del periodo pre-sismico, per l'idrostruttura 1 persiste un deficit di circa 900 L/s che corrisponde ad una riduzione di portata di circa il 70% rispetto al periodo pre-sisma. Anche per le sorgenti della idrostruttura 1 va considerato l'effetto delle condizioni siccitose che hanno caratterizzato l'ultimo periodo di osservazione.

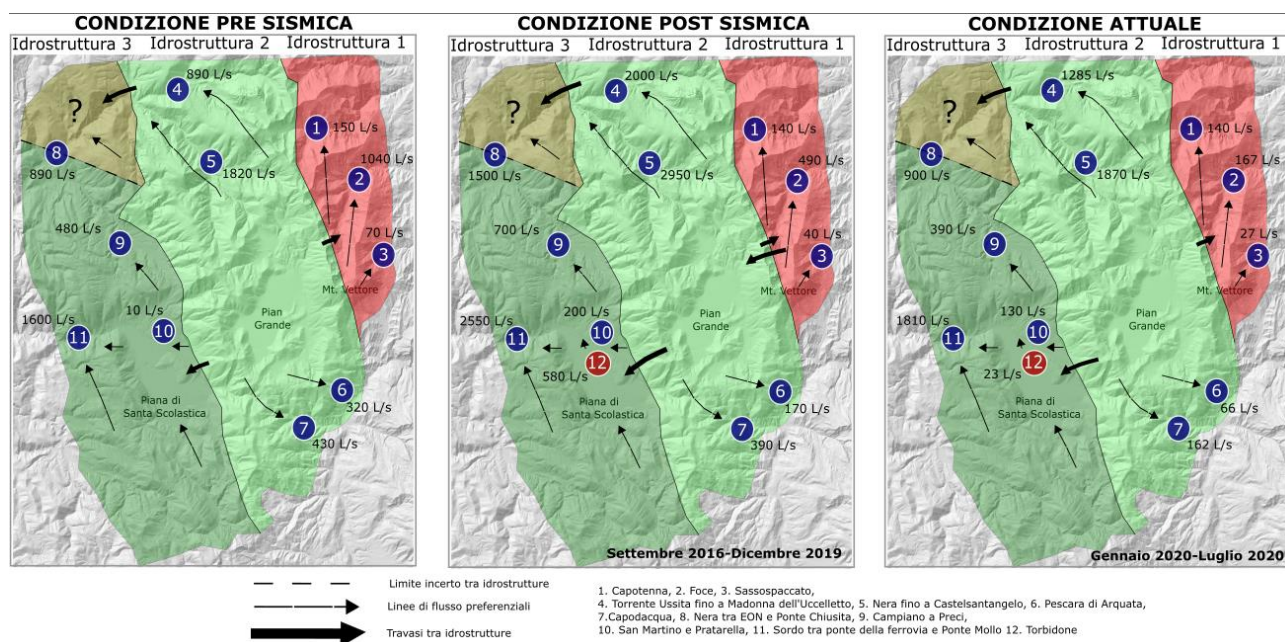


Figura 5 Variazioni di portata dei vari sistemi appartenenti alle tre idrostrutture prima e dopo la crisi sismica fino a luglio 2020

2. SINTESI DELLA SITUAZIONE PRE-SISMA

Il bilancio idrogeologico dell'acquifero Basale dell'area studiata è stato eseguito sulla base dei dati di portata ricavati dalla letteratura più recente (Mastrorillo et al., 2009; Boni et al., 2010) e dei dati di temperatura e precipitazione acquisiti nell'ambito di questo lavoro (Tabella 1). Le aree di ricarica considerate sono riportate in Figura 1.

Tabella 1 Risultati del bilancio idrogeologico del periodo pre-sismico

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

Per tutte le idrostrutture l'analisi di bilancio evidenzia un possibile deficit di ricarica, rispettivamente del 14%, 18% e 4%. Il deficit delle idrostrutture 1 e 2 può essere attribuito soprattutto alla sottostima delle piogge per la scarsità delle 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. Nella struttura 2 non è stata considerata come area di ricarica la struttura di Monte Patino, ma sulla base delle sezioni idrogeologiche elaborate (da C-C' a F-F' in **Allegato 2**) il ruolo del sovrascorrimento potrebbe non essere di ostacolo totale all'infiltrazione, che potrebbe quindi contribuire all'alimentazione dell'acquifero Basale nella parte settentrionale della struttura. Il deficit riscontrato nella idrostruttura 3 è legato, invece, nell'incertezza della stima dei valori di ricarica e di deflusso dalle sorgenti.

Si sottolinea che nel bilancio della idrostruttura 3, è stato considerato tra le uscite, oltre all'incremento di 1580 L/s rilevato da Mastrorillo et al. (2009) sul tratto del Nera tra Ponte Chiusita e Triponzo anche quello rilevato da Boni et al. (1991) tra Visso, dopo la derivazione ERG, e Pontenuovo ambedue attribuiti all'acquifero Basale. Tuttavia, per quanto riguarda l'incremento del F. Nera tra Visso e Pontenuovo, 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. 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, dal punto di vista strutturale, è evidente nella sezione idrogeologica N-N' (**Allegato 2**).

I risultati delle prove di tracciamento pre-sisma del 2016 (Nanni et al., 2020) evidenziavano inoltre: 1) l'assenza di collegamento tra l'inghiottitoio dei Mèrgani e il F. Sordo; 2) l'arrivo del tracciante alla sorgente di San Martino; 3) l'arrivo in tempi molto rapidi del tracciante alle sorgenti di Pescara di Arquata e Capodacqua, evidenziando il collegamento tra l'inghiottitoio dei Mèrgani e la porzione meridionale della idrostruttura 2; 4) l'arrivo del tracciante con un certo ritardo, cioè successivamente alla sequenza sismica 2016, alla sorgente di Foce situata più a nord sul versante orientale dell'idrostruttura 1. Per la sorgente di Foce l'arrivo del tracciante può essere imputato all'aumento di fratturazione conseguente il sisma che ha incrementato la permeabilità anche nella zona non satura all'interno della quale avviene in prevalenza lo spostamento del tracciante in risposta a piogge intense che lo trasportano fino alla zona satura.

3. VARIAZIONI POST-SISMA

Il modello di circolazione post-sisma e le variazioni osservate vengono di seguito validate dapprima per l'idrostruttura 3, su cui sono disponibili più dati, e procedendo verso est per le altre idrostrutture.

3.1 Idrostruttura 3

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 i fenomeni idrogeologici post-sisma più evidenti. Tra questi la riattivazione, dopo quasi quarant'anni, della sorgente Torbidone, asciutta dal 1979, e nota per essere intermittente (Console et al., 2017). 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 F. 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 decrescere. 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, concomitante con la mancata ricarica meteorica legata alle scarse precipitazioni. Nel secondo semestre del 2020 le portate erogate in questa zona possono essere considerate equivalenti a quelle pre-sismiche, come del resto testimonia il prosciugamento dell'emergenza del Torbidone (osservata nel luglio 2020), a riprova della tendenza al raggiungimento di un nuovo stato di equilibrio dopo la sollecitazione sismica. Restano comunque variazioni significative nella portata in alcune sorgenti minori (Pratarella e San Martino), evidenziate anche da un livello della falda nella Piana di Norcia ancora decisamente superiore a quello pre-sismico, nonché una modifica delle caratteristiche chimico-fisiche delle acque sorgive anche del F. Sordo, come meglio specificato di seguito.

