



SAPIENZA
UNIVERSITÀ DI ROMA

Sapienza, Università di Roma
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA

Dottorato di ricerca in Scienze della Terra

XXXII Ciclo

**ATTIVITÀ TETTONICA, GRANDI FRANE IN ROCCIA
ED EVOLUZIONE DEL RETICOLO IDROGRAFICO
NELL'AREA EPICENTRALE DELLA SEQUENZA SISMICA
DELL'ITALIA CENTRALE 2016-2017**

Dott.ssa Federica Polpetta

Tutor: Prof. Francesco Troiani

Co-tutor: Dott. Paolo Messina

Co-tutor: Dott. Paolo Galli

Coordinatore del dottorato: Prof. Silvio Mollo

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare il Professor Francesco Troiani, tutor del presente lavoro, per tutti gli insegnamenti e per la sua costante disponibilità e cortesia durante questi tre anni.

Un sentito ringraziamento a Paolo Messina e Paolo Galli, co-tutor della presente ricerca, per aver contribuito alla mia formazione e per essere stati sempre presenti.

Ringrazio poi Marco Mancini, Edoardo Peronace e Gianluca Vignaroli per il supporto scientifico su alcuni temi affrontati.

Ringrazio i revisori esterni del presente lavoro per i commenti e per le indicazioni ricevute.

Un ringraziamento particolare a Massimiliano Moscatelli e Francesco Stigliano per la costante disponibilità e per i preziosi consigli.

Un ringraziamento poi a tutti i miei colleghi presso il CNR-IGAG per il costante scambio di opinioni e di conoscenze e ai colleghi dottorandi, in particolare a Giulia Iacobucci.

Ringrazio in modo particolare i miei genitori, Marisa e Roberto, per il sostegno incondizionato.

Un ringraziamento speciale a Filippo, per il costante supporto e per essere sempre al mio fianco.

Federica

SOMMARIO

Ringraziamenti	II
Riassunto	1
Abstract	6
1 Introduzione.....	11
2 Inquadramento geologico e geomorfologico dell'alto bacino del Fiume Tronto	13
2.1 Caratteristiche geologiche	13
2.2 Caratteristiche geomorfologiche	16
2.2.1 Morfogenesi gravitativa.....	16
2.2.1.1 La frana di Pescara del Tronto	19
2.2.1.2 Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) nel territoriodi Accumoli (RI)	22
2.3 I depositi continentali Quaternari dell'alto bacino del Fiume Tronto.....	24
2.4 Principali strutture tettoniche	26
2.4.1 La sequenza sismica dell'Italia Centrale 2016-2017	27
2.4.2 La faglia del Monte Vettore	30
2.4.3 La faglia del Monte Gorzano.....	31
3 Materiali e metodi	33
3.1 Realizzazione modello digitale del terreno	34
3.2 Analisi geomorfometriche	36
3.2.1 Analisi del profilo longitudinale	37
3.2.2 Calcolo dell'indice <i>SL</i>	38
3.2.3 Analisi <i>Slope-Area</i>	39
3.2.4 Analisi ipsometrica bacino-reticolo-canale principale	41
3.2.5 Calcolo e analisi spaziale del parametro χ	44
3.3 Individuazione e analisi dei <i>markers</i> geomorfologici	46

4	Risultati	49
4.1	Analisi geomorfometriche	49
4.1.1	Studio del profilo longitudinale del Fiume Tronto e anomalie di gradiente	49
4.1.2	Risultati dell'analisi morfometrica tempo-dipendente mediante studio degli integrali ipsometrici	52
4.1.2.1	Analisi ipsometrica per il bacino idrografico del Fiume Tronto.....	52
4.1.2.2	Analisi ipsometrica per i sotto-bacini del Fiume Tronto	56
4.1.3	Risultati dell'analisi dei profili longitudinali della rete idrografica mediante il parametro χ	66
4.2	Risultati dello studio dei <i>markers</i> geomorfologici.....	69
5	Discussione	77
5.1	Influenza dell'attività tettonica recente sul bacino idrografico del Fiume Tronto	77
5.1.1	Considerazioni sulla faglia del Monte Gorzano	79
5.1.2	Considerazioni sulla faglia del Monte Vettore	82
5.2	Valutazioni sulle superfici terrazzate di Amatrice	85
5.3	Rapporti tra le variazioni del reticolo idrografico e grandi frane in roccia	87
5.4	Considerazioni sulle potenzialità delle analisi geomorfometriche e le loro limitazioni	90
6	Conclusioni.....	93
	Bibliografia	96

RIASSUNTO

Questa tesi di dottorato si inserisce nell'ambito di tre diverse attività di ricerca, la principale delle quali è relativa alle analisi dei *markers* geomorfologici (principalmente terrazzi fluviali) e alle elaborazioni geomorfometriche della superficie terrestre svolti dal gruppo di ricerca di Geografia Fisica e Geomorfologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma. Le altre attività sono svolte dai gruppi di lavoro del Consiglio Nazionale delle Ricerche dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (CNR-IGAG) e riguardano:

- il rilevamento geologico e le prospezioni geofisiche per gli studi propedeutici alla microzonazione sismica e la valutazione delle condizioni di pericolosità geomorfologica in zone interessate da dissesti cosismici;
- le analisi paleosismologiche condotte sul sistema di faglie responsabili dei principali terremoti avvenuti in Italia Centrale nel 2016.

Con questa tesi di dottorato si sono volute integrare le diverse discipline allo scopo di impiegare un approccio multidisciplinare per la comprensione della morfoevoluzione del reticolo idrografico in un paesaggio montuoso tettonicamente attivo.

L'obiettivo del presente lavoro è, infatti, quello di comprendere e definire le complesse interazioni tra i processi agenti lungo i versanti legati alla gravità e la morfodinamica fluviale in aree tettonicamente attive. Tale problematica, ad oggi ancora aperta, è stata affrontata da numerosi autori i quali propongono diversi modelli morfoevolutivi dei reticoli idrografici nelle principali catene montuose del pianeta, illustrando il ruolo dell'incisione valliva in aree ad alta energia del rilievo sull'instabilità dei versanti in roccia (e.g. Korup, 2006a per le Alpi svizzere e per le Alpi meridionali della Nuova Zelanda; Ouimet et al., 2007 e Larsen et al., 2010 per la catena Himalayana).

La sequenza sismica che ha colpito l'Italia Centrale nel 2016-2017 ha fatto sì che l'area di studio si focalizzasse nel settore appenninico dell'area epicentrale, in particolare nell'alta valle del Fiume Tronto. Tale area, infatti, oltre che ricadere in una delle zone tettonicamente attive dell'Appennino (D'Agostino et al., 2001a; Galli et al., 2008; 2017a), risulta caratterizzata da un reticolo idrografico ben sviluppato e dalla presenza di importanti fenomeni di instabilità dei versanti in roccia (Aringoli et al., 2010; Romeo et al., 2017; Martino et al., 2019a; 2019b).

All'interno dell'area individuata sono state applicate metodologie di analisi quantitativa del paesaggio mediante elaborazioni geomorfometriche in ambiente GIS e Matlab basate su un Modello Digitale del Terreno (DTM) con risoluzione al suolo pari a 5 m. I risultati di tali analisi sono stati integrati con i dati ottenuti mediante la realizzazione di campagne di rilevamento geomorfologico effettuate *ad hoc* e campagne di rilevamento geologico e geofisico, utili anche alla comprensione degli effetti legati ai *mainshocks* della sequenza sismica 2016-2017, effettuate a seguito degli eventi sismici, anche nell'ambito degli studi propedeutici alla microzonazione sismica dei Comuni coinvolti. Sono stati inoltre condotti studi paleosismologici, in collaborazione con ricercatori appartenenti al Dipartimento di Protezione Civile e al CNR-IGAG, allo scopo di meglio definire il comportamento delle principali strutture tettoniche che si trovano nell'area di studio: la faglia del Monte Gorzano ed il sistema di faglie del Monte Vettore, che nella loro porzione meridionale attraversano l'alta valle del Fiume Tronto.

Sono state condotte analisi quantitative sul profilo longitudinale del canale principale del Fiume Tronto, per il tratto interessato, mediante lo studio della funzione *Area-Slope* e l'applicazione dell'indice *SL* per l'individuazione, la classificazione e l'interpretazione delle principali anomalie.

Sono state inoltre applicate due diverse tecniche innovative per l'analisi dello stile e del *timing* della morfoevoluzione del reticolo idrografico, in relazione alla presenza di grandi frane in roccia e alla presenza di faglie attive: l'analisi ipsografica tempo-dipendente (Demoulin 2011, 2012 e Demoulin et al., 2013, 2015) e l'analisi della distribuzione spaziale del parametro χ (Perron e Royden, 2013).

L'analisi ipsografica tempo-dipendente è stata realizzata mediante lo studio delle curve ipsometriche, e calcolo dei relativi integrali, per l'intero bacino, la rete idrografica e il canale principale del Fiume Tronto, secondo l'approccio proposto da Demoulin (2011; 2012) e successivamente perfezionata da Demoulin et al. (2013; 2015). Inizialmente, è stata applicata la metodologia proposta da Demoulin et al. (2015). Tale approccio ha permesso di individuare due serie distinte di dati, una per il settore a monte del bacino in cui non è stato possibile effettuare una stima del *timing* dell'ultima variazione del livello di base dell'erosione ed una per il settore a valle che ha permesso, al contrario, di stimare una variazione significativa del livello di base avvenuta durante l'Olocene. Le analisi tempo-dipendenti sono state successivamente realizzate per i principali bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto, opportunamente selezionati in fase preliminare in base alle caratteristiche geometriche. Questo secondo approccio ha però evidenziato alcuni difetti della metodologia legati alla scarsa attendibilità del metodo in presenza di numerosi

fenomeni di cattura fluviale o, più in generale una notevole riorganizzazione del reticolo in accordo con quanto già parzialmente evidenziato da Della Seta et al. (2017).

Sono stati successivamente isolati e analizzati otto bacini idrografici, tributari del Fiume Tronto, che si trovano in prossimità o che sono attraversati dalla faglia del Monte Gorzano. In questo modo è stato possibile osservare e quantificare come i quattro bacini in cui la faglia attraversa il canale principale hanno registrato una variazione del livello di base più recente rispetto agli altri quattro che si trovano quasi totalmente al tetto della faglia estensionale.

Le analisi sono state poi integrate mediante l'analisi del parametro χ (Perron e Royden, 2013) al fine di evidenziare gli effetti della deformazione differenziale lungo la direzione della faglia del Monte Gorzano. La mappa dei valori di χ ha permesso di ottenere informazioni utili sullo stato di disequilibrio del reticolo idrografico del Fiume Tronto generato dalla presenza della faglia. Confrontando i dati ottenuti nei punti in cui la faglia attraversa il reticolo idrografico a diverse quote mediante un nuovo approccio rispetto a quello classico, in cui il confronto viene fatto per valori di χ in corrispondenza di determinate isoipse e applicando la metodologia proposta da Peronace et al. (2018), è stato quindi possibile ipotizzare l'andamento del rigetto verticale lungo la struttura. Tale studio ha permesso di suddividere la struttura analizzata in tre settori, due dei quali, quello settentrionale e quello meridionale, risulterebbero attivi. In particolare, il settore meridionale potrebbe essere considerato come la parte terminale della faglia che prosegue e borda il lago di Campotosto, come già evidenziato da Galadini e Messina (2001) e da Galadini e Galli (2003). Inoltre la zona di massimo rigetto ipotizzata per questo settore corrisponde con il punto di massimo rigetto indicato da Boncio et al. (2004).

Sono stati condotti studi sia geomorfometrici che tramite rilevamento di terreno volti allo studio dei *markers* geomorfologici presenti sul territorio. Nell'alto bacino del Fiume Tronto sono state identificate le numerose superfici terrazzate di origine fluviale, mediante l'analisi spaziale delle pendenze calcolate a partire dal DTM e l'analisi di foto aeree e di immagini satellitari (disponibili in Google® Earth), integrata con il rilevamento di campagna (alcuni dei risultati raggiunti presentati da Vignaroli et al., 2019; Mancini et al., 2019). La geometria delle superfici terrazzate ed i limitati spessori dei depositi forniscono importanti informazioni circa l'erosione ed il successivo trasporto a valle dei sedimenti avvenuta ad opera della dinamica fluviale in quest'area. La correlazione delle superfici ha permesso poi di ipotizzare l'andamento del profilo longitudinale pre-olocenico del

Fiume Tronto. Inoltre, la disposizione delle numerose superfici terrazzate indica che il bacino ha registrato diverse variazioni del livello di base dell'erosione, le quali hanno generato altrettante onde erosive che, dal punto in cui è avvenuta la variazione, si sono propagate verso monte, la più recente delle quali potrebbe essere testimoniata dalla presenza di una *knickzone* ad oggi ubicata poco più a valle di Pescara del Tronto.

Al fine di comprendere il comportamento della struttura tettonica responsabile degli eventi sismici del 2016, sono state svolte, in collaborazione con il gruppo di lavoro del CNR-IGAG (Galli et al., 2019), attività volte alla caratterizzazione del sistema di faglie del Monte Vettore. I risultati raggiunti da questo studio sono stati utilizzati nell'ambito della discussione del presente lavoro di tesi al fine di valutarne le possibili correlazioni con la morfoevoluzione del reticolo idrografico, ma non verranno trattate le metodologie adottate, proprie degli studi paleosismologici. Tale attività ha permesso di riconoscere sei eventi di fagliazione superficiale, compreso quello avvenuto nel 2016, verificatisi negli ultimi 9000 anni, con un periodo di ritorno medio per terremoti con $M_w \geq 6.6$ di 1.8 ± 0.3 kyr (Galli et al., 2019).

Lo studio realizzato sulle principali strutture tettoniche presenti nell'alto bacino del Fiume Tronto non ha permesso di comprendere il ruolo esercitato dalle singole strutture sulla morfodinamica fluviale presente e passata dell'area, a causa della sovrapposizione degli effetti dovuti alla presenza di grandi instabilità di versante dovute alla gravità che hanno obliterato gli effetti legati alle variazioni del livello di base locale e di conseguenza impediscono la lettura degli effetti della tettonica attiva sui modelli spaziali del profilo longitudinale adottati.

L'integrazione di diverse tipologie di analisi ed i conseguenti risultati raggiunti hanno permesso di comprendere il rapporto tra l'evoluzione del reticolo idrografico e le grandi frane in roccia all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto.

L'innovazione più rilevante del presente lavoro è rappresentata infatti dall'applicazione di un approccio multidisciplinare combinato per lo studio dei rapporti di causa-effetto dei sistemi versanti canale in aree tettonicamente attive e geologicamente complesse caratterizzate da valori dell'energia del rilievo medio-bassi. Analizzando i dati ottenuti mediante questo approccio è stato osservato che questi trovano riscontro con il modello proposto da Larsen et al. (2010) per le catene caratterizzate da sollevamento attivo con elevata energia del rilievo. In particolare, l'incisione valliva legata al sollevamento della catena in combinazione con il sollevamento differenziale di alcuni

settori di faglie attive ha contribuito significativamente all'attivazione di fenomeni di *mass rock creep* sui versanti, che in alcuni casi sono evoluti con fenomeni di collasso (per esempio il versante a ridosso di Pescara del Tronto) mentre in altri casi (versanti di Tino e Grisciano) non hanno ancora raggiunto la fase di collasso.

In conclusione, in aree tettonicamente attive analoghe a quella studiata, la tettonica in generale porta al sollevamento, anche differenziale dell'area, ma i suoi effetti diretti sul reticolo idrografico vengono rimossi in tempi relativamente brevi; pertanto, le analisi morfometriche del reticolo idrografico permettono di leggere con buona approssimazione solo gli effetti dell'incisione valliva sull'instabilità dei versanti in roccia che sono indirettamente gli effetti regionali della tettonica.

ABSTRACT

This PhD thesis is part of three different research activities, the main of which is related to relates to the analysis of geomorphological markers (mainly fluvial terraces) and to the geomorphometric elaborations of the earth's surface studies carried out by the research group of Geografia Fisica e Geomorfologia of Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università La Sapienza di Roma. The other activities are carried out by the working groups by the Institute of Environmental Geology and Geoengineering of the CNR and interested:

- geological and geophysical surveys for preparatory studies for seismic microzonation and evaluation of geomorphological hazard conditions in areas affected by cosismic instability;
- palaeoseismological analyzes conducted on the fault system responsible for the main earthquakes that occurred in Central Italy in 2016.

With this PhD thesis the various disciplines were integrated in order to use a multidisciplinary approach for the estimation of trends and rates of valley engraving in a tectonically active mountain landscape.

The aim of the present work is to understand and define the complex interactions between the processes acting along the slopes linked to gravity and the fluvial morphodynamics in tectonically active areas. This problem, which is still open today, has been approached by numerous authors who propose different morfoevolutionary models of hydrographic networks in the main mountain ranges of the planet, explaining the role of valley incisions in high energy areas of the relief compared to rock slope instability (e.g. Korup, 2006a for the Swiss Alps and for the Southern Alps of New Zealand; Ouimet et al., 2007 and Larsen et al., 2010 for the Himalayan chain).

The seismic sequence that struck Central Italy in 2016-2017 led to focus attention on the Apennine sector of the epicenter area, particularly in the upper valley of the Tronto River. This area falls into one of the tectonically active areas of the Apennines (D'Agostino et al., 2001a; Galli et al., 2008; 2017), and it is characterized by a well-developed hydrographic network and by the presence of important phenomena of instability of the rock slopes (Aringoli et al., 2010; Romeo et al., 2017; Martino et al., 2019a; 2019b).

Within the identified area, quantitative analysis of landscape were applied through geomorphometric elaborations with GIS and Matlab software based on a Digital Terrain Model (DTM) with soil resolution equal to 5 m. The results of these analyzes were been integrated with the data obtained from the realization geomorphological surveys carried out *ad hoc* and geological and geophysical surveys, also useful for understanding the effects related to the mainshocks of the 2016-2017 seismic sequence, carried out following seismic events, also in the context of preliminary studies of seismic microzonation of the Municipalities involved.

Paleoseismological studies have been carried out, in collaboration with researchers from the Civil Protection Department and the CNR-IGAG, in order to better define the behavior of the main tectonic structures in the study area: the Monte Gorzano fault and the Monte Vettore fault system, which in their southern portion cross the upper valley of the Tronto River.

Quantitative analyzes were conducted on the longitudinal profile of the main channel of Tronto River, for the section concerned, through the study of the Area-Slope function and the application of the *SL* index for the identification, classification and interpretation of the main anomalies .

