

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.

SINTESI E CONCLUSIONI

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

| | |
|--|----|
| PREMESSA..... | 3 |
| 1. CARTOGRAFIA IDROGEOLOGICA E SEZIONI IDROGEOLOGICHE..... | 4 |
| 2. SITUAZIONE PRE SISMA | 7 |
| 3. VARIAZIONI POST-SISMA..... | 9 |
| 3.1 Area Nursina..... | 10 |
| 3.2 Sistema Ussita – Nera e Campiano | 18 |
| 3.3 Settore orientale e sud orientale dei Sibillini..... | 23 |
| 4. SINTESI GRAFICA DELLE CONCLUSIONI | 27 |
| BIBLIOGRAFIA | 30 |

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.

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.

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 e Monteleone di Spoleto, 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 Ponte Nuovo.

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 geochimiche hanno riguardato la determinazione 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 e captori lungo tutta l'area di studio, per poter verificare la presenza di collegamenti idraulici.

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. 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 geochimiche, 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 Mastroiillo 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 Fucoidi (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, Bisciara (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 sopracitato 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 1) e separate l'una dall'altra prevalentemente dai principali sistemi di faglie normali e subordinatamente da strutture compressive (sovrascorrimenti) (Mastrorillo et al., 2020).

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

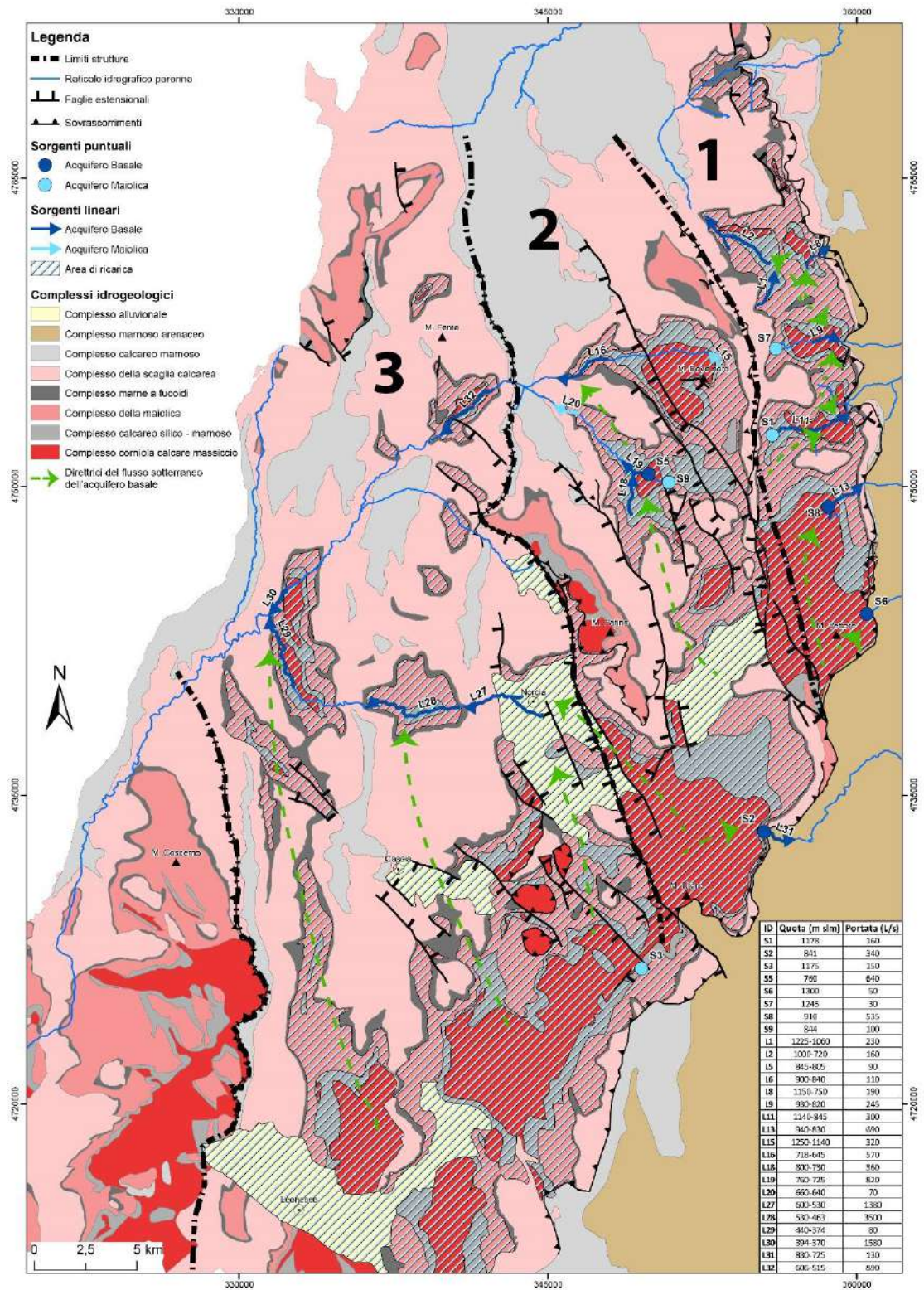


Figura 1 Schema delle idrostrutture.