Il livello piezometrico della falda dei depositi alluvionali della Piana di Norcia si è notevolmente innalzato dopo il sisma (fino a 15 m superiore a quello pre-sismico), con caratteristiche temporali simili a quanto riscontrato per le portate, a testimonianza di una diretta connessione tra la falda alluvionale e le sorgenti del F. Sordo; è altresì evidente che la risalita della falda è stata connessa ad un travaso idrico sotterraneo aggiuntivo determinato dagli eventi sismici e erogato dalle strutture carbonatiche della idrostruttura 2 poste ad est della Piana di Norcia. L'effetto più evidente di tale variazione è proprio la ricomparsa e il regime osservato per la sorgente del Torbidone. Nel luglio 2020 il livello piezometrico misurato nel pozzo P12bis (ubicato nel settore NW della Piana di Norcia) era ancora di circa 4 metri al di sopra dei valori pre-sisma. Le variazioni osservate su portate e livello di falda nella Piana Nursina sono sintetizzate in Figura 6. Dopo un primo anno in cui livelli e portate dovute al post-sisma hanno mascherato l'effetto della ricarica stagionale, si sono di nuovo osservate delle oscillazioni stagionali, sia pure in un quadro di sovralimentazione dell'area.

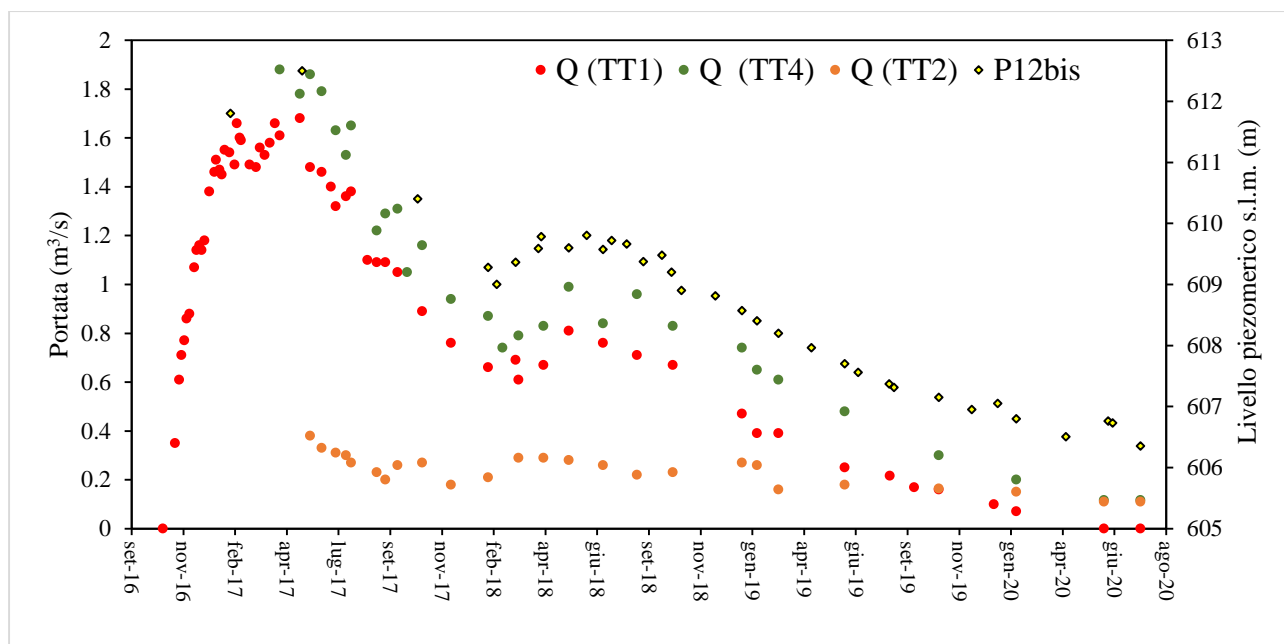


Figura 6 Misure di portata in discreto del Torbidone all'emergenza (TT1), di San Martino + Pratarella (TT2), del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e dei livelli piezometrici misurati nel pozzo P12bis

Per 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 (Figura 6). Sulle sorgenti minori 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), il ripristino delle condizioni pre-sisma è prevedibile dopo il 2023.

Anche sul F. Sordo, recapito naturale della falda della Piana Nursina, gli incrementi di portata osservati sul tratto compreso tra Ponte della Ferrovia (TT4) e il trotificio (FST1) e quello compreso tra il trotificio e Ponte Mollo (FST2) sono nettamente superiori nel periodo post-sisma (Figura 7). Si nota anche come nel tempo l'entità di questi incrementi, in accordo con quanto osservato a monte, sia andata riducendosi fino a raggiungere nel luglio 2020 valori prossimi a quelli pre-sisma.