Two different innovative techniques were also applied for the analysis of the style and timing of the morphological evolution of the hydrographic network, associated to the presence of large rock landslides and the presence of active faults: time-dependent hypsographic analysis (Demoulin 2011, 2012 and Demoulin et al., 2013, 2015) and the analysis of the spatial distribution of the parameter χ (Perron and Royden, 2013).

The time-dependent ipsographic analysis was performed using the study of the hypsometric curves, and the calculation of the relative integrals, by basin, hydrographic network and main channel of the Tronto River, according to the intervention proposed by Demoulin (2011; 2012) and subsequently perfected by Demoulin et al. (2013; 2015). Initially, the methodology proposed by Demoulin et al. (2015) was applied. This approach made it possible to identify two distinct series of data, one for the sector upstream of the basin in which it was not possible to estimate the timing of the last change in the basic erosion level and one for the downstream sector which on the contrary, it allowed us to estimate a significant change in the base level that occurred during the Holocene. The time-dependent analyzes were subsequently carried out for the main catchment areas of the Tronto River tributaries, appropriately selected in the preliminary phase based on their geometric characteristics. However, this second approach has highlighted some defects in the methodology linked to the poor reliability of the method in the presence of numerous phenomena of fluvial

capture or, more generally, a remarkable reorganization of the lattice in agreement with what has already been partially highlighted in Della Seta et al. (2017).

Eight catchment areas of tributaries of the Tronto River which are in the vicinity or which are crossed by the Monte Gorzano fault were subsequently isolated and analyzed. In this way it was possible to observe and quantify that the four basins in which the fault crosses the main channel have recorded a variation of the most recent base level compared to the other four that are almost entirely on the hanging wall of fault.

The analyzes were then integrated with the analysis of the parameter χ (Perron and Royden, 2013) to highlight the effects of the differential deformation along the direction of the Monte Gorzano fault. The map of the values of χ made it possible to obtain useful information on the state of imbalance of the Tronto River hydrographic network generated by the presence of the fault.

Comparing the data obtained at the points where the fault crosses the hydrographic network at different altitudes, with a new approach compared to the classical that compares the values of χ values in correspondence of certain isoipses, and applying the methodology proposed by Peronace et al. (2018), it was therefore possible to hypothesize the throw trend along the structure.

The results of this study made it possible to subdivide the structure analyzed into three sectors, two of which, the northern and the southern, would be active. In particular, the southern sector could be considered as the terminal part of the fault that continues and runs along the Campotosto lake, as already highlighted by Galadini and Messina (2001) and by Galadini and Galli (2003). Furthermore, the area of maximum rejection hypothesized for this sector corresponds to the point of maximum throw indicated by Boncio et al. (2004).

Geomorphometric studies and studies through land surveying for the analysis of geomorphological markers. Numerous terraced surfaces of river origin have been identified in the upper basin of the Tronto River, with the spatial analysis of the slopes calculated starting from the digital model of the terrain and with the analysis of aerial photos and satellite images (available on Google® Earth). This studies was integrated with the survey campaign (some of the results achieved presented by Vignaroli et al., 2019; Mancini et al., 2019).

The geometry of the terraced surfaces and the limited thickness of the deposits, provide important information about the erosion and the subsequent transport of sediments downstream by the river dynamics in this area. Furthermore, the correlation of the surfaces has allowed us to hypothesize the trend of the pre-Holocene longitudinal profile of the Tronto River. Furthermore, the

arrangement of the numerous terraced surfaces indicates that the basin has recorded several variations in the base level of erosion, which have generated many regressive erosive waves that have spread upstream, the most recent of which could be witnessed by the presence of a *knickzone* today located downstream of the Pescara del Tronto village.

To understand the behavior of the tectonic structure responsible for the 2016 seismic events, activities were carried out for the characterization of the Monte Vettore fault system, in collaboration with the CNR-IGAG working group (Galli et al., 2019). The results achieved by this study were used in the discussion of the present thesis work in order to evaluate the possible correlations with the morphological evolution of the hydrographic network, but the methodologies adopted, typical of geomorphological and paleoseismological studies, will not be treated. This activity made it possible to recognize six superficial faulting events, including that which occurred in 2016, which occurred in the last 9,000 years, with an average return period for earthquakes with $M_w \geq 6.6$ of 1.8 ± 0.3 kyr (Galli et al., 2019).

The study carried out on the main tectonic structures of the study area did not allow to understand the role of the single structures on the fluvial morphodynamics of the area. This is caused by the superposition of the effects due to the presence of large slope instabilities due to gravity which have obliterated the effects linked to the variations of the local base level and consequently they prevent the reading of the effects of active tectonics on the spatial models of the longitudinal profile adopted.

The integration of different types of analysis and the results obtained allowed us to understand the relationship between the evolution of the hydrographic network and the large rock landslides in the upper basin of the Tronto River.

The most relevant innovation of the present work is represented by the application of a combined multidisciplinary approach for the study of the cause-effect relationships of canal- slopes systems in tectonically active and geologically complex areas characterized by medium-low relief energy values. In particular, the valley incision linked to the lifting of the chain in combination with the differential lifting of some active fault sectors has contributed significantly to the activation of *mass rock creep* phenomena on the slopes, which in some cases have evolved with phenomena of collapse (for example the slope near Pescara del Tronto) in other cases (slopes of Tino and Grisciano) have not yet reached the collapse phase

In conclusion, in tectonically active areas similar to the studied area, tectonics in general leads to the uplift, even differential of the area, but its direct effects on the hydrographic network are removed relatively quickly. Therefore, the morphometric analyzes of the hydrographic network make it possible to read with good approximation only the effects of the valley incision on the instability of the rock slopes and are indirectly the regional effects of tectonics

1 INTRODUZIONE

L'attività di ricerca della presente tesi è stata realizzata mediante l'applicazione di un approccio multidisciplinare il cui obiettivo è quello di comprendere e definire le interazioni tra processi di versante e dinamica fluviale in aree tettonicamente attive dell'Appennino centrale.

Le variazioni a diverse scale plano-altimetriche dei corsi d'acqua sono fra le principali conseguenze dell'interazione tra grandi frane in roccia e reticoli fluviali e tali variazioni spesso portano allo sviluppo di tratti con gradiente anomalo lungo i profili longitudinali (i.e. *knickpoint* o *knickzone*), deviazioni, valli epigenetiche e/o sbarramenti (Korup et al., 2010). Se opportunamente analizzati, tali elementi geomorfologici possono fornire importanti vincoli per la ricostruzione dell'evoluzione dei sistemi vallivi in aree montane (Korup, 2006b; Ouimet et al., 2007; Hewitt et al., 2008).

Nel corso degli anni sono stati realizzati diversi studi in Appennino centrale allo scopo di analizzare l'evoluzione del paesaggio in relazione all'interazione tra la morfotettonica e le caratteristiche del reticolo idrografico (e.g. Piacentini e Miccadei, 2014; Miccadei et al., 2019).

Allo stato attuale, per quanto riguarda lo studio delle varie fasi dell'approfondimento vallivo nell'area dell'Appennino centrale e le relazioni di causa-effetto con la morfodinamica dei versanti caratterizzati da grandi frane in roccia, Della Seta et al. (2017) propongono un primo tentativo di vincolare cronologicamente le varie fasi della morfoevoluzione del sistema canali-versanti e di stimarne i tassi di incisione valliva per l'ultimo milione di anni, attraverso l'uso dei *markers* geomorfologici (p.es. terrazzi fluviali) e delle analisi geomorfometriche tempo-dipendenti.

Il verificarsi della sequenza sismica che ha colpito l'Italia Centrale nel 2016-2017 ha portato a voler comprendere le relazioni tra le strutture tettoniche responsabili della stessa sequenza sismica, l'evoluzione del reticolo idrografico e le relazioni di causa-effetto fra questi elementi e la morfodinamica di versante dovuta alla gravità.

Di particolare importanza è stata inoltre la possibilità di compiere analisi e rilievi geologici, geomorfologici e geofisici in una zona in cui è presente una sequenza sismica in atto, che hanno prodotto un elevato quantitativo di dati.

La scelta dell'area oggetto della ricerca è ricaduta nell'alto bacino del Fiume Tronto. Tale area, infatti, oltre che ricadere in una delle zone con maggiore attività tettonica dell'Appennino, risulta caratterizzata da un reticolo idrografico ben sviluppato e dalla presenza di importanti fenomeni di instabilità di versante.

La problematica relativa alla comprensione ed alla definizione delle interazioni tra processi di versante e dinamica fluviale in aree tettonicamente attive dell'Appennino centrale, ad oggi non del tutto risolta, potrebbe essere riconducibile ad uno dei due modelli noti in letterature proposti da Korup (2006a) per le Alpi svizzere e per le Alpi meridionali della Nuova Zelanda e da Larsen et al. (2010) per la catena Himalayana.

A tale scopo sono stati raccolti ed integrati tra loro dati derivanti da rilievi geologici e geomorfologici, analisi di foto aeree e immagini satellitari. I dati così ottenuti sono stati utilizzati per integrare i risultati ottenuti mediante l'applicazione delle metodologie di analisi geomorfometriche e attraverso lo studio di *markers* geomorfologici presenti nell'area. I risultati sono stati inoltre correlati con specifici studi realizzati sulle faglie attive che ricadono all'interno dell'area di studio.

La presente monografia è strutturata in 6 capitoli: il presente Capitolo introduce l'argomento dell'attività di ricerca, la sua rilevanza e gli obiettivi della tesi di dottorato, il Capitolo 2 presenta l'inquadramento dell'area di studio, con particolare attenzione alla morfogenesi gravitativa, ai depositi continentali Quaternari e alle principali strutture tettoniche. Nel Capitolo 3 vengono descritte le metodologie e gli approcci utilizzati per le analisi. Nel Capitolo 4 vengono descritti i risultati derivanti dall'applicazione delle analisi descritte nel capitolo precedente ed i dati raccolti in campagna. Nel Capitolo 5 sono discussi i risultati conseguiti, e infine, nel Capitolo 6 sono riportate le conclusioni e le potenzialità della metodologia applicata.

2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'ALTO BACINO DEL FIUME TRONTO

2.1 CARATTERISTICHE GEOLOGICHE

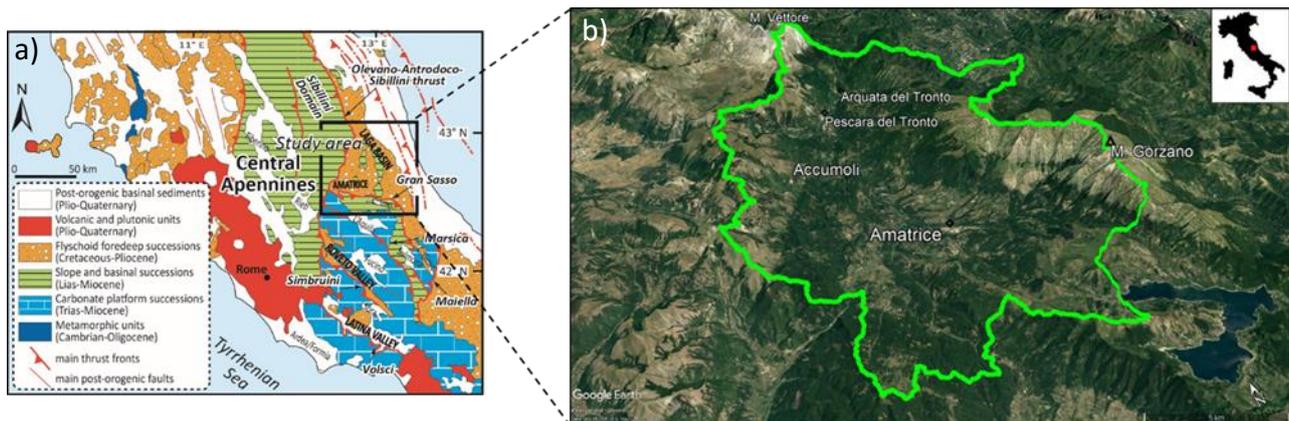


Figura 2.1 – a) Immagine modificata da Vignaroli et al. (2019). Schema geologico dell'Appennino centrale in cui sono indicati i principali domini strutturali. b) Immagine dell'area di studio su immagine satellitare ottica (fonte: Google®Earth).

L'area di studio coincide con l'alto bacino del Fiume Tronto e ricade in una zona di raccordo di domini paleogeografici differenti (Milli et al., 2007) ed il suo assetto strutturale è il risultato di due fasi tettoniche ben distinte. Una iniziale, compressiva, che ha portato alla formazione di una catena a pieghe e sovrascorrimenti, il più importante dei quali nell'area studio è rappresentato dal sovrascorrimento dei Monti Sibillini, con la sovrapposizione del dominio Umbro-Marchigiano-Sabino sul dominio Laziale-Abruzzese. Quella successiva, estensionale, che è tutt'ora in atto, a cui si devono la formazione delle principali conche intermontane dell'area (Aringoli et al., 2014) e a cui sono associate le principali sorgenti sismogenetiche.

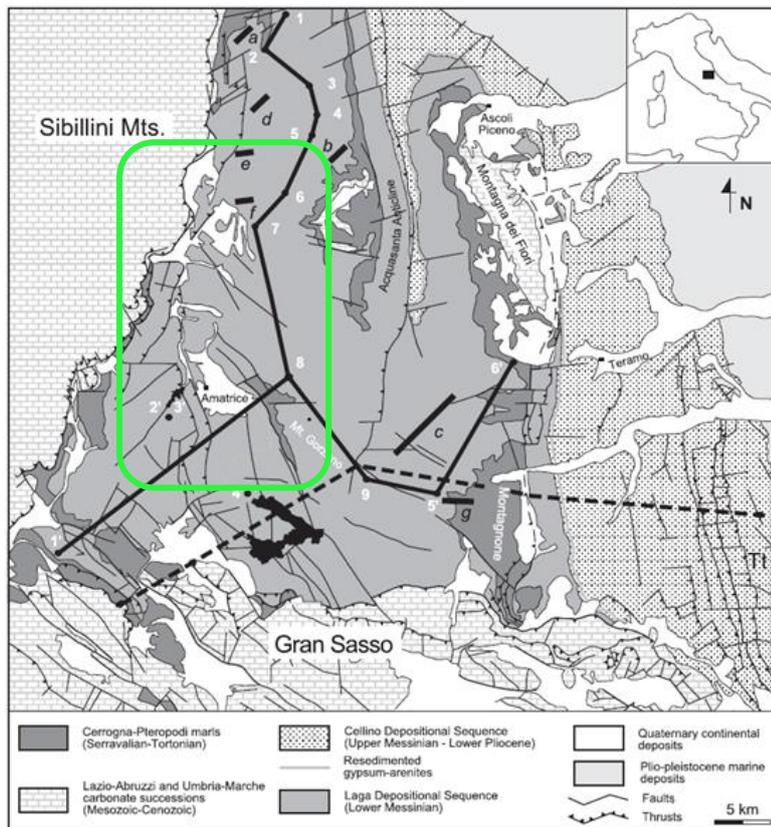


Figura 2.2 – Immagine da Milli et al. (2007), modificata da Centamore et al. (1991). Carta geologica del bacino della Laga. In verde è indicata l'area in cui ricade l'alto bacino del Fiume Tronto.

Il territorio studiato ricade prevalentemente nel bacino del Flysch della Laga, sviluppatosi a partire dal tardo Tortoriano e compreso tra i Monti Sibillini, i Monti Reatini ed i Monti della Laga. In un'area limitata, nel settore nord-occidentale, affiora invece parte della successione Umbro-Marchigiana.

La sequenza stratigrafica pre-orogena del Flysch della Laga è caratterizzata dalla presenza di una successione multistrato potente circa 3000 m composta da dolomie, evaporiti e calcari pelagici misti a marne, di età complessivamente triassico-tortoniana (e.g. Accordi e Carbone, 1988; Cosentino et al., 2010; Milli et al., 2007; Bigi et al., 2009, 2011). Questa sequenza è stata deformata da sovrascorrimenti NE vergenti, che hanno portato alla formazione di tre importanti anticlinali: Monte Gorzano, Acquisanta e Montagna dei Fiori (Koopman, 1983; Mattei, 1987; Ghisetti e Vezzani, 1991; Bigi et al., 2011).

La sedimentazione sin-orogena nel Bacino della Laga consiste, invece, di corpi torbiditici confinati di spessore superiore a 2000 m (Formazione della Laga) riferibili ad un membro pre-evaporitico (Messiniano inferiore - Tortoniano), ad uno evaporitico (Messiniano medio) e ad uno post-evaporitico (Messiniano superiore) (Roveri et al., 2001; Ricci Lucchi et al., 2002; Milli et al., 2007; Marini et al., 2011; 2015).

Nell'area dell'Appennino centrale oggetto del presente studio, la fase post-orogenica distensiva, iniziata nel Pliocene, ha portato alla formazione di bacini intramontani bordati da importanti faglie estensionali (e.g. Cavinato et al. 2002; Giaccio et al., 2012; Mancini et al., 2012; Nocentini et al., 2017; Pucci et al., 2015); nell'area studiata ne è un esempio il bacino di Amatrice, delimitato ad est dalla faglia che borda il piede del versante del Monte Gorzano.

Le caratteristiche morfologiche dell'area sono fortemente condizionate dal sollevamento regionale, dalla successiva tettonica distensiva, dal contesto tettonico strutturale, dalla giacitura degli strati e dalle diverse litologie delle formazioni geologiche affioranti (Cacciuni et al., 1995).

Il sollevamento regionale, insieme alle rapide variazioni del livello di base locale, hanno permesso la formazione e l'evoluzione di nuove morfostrutture associate ad una generale riorganizzazione del reticolo idrografico, caratterizzato anche da elevati tassi di incisione verticale dei corsi d'acqua con conseguente aumento della produzione e trasporto di sedimenti. Ciò ha favorito la sedimentazione di depositi alluvionali terrazzati e conoidi, talora di tipo telescopico (*cone-in-cone*), nel settore meridionale dell'area di studio e particolarmente evidenti all'interno del bacino di Amatrice.

Gli elevati tassi di incisione da parte dei tributari che solcano i fianchi della conca e la conseguente deposizione di importanti quantità di sedimenti all'interno del bacino di Amatrice si verifica principalmente in destra idrografica del Fiume Tronto, favorite dall'attività delle faglie normali che provocano una costante variazione del livello di base dell'erosione all'interno della porzione meridionale dell'alto bacino del Tronto.