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 (v. **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).

2. 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 recente (Mastrorillo et al., 2009; Boni et al., 2010) e dei dati di temperatura e pioggia acquisiti nell'ambito di questo lavoro.

La Tabella 1 riporta i risultati di detto bilancio.

Tabella 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 | | . |
|-----------------|-------------------------|------------------------|------|---------------------|------|---------------------|-------|---------------------|---------|---------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|----------|---------------------|------|
| | | | (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' in **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.

3. 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.

3.1 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 2.

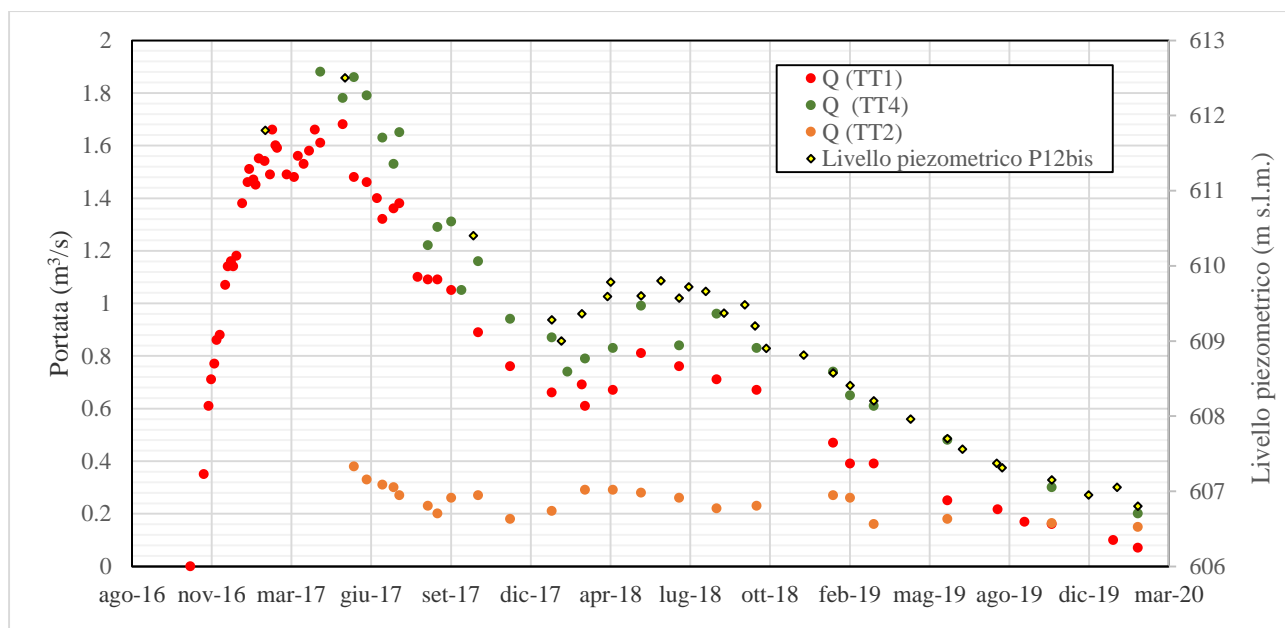


Figura 2 Misure di portata in discreto del Torbidone all'emergenza (TT1), di San Martino + Pratarella (TT2), del Torbidone a Ponte della Ferrovia (TT4) e dei livelli piezometrici misurati nel pozzo P12bis.

Anche l'emergenza del Torbidone sembra legata all'incremento degli apporti idrici post-sismici provenienti dai massicci carbonatici ad E 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 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 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).