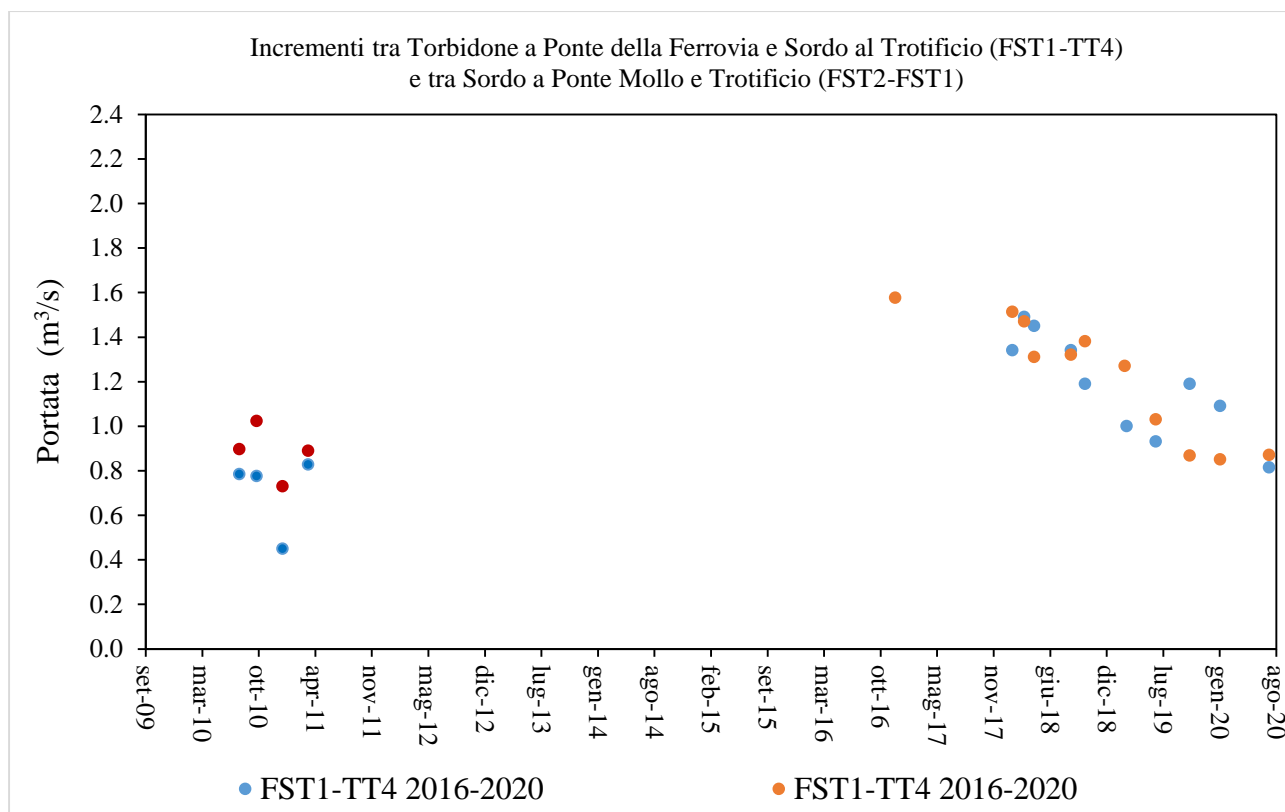


Figura 7 Incrementi di portata pre- e post-sisma sul F. Sordo

A supporto di questo modello che vede il ritorno a condizioni simili a quelle pre-sisma, la Figura 8 mostra la differenza tra l'incremento di portata medio rilevato sul Sordo tra Ponte della Ferrovia e Ponte Mollo nel periodo 2010-2011 (Petitta, 2011) e quello rilevato nello stesso tratto del fiume nel periodo post-sisma compreso tra agosto 2016 e gennaio 2020.

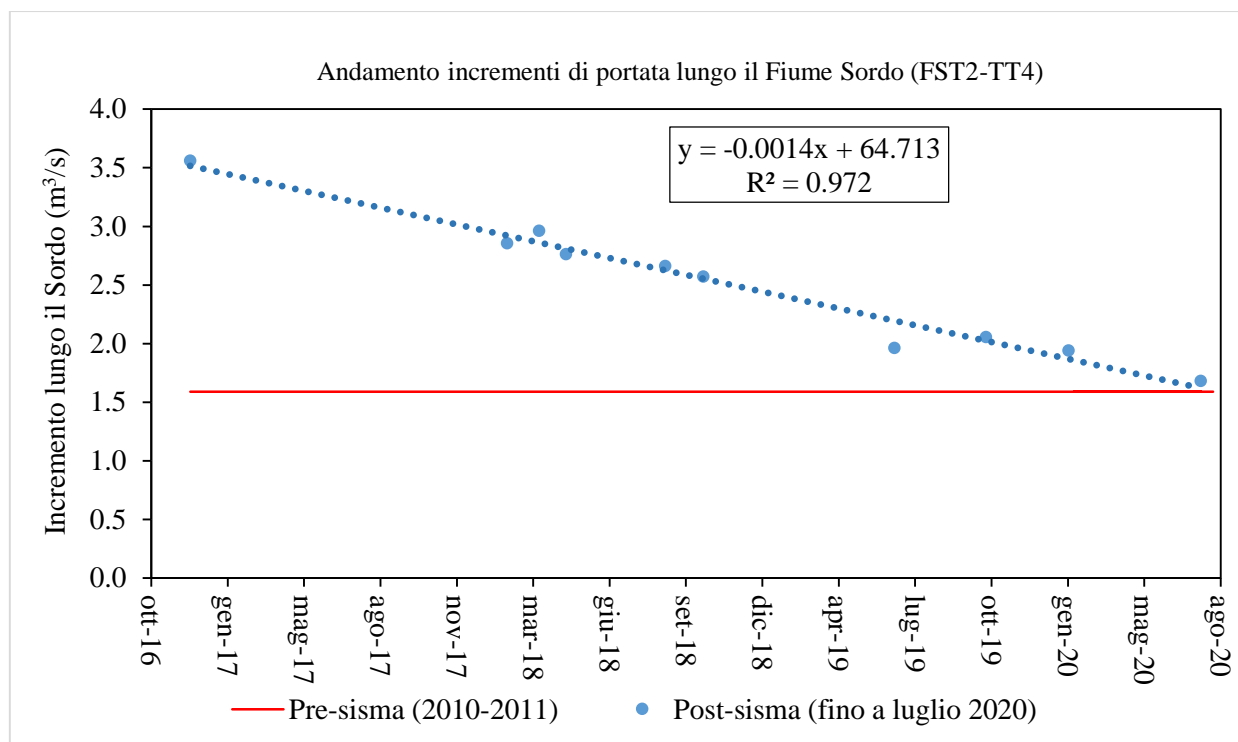


Figura 8 Confronto tra l'andamento degli incrementi pre- e post-sisma lungo il F. Sordo

La Tabella 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, per un totale stimato in 170 milioni di m³.

Tabella 2 Valori di Surplus dei sistemi dell'area nursina dal 24 agosto 2016 al 31/12/2019

Sistema	Surplus (10 ⁶ m ³)	Surplus (L/s)
Torbidone all'emergenza (TT1) + San Martino + Pratarella (TT2)	80	780
F. Sordo tra Ponte della Ferrovia (TT4) e Ponte Mollo (FST2)	90	850
F. Sordo a Ponte Mollo (FST2)	170	1630

Il modello di circolazione proposto analizzando il flusso idrico sotterraneo, è supportato e confermato dalle analisi geochimiche e isotopiche di sorgenti puntuali e lineari e delle acque di precipitazione, nonché dai dati geologico-strutturali raccolti e sintetizzati nelle sezioni idrogeologiche.

La quasi totalità delle sorgenti dell'area oggetto di studio è caratterizzata da una composizione bicarbonato alcalino-terrosa con prevalenza del Ca su Mg (Ca(Mg)-HCO₃) che differisce da quella delle acque termali del sistema di Triponzo, ubicato lungo il Nera a valle di Pontechiusita, 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 che aumenta spostandosi da est verso ovest (Figura 9a). L'aumento del contenuto in solfati e magnesio segue la stessa direttrice ed 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 9b). In generale le acque sorgive 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).