2.2 CARATTERISTICHE GEOMORFOLOGICHE

L'area di studio si trova nell'Appennino centrale a quote comprese tra 390 m e 2458 m s.l.m (Monte Gorzano) e si estende per circa 425 km².

La morfologia dell'alto bacino del Fiume Tronto è legata al complesso contesto geologico e strutturale che caratterizza l'area di studio; tale condizione genera erosione selettiva sui diversi litotipi presenti, contraddistinti da diversi gradi di erodibilità. L'area di studio è infatti caratterizzata da una parte di territorio montuoso, contraddistinta da alcune zone con versanti acclivi incisi da valli fluviali, e da settori collinari.

All'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto risultano evidenti le morfologie legate all'azione del reticolo idrografico, caratterizzate sia da forme di erosione areale o concentrata, quali orli di scarpata fluviale e solchi di ruscellamento, sia da forme di accumulo come i terrazzi fluviali e le numerose conoidi alluvionali, presenti in destra idrografica del corso d'acqua principale.

Il tratto iniziale del Fiume Tronto ha direzione prevalente S-N fino all'abitato di Arquata del Tronto in corrispondenza del quale il corso d'acqua presenta un importante ri-direzionamento verso est che porta il Tronto ad assumere una direzione W-E.

Il reticolo idrografico, nel suo complesso, risulta invece caratterizzato da zone con un pattern prevalentemente sub-parallelo con andamento E-W e da zone con un pattern sub-dendritico. Come evidenziato anche da Cacciuni et al. (1995), è possibile riscontrare all'interno dell'area numerose evidenze di catture fluviali.

Nell'area di studio sono inoltre presenti processi di versante legati alla gravità, che verranno descritti nei paragrafi successivi.

2.2.1 MORFOGENESI GRAVITATIVA

In questo tratto dell'Appennino centrale sono presenti numerosi fenomeni di instabilità di versante, di varia tipologia e grado di attività, la cui genesi e attività è influenzata dalle caratteristiche geologiche e strutturali del substrato, nonché dalla morfoevoluzione quaternaria di questo specifico settore dell'Appennino centrale.

Diversi autori, nel corso degli anni, hanno studiato le interazioni tra importati instabilità di versante e le variazioni delle caratteristiche idrologiche e idrogeologiche subite dal paesaggio in cui esse si sono sviluppate in vari contesti morfoclimatici (e.g. Swanson et al., 1985; Cruden et al., 1993; Guerrero et al., 2018) e in Appennino centrale (e.g. Aringoli et al., 2010; Savelli et al., 2013; Esposito et al., 2014).

Inoltre, come dimostrato da Esposito et al. (2014), nelle frane di grandi dimensioni, la morfogenesi gravitativa risulta essere fortemente influenzata dalle variazioni di stress indotte sui pendii dalla combinazione tra processi erosivi e offset tettonico.

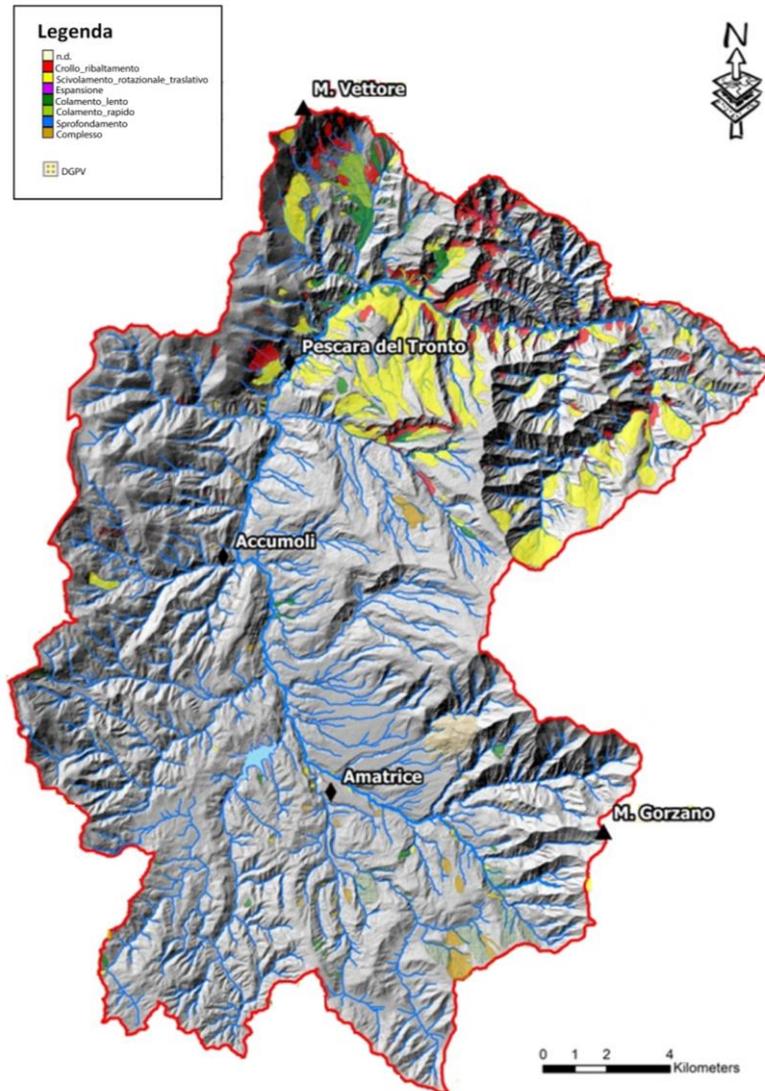


Figura 2.3 - Distribuzione dei fenomeni di instabilità riportati nel catalogo IFFI presenti all'interno dell'area di studio.

Analizzando la distribuzione delle frane riportato nell'Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia (Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia, realizzato dal gruppo di lavoro composto dall'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale e dalle Regioni e Province Autonome) nell'area di studio risultano presenti numerose frane, principalmente scorrimenti, crolli e ribaltamenti, mentre meno diffusi sono i colamenti ed i debris flow.

Tra i fattori di innesco di fenomeni di instabilità sui versanti nell'Appennino centrale vi sono i terremoti. Nell'area di studio, infatti, numerose frane, in particolare crolli, sono state innescate dai terremoti avvenuti durante la sequenza sismica del 2016-2017 (Martino et al., 2019a). La Figura 2.4 riporta le frane del catalogo CEDIT (Fortunato et al., 2012) in seguito all'evento del 24 agosto 2016 (stelle verdi, dato aggiornato al 29 agosto 2016) e subito dopo quello del 30 ottobre 2016 (stelle rosa) (Gruppo di Lavoro del Centro di Ricerca per i Rischi Geologici CERI di Sapienza Università di Roma).

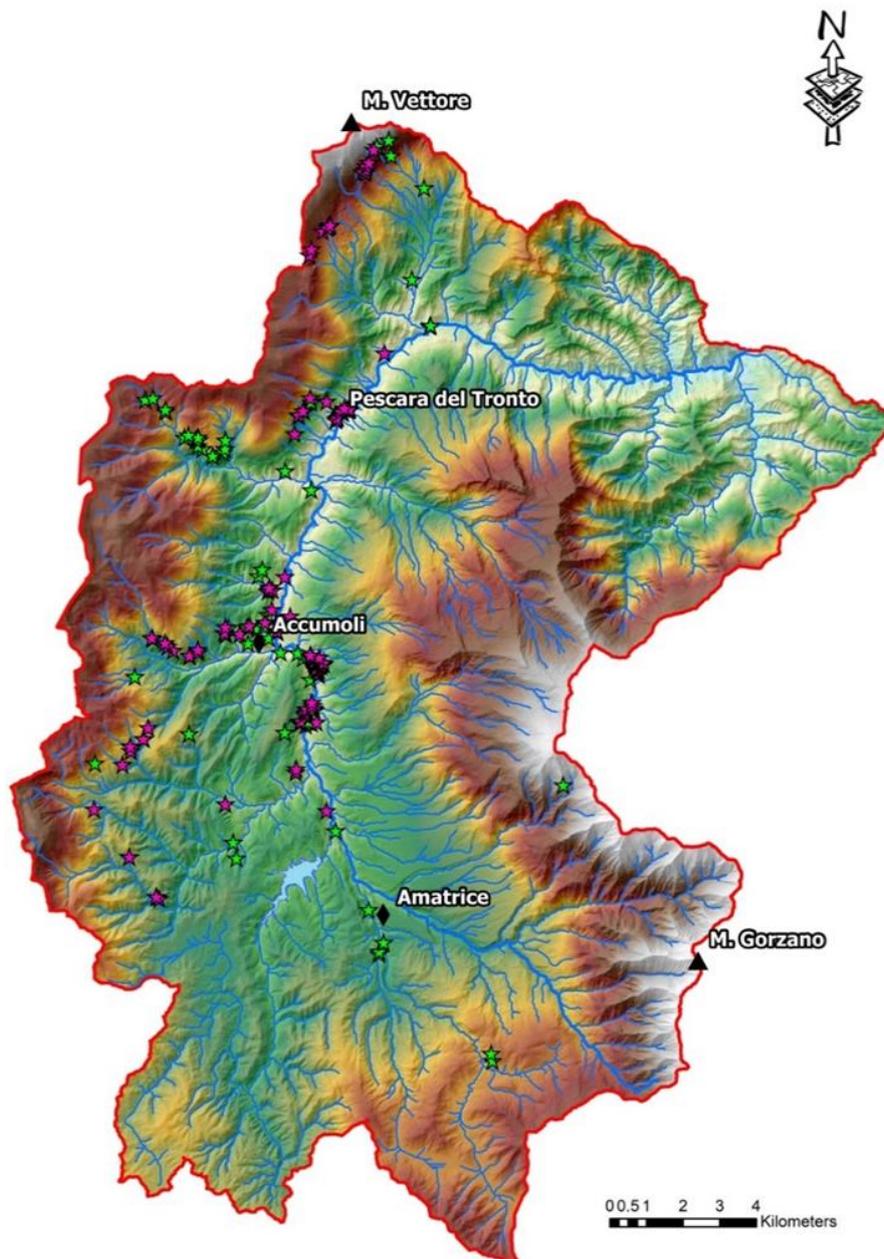


Figura 2.4 - Distribuzione delle frane innescate dalle principali scosse sismiche del 2016 riportate nel catalogo CEDIT (Fortunato et al., 2012). Le stelle verdi indicano le frane innescate dall'evento del 24 agosto 2016 mentre le stelle rosa indicano le frane innescate dall'evento del 30 ottobre 2016.

2.2.1.1 La frana di Pescara del Tronto

L'instabilità di versante più evidente e studiata presente all'interno dell'area di studio è la frana di Pescara del Tronto, nel Comune di Arquata del Tronto (AP), lungo il versante meridionale del Monte Macchialta che degrada verso l'alveo attuale del Fiume Tronto. Infatti, all'altezza dell'abitato di Pescara del Tronto, sono presenti depositi di frane antica con elementi carbonatici, aventi uno spessore di circa 40 m, affioranti nella zona a monte dell'abitato e lungo la SP 129.

Durante la sequenza sismica che ha colpito l'Italia Centrale a far data dal 24 agosto 2016, tale frazione è stata quasi totalmente distrutta ed ha avuto anche un alto numero di vittime.

Dall'analisi dei dati registrati dalle stazioni sismologiche temporanee installate durante la sequenza sismica (su incarico del Dipartimento della Protezione Civile, attività coordinata dal Centro per la Microzonazione Sismica e le sue applicazioni e realizzata sul territorio di Arquata del Tronto dall'Istituto Nazionale di Oceanografie e Geofisica Sperimentale) è stato possibile osservare che tra i siti che mostravano amplificazioni sismiche rilevanti era presente quello posizionato a Pescara del Tronto (Figura 2.5 tratta da Laurenzano et al., 2018); tale amplificazione è con ogni probabilità legata anche alla presenza del corpo di frana.

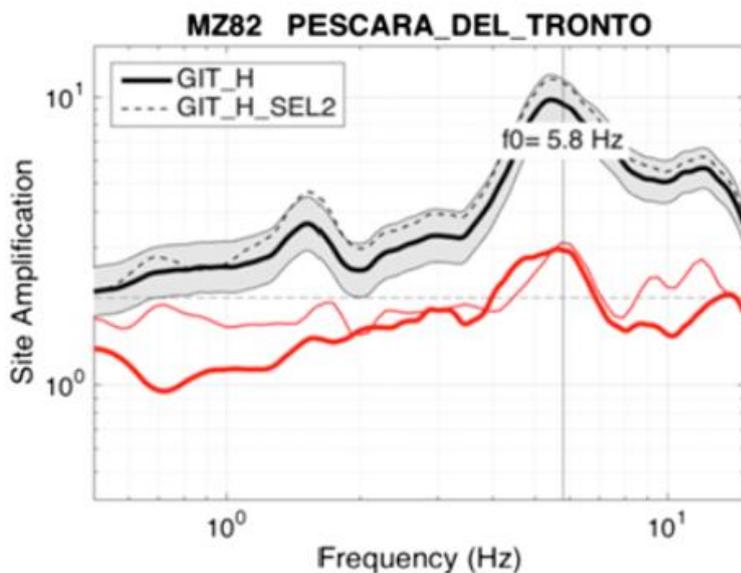


Figura 2.5 – Immagine da Laurenzano et al. (2018). Rapporti spettrali calcolati per la componente orizzontale nel sito della stazione temporanea MZ82 di Pescara del Tronto. La linea verticale nel grafico indica la frequenza fondamentale stimata.

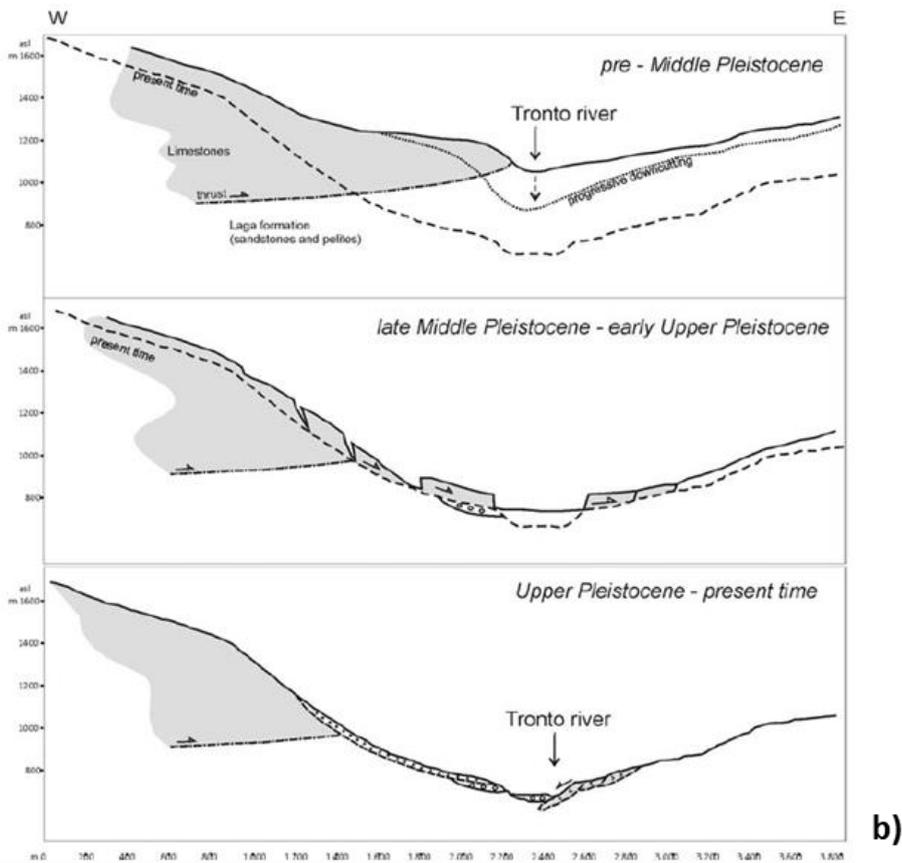


Figura 2.7 – Immagini da Aringoli et al. (2010). a) Schema geologico-geomorfologico dell'instabilità di Pescara del Tronto. b) Schemi interpretativi lungo il movimento in massa di Pescara del Tronto.

Alla base del versante dove sorge l'abitato sono presenti travertini in facies di sbarramento e cascata, con spessore di circa 15 m, poggianti sulla litofacies sabbioso-limoso sottostante. Tali travertini, durante l'ultima sequenza sismica, sono stati interessati da crolli e ribaltamenti localizzati lungo la scarpata adiacente alla S.S.4 Salaria. Su entrambe le sponde del Fiume Tronto è presente un deposito alluvionale terrazzato con spessori di circa 15 m.

Il versante in cui è posizionata la frazione di Pescara del Tronto è interessato da diverse frane riconducibili a varie tipologie, alcune delle quali riattivate in seconda generazione durante la sequenza sismica del 2016 (Martino et al., 2019a).

2.2.1.2 Le deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) nel territorio di Accumoli (RI)

Gli studi geologici e geomorfologici condotti in seguito agli eventi sismici a far data dal 24 agosto 2016 dal Gruppo di lavoro del CentroMS (Gruppo di lavoro Macroarea 2 – Accumoli, 2017: Sapienza-Università di Roma, Enea e Politecnico di Torino) hanno permesso di individuare, nel territorio comunale di Accumoli, tre Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV). Questi fenomeni sono caratterizzati da una deformazione lenta e con evoluzione sul lungo termine del versante (Chigira, 1992) che, oltre al materiale detritico, regolitico e alle coperture, coinvolge, più in profondità, anche il substrato roccioso.

Gli studi hanno permesso di riscontrare evidenze geomorfologiche tipiche di questa tipologia di fenomeni, quali la presenza di una scarpata sommitale, uno o più ripiani sub-pianeggianti, a volte in contropendenza, e, in alcuni casi, trincee, rigonfiamenti, ampie fratture e una fratturazione dell'ammasso roccioso dell'area soggetta a DGPV differente dalle aree adiacenti.

Attraverso studi geomorfologici di dettaglio, analisi di immagini satellitari ed aeree ed analisi geomorfometriche, condotti dal Gruppo di lavoro Macroarea 2 - Accumoli per il CentroMS durante il 2017 e pubblicati da Martino et al. (2019b), è stata confermata la presenza di processi di DGPV in sinistra idrografica del Fiume Tronto, in prossimità degli abitati di Tino, Grisciano e San Giovanni. Tali fenomeni, sono stati successivamente confermati anche dallo studio di Microzonazione Sismica di III livello (Marchetti e Seri, 2018).