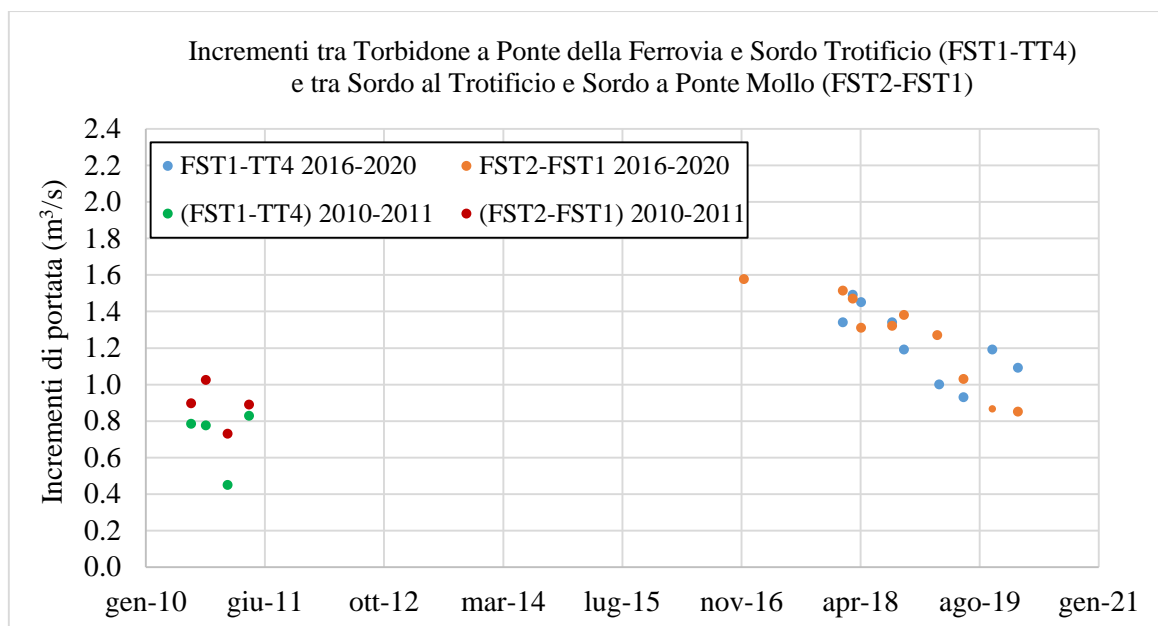


Figura 3 Incrementi di portata sul F. Sordo pre e post terremoto.

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 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.

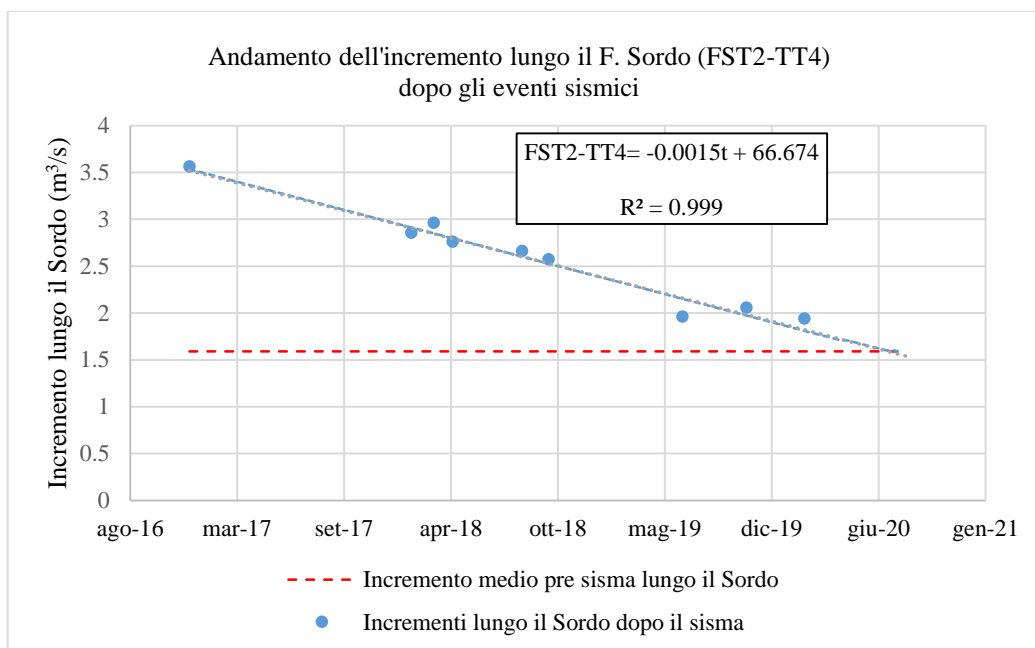


Figura 4 Confronto tra l'andamento degli incrementi lungo il F. Sordo dopo gli eventi sismici e il valore medio dell'incremento misurato nel periodo 2010-2011.

La Tabella 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 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 | 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 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 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).