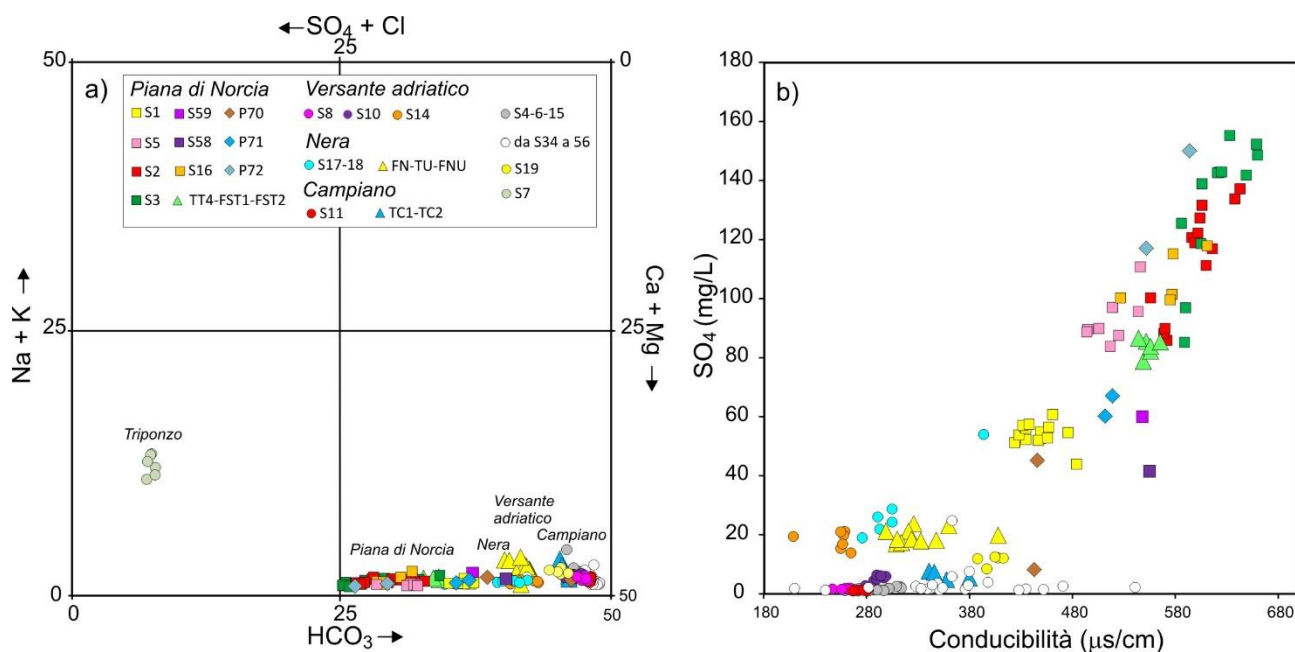


Figura 9 a) Diagramma classificativo Langelier-Ludwig, b) diagramma SO₄ vs conducibilità

Tale incremento in SO₄ e Mg è 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, con possibile aumento dei tempi di residenza delle acque. La maggiore interazione con le formazioni basali può essere interpretata attraverso percorsi più lunghi ma anche più profondi viste le dislocazioni tettoniche e i differenti spessori stratigrafici della successione Umbro-Marchigiana (cfr. presenza di serie ridotte e condensate).

Nell'area nursina, sulla base dei contenuti in Mg e SO₄ si possono 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 F. Sordo, che raccolgono tutti i deflussi sotterranei dell'area sono ovviamente 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 mostrano 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. 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 10),

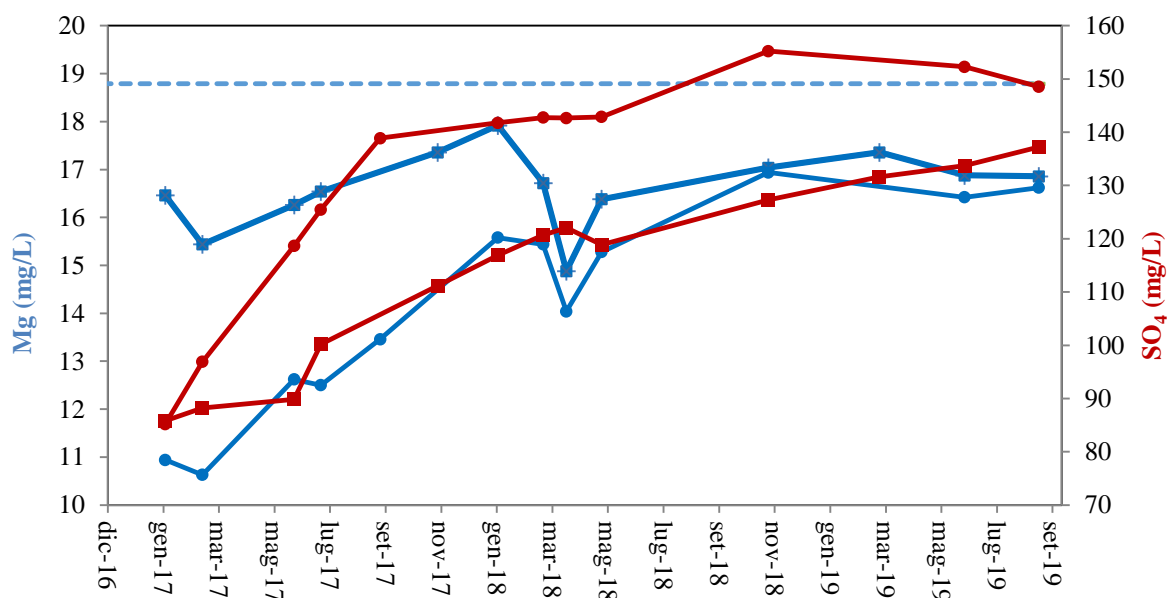


Figura 10 Cronogrammi delle concentrazioni di solfati (in rosso) e Mg (in blu) delle sorgenti San Martino (quadrati) e Pratarella (cerchi)

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 F. 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 (Figure 5 e 6).

Il modello di circolazione che ne consegue prevede che, dopo la crisi sismica, il surplus di acqua arrivato nella Piana Nursina sia costituito da un idrotipo tipo TOR, circolante quindi nell'acquifero Basale che ha alimentato direttamente la sorgente del Torbidone, mentre alle sorgenti San Martino e Pratarella e del F. Sordo questo contributo aggiuntivo si è mescolato ad un idrotipo più salino già emergente prima del terremoto. La progressiva diminuzione dell'apporto idrico aggiuntivo di tipo TOR ha provocato nel tempo una sempre minore diluizione della componente maggiormente salina di San Martino e Pratarella e un conseguente aumento relativo di salinità e contenuto in SO_4 . Nel Sordo la diluizione provocata dal contributo dell'idrotipo TOR è andata via via scemando, analogamente a San Martino e Pratarella, con un quadro un po' più complesso a causa degli apporti attraverso il materasso alluvionale della piana.

Questa ipotesi è confermata dal risultato delle prove di tracciamento nei tempi di arrivo e nella forma della curva di restituzione o curva di breakthrough (BTC).

Infatti, i traccianti evidenziano che il Sordo subisce una doppia apparente alimentazione: dall'acquifero Basale e tramite infiltrazione locale con deflusso nel materasso alluvionale della Piana di Norcia. Il contributo dall'acquifero carbonatico tramite fratture alla Piana Nursina è ben tracciabile e visibile negli arrivi del tracciante a San Martino-Pratarella e Torbidone (modalità impulsiva con picchi di durata di qualche minuto/ora) mentre nel Sordo, posto più a valle, l'effetto è più mascherato, in quanto l'arrivo del tracciante assume un carattere prevalente di tipo idrodispersivo con restituzioni che si esplicano in alcune ore o più giorni.

La maggiore velocità di trasferimento in entrambi i tracciamenti eseguiti si osserva sul Torbidone, dove il primo arrivo di tracciante si registra dopo circa 40 giorni dall'immissione, mentre alle sorgenti di San Martino-Pratarella, non monitorate nel tracciamento 2018, il primo arrivo avviene dopo 60 giorni dal tracciamento 2019. La comparsa del tracciante al Torbidone dopo 40 giorni dall'immissione evidenzia una circolazione idrica sotterranea sufficientemente rapida, ma non direttamente correlabile a soli circuiti carsici (condotti), per i quali i tempi attesi di arrivo attesi sarebbero dovuti essere inferiori, come noto in letteratura. Il maggior tempo di interazione acqua-roccia 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 è pari a 116 giorni. I tempi baricentrali di arrivo si traducono in

velocità effettive diverse di transito del tracciante nel sistema idrogeologico indicando quindi minore o maggiore interazione tra acque sotterranee e roccia ospitante.