L'interazione dei fenomeni di DGPV di Tino e Grisciano con il canale principale del reticolo idrografico influenza fortemente e in maniera difforme l'andamento del Fiume Tronto. Infatti, in corrispondenza della DGPV di Grisciano, è presente un ampio meandro con concavità rivolta verso il versante deformato, mentre in corrispondenza della DGPV di Tino è presente un tratto rettificato con fenomeni di erosione tutt'ora attiva.

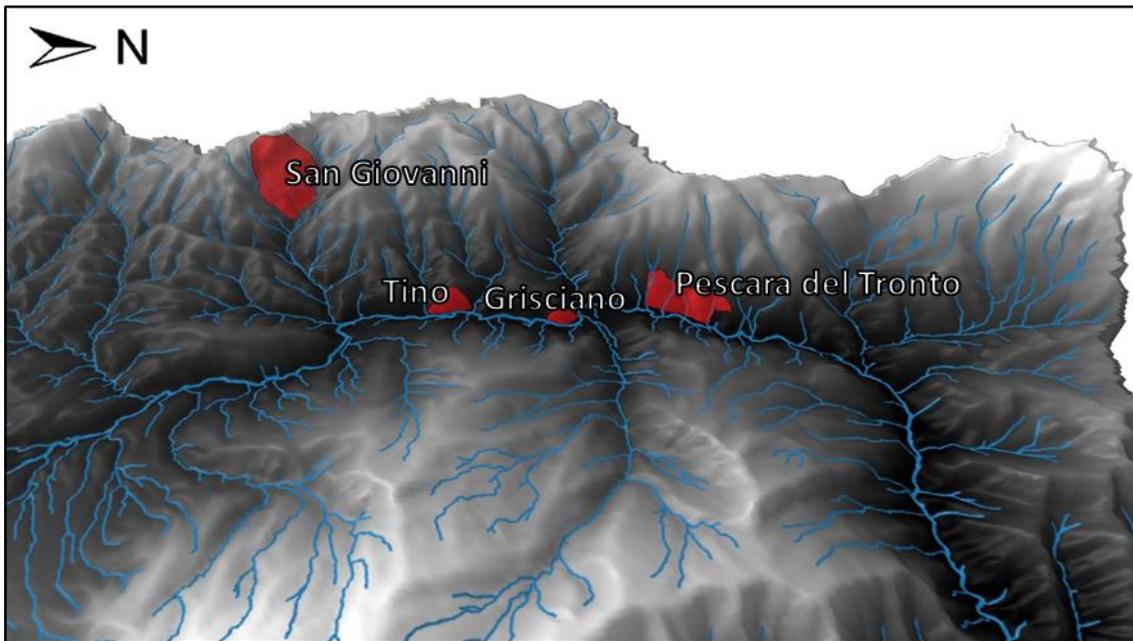


Figura 2.8 - Localizzazione delle DGPV (in rosso) di Tino, Grisciano, San Giovanni e l'area interessata dalla frana di Pescara del Tronto sul settore del DTM dell'area di studio. In azzurro il reticolo idrografico.

La presenza delle DGPV può essere correlata alla fase di approfondimento del Fiume Tronto successiva all'ultima fase erosiva (probabilmente a partire dal Pleistocene medio).

Tale attività risulta collegata con complessi rapporti di causa-effetto anche con la presenza di diverse generazioni di depositi di conoide alluvionale di tipo telescopico presenti a nord dell'abitato di Grisciano e alla presenza di alluvioni terrazzate poste sia monte che a valle.

2.3 I DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI DELL'ALTO BACINO DEL FIUME TRONTO

L'area di studio, in particolare nel settore meridionale, presenta numerosi depositi, a volte terrazzati caratterizzati da una porzione conglomeratica e ghiaiosa nella parte inferiore e da sabbie prevalenti nella parte superiore.

I depositi quaternari terrazzati si sovrappongono alla Formazione della Laga e presentano spessori limitati. L'estensione e gli spessori dei sedimenti quaternari e lo sviluppo e il progressivo approfondimento del reticolo idrografico sono il risultato dell'interazione a lungo termine tra le variazioni delle condizioni climatiche e la tettonica attiva dell'area (Mancini et al., 2019).

L'evoluzione stratigrafica del Bacino della Laga a scala regionale è stata studiata da Koopman (1983) e da Centamore et al. (1991), mentre Cacciuni et al. (1995) hanno ricostruito l'evoluzione morfotettonica del bacino di Amatrice.

I depositi quaternari presenti nell'area sono alimentati dal sistema fluviale del Tronto e dalle conoidi alluvionali tributarie, che a loro volta sono alimentate dal versante di faglia del Monte Gorzano. Le principali conoidi alluvionali e i terrazzi fluviali si sviluppano principalmente nella parte superiore del bacino del Tronto, estendendosi anche nella zona limitrofa all'abitato di Accumoli.

Nella successione sedimentaria post-orogena che riempie il bacino di Amatrice possono essere distinti almeno quattro ordini di unità continentali terrazzate: Unità Amatrice-Sommati, Unità Retrosi, Depositi alluvionali terrazzati e Depositi alluvionali recenti (Mancini et al., 2019). L'età di inizio della deposizione di tali unità è riferita al Pleistocene inferiore-medio sulla base della correlazione stratigrafica con bacini simili e vicini (Blumetti et al., 1993; Cacciuni et al., 1995).

L'Unità Amatrice-Sommati (UAS), introdotta per la prima volta da Cacciuni et al. (1995), è l'unità quaternaria più estesa e potente, con spessori fino a 60 m, presente nell'alto bacino del Fiume Tronto ed è composta da depositi fluviali, visibili lungo l'attuale valle del Tronto, e da depositi pedemontani di conoide alluvionale. I depositi pedemontani formano una serie di conoidi convesse verso l'alto alimentate dagli affluenti di destra del Fiume Tronto. Entrambe le tipologie di depositi, alluvionali e fluviali, sono costituite alla base da conglomerati e ghiaie e da sabbie fini nella parte superiore; questo permette di suddividere l'Unità Amatrice-Sommati in un membro conglomeratico inferiore (UASc) ed un membro sabbioso superiore (UASs).

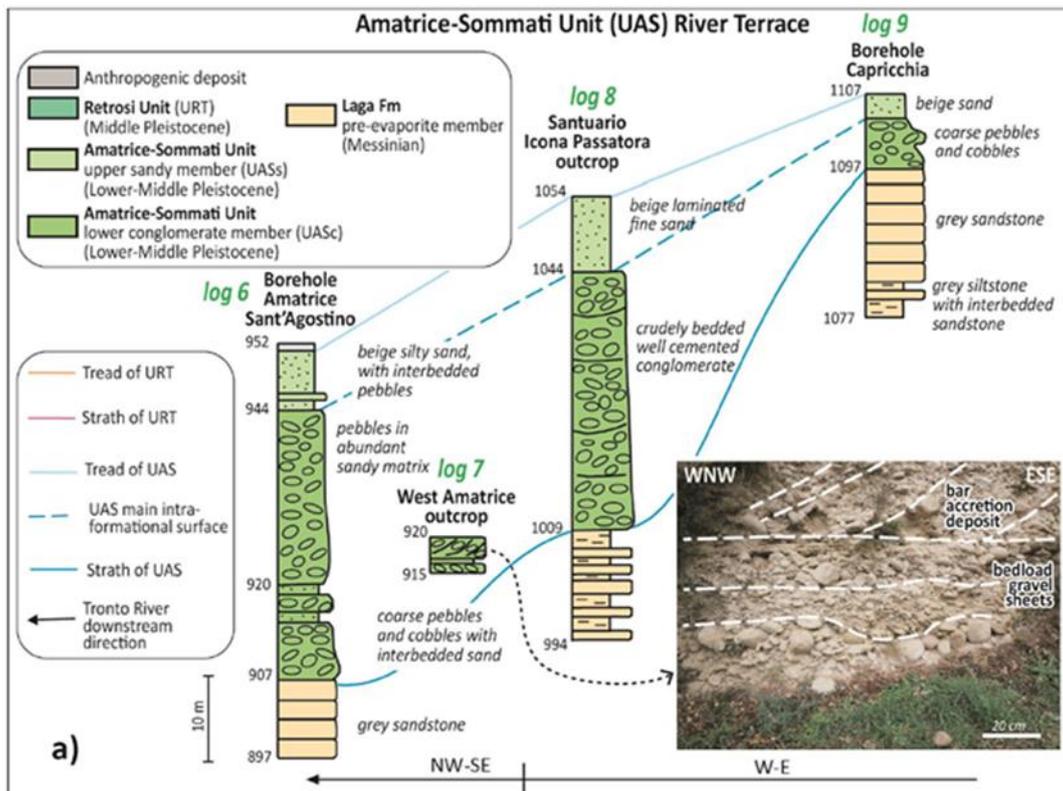


Figura 2.9 – Immagine da Mancini et al. (2019). Logs di sondaggi superficiali e affioramenti dell'Unità Amatrice-Sommata. Le colonnine stratigrafiche indicano lo spessore e le tipologie delle facies.

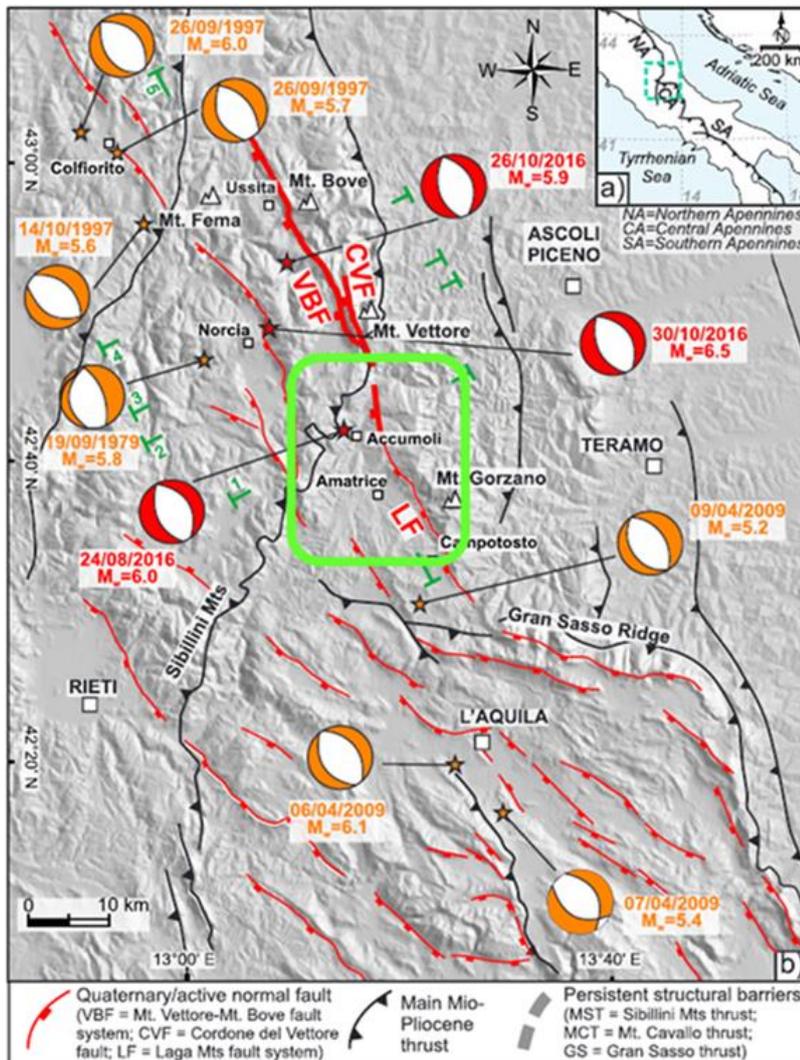
L'Unità di Retrosi (URT), che Cacciuni et al. (1995) fanno risalire al Pleistocene medio, corrisponde a un deposito di ambiente fluviale che termina superiormente con una superficie terrazzata. Quest'ultima si sviluppa lungo la valle del Tronto, tra gli abitati di Retrosi e Saletta. L'Unità di Retrosi è costituita da uno spessore di circa 30-40 m di conglomerati e ghiaie, coperti localmente da alcuni metri di sabbia fine.

I depositi alluvionali terrazzati (Unità db) tardo pleistocenici, visibili attraverso una serie di affioramenti, presentano spessori fino a 10 m e fiancheggiano il Fiume Tronto ed i suoi affluenti. Questa unità è composta prevalentemente da ghiaie ben imbricate e ben arrotondate, con clasti fino a 30 cm di dimensione, e localmente sabbie di media grandezza intercalate a limo.

I depositi alluvionali recenti (Unità da) affiorano sul fondovalle del reticolo idrografico e sono composti da ciottoli ben arrotondati e embricati che si alternano a strati sabbiosi.

2.4 PRINCIPALI STRUTTURE TETTONICHE

L'alto bacino del Fiume Tronto ricade in un settore tettonicamente attivo (D'Agostino et al., 2001a; Galli et al., 2008; 2017a) interessato da numerosi terremoti storici, anche molto recenti, legati all'attività di diversi sistemi di faglie (Boncio et al., 2004; Lavecchia et al., 2016; Pizzi et al., 2017;



Porreca et al., 2018). In particolare, nell'area di studio sono presenti due importanti faglie normali attive, la faglia del Monte Gorzano nel settore sud orientale e la faglia del Monte Vettore (che ricade solo con la sua parte meridionale all'interno del Bacino del Fiume Tronto) nella zona nord occidentale.

Figura 2.10 – Immagine da Pizzi et al., (2017). a) Localizzazione nell'Appennino centrale di b). b) Schema sismotettonico dell'Appennino centrale. In verde è riportata l'indicazione dell'area di studio.

Come illustrato da Galadini e Galli (2000), le faglie attive presenti nell'Appennino centrale possono essere raggruppate in due sistemi principali: uno localizzato approssimativamente lungo l'asse della catena appenninica (Western Fault System, WFS) e l'altro localizzato vicino al fronte orientale della catena stessa (Eastern Fault System, EFS). Le faglie del Monte Vettore e del Monte Gorzano ricadono, appunto, nel sistema orientale, definito silente in Galli e Galadini (1999).

In questa zona dell'Appennino, i segmenti di faglia presentano una lunghezza solitamente compresa tra 2 e 20 km (Boncio et al., 2004; Calamita e Pizzi, 1994; Cello et al., 1997; Galli et al., 2011; 2016; Galadini e Galli, 2000; Lavecchia et al., 1994; Pizzi et al., 2002; Roberts e Michetti, 2004) e raramente un singolo sistema di faglia supera i 30 km.

Lo studio della distribuzione degli epicentri dei terremoti di $M_w > 6.0$ avvenuti nell'Appennino centrale negli ultimi 1000 anni suggerisce che essi possano essere stati generati dalle strutture che ricadono nel WFS, come dimostrato anche da studi paleosismologici (e.g., Galli et al., 2008; Galli e Peronace, 2014). Le strutture che ricadono, invece, nel EFS, anche se responsabile di fagliezioni superficiali durante il Pleistocene inferiore-Olocene, sono considerate storicamente silenti, (Galadini e Galli, 2000). Tra queste, la faglia del Monte Vettore è rimasta inattiva per circa 1500 anni (Galli et al., 2019), prima che si riattivasse dando origine ai terremoti del 24 agosto e del 30 ottobre 2016.

2.4.1 LA SEQUENZA SISMICA DELL'ITALIA CENTRALE 2016-2017

La sequenza sismica dell'Italia Centrale del 2016-2017 è iniziata il 24 agosto 2016 con il terremoto di magnitudo M_w 6.0, con epicentro localizzato nel Comune di Accumoli (RI), che ha provocato la morte di 299 persone, ed è proseguita con i due terremoti del 26 ottobre 2016, di magnitudo M_w 5.4 e M_w 5.9, localizzati a Visso (MC). Il 30 ottobre, l'area compresa tra gli eventi del 24 agosto e del 26 ottobre è stata interessata da un terremoto di magnitudo M_w 6.5 con epicentro in prossimità di Norcia (PG). Infine, il 18 gennaio 2017 si sono verificati tre eventi con $M_w > 5.0$, localizzati in un'area compresa tra i Comuni di Capitignano, Montereale e Campotosto (AQ). L'intera sequenza sismica è localizzata in un'area dell'Appennino compresa tra quella interessata dalla sequenza del 2009 di L'Aquila (M_w 6.3) a sud e quella del 1997 di Colfiorito (M_w 6.0) a nord; in questo settore dell'Appennino sono presenti sistemi di faglie con direzione da NW-SE a NNW-SSE.

Il terremoto avvenuto il 24 agosto 2016 alle ore 03:36 (italiane) ha colpito la porzione dell'Appennino centrale posta in prossimità dell'abitato di Amatrice. Secondo quanto riportato nel catalogo sismico CFTI5Med (2018) l'evento più rilevante verificatosi in questa zona avvenne nel 1639 con M_E 6.2 con epicentro localizzato nel territorio del Comune di Amatrice.

Il terremoto del 30 ottobre 2016 ha avuto una magnitudo M_w 6.5 (evento più forte dell'intera sequenza sismica), ed è stato localizzato a 5 km da Norcia, 7 da Castelsantangelo sul Nera e Preci, 10 da Visso, ad una profondità di 10 km; questo è stato il terremoto più forte avvenuto in Italia dopo quello dell'Irpinia del 1980 con M_w 6.9. Il meccanismo focale di questo sisma mostra un orientamento delle faglie in senso SSE-NNW ed è simile a quello dei precedenti terremoti registrati durante la sequenza. Il suo piano di rottura si è propagato verso la superficie ed ha prodotto una vistosa fagliazione sul terreno lungo il sistema di faglia Vettore-Bove.