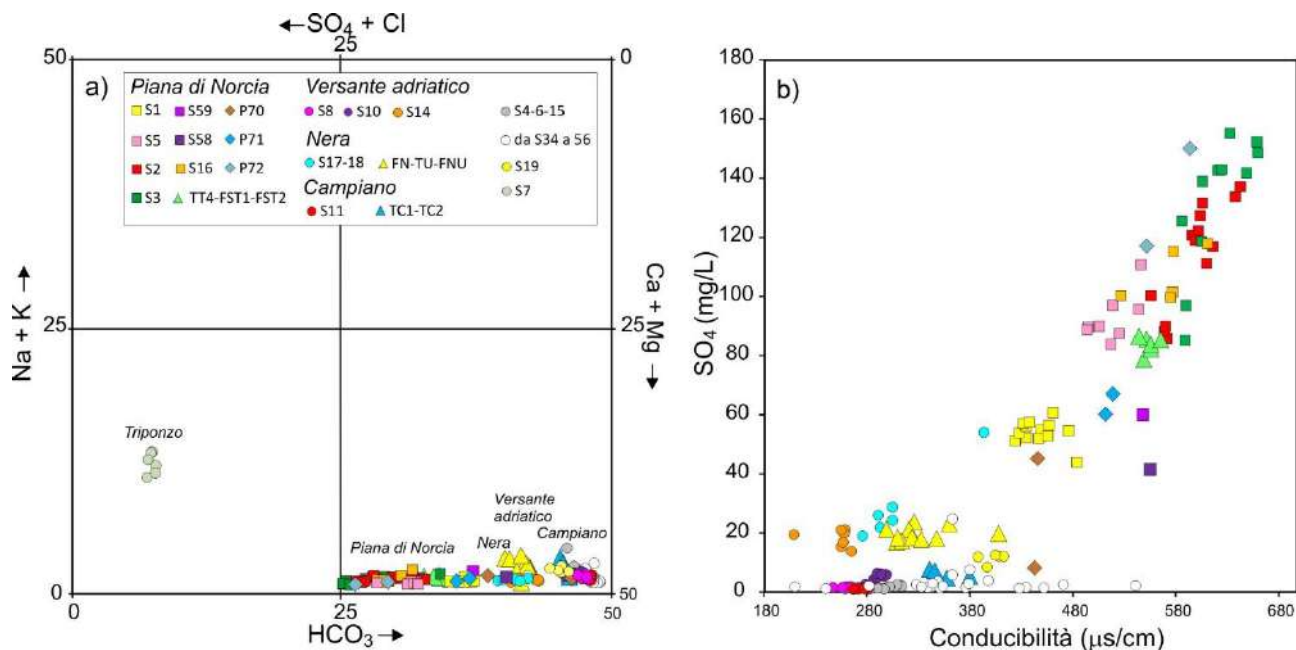


Figura 5 a) Diagramma classificativo Langelier-Ludwig, b) diagramma SO₄ vs conducibilità.

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 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 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 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 6).

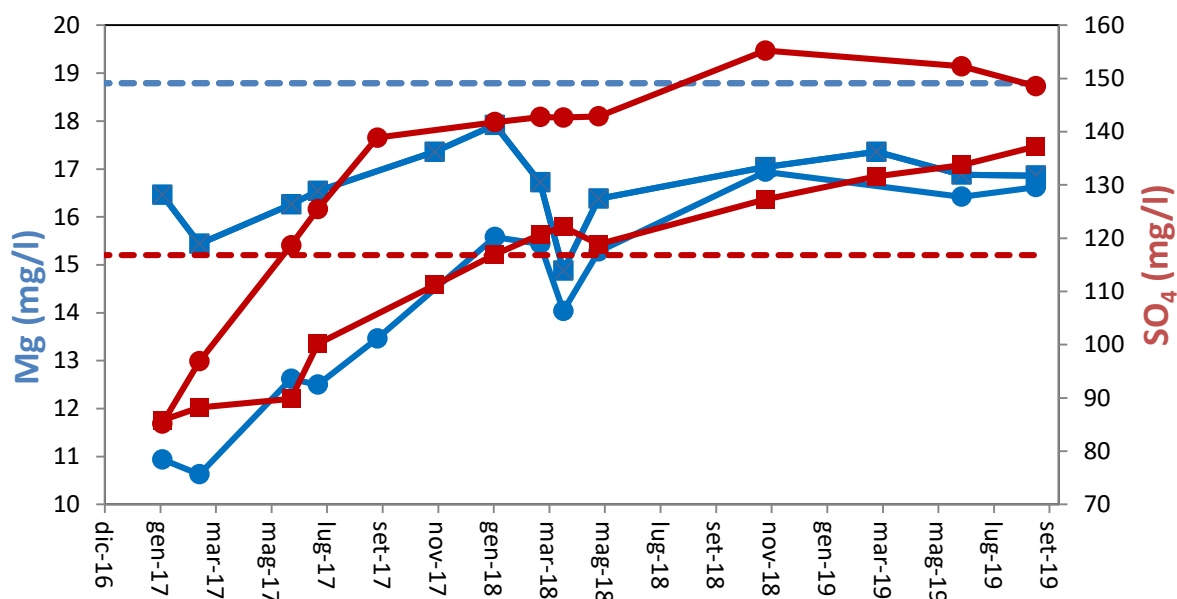


Figura 6 Cronogrammi delle concentrazioni di solfati (in rosso) e Mg (in blu) delle sorgenti San Martino (quadrati) e Pratarella (cerchi).

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.

3.2 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 7 mostra chiaramente che dopo gli eventi sismici verificatisi a partire dall'agosto 2016 le portate del F. Nera a Castelsantangelo sono sensibilmente aumentate.