3.2 Meccanismo di alimentazione aggiuntiva dell'idrostruttura 3

In conclusione, è quindi insindacabile, sulla base dei dati raccolti, 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 est e quindi dalle idrostrutture 2 e/o 1. Le cause che hanno innescato tali sostanziali modifiche della circolazione idrica sotterranea vanno analizzate considerando l'assetto geologico-strutturale e la risposta delle faglie interessate dalla sequenza sismica.

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.

Le variazioni dei collegamenti idrogeologici pre e post-sisma come individuati dai traccianti indicano chiaramente che le connessioni in senso est-ovest sono state favorite dopo il terremoto, in contrasto con il generale flusso in direzione prevalente SSE-NNW caratteristico del periodo intersismico (Figura 5).

Il modello concettuale complessivo 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. La quota di saturazione di tale area, anche in assenza o carenza di osservazioni dirette in pozzo, è nota storicamente (Boni et al., 1986, sezione idrogeologica A-A') per la sua collocazione a quota più elevata rispetto al resto del sistema idrogeologico dei Sibillini e conseguentemente la faglia del Monte Vettore-Monte Bove aveva un ruolo accertato di setto a bassa permeabilità, coincidente o quantomeno prossima allo spartiacque sotterraneo regionale.

Il risultato complessivo determinato dal sisma che ha sbloccato tale set di faglie, è stato un incremento transitorio del flusso perpendicolare ai piani di faglia in direzione est-ovest, con travasi aggiuntivi dall'acquifero Basale della idrostruttura 1 alla idrostruttura 2, che a sua volta ha trasmesso almeno in parte questo surplus idrico alla contigua idrostruttura 3. Il flusso sotterraneo dalla idrostruttura 2 alla 3 è probabilmente da attribuire in minima parte all'aumento della fratturazione generata al limite tra le due idrostrutture, e al conseguente incremento di permeabilità, quanto piuttosto all'incremento transitorio del carico piezometrico all'interno della idrostruttura 2 indotto dal flusso proveniente dalla idrostruttura 1. Le acque aggiuntive travasate nella idrostruttura 2 sono quindi migrate, oltre che verso le sorgenti naturali presenti nell'idrostruttura (come l'Alto Nera e l'Ussita), anche cospicuamente verso il recapito a quota più bassa costituito dalla Piana di Norcia. Questo modello di travaso spiegherebbe anche la composizione chimica di tipo TOR registrata nelle acque del Torbidone e del F. Sordo.

Questo meccanismo è coerente con 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 carico idraulico e quindi del gradiente, nonché del deflusso sotterraneo dalla idrostruttura 2 alla 3. Le corrispondenti variazioni idrochimiche sopra esposte sono anch'esse spiegabili con questo modello di deflusso aggiuntivo.

La persistenza di una componente a maggiore salinità (idrotipo SMP) e di una portata ancora maggiore rispetto al passato nelle sorgenti di San Martino e Pratarella, con effetti anche sul F. Sordo, indica che probabilmente 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.

3.3 Idrostruttura 2

Il sistema Nera-Ussita rappresenta il recapito principale dell'idrostruttura 2 in periodo pre-sismico e per questo motivo è stato monitorato in dettaglio dalla Regione Umbria tra maggio 2015 e giugno 2019, con misure di portata in discreto su tre sezioni fluviali (FN1-FN2-TU1), a cui si sono affiancate misure in discreto nel periodo 2018-19 sul F. Nera a valle di Visso (FNU1-FNU2-FNU3-FNU4).

Anche sul sistema Ussita-Nera si è verificato, dopo il sisma, un generale aumento delle portate, ben evidente alla sezione del Nera a Castelsantangelo (FN1), riassunto in Figura 11. Dopo un

incremento impulsivo della portata tra ottobre 2016 e febbraio 2017 connesso all'immediato post-sisma, 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 F. Nera a Visso hanno mostrato un trend analogo. Il grafico di Figura 12 riassume l'andamento delle portate registrate in discreto nel periodo post-sisma tra febbraio 2018 e giugno 2019.

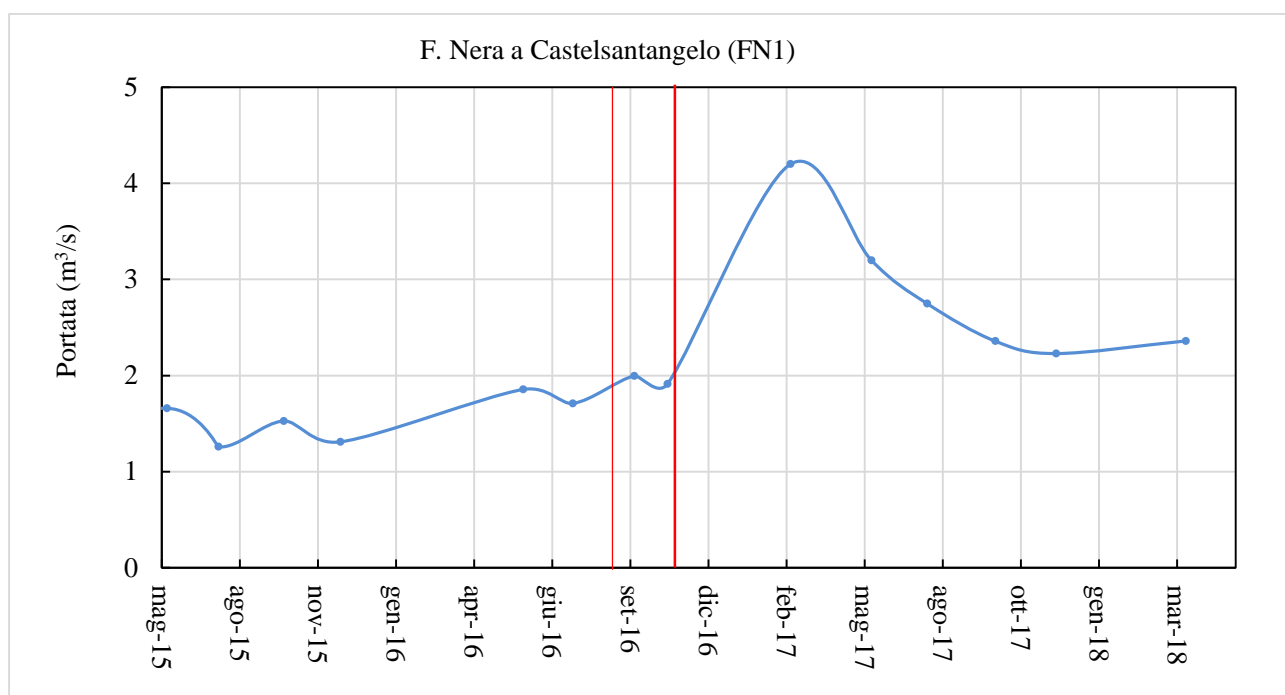


Figura 11 Portate misurate sul F. Nera a Castelsantangelo (FN1). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre