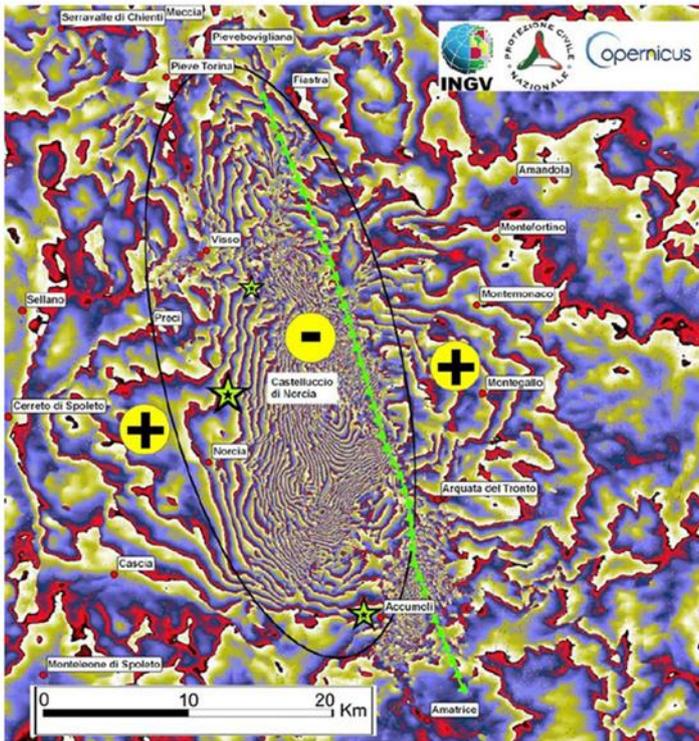


Figura 2.11 - Interferogramma discendente di Sentinel-1 (ogni frangia = 2,8 centimetri) che mostra la deformazione del suolo legata agli eventi del 26 e del 30 ottobre 2016. Le stelle verdi sono gli epicentri dei mainshock, compreso l'evento del 24 agosto 2016. I simboli gialli mostrano il verso dello spostamento del suolo (lungo la LOS, Line Of Sight). L'ellisse nera mostra l'area di deformazione complessa, in abbassamento. (Gruppo di Lavoro INGV sul terremoto in centro Italia, 2016. Rapporto di sintesi sul Terremoto in centro Italia Mw 6.5 del 30 ottobre 2016, doi: 10.5281/zenodo.166019).

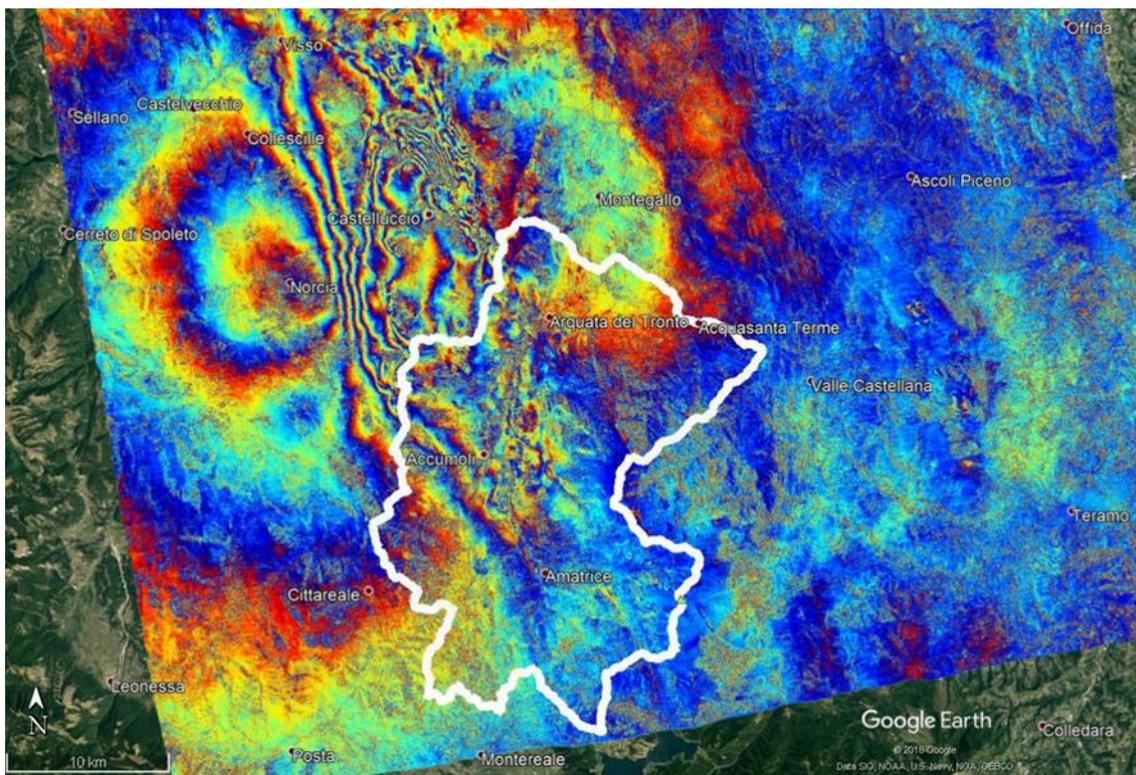


Figura 2.12 – Immagine realizzata sovrapponendo all'immagine satellitare ottica (fonte: Google®Earth) il risultato DInSAR derivato dai dati ALOS-2 PALSAR-2 acquisiti prima (9 settembre 2015; UTC) e dopo (2 novembre 2016; UTC) i tre mainshock del 2016 (orbita ascendente) (Japan Aerospace Exploration Agency- Earth Observation Research Center; https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS-2/en/img_up/dis_pal2_ita_eq_20160825.htm). Nella figura viene riportato in bianco il limite dell'area di studio.

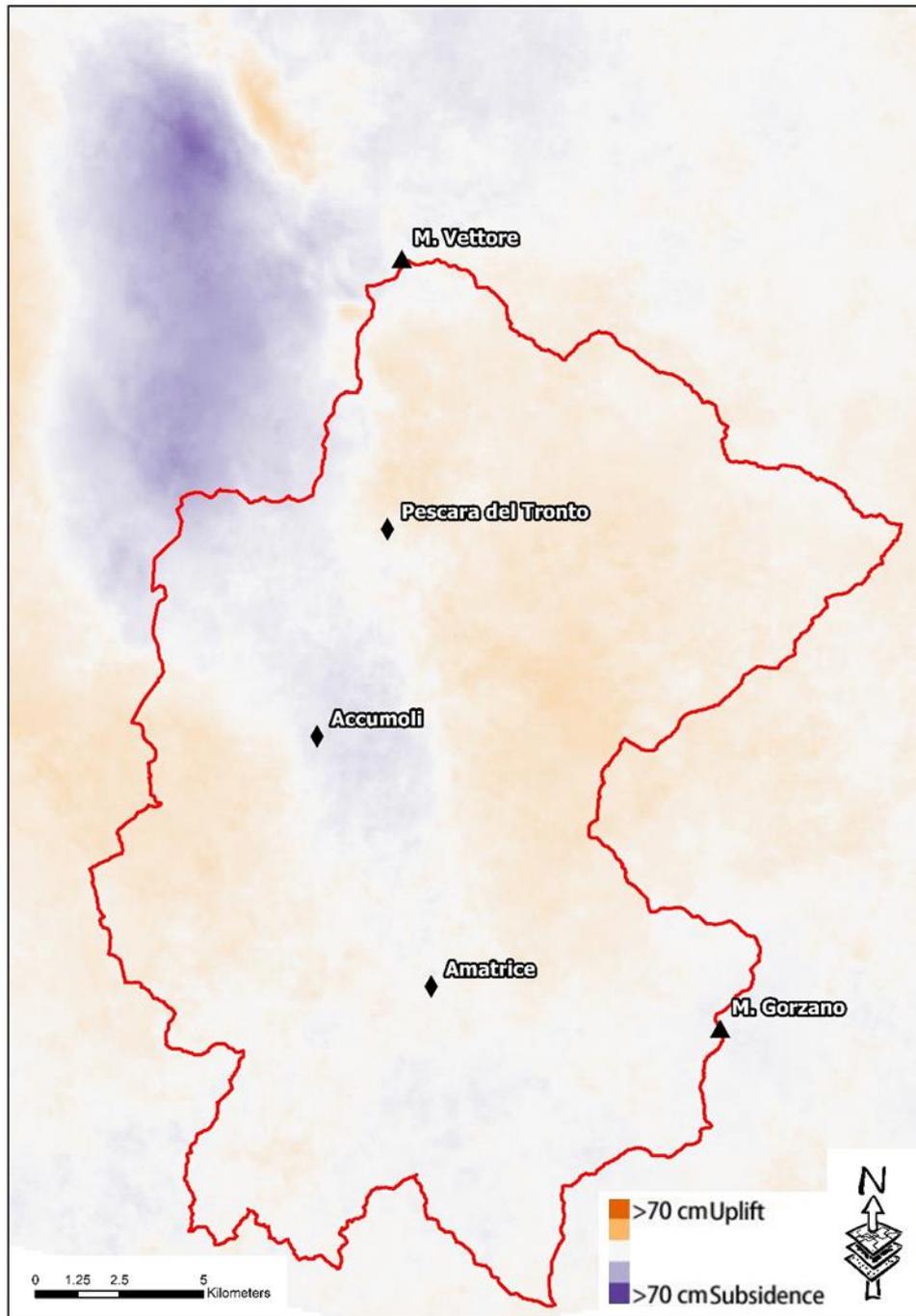


Figura 2.13 - Risultati preliminari della decomposizione nello spostamento verticale realizzato usando gli interferogrammi dall'orbita ascendente (Figura 2.12) e dall'orbita discendente per i tre mainshock del 2016 (dati ALOS-2 PALSAR-2) (Japan Aerospace Exploration Agency- Earth Observation Research Center; https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS-2/en/img_up/dis_pal2_ita-eq_20160825.htm). Nella figura viene riportato in rosso il limite dell'area di studio.

2.4.2 LA FAGLIA DEL MONTE VETTORE

Il sistema di faglie del Monte Vettore è la struttura sismogenetica responsabile dei terremoti avvenuti durante la sequenza sismica del 2016-2017, come dimostrato da numerosi studi sismologici, geodetici, geologici e macrosismici (Cheloni et al., 2017; Chiaraluce et al., 2017; Ferrario e Livio, 2018; Galli et al., 2017a; 2017b; 2019; Pizzi et al., 2017; Scognamiglio et al., 2018; Villani et al., 2018).

In base all'evidenza morfologica della scarpata di faglia in roccia visibile dal Pian Grande di Castelluccio di Norcia, Calamita et al. (1992) avevano ipotizzato una recente attività della struttura, successivamente confermata dagli studi condotti da Galli e Galadini (1999) e Galadini e Galli (2003) che avevano collocato l'ultimo periodo di attività nel tardo Pleistocene-Olocene.

Questo sistema di faglie, N165°, si sviluppa fra il versante settentrionale della valle del Fiume Tronto e la zona di Ussita e raggiunge una lunghezza complessiva di circa 30 km; è composto da numerosi *splay* sintetici e antitetici, con lunghezza di 1-3 km, che corrono lungo i versanti occidentali del Monte Vettore (i.e., Monte Redentore), Monte Argentella, Palazzo Borghese, Monte Porche e Monte Bove (Calamita e Pizzi, 1992; Coltorti e Farabollini, 1995; Cello et al., 1997; Pizzi et al., 2002; Galadini e Galli, 2003).

Successivamente ai principali terremoti verificatisi durante il 2016, sono stati osservati numerosi fenomeni di fagliazione superficiale sia lungo la struttura principale che lungo alcune antitetiche, come la faglia di San Lorenzo o quella del Monte Serra. Lungo lo *splay* di San Lorenzo, di circa 5 km di lunghezza, composto da due segmenti principali in relazione *en échelon* sinistra (Colle Infante-Monte Rotondo e Monte Abuzzago), sono stati individuati tre siti adatti alla realizzazione di altrettante trincee paleosismologiche realizzate tra il mese di maggio e giugno 2017 (Galli et al. 2019). Assumendo che lo *splay* antitetico studiato si mobilizzi di conseguenza alla faglia principale, come peraltro è avvenuto il 30 Ottobre 2016, ed integrando i nuovi dati con quelli raccolti nelle tre trincee scavate nel 1998 attraverso uno *splay* sintetico da Galli e Galadini (1999) (Galadini e Galli, 2003) è stato possibile restringere gli intervalli di incertezza temporale degli eventi di fagliazione fino alla definizione del tempo di ritorno per i terremoti $M_w > 6.5$ generati dal sistema di faglie del Monte Vettore. Tali risultati verranno correlati alla morfoevoluzione del reticolo idrografico e del paesaggio nel Capitolo 5.

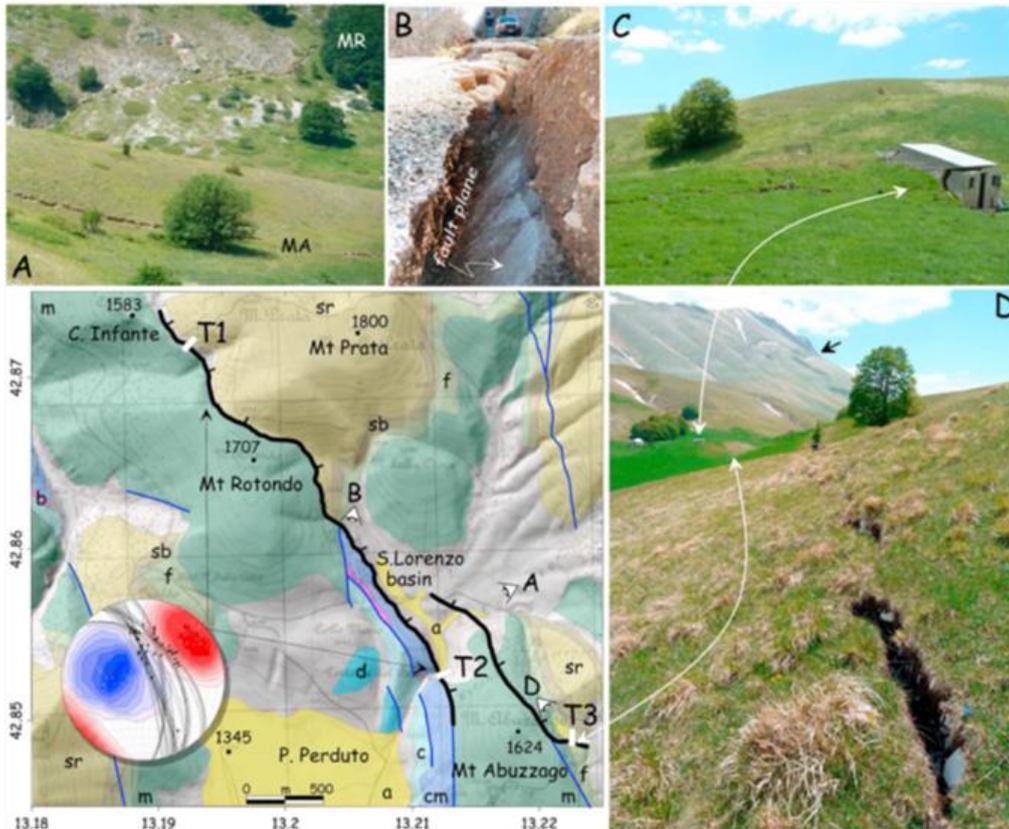


Figura 2.14 – Immagine da Galli et al. (2019). Mappa geologica dell'area interessata e faglia di San Lorenzo (antitetica), indicata con la linea in grassetto nera. T1–3, siti di trincee paleoseismologiche. A, B, C e D: foto della faglia di San Lorenzo. Nell'immagine D la freccia nera indica la faglia del Monte Vettore lungo il pendio del Monte Redentore.

2.4.3 LA FAGLIA DEL MONTE GORZANO

La faglia del Monte Gorzano è un'importante struttura tettonica estensionale che borda ad est il bacino di Amatrice. Secondo diversi autori, questa struttura è stata sismicamente attiva durante il tardo Quaternario (e.g. Boncio et al., 2004; Calamita e Pizzi, 1994; Galadini e Galli, 2003).

Questa struttura si estende dal bacino di Amatrice fino a quello di Campotosto, per una lunghezza di circa 30 km e ha orientazione NW-SE ed immersione SW (Galderisi et al., 2017, Bachetti et al., 1990; Galadini e Galli, 2000; Galadini e Galli, 2003; Boncio et al., 2004).

In letteratura, a partire dalle evidenze della dislocazione, la struttura principale è stata suddivisa in due segmenti. Nel segmento a nord, nella zona di Amatrice, le evidenze in superficie dell'attività tardo-quaternaria sono trascurabili, mentre sul segmento a sud, nel settore di Campotosto, sono state rilevate evidenze di dislocazione nel corso del Pleistocene superiore-Olocene (Galadini e Messina, 2001; Galadini e Galli, 2003; Galderisi et al., 2017).

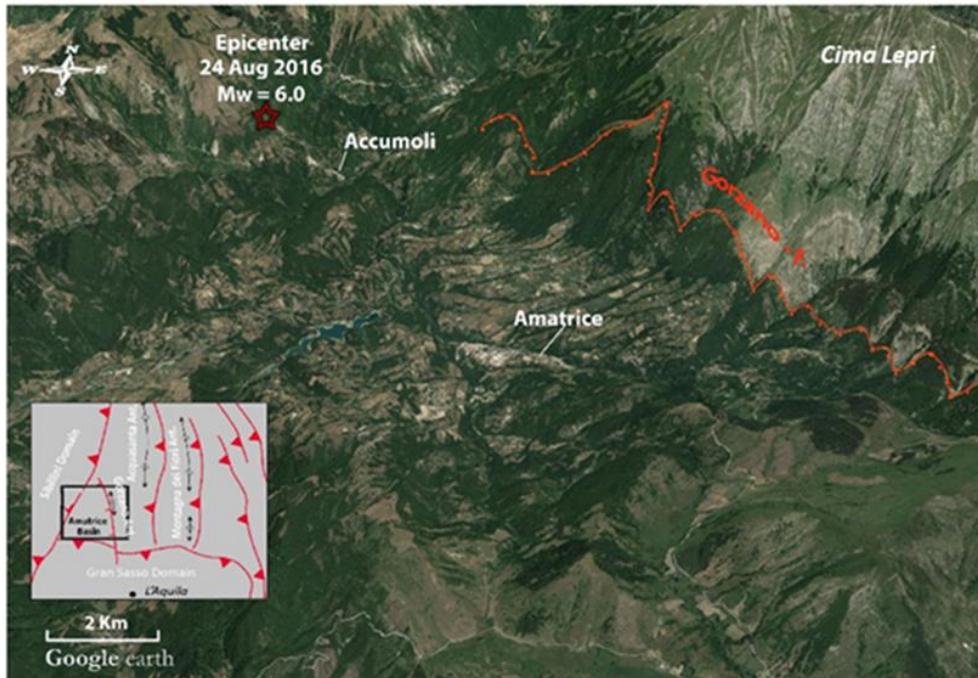


Figura 2.15 Traccia della faglia del Monte Gorzano prospiciente il bacino di Amatrice.