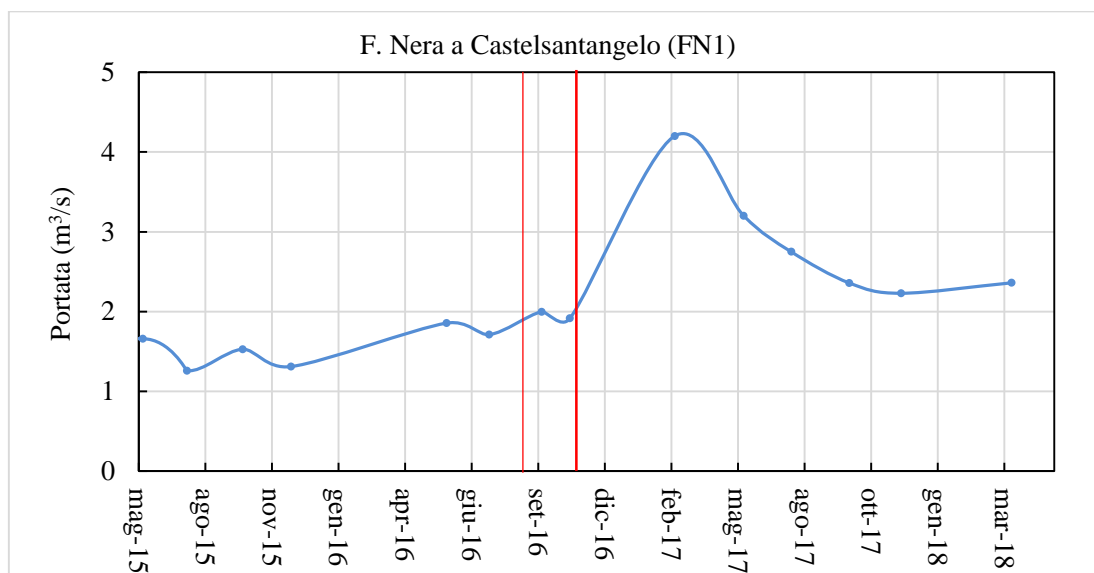


Figura 7 Portate misurate sul F. Nera a Castelsantangelo (FN1). La linea rossa sottile è riferita alla scossa del 24 agosto 2016, quella più spessa alle due scosse del 26 e 30 ottobre.

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 8 mostra l'andamento delle portate registrate in discreto nel periodo post sisma tra febbraio 2018 e giugno 2019.