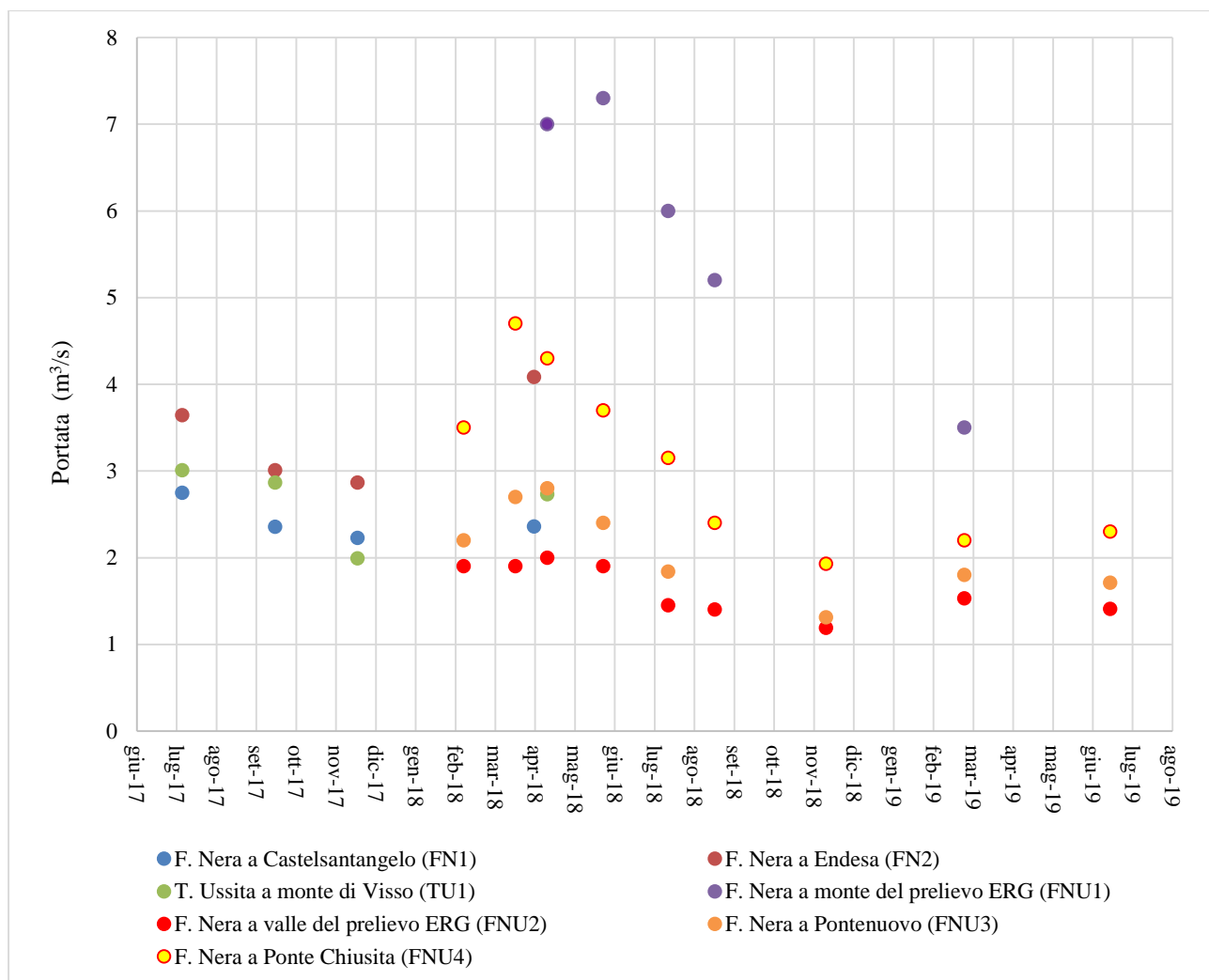


Figura 12 Portate misurate sul T. Ussita e sul F. Nera

La Figura 13 mostra i valori delle portate misurate in discreto sul F. Nera a Visso a valle della derivazione ERG (FNU2), sul Nera a Pontenuovo (FNU3) e sul Nera a Ponte Chiusita (FNU4).

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 $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ tra Visso e Pontenuovo e di $0.9 \text{ m}^3/\text{s}$ 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 ERG, e Pontenuovo. Secondo Boni et al. (1991) l'incremento di portata tra Visso e Ponte Chiusita era di circa $0.890 \text{ m}^3/\text{s}$. 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 può essere considerato tornato alle condizioni pre-sisma. La

Tabella 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 F. Nera alla sezione di Torre Orsina (Mastrorillo et al., 2020).

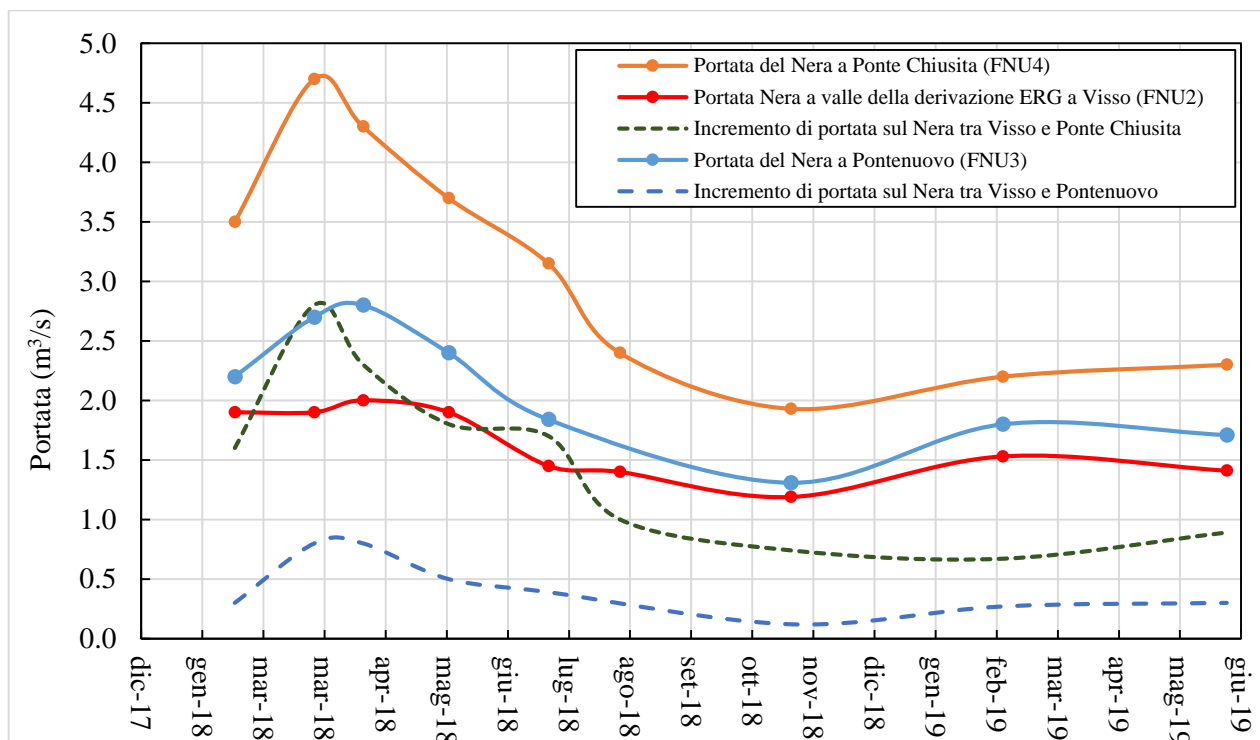


Figura 13 Portate misurate in discreto dalla Regione Umbria alle sezioni FNU2 FNU3 e FNU4 e incremento calcolato tra Visso (dopo il prelievo ERG) e Pontenuovo e tra Visso (dopo il prelievo ERG) e Ponte Chiusita

Tabella 3 Valori di Surplus (S) su T. Ussita, Alto Nera e F. Nera a Torre Orsina (da Mastrorillo et al., 2020)

Sistema	Surplus (10 ⁶ m ³)	Surplus (10 ⁶ m ³)	Surplus (10 ⁶ m ³)	Surplus (L/s)
	24 ago 2016 - 25 ott 2016	26 ott 2016 - 30 nov 2017	24 ago 2016 - 30 nov 2017	24 ago 2016 - 30 nov 2017
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 SO_4/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, evidenziato nella sezione longitudinale N-N' in cui si osserva che la sorgente (San Chiodo) rappresenta il punto di emergenza della zona satura dell'acquifero Basale.