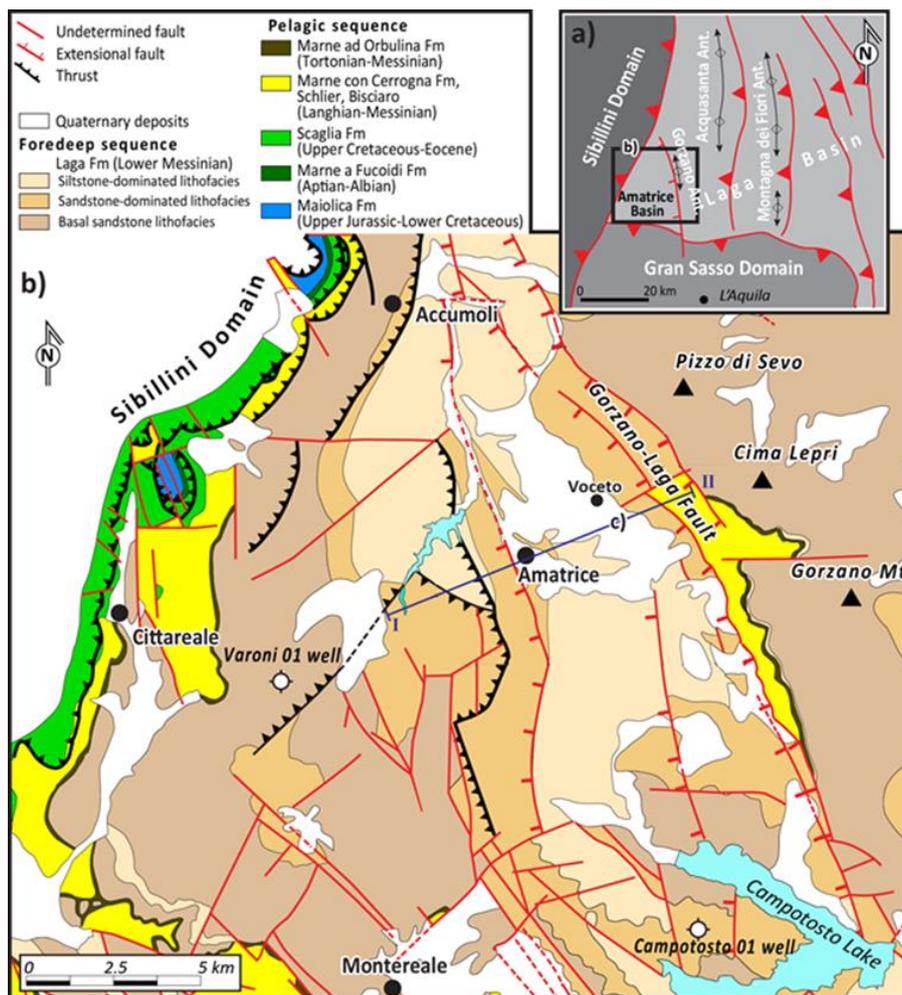


Figura 2.16 – a) Inquadramento strutturale. b) Mappa geologica dell'Appennino centrale che illustra i principali domini strutturali e stratigrafici.

3 MATERIALI E METODI

Nell'ambito del presente lavoro sono state utilizzate metodologie proprie delle analisi geomorfometriche applicate al modello digitale del terreno, realizzato a partire dalle CTR vettoriali. Innanzitutto è stata realizzata l'analisi dell'indice *SL* per l'individuazione dei *knickpoints*, successivamente è stata studiata la funzione *Area-Slope* del canale principale, lungo il quale è stato individuato il *knickpoint* in modo tale da poterlo classificare in una delle due possibili categorie. Sono state poi realizzate le analisi ipsometriche "tempo-dipendenti" per la stima dei *timing* delle variazioni del livello di base, legate all'anomalia individuata. Le analisi morfometriche sono state completate realizzando il calcolo del parametro χ .

Contemporaneamente alla realizzazione delle analisi geomorfometriche, sono stati realizzati rilievi di campagna e analisi di foto aeree allo scopo di individuare i *markers* geomorfologici.

I risultati degli studi realizzati sono stati integrati ed è stata realizzata l'analisi dei rapporti fra l'evoluzione del reticolo idrografico, la tettonica attiva e la dinamica di versante.

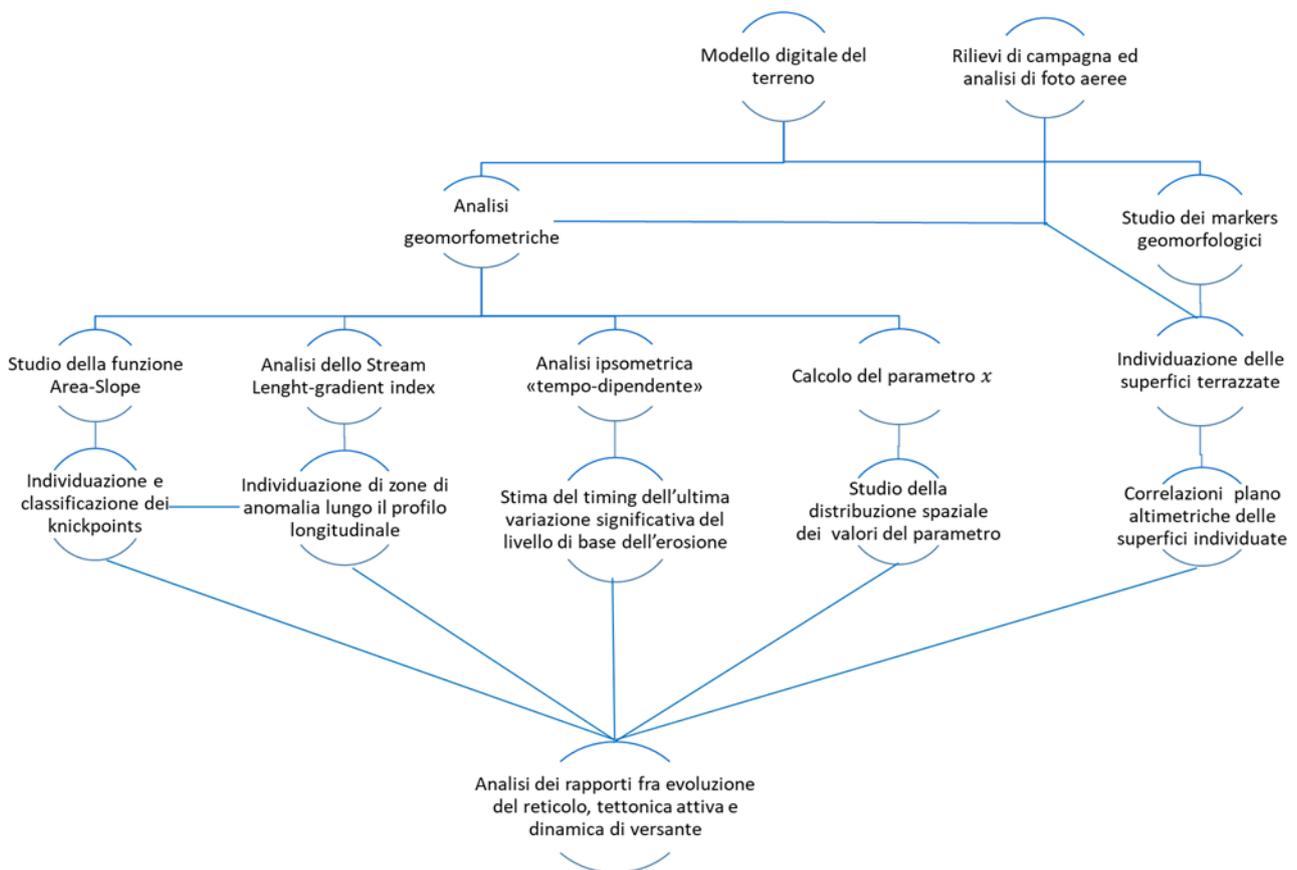


Figura 3.1 – Diagramma riassuntivo delle metodologie di analisi impiegate.

3.1 REALIZZAZIONE MODELLO DIGITALE DEL TERRENO

Il modello digitale del terreno (DTM) realizzato a partire dalle CTR vettoriali è il prodotto base dal quale sono state condotte tutte le analisi geomorfometriche relative al reticolo idrografico e ai profili longitudinali dei corsi.

Per la realizzazione del DTM è stata utilizzata la cartografia tecnica regionale (CTR) disponibile in formato vettoriale delle aree, afferenti a diverse Regioni, che ricadono all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto. Le CTR della Regione Abruzzo e della Regione Lazio sono disponibili in scala 1:5.000 (equidistanza pari a 5 m), mentre le CTR della Regione Marche sono disponibili in scala 1:10.000 (equidistanza pari a 10 m). Le basi topografiche sono state caricate in un progetto realizzato mediante il software ESRI® ArcGIS rel. 10.2., all'interno del quale, utilizzando specifici *tools*, è stato realizzato un DTM con risoluzione al suolo pari a 5 m georeferenziato nel sistema di riferimento cartografico UTM WGS84 (zona 33N).

All'interno di ogni *shapefile* di polilinee sono state selezionate le sole isoipse e da quelli di punti i soli punti quotati, così da ottenere e isolare le sole informazioni altimetriche appartenenti a ciascuna sezione di CTR utilizzata. Attraverso il *tool* "Merge", presente all'interno del menù "Geoprocessing", è stato realizzato uno *shapefile* unico per le curve di livello ed uno per i punti quotati, per ogni porzione di territorio ricadente nelle diverse Regioni. Gli *shapefiles* così ottenuti sono stati controllati manualmente allo scopo di individuare ed eliminare eventuali dati contenenti informazioni della quota errati (salti di isoipse, dato altimetrico pari a zero o nullo, ecc.). Una volta controllati e sistemati i dati altimetrici a disposizione per le tre Regioni interessate, è stato possibile procedere al calcolo del DTM mediante l'algoritmo ANUDEM (*Australian National University Digital Elevation Model*) (Hutchinson, 1997). All'interno del software ArcGIS tale algoritmo è utilizzato dalla *tool* "Topo to Raster". Tale *tool* permette di interpolare una superficie *raster* rappresentativa della superficie terrestre a partire da dati lineari e puntuali contemporaneamente. Tenuto conto dei dati a disposizione, dell'equidistanza delle isoipse, della densità dei punti quotati e della configurazione orografica dell'area di studio è stata scelta una risoluzione al suolo pari a 5 m, che è una risoluzione congruente per gli scopi delle analisi del presente lavoro.

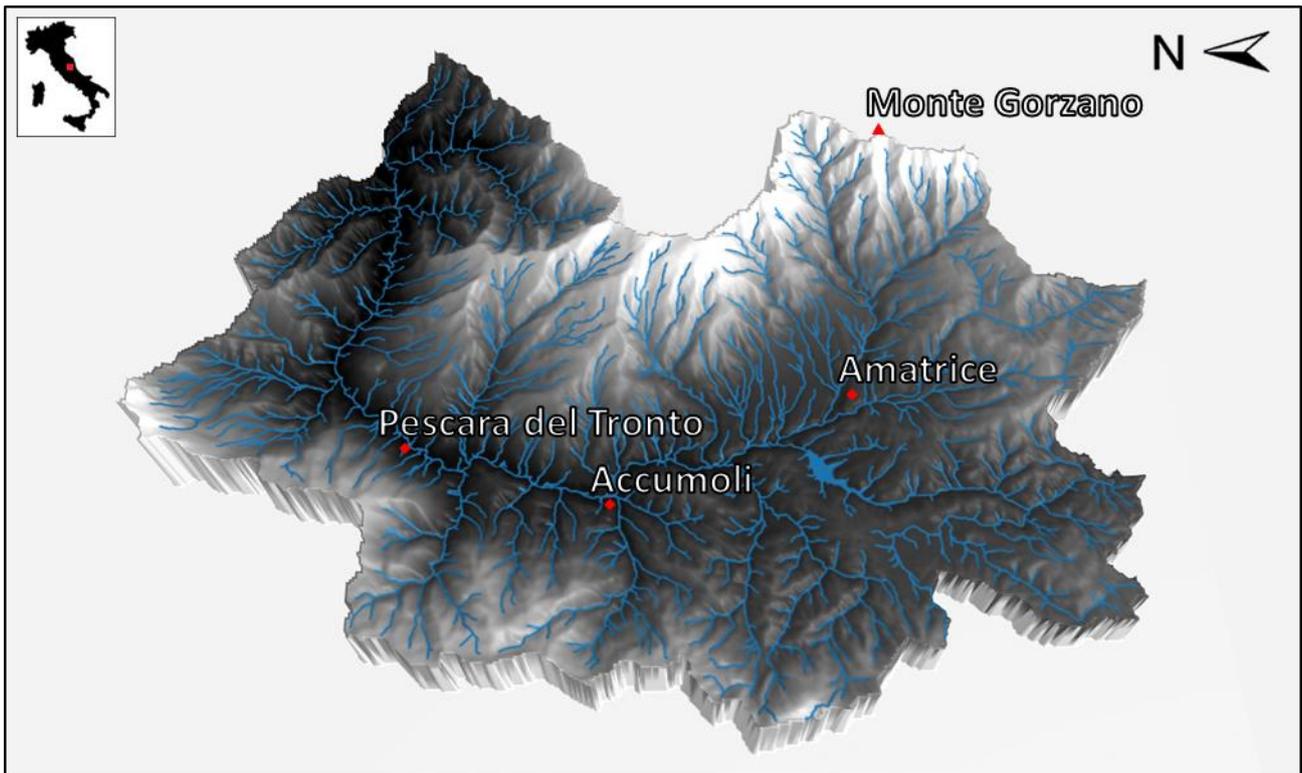


Figura 3.2 - Visualizzazione tridimensionale (con esagerazione verticale pari a 1,5) del DTM dell'alta valle del Fiume Tronto (realizzata tramite il software QGis, plugins "Qgis2threejs"). In azzurro il reticolo idrografico e il lago Scandarello.

A partire dal DTM così realizzato, mediante l'utilizzo di specifiche *tools* in ArcGIS e tramite il software Matlab (pacchetto *TopoToolBox* di Schwanghart e Scherler, 2014), sono state condotte le analisi geomorfometriche sul reticolo idrografico appositamente estratto dal DTM.

Per l'estrazione del reticolo idrografico è stato corretto il DTM da eventuali errori e utilizzato il metodo di estrazione a canali singoli (*single flow direction*) D8 che permette di ottenere un reticolo sufficientemente accurato considerata la configurazione orografica dell'area di studio e la predominanza di canali in incisione in *bedrock* (Vergari et al, 2019). La soglia di minima area drenata a monte utilizzata per il modello idrologico (sensu Vergari et la., 2019) è pari a 100.000 m² così da vincolare tutte le successive analisi all'interno dei canali a predominanza di processo fluviale, scartando eventuali canali dominati da *debris flow* o altri processi di versante legati alla gravità.

3.2 ANALISI GEOMORFOMETRICHE

Le analisi geomorfometriche, condotte attraverso *software* GIS, consentono lo studio accurato ed efficiente di ampie porzioni di territorio con un notevole risparmio sia di tempo che in termini economici rispetto a tipologie di analisi geologica e geomorfologica più tradizionali (e.g. Wilson e Gallant, 2000; Grohamm, 2004; Hayakawa e Oguchi, 2009). Nel corso degli anni, diversi autori hanno sviluppato indici geomorfologici allo scopo di individuare nel paesaggio informazioni quantitative sui processi superficiali e per la descrizione quantitativa delle forme del rilievo (e.g. Strahler, 1952; Lupia Palmieri et al., 1995; Burbank e Anderson, 2001; Pike, 2002; Della Seta et al., 2004; Pérez-Peña et al., 2009).

Nel presente lavoro sono state adottate le principali e più moderne tipologie di analisi geomorfometrica del reticolo idrografico e dei profili longitudinali dei corsi d'acqua utili per:

- identificare e interpretare le anomalie nella distribuzione dei gradienti lungo i principali canali (Troiani e Della Seta, 2008; Troiani et al., 2014);
- classificare le anomalie dei profili longitudinali in funzione dei processi generanti (Boulton et al., 2014);
- analizzare la distribuzione dell'energia potenziale all'interno del reticolo per stimarne il potenziale erosivo;
- stimare il *timing* dell'ultima/e variazione/i del livello di base dell'erosione.

A tal fine, nel presente lavoro sono stati calcolati gli indici SL e χ . Di quest'ultimo ne è stata anche stimata la distribuzione spaziale e la distribuzione lungo il principale elemento strutturale attivo dell'area (faglia del Monte Gorzano). Inoltre, è stata implementata l'analisi tempo-dipendente R/Sr (Demoulin, 2011; 2012; Demoulin et al., 2013; 2015; 2017), ed è stato realizzato e interpretato il grafico *Area-Slope* relativo all'asta principale del reticolo idrografico in esame.

3.2.1 ANALISI DEL PROFILO LONGITUDINALE

L'analisi del profilo longitudinale di un corso d'acqua permette di identificarne lo stato di equilibrio, pertanto di stimarne le caratteristiche evolutive. La presenza di eventuali anomalie nell'andamento del profilo, tipicamente indica che il corso d'acqua in oggetto, nel tratto interessato, si trova in uno stato di equilibrio transiente. Ovvero, le variazioni alla tipica geometria concava del profilo longitudinale assunta allo stato di equilibrio (*steady-state*) possono indicare uno stato di disequilibrio più o meno locale dovuto a perturbazioni di origine tettonica, climatica o alla presenza di processi attivi superficiali (p.es. frane) che interessano direttamente l'alveo.

Eventuali tratti anomali individuati lungo il profilo longitudinale di un corso d'acqua sono l'indicazione della presenza di zone a pendenza diversa, generalmente con una pendenza maggiore rispetto alle zone a monte e a valle, e sono il risultato della presenza di *knickzones* lungo l'asta principale; i *knickpoints*, al contrario, sono i punti di massima inflessione all'interno di una *knickzone* e solitamente corrisponde con il punto di inflessione principale verso monte, anche se possono essere presenti inflessioni maggiori anche lungo tutto il tratto anomalo (Figura 3.3). Entrambe le forme pertanto, sono parte di un tratto in disequilibrio del corso d'acqua. Le *knickzones*, e di conseguenza i *knickpoints*, rappresentano infatti la risposta del corso d'acqua ad una perturbazione lungo la sua asta principale che nel corso del tempo tende a migrare verso monte sotto forma di un'onda erosivo-regressiva (e.g. Wobus et al., 2006; Whittaker et al., 2008), assumendo un significato morfoevolutivo a scale spazio-temporali differenti.