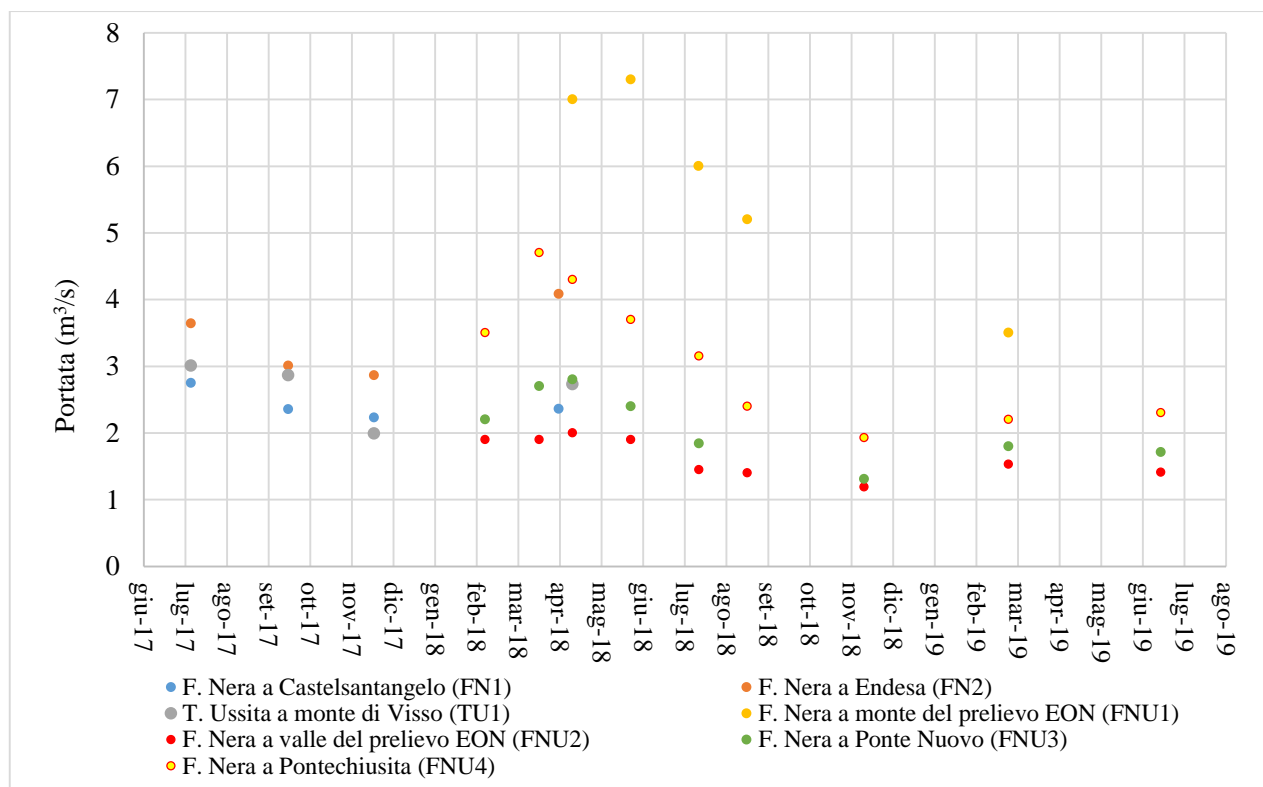


Figura 8 Portate misurate sul T. Ussita e sul F. Nera.

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 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).

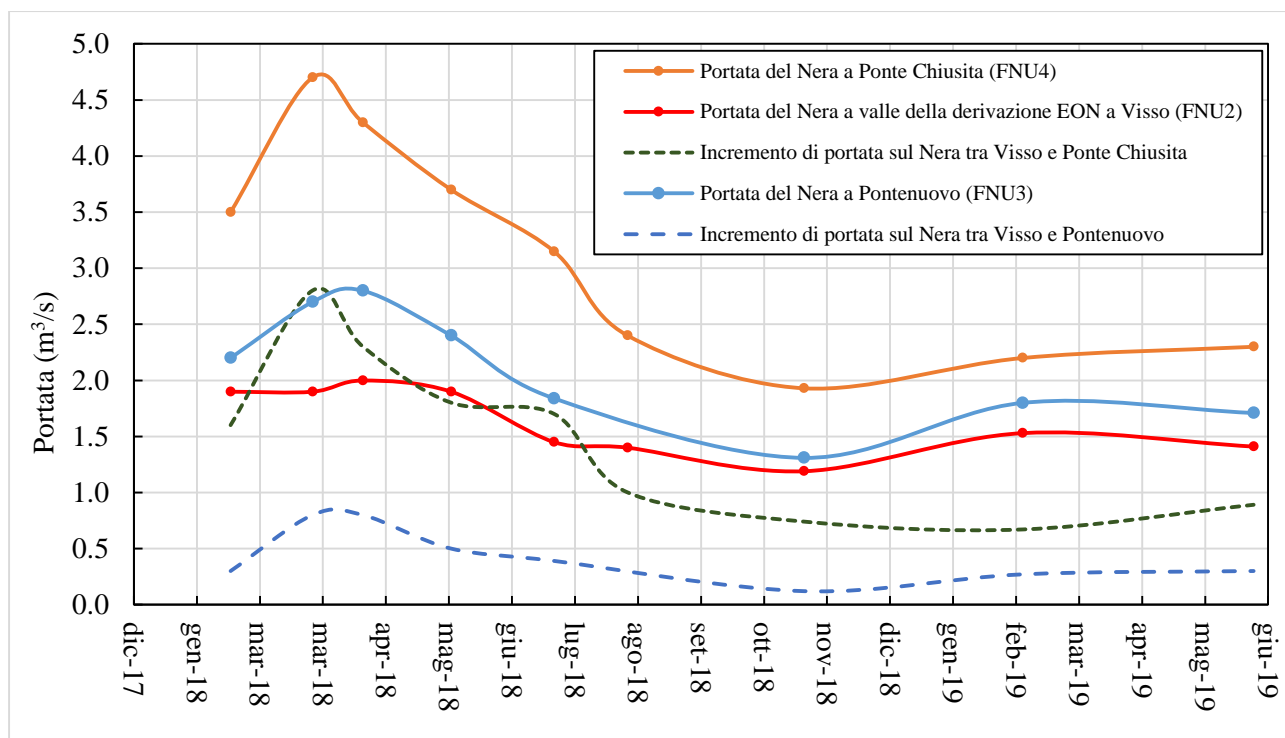


Figura 9 Portate misurate in discreto dalla Regione Umbria alle sezioni FNU2 FNU3 e FNU4 e incremento calcolato tra Visso (dopo il prelievo Eon) e Ponte Nuovo e tra Visso (dopo il prelievo Eon) e Ponte Chiusita.

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 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 3 Valori di Surplus (S) su T. Ussita, Alto Nera e F. Nera a Torre Orsina (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 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 ¹⁸O-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' in **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 Calcare 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.

3.3 Settore orientale e sud orientale dei Sibillini

In generale, le sorgenti emergenti nel fronte adriatico marchigiano hanno subito una riduzione notevole delle portate complessive in seguito al sisma, con conseguente entrata in crisi della maggior parte delle opere di presa che captano le acque delle sorgenti principali.

Il grafico in Figura 10 mostra l'andamento delle portate delle sorgenti marchigiane emergenti nel settore orientale e sudorientale dei Monti Sibillini.