I dati disponibili per il Nera in località Pontenuovo 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 $\delta^{18}O$ -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. Il ruolo di Monte Patino, come discusso precedentemente, non esclude un contributo di infiltrazione che alimenterebbe un deflusso sotterraneo non arricchito da componenti solfatiche ascrivibili alle evaporiti triassiche, che possa contribuire all'alimentazione dell'acquifero Basale nella parte settentrionale della struttura, in direzione del Nera a Pontenuovo. Tale ipotesi richiede ulteriori future indagini per essere verificata.

Sul Campiano non sono disponibili dati di portata dettagliati precedenti alla sequenza sismica. 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 Torrente 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, riportandosi progressivamente a valori prossimi a quelli pre-sisma. L'osservazione del personale tecnico dell'azienda ittica Tranquilli che dopo l'evento sismico del 30 ottobre 2016 ha evidenziato un incremento della portata del Campiano in corrispondenza del troficio di Corone supporta questa interpretazione. Secondo lo stesso personale tecnico la portata

del fiume si è poi ridotta nei mesi successivi. Le portate del Campiano in questo studio 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 hanno evidenziato un contributo del Calcare Massiccio all'alimentazione del Campiano almeno in fase post-sismica. Questo contributo potrebbe essere stato transitorio e limitato alla fase post- sisma e collegato agli apporti aggiuntivi provenienti dalla idrostruttura 2, il cui meccanismo è stato ampiamente descritto sopra.

3.3 Idrostruttura 1

Nel modello sopra evidenziato, i deflussi aggiuntivi innescati dagli eventi sismici dovrebbero aver provocato un deficit idrico nell'idrostruttura 1. Infatti, in generale, le sorgenti emergenti nel fronte adriatico marchigiano hanno subito una riduzione di circa 900 L/s delle portate complessive in seguito al sisma, con conseguente crisi della maggior parte delle opere di presa che captano le acque delle sorgenti principali.

Il grafico in Figura 14 mostra l'andamento delle portate medie annue delle sorgenti marchigiane emergenti nel settore orientale e sudorientale dei Monti Sibillini.

Per meglio focalizzare gli effetti del sisma è stata eseguita una stima delle variazioni di portata registrate sulle sorgenti confrontando i valori medi dei tre anni precedenti al sisma, dei tre anni successivi e del periodo gennaio-luglio 2020. I risultati dell'analisi sono riportati in Tabella 4.

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 (Figura 14).

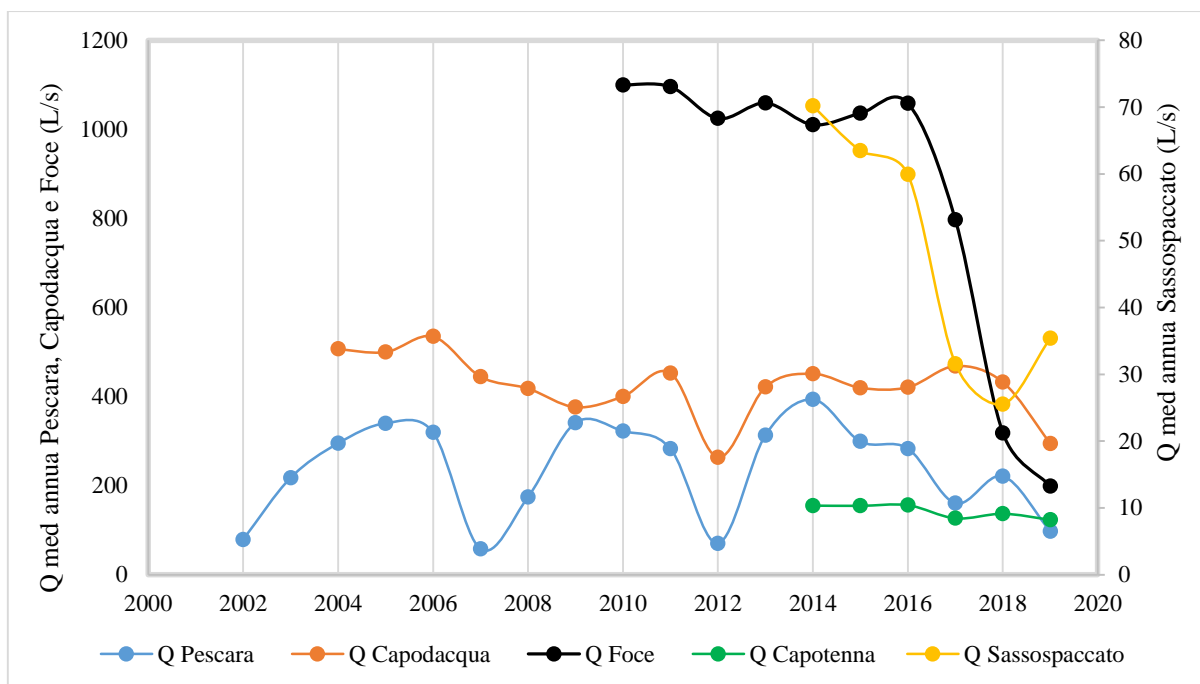


Figura 14 Portate medie annue delle sorgenti marchigiane prima e dopo gli eventi sismici del 2016

Tabella 4 Confronto delle portate medie annue delle sorgenti marchigiane pre e post-sisma

PERIODO	PORTATA (L/s)					
	Pescara	Capodacqua	Foce (Aso)	Sassospaccato (Fluvione)	Capotenna	Complessiva
set 2013 - ago 2016 A	320	430	1040	70	150	2010
set 2016 - dic 2019 B	170	390	490	40	140	1230
gen 2020 - lug 2020 C	66	162	167	27	140	562
Deficit (B - A)	-150	-40	-550	-30	-10	-780
Deficit (%) (B - A)	-47	-9	-53	-43	-7	-39
Deficit (C - A)	-254	-268	-873	-43	-10	-1448
Deficit (%) (C - A)	-79	-62	-84	-61	-7	-72

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 mostrano che valori di portata altrettanto bassi di quelli registrati negli ultimi anni si sono verificati in altre occasioni sulla sorgente di Pescara di Arquata, anche se mai prolungati per più anni idrologici consecutivi. Valigi et al. (2020) e Fronzi et al. (2020) riportano maggiori dettagli

riguardo alla risposta di questa sorgente agli eventi sismici del 2016, che è stata condizionata dal cambiamento dei principali parametri idrodinamici dell'acquifero che alimenta la sorgente e dalla conseguente variazione dei coefficienti di esaurimento durante lo svuotamento nei periodi con ricarica nulla. 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.