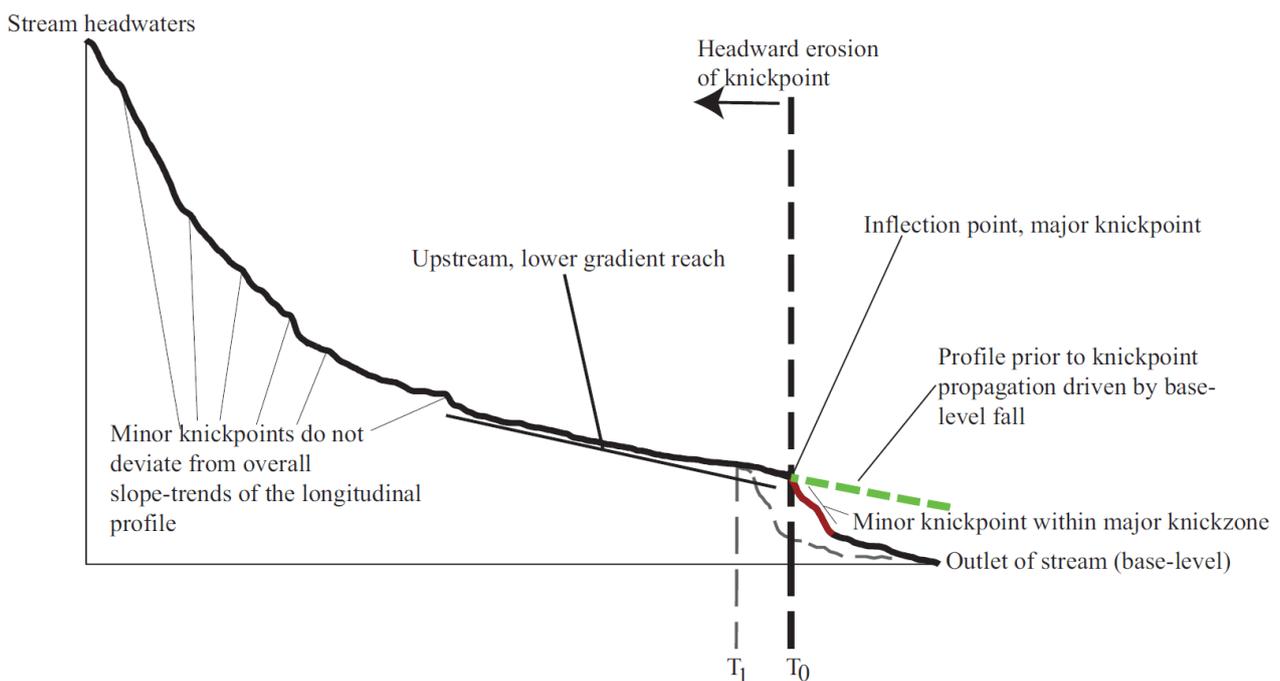


Figura 3.3 – Immagine da Melissa et al. (2012). Figura schematica raffigurante *knickpoints* e *knickzones*.

Diversi autori hanno utilizzato l'analisi dei profili longitudinali dei corsi d'acqua e i tassi di migrazione delle *knickzones* per lo studio dell'attività e del comportamento geometrico di faglie attive, in particolare in contesti di tipo estensionale (Wobus et al., 2006; Boulton e Whittaker, 2009; Whittaker e Walker, 2015; Roda-Boluda e Whittaker, 2016; 2017). Per numerosi autori, infatti, i profili longitudinali dei corsi d'acqua sono in grado di registrare i comportamenti delle faglie attive che li attraversano (Whittaker et al., 2007; 2008; Attal et al., 2008; Topal et al., 2016; Peronace et al., 2018).

3.2.2 CALCOLO DELL'INDICE *SL*

Lo *Stream Length-gradient index* (di seguito, indice *SL*) è uno strumento utile per mettere in evidenza variazioni anomale dei gradienti lungo il profilo longitudinale di un corso d'acqua. Questo indice consente infatti di rilevare in maniera speditiva e con buona accuratezza le perturbazioni presenti lungo il profilo longitudinale a diverse lunghezze d'onda, ovvero *knickpoints* e *knickzones* (Hack, 1973; Troiani et al., 2017).

Le anomalie riscontrabili nell'indice *SL* possono essere riconducibili a perturbazioni del contesto geologico-strutturale e geomorfologico ed in particolare possono derivare dalla presenza di litotipi con proprietà geomeccaniche differenti, variazioni significative dell'assetto lito-strutturale, immissione di tributari nel canale principale, presenza di frane all'interno di sistemi canali-versanti connessi, presenza di una faglia non necessariamente attiva (Troiani et al., 2014). Le anomalie dell'indice *SL*, infatti, spesso sono state utilizzate per avere indicazione di attività tettonica recente (Burbank e Anderson, 2012 *cum bibl*), tuttavia, diversi studi più recenti elencati in Troiani et al. (2017) hanno evidenziato come tali anomalie possono essere provocate molto spesso anche da altri processi che hanno interagito con l'alveo oggetto di anomalia. In particolare, El Hamdouni et al. (2010) studiando la relazione tra le frane e le anomalie dell'indice *SL* in una regione tettonicamente attiva della Spagna, ha messo in evidenza che nelle zone in cui aumentava il numero delle instabilità di versante aumentavano anche le anomalie dell'indice *SL*; tale correlazione è stata interpretata come il risultato dell'incisione fluviale guidata dalla tettonica che porta alla formazione di versanti molto ripidi ed instabili. Troiani et al. (2014), allo stesso tempo, ha evidenziato come a scala regionale, all'interno di un reticolo idrografico montano in roccia ben connesso ai versanti, le anomalie di *SL* sono principalmente indicatrici della presenza di grosse frane in roccia.

Il calcolo dell'indice SL è stato effettuato applicando l'equazione proposta da Hack (1973):

$$SL = \left(\frac{dH}{dL} \right) L \quad \text{Equazione 1}$$

dove $\frac{dH}{dL}$ è la pendenza locale del corso d'acqua (S , slope), L è la distanza del punto mediano del tratto di corso d'acqua considerato dal punto più lontano verso monte del canale analizzato (*stream initiation point*). L'indice è stato calcolato per tratti di corso d'acqua omogenei (dL costante) pari a 50 m (Troiani et al. 2014).

3.2.3 ANALISI SLOPE-AREA

Come illustrato da Boulton et al. (2014), l'erosione fluviale di un corso d'acqua può essere descritta attraverso tre diversi modelli: il *detachment-limited*, il *transport-limited* ed il modello ibrido.

Nel modello *detachment-limited* la pendenza del profilo di equilibrio del corso d'acqua può essere controllata dall'erodibilità del substrato, dal tasso di sollevamento regionale, oppure dal tasso di abbassamento del livello di base dell'erosione. I corsi d'acqua che ricadono in questa tipologia scorrono principalmente sul substrato e vengono quindi definiti *bedrock rivers*.

Nel modello *transport-limited*, invece, la pendenza del profilo è controllata dalla capacità del corso d'acqua di trasportare il carico di sedimenti, i quali andranno poi a formare barre e sponde.

Il modello ibrido rappresenta un modello intermedio tra i due precedentemente descritti, in cui il trasporto dei sedimenti e la capacità di erodere il substrato roccioso determinano la pendenza del profilo.

Il modello che descrive nel modo migliore l'alto bacino del fiume Tronto è il *detachment-limited*.

I modelli descritti prevedono una correlazione tra la pendenza locale del canale oggetto di studio (S , slope) e l'area drenata a monte (A , *upstream drainage area*) descritta dalla seguente equazione (Flint, 1974):

$$S = k_s A^{-\theta} \quad \text{Equazione 2}$$

Questa equazione permette di conseguenza anche di calcolare lo *steepness index* (k_s) ed il *concavity index* (θ) a partire da un grafico bi-logaritmico *Slope-Area*. Per l'area di studio, il grafico *Slope-Area* è stato realizzato estraendo, attraverso il *software* ArcGIS e a partire dal DTM, i valori puntuali della pendenza locale (S espressa in m/m) e dell'area drenata a monte (A espressa in m²) dell'asta principale del Fiume Tronto per il suo intero tratto montano (dalla sorgente fino all'abitato di Acquasanta Terme) per una lunghezza complessiva di circa 44 km. Il calcolo dei valori di S e A è

stato effettuato per i medesimi tratti di lunghezza costante pari a 50 m all'interno dei quali è stato calcolato l'indice SL , riferendo i valori al punto mediano del tratto considerato. Riportando i valori così ottenuti in un grafico bi-logaritmico sono state individuate le possibili rette di regressione e la distribuzione dei tratti omogenei per identificare e classificare possibili anomalie (Boulton et al., 2014).

Boulton et al. (2014), infatti, permette di classificare diversi tipi di anomalie, genericamente denominate *knickpoints*, in funzione delle discontinuità individuate nei grafici *Slope-Area* calcolati lungo il canale principale di un corso d'acqua. Come si può osservare nella Figura 3.4, nei grafici *Slope-Area* si possono distinguere i *vertical-step knickpoints* (Kirby e Whipple, 2012), caratterizzati da un picco nei valori di *slope* che probabilmente assumono un significativo morfoevolutivo locale, e gli *slope-break knickpoints* (Kirby e Whipple, 2012), caratterizzati da un'interruzione nella distribuzione dei valori, che in genere si verifica come conseguenza della presenza di una forzante persistente, come può essere la presenza di una *knickzone* in erosione regressiva verso monte a seguito del ri-equilibrio energetico causato da una variazione più o meno a scala di bacino o regionale del livello di base dell'erosione. In alcuni casi lo studio degli *slope-break knickpoints* ha permesso l'individuazione sul territorio di strutture tettoniche attive non riconosciute in precedenza mediante analisi "classiche" sia di natura geologica che geomorfologica (e.g. Kirby et al., 2003; Kirby e Ouimet, 2011).

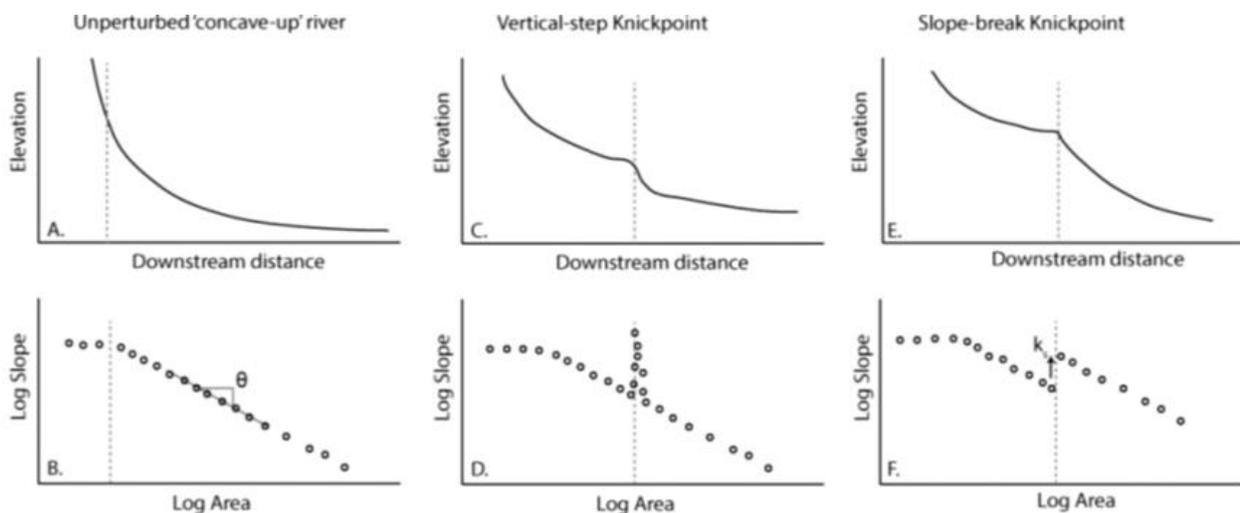


Figura 3.4 – Immagine da Boulton et al. (2014). Profili longitudinali caratteristici (A, C, E) e relativi grafici *Slope-Area* (B, D, F). Diagrammi C e D: *vertical-step knickpoint*. Diagrammi E ed F: *slope-break knickpoint*.

3.2.4 ANALISI IPSOMETRICA BACINO-RETICOLO-CANALE PRINCIPALE

L'analisi ipsometrica bacino-reticolo-canale principale è stata realizzata applicando la metodologia cosiddetta "tempo-dipendente" recentemente sviluppata da Demoulin (2011, 2012), che si basa sullo studio quantitativo degli integrali ipsometrici calcolati rispettivamente per un intero bacino idrografico, per il reticolo sviluppato al suo interno e per il corso d'acqua principale di tale reticolo, inteso come il canale a maggiore lunghezza. Lo studio di questi integrali permette di stimare a quale stadio morfoevolutivo si trova un determinato paesaggio in risposta all'ultima significativa variazione del livello di base dell'erosione.

L'integrale ipsometrico, proposto per la prima volta da Strahler (1952), è un indice volumetrico capace di descrivere l'intero bacino di drenaggio ($\int H_b$). Elaborazioni statistiche di questo integrale (Harlin, 1978) possono fornire una valutazione grezza dello stato evolutivo del paesaggio (Strahler, 1957). Il calcolo di $\int H_b$, permette di descrivere la risposta a lungo termine ad una variazione del livello di base dell'erosione; le informazioni che derivano da questo integrale, infatti, non permettono di individuare variazioni nell'età di sollevamento per un lasso di tempo inferiore ai 10^6 anni. Questo deriva da diversi limiti riscontrati nell'analisi di $\int H_b$:

- I. anche se le variazioni spaziali di $\int H_b$ risultano capaci di dimostrare la propagazione del sollevamento all'interno di una regione litologicamente omogenea (Delcaillau et al., 1998), non riescono a mostrare la relazione con la tettonica differenziale (Pérez-Peña et al., 2009; Sougné e Vanacker, 2009);
- II. la litologia controlla $\int H_b$ interferendo con la risposta alle sollecitazioni tettoniche (e.g. Ciccacci et al. 1995 *cum bibl*; Lifton e Chase, 1992; Cohen et al., 2008);
- III. $\int H_b$ risulta correlato con le dimensioni del bacino (Chen et al., 2003).

Questi limiti hanno portato Demoulin (2011) ad introdurre il calcolo degli integrali ipsometrici del reticolo di drenaggio e dell'asta principale; in particolare: l'integrale ipsometrico del reticolo idrografico ($\int H_n$) descriverebbe la risposta a medio termine dell'intero reticolo, mentre l'integrale ipsometrico del corso d'acqua principale ($\int H_r$) rappresenterebbe la risposta a breve termine. Ovvero, ad una variazione regionale/locale del livello di base dell'erosione il primo elemento a rispondere è il canale principale, successivamente il reticolo idrografico e infine il bacino nella sua interezza, pertanto, all'interno di sistemi canali-versanti connessi, l'insieme dei versanti.

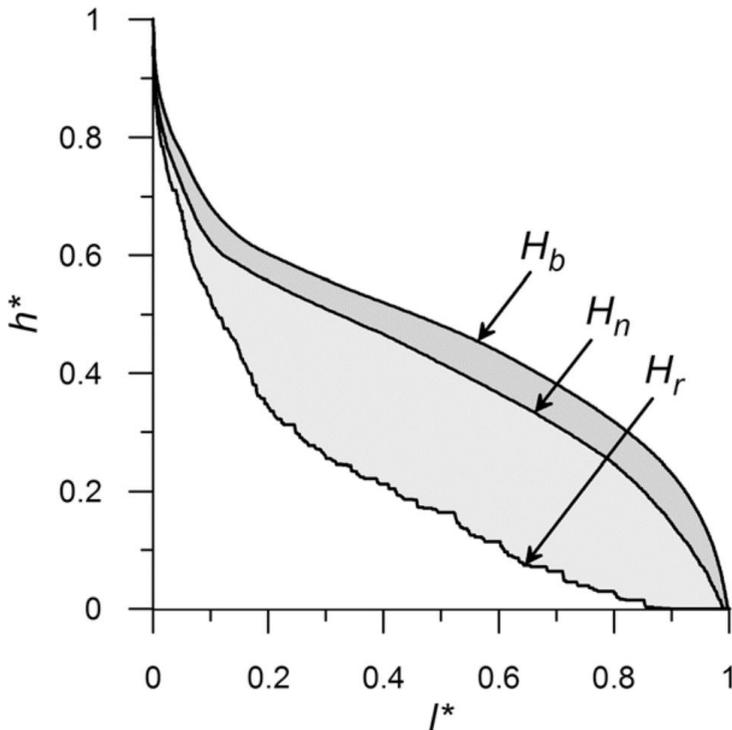


Figura 3.5 - Immagine modificata da Demoulin (2012). Il diagramma riporta gli integrali ipsometrici. Le tre curve rappresentano la distribuzione cumulativa delle altezze del bacino (H_b), del reticolo di drenaggio (H_n) e del corso d'acqua principale (H_r).

La precedente immagine modificata da Demoulin (2012) riporta il grafico dei tre integrali ipsometrici in cui si ha $h^* = h/h_0$, con h_0 relativo all'altitudine del bacino, mentre $l^* = l/l_0$, con l_0 relativo alla lunghezza di un corso d'acqua, alla lunghezza cumulativa del suo reticolo di drenaggio e all'area del bacino rispettivamente per H_r , H_n e H_b .

La combinazione dei tre integrali ipsometrici permette di analizzare e di quantificare l'incisione fluviale (indice I_b) e la migrazione dell'onda erosivo-regressiva (indice I_r). Questi due indici confrontano l'evoluzione del corso d'acqua principale, del reticolo idrografico e del bacino nel seguente modo:

$$I_b = \int H_b - \int H_n \quad \text{Equazione 1}$$

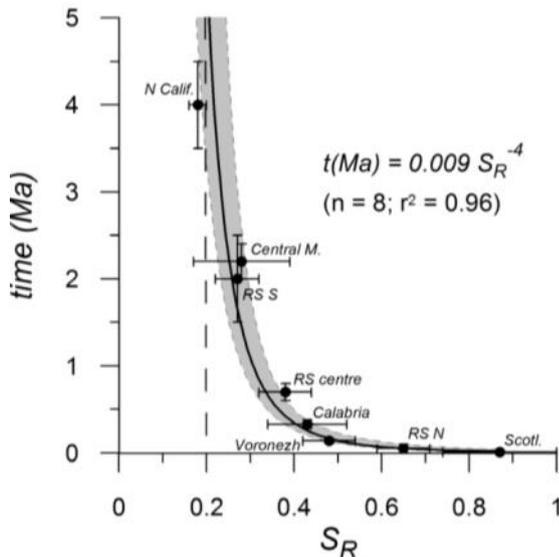
$$I_r = \int H_n - \int H_r \quad \text{Equazione 2}$$

Il rapporto tra questi due indici fornisce un nuovo parametro R , proposto da Demoulin (2011), il quale minimizza gli errori di origine esterna presenti in entrambi gli indici e ci restituisce una migliore indicazione temporale dell'ultima variazione del livello di base:

$$R = I_b/I_r = \frac{\int_0^1 (H_n - H_r) dl^*}{\int_0^1 (H_b - H_n) dl^*} \quad \text{Equazione 3}$$

Nella precedente equazione, l^* descrive una lunghezza quando riferita a H_n e a H_r , mentre descrive un'area quando è riferita a H_b .