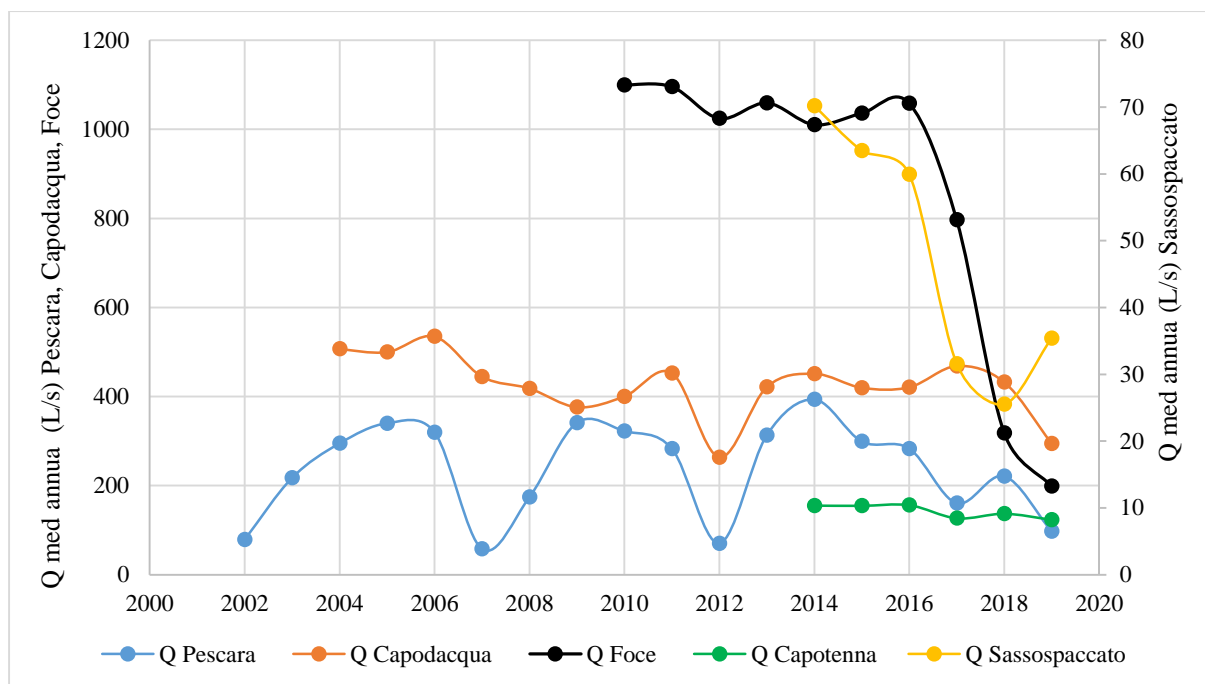


Figura 10 Portate medie annue delle sorgenti marchigiane prima e dopo gli eventi sismici del 2016.

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 4.

Tabella 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 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.

La Tabella 4 mostra che queste due sorgenti 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 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 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 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 un po' più bassi ma un deciso decremento nell'ultimo anno e mezzo di osservazione (fino al mese di giugno 2020).

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 calcareo-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 3.1. La migrazione delle acque del Massiccio del Monte Vettore verso W 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 invece, alimentata prevalentemente dall'acquifero con sede nel Massiccio di Monte Utero, ha subito variazioni di portata minori ma comunque significative nei periodi di maggior utilizzo della risorsa e più marcati nell'ultimo anno e mezzo. 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 rilevata 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).

4. 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 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.