La Tabella 4 mostra che tutte le sorgenti hanno subito un deficit di portata nell'ultimo periodo gennaio-luglio 2020 (C) rispetto al periodo settembre 2013-agosto 2016 (A) superiore al 60% con un deficit massimo pari all'84 % per la sorgente Foce.

Diversamente, su Foce e Sassospaccato valori così bassi come quelli del periodo post-sisma sono assolutamente inediti e inattesi. 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 14) che i soli dati relativi al triennio pre-terremoto (Tabella 4). La sorgente di Capodacqua, alimentata dall'acquifero Basale del Massiccio Monte Serra-Monte Utero, presenta valori medi inferiori a quelli pre-sisma, e progressivamente in diminuzione netta nell'ultimo anno e mezzo di osservazione (fino a luglio 2020).

Il chimismo e le temperature delle sorgenti marchigiane del versante adriatico mostrano dei caratteri distintivi rispetto alle sorgenti del versante occidentale. Le sorgenti di Foce e Sassospaccato mostrano tenori relativamente elevati di SO₄ e Mg rispetto alle acque delle altre emergenze che però non sono associati a salinità elevata come per le acque del versante Umbro, ed inoltre mostrano rapporti SO₄/Mg più bassi rispetto a queste. Queste caratteristiche sono attribuibili i) alle maggiori quote stratigrafiche della base della successione umbro-marchigiana e quindi a tempi di circolazione sotterranea verso l'emergenza più brevi in queste e ii) ad una circolazione che probabilmente interessa le porzioni calcareo-dolomitiche e dolomitiche alla base della successione senza interagire sensibilmente con le formazioni evaporitiche triassiche.

In quest'area l'acquifero Basale è localizzato a quote più elevate (sezioni da A-A' a H-H', **Allegato 2**) ed è ospitato prevalentemente dal Massiccio del Monte Vettore che è la principale area 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 tale modello suggerendo una quota di alimentazione relativamente più alta delle sorgenti marchigiane rispetto a quelle del versante umbro. Ciò determina 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 $\delta^{18}\text{O}$ rispettivamente pari a 0.29‰ per la sorgente di Pescara di Arquata, a 0.37‰ per la sorgente di Capodacqua e pari a 0.14‰ per la sorgente di Foce. Ciò suggerisce un lieve aumento della quota delle relative aree di ricarica, spiegabile scorporando le acque di infiltrazione verosimilmente provenienti dalla Piana di Castelluccio, rispetto a quanto riscontrato nel pre-sisma. Le prove di tracciamento supportano questa ipotesi mostrando un'interruzione del collegamento tra Castelluccio e la sorgente di Pescara di Arquata, e un collegamento più flebile per le sorgenti di Capodacqua e di Foce, rispetto a quanto osservato nel periodo pre-sismico.

In altre parole, quanto osservato sulle sorgenti del versante marchigiano collima con un modello di variazione delle direzioni di deflusso determinato dal mutato ruolo del set di faglie del Monte Vettore interessate dall'attività sismica; lo spostamento verso est dello spartiacque sotterraneo, a causa del deflusso aggiuntivo innescato verso l'idrostruttura 2 che ha modificato carico e quindi gradienti idraulici, non può essere ripristinato alle condizioni pre-sisma in quanto il ruolo di barriera del set di faglie risulterebbe ora meno stringente. Quindi, nonostante il deflusso aggiuntivo sia ormai fortemente scemato e le condizioni idrodinamiche convergano verso un nuovo equilibrio stazionario del flusso dalle zone di alimentazione verso le sorgenti nelle idrostrutture 2 e 3, l'equilibrio nel carico idraulico e il conseguente spartiacque sotterraneo risultano modificati, in pratica sottraendo quasi totalmente all'idrostruttura 1 il deflusso idrico sotterraneo in passato garantito dalle acque di infiltrazione concentrata nella Piana di Castelluccio, come attestato dalle prove di tracciamento precedenti gli eventi sismici.

La migrazione delle acque del Massiccio del Monte Vettore (idrostruttura 1) verso le idrostrutture 2 e, a cascata, anche 3, sarebbe in questo modello concettuale la causa del significativo decremento delle portate nelle sorgenti alimentate in prevalenza dall'acquifero del complesso idrogeologico

Basale del Monte Vettore, cioè Foce e Sassospaccato, per le quali non è prevedibile un ritorno alle condizioni pre-sismiche, secondo il modello proposto.

BIBLIOGRAFIA

Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., & Scibek J. (2013). *Fault zone hydrogeology*. *Earth-Science Reviews* 127, 171–192. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.008>

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., Baldoni T., Banzato F., Cascone D. & Petitta M. (2010). *Studio idrogeologico per l'identificazione, la caratterizzazione e la gestione degli acquiferi nel Parco Nazionale dei Monti Sibillini. 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.

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.

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.

Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Cattaneo M., De Gori P., Chiarabba C., Monachesi G. & Lombardi A. (2017). *The 2016 central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models*. *Seismological Research Letters*, 88(3), pp.757-771.

Civico R., Pucci S., Villani F., Pizzimenti L., De Martini P.M., Nappi R. & Open EMERGEIO Working Group (2018). *Surface ruptures following the 30 October 2016 Mw 6.5 Norcia earthquake, central Italy*. *Journal of Maps*, 14(2), pp.151-160.

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.

Fronzi D., Banzato F., Caliro S., Cambi C., Cardellini C., Checucci 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*.

Lavecchia G. & Brozzetti F. (1994). *Seismicity and related extensional stress field: the case of the Norcia seismic zone (central Italy)*. In *Annales tectonicae*, 8 (1), 36-57.

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

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

Mastrorillo L., Saroli M., Viaroli S., Banzato F., Valigi D. & Petitta M. (2020). *Sustained post-seismic effects on groundwater flow in fractured carbonate aquifers in Central Italy*. Hydrological Processes.

Nanni T., Vivalda P.M., Palpacelli S., Marcellini M., & Tazioli A. (2020). *Groundwater circulation and earthquake-related changes in hydrogeological karst environments: a case study of Sibillini Mountains (central Italy) involving artificial tracers*. Hydrogeology Journal, 1-20. doi: 10.1007/s10040-020-02207-w.

Petitta M. (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.

Principi P. (1911). *Idrogeologia sotterranea della Pianura di Norcia*. Boll. Soc. Geol. It. 30, 849-862.

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.

Valigi D., Banzato F., Beddini B., Cambi C., Cardellini C., Checucci R., De Giorgi F., Mirabella F., Toccaceli B. & Stelluti M. (in stampa). *Gestione delle variazioni dell'assetto idrogeologico indotte dalla sequenza sismica del 2016 nell'area nursina e dei Monti Sibillini*. Atti del IV Convegno Interdipartimentale "Gestire l'emergenza. Il contributo della ricerca interdisciplinare" 14-15 febbraio 2019. Università degli Studi di Perugia.

Valigi D., Mastrorillo L., Cardellini C., Checucci 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., Checucci 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.