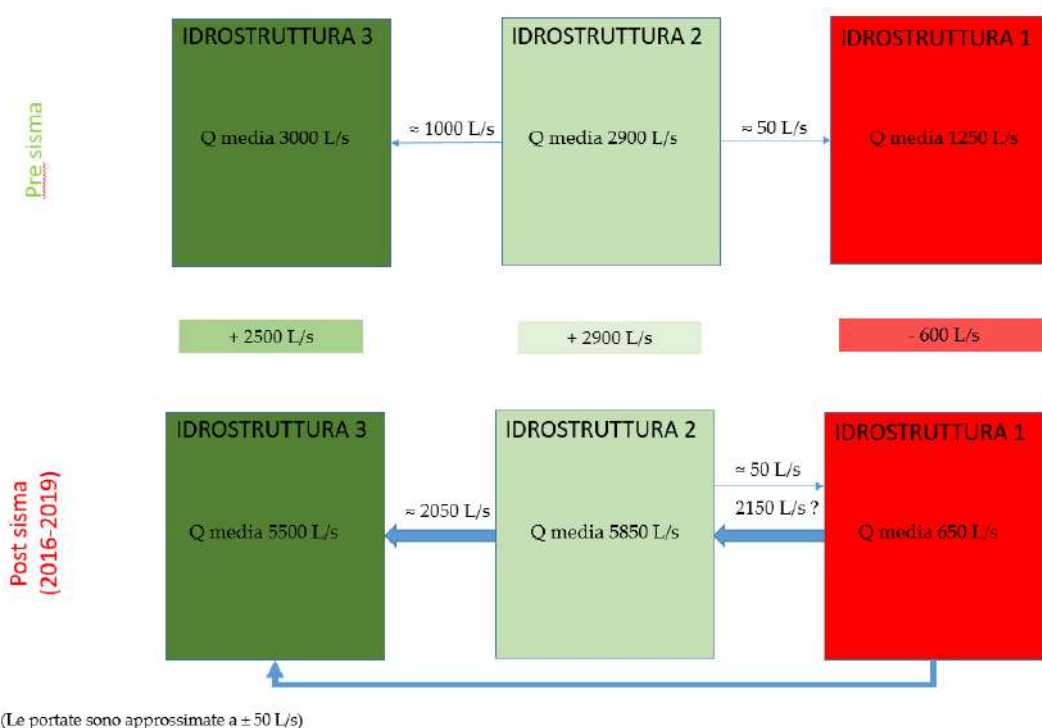


Figura 11 Portate totali erogate da ciascuna idrostruttura e valori dei travasi da una idrostruttura all'altra prima e dopo la crisi sismica.

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 Mastrorillo et al. (2020) pari a circa 400 milioni di m³.

Lo schema di Figura 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.

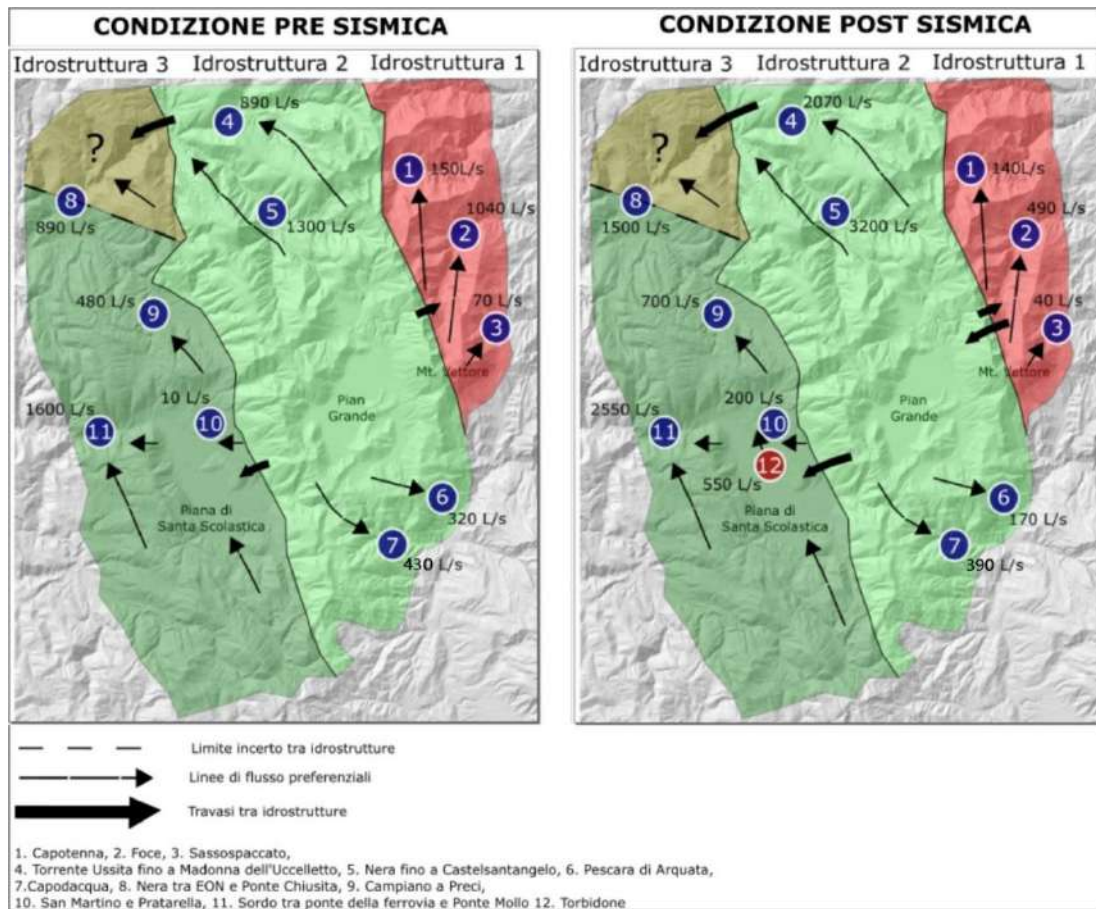


Figura 12 Variazioni di portata dei vari sistemi appartenenti alle tre idrostrutture prima e dopo la crisi sismica.

In Figura 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 Santa Scolastica 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

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.

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. (2019). *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* (DOI: 10.1007/s10040-020-02207-w).

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.

Principi (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.; Checcucci 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.; 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.