Come dimostrato da Demoulin et al. (2017) R non risulta influenzato dalla litologia. Inoltre, anche se questo indice è calcolabile per bacini di qualsiasi dimensione, può essere influenzato dalle dimensioni dell'area drenata (A). Per tale motivo Demoulin (2012) ha introdotto il parametro S_r che deriva dal confronto di R con l'area drenata.



$$R = f(\ln A) \quad \text{Equazione 4}$$

Tramite lo studio di S_r in bacini per i quali sono disponibili informazioni vincolate cronologicamente sull'ultima variazione del livello di base dell'erosione, Demoulin (2012) ha espresso la dipendenza di questo fattore dal tempo (t) intercorso da tale variazione e il presente, attraverso la relazione

$$t \text{ (Ma)} = 0.009 S_r^{-9}. \quad \text{Equazione 5}$$

Figura 3.6 – Immagine da Demoulin (2012). Grafico che illustra la relazione tempo-dipendente di S_r ; la linea verticale tratteggiata corrisponde al valore limite di vincolo cronologico ad oggi per S_r .

Il metodo ipsometric appena descritto, permette anche una lettura a vista con relativa interpretazione morfoevolutiva. E' infatti possibile compiere delle valutazioni qualitative sulla risposta del bacino alla variazione del livello di base anche semplicemente osservando l'andamento dei tre integrali ipsometrici.

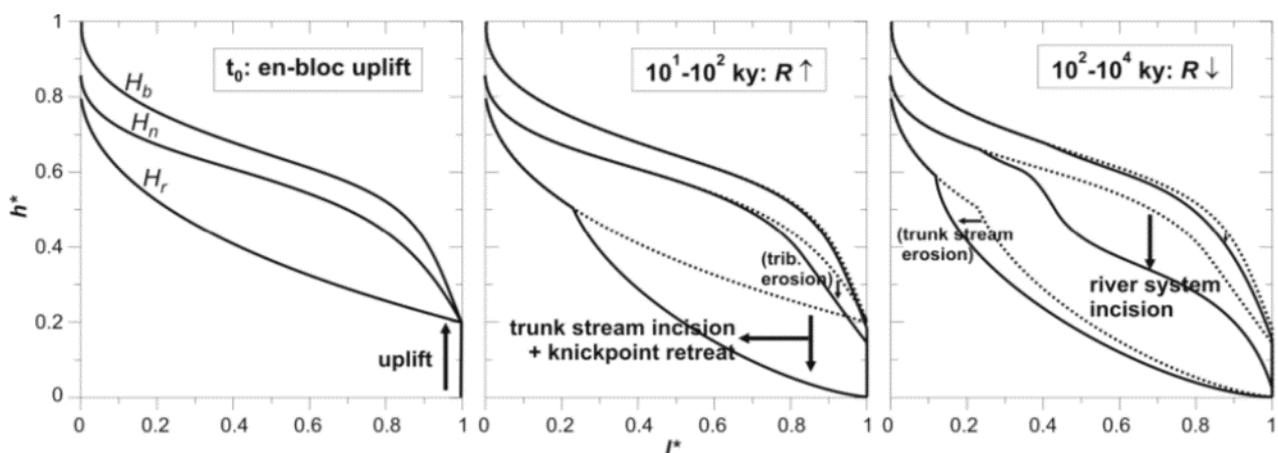


Figura 3.7 – Immagine da Demoulin (2012). Caratteristici integrali ipsometrici relativi della risposta temporale di un bacino alla variazione del livello di base, con indicazione della conseguente variazione di R e il relativo timing.

La variazione del livello di base del bacino porta all'aumento immediato di tutti gli integrali ipsometrici, senza modificare l'indice R . Successivamente, quando si verifica l'incisione ad opera del corso d'acqua principale, si può osservare la diminuzione di $\int H_r$ ed il leggero abbassamento di $\int H_n$, che porta al conseguente aumento del valore di R . Giunti alla fase intermedia, si riduce la diminuzione di $\int H_r$ mentre aumenta la riduzione di $\int H_n$ e $\int H_b$ subisce un abbassamento minimo; questa condizione porta nel tempo ad una leggera riduzione di R . A lungo termine è possibile osservare che l'intero reticolo tende a tornare in uno stato di equilibrio (Demoulin, 2012).

L'analisi ipsometrica dell'area di studio è stata condotta andando a variare progressivamente il punto di chiusura del bacino (da valle verso monte), analizzando porzioni di territorio via via più limitate (metodo adottato da Demoulin et al., 2015). Successivamente sono state condotte le analisi ipsometriche dei bacini tributari dell'alta valle del Fiume Tronto con punti di chiusura sull'asta principale. In questo caso, poiché l'applicazione del calcolo dell'indice R dovrebbe essere evitata nei casi in cui i bacini presentano una forma molto allungata e/o con reticolo asimmetrico o con una forma irregolare in cui la porzione di valle è molto più grande di quella di monte e viceversa (Demoulin, 2011; 2012; Demoulin et al., 2013; 2015; 2017), prima di procedere all'analisi è stata condotta una selezione preliminare per individuare i bacini in cui applicare questa metodologia.

3.2.5 CALCOLO E ANALISI SPAZIALE DEL PARAMETRO χ

La ripidezza di un tratto di fiume, indipendentemente dalla pendenza del canale, è rappresentata dal parametro χ , calcolato per tutti i canali del reticolo idrografico, che deriva dall'approccio integrale all'analisi dei profili longitudinali dei corsi d'acqua, proposto da Perron e Royden (2013):

$$\chi = \int_{x_0}^x \left(\frac{A_{ref}}{A(x)} \right)^{m/n} dx \quad \text{Equazione 6}$$

dove x_0 è il punto di chiusura verso valle del profilo e A_{ref} rappresenta l'area di drenaggio di riferimento. Il calcolo di questo parametro è legato all'equazione

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U_{(x,t)} - K_{(x,t)} A^m \left(\frac{\partial z}{\partial t} \right)^n \quad \text{Equazione 7}$$

dove z è la quota del corso d'acqua, U rappresenta il tasso di sollevamento, x è la coordinata longitudinale, K è un coefficiente di erodibilità, A è l'area di drenaggio e, secondo quanto indicato da Whipple et al. (2000), m ed n sono dei coefficienti derivati empiricamente.

Lo stato erosivo in cui si trova il corso d'acqua, descritto mediante questa equazione, è conseguente al sollevamento del livello di base (Howard e Kerby, 1983; Whipple e Tucker, 1999).

Semplificando la precedente equazione, i coefficienti U e K possono essere considerati costanti nello spazio e nel tempo e nel momento in cui il corso d'acqua raggiunge lo stato stazionario risulta $dz/dt = 0$ e la precedente equazione diventa:

$$dz = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A^{-m/n} dx \quad \text{Equazione 8}$$

in cui il rapporto m/n rappresenta la concavità del profilo del corso d'acqua.

Tale equazione, integrata secondo quanto proposto da Perron e Royden (2013) con U e K costanti diventa:

$$z(x) = z(x_0) + \left(\frac{U}{KA_{ref}^m}\right)^{1/n} \chi \quad \text{Equazione 9}$$

Da questa equazione risulta evidente come la quota del canale dipende dal parametro χ .

A questo punto è possibile definire il χ -plot come la migliore rappresentazione lineare di

$$z = f(\chi) \quad \text{Equazione 10}$$

determinata dal valore m/n della concavità del profilo del canale.

In letteratura ci sono diverse applicazioni del parametro χ per lo studio degli effetti della riorganizzazione spazio-temporale del reticolo idrografico a scala regionale (e.g. Willett et al., 2014; Demoulin et al., 2015; Yang et al., 2015; Harel et al., 2016). In particolare, Peronace et al. (2018) hanno testato l'efficacia del parametro χ nell'individuare le variazioni del rigetto lungo la direzione di faglie attive a cinematisma normale.

In accordo con la metodologia adottata da Peronace et al. (2018), in questo lavoro è stata condotta l'analisi del parametro χ studiandone la distribuzione spaziale sulla porzione del reticolo idrografico interessato dalla faglia del Monte Gorzano. I valori di χ sono stati estratti secondo la metodologia e le funzioni in *TopoToolbox* (Schwanghart e Scherler, 2014) all'interno del software Matlab®.

3.3 INDIVIDUAZIONE E ANALISI DEI *MARKERS* GEOMORFOLOGICI

Nel presente lavoro di tesi, al fianco delle analisi geomorfometriche è stato condotto uno studio di dettaglio relativo ai cosiddetti *markers* geomorfologici (*sensu* Burbank e Anderson, 2012), in particolare finalizzato alla loro individuazione e descrizione tipologica, geometrica e geologico-geomorfologica, nonché all'analisi della loro distribuzione spaziale all'interno dell'alta valle del Fiume Tronto.

Un *marker* geomorfologico è un elemento del rilievo terrestre ben distinguibile di natura erosiva o deposizionale o una superficie sommitale che può essere in grado di fornire un sistema di riferimento morfostratigrafico utile per calcolare una deformazione locale o regionale legata solitamente a tettonica attiva.

Le caratteristiche di un *marker* geomorfologico ottimale sono: I) geometria nota ed indisturbata; II) età nota; III) elevata conservazione, tenendo in considerazione la scala temporale del processo tettonico che lo ha interessato.

Non sempre, però, queste caratteristiche sono contemporaneamente riscontrabili. Ad esempio, nell'analisi di un *marker* dislocato da una faglia attiva, la geometria originaria rappresenta la caratteristica più importante in quanto, la deformazione che l'ha interessato registra l'attività tettonica avvenuta.

Nell'analisi di *markers* alterati da processi erosivi e/o deposizionali la definizione della geometria originaria risulta difficoltosa e per questo tale tipologia di *marker* viene studiata attraverso la comparazione con oggetti analoghi che non hanno subito disturbi tettonici. Questa tipologia di comparazione viene effettuata attraverso l'utilizzo dei terrazzi fluviali come *markers* per lo studio dell'attività tettonica delle strutture presenti nell'area in esame (Molnar et al., 1994; Rockwell et al., 1984; Thompson et al., 2002).

Nell'area di studio sono state identificate numerose superfici terrazzate di origine fluviale, in particolare nella zona del bacino di Amatrice, individuate mediante rilevamento diretto, analisi di foto aeree e di immagini satellitari consultabili mediante il software Google® Earth. Per l'individuazione delle superfici terrazzate, inoltre, si è fatto ricorso all'analisi spaziale delle pendenze calcolate a partire dal DTM. Le superfici individuate sono state analizzate anche mediante la realizzazione di profili topografici trasversali, volti alla comprensione dei rapporti geometrici e di adiacenza/soggiacenza tra le superfici. Il bacino di Amatrice, infatti, è caratterizzato dalla presenza

di numerosi conoidi alluvionali incisi e terrazzati che si trovano al di sopra dei depositi continentali più antichi (Cacciuni et al., 1995).

La sequenza post-orogena che riempie il bacino di Amatrice è rappresentata da almeno quattro ordini di unità deposizionali terrazzate (Unità Amatrice-Sommati, Unità Retrosi, Depositi alluvionali terrazzati e Depositi alluvionali recenti) (Mancini et al., 2019) la cui data di inizio della deposizione è riferita al Pleistocene medio-inferiore sulla base della correlazione con bacini vicini simili (Blumetti et al., 1993; Cacciuni et al., 1995).

Il riempimento quaternario del bacino di Amatrice è alimentato dal sistema fluviale del Fiume Tronto e dai conoidi alluvionali, alimentati dai suoi tributari presenti nell'area al *footwall* della faglia del Monte Gorzano, che progradano verso ovest, e formano una serie di cunei coalescenti convessi verso l'alto. All'interno dell'area studio i conoidi alluvionali ed i terrazzi fluviali più importanti si trovano nel settore a monte del bacino e risultano incisi dall'attuale reticolo idrografico, presumibilmente in risposta ad una variazione maggiore di carattere regionale del livello di base dell'erosione. Inoltre, resti di terrazzi distaccati, orientate NNW-SSE e attribuiti a sistemi di conoidi sezionati, si trovano a varie altezze tra 1080 e 1170 m s.l.m. nella parte alta della valle del fiume Tronto, vicino al paese di Capricchia.

Successivamente all'individuazione e alla localizzazione dei terrazzi fluviali sul DTM, è stato possibile proiettare le superfici lungo il profilo longitudinale del Fiume Tronto eseguendo una correlazione plano-altimetrica al fine di ricostruire l'andamento potenziale del profilo longitudinale della valle pre-Olocene.

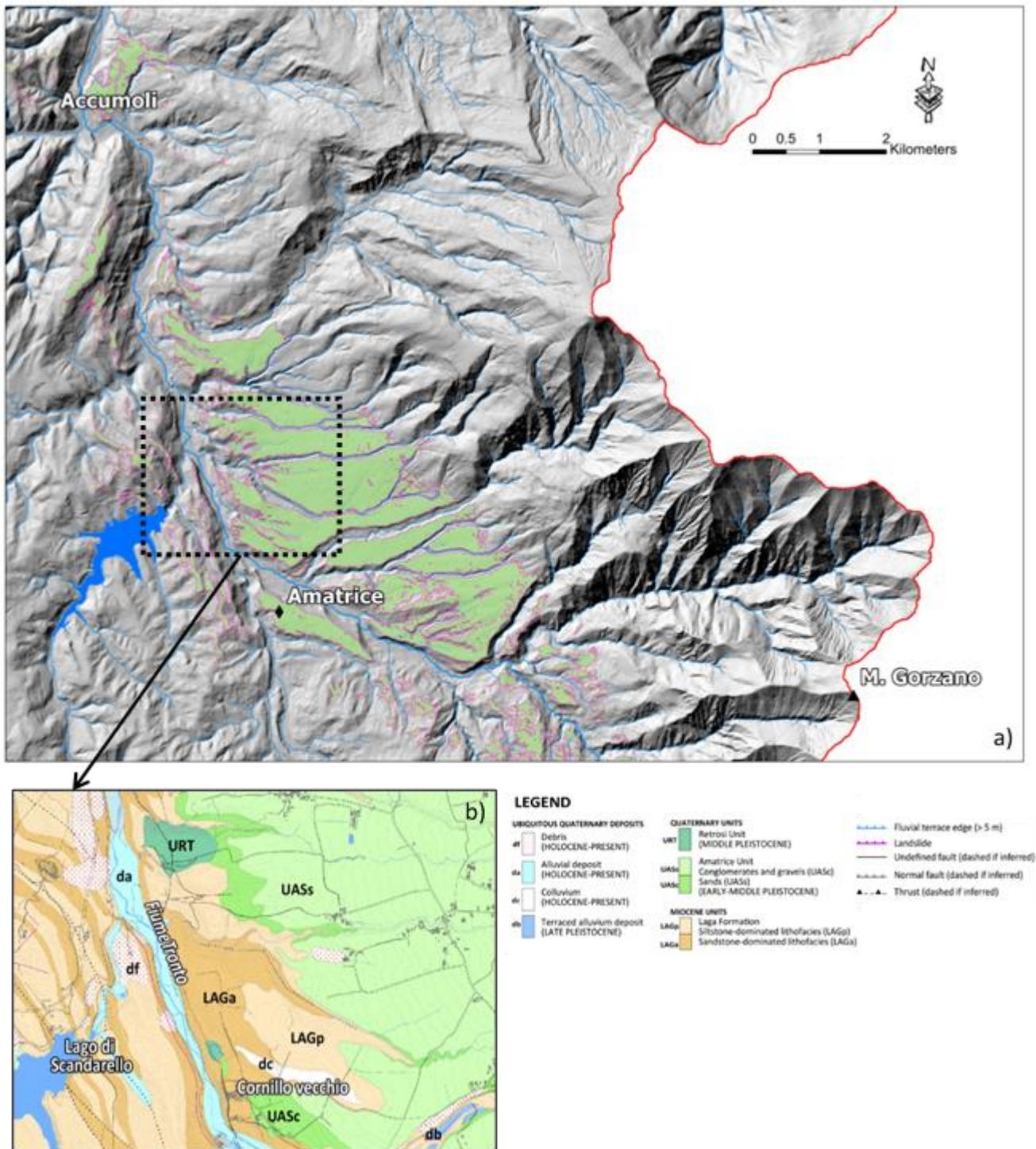


Figura 3.8 - a) Stralcio delle maggiori superfici estratte attraverso l'analisi dell'andamento del terreno e delle pendenze dal DTM dell'area. Le superfici riportate hanno una pendenza compresa tra 0°-10° ed una estensione superiore ai 5000 m². b) Immagine modificata da Vignaroli et al. (2019). Dettaglio della carta geologica di una parte del bacino di Amatrice.

4 RISULTATI

4.1 ANALISI GEOMORFOMETRICHE

4.1.1 STUDIO DEL PROFILO LONGITUDINALE DEL FIUME TRONTO E ANOMALIE DI GRADIENTE

Le analisi del profilo longitudinale del Fiume Tronto hanno permesso di individuare i tratti perturbati presenti lungo l'asta principale del corso d'acqua. A tale scopo, le analisi sono state condotte applicando due metodologie: l'analisi dell'indice SL è stata effettuata allo scopo di effettuare una individuazione delle anomalie nella distribuzione dei gradienti, mentre l'analisi del grafico *Slope-Area* ha permesso di individuare e classificare le anomalie.

L'analisi dell'indice SL ha permesso di individuare alcune zone di anomalia lungo il profilo longitudinale del Fiume Tronto.

A partire dal DTM sono stati estratti i valori necessari per il calcolo dell'indice SL (metodologia riportata nel Paragrafo 3.2.2) ed è stato realizzato il grafico $SL - L$ riportato nella Figura 4.1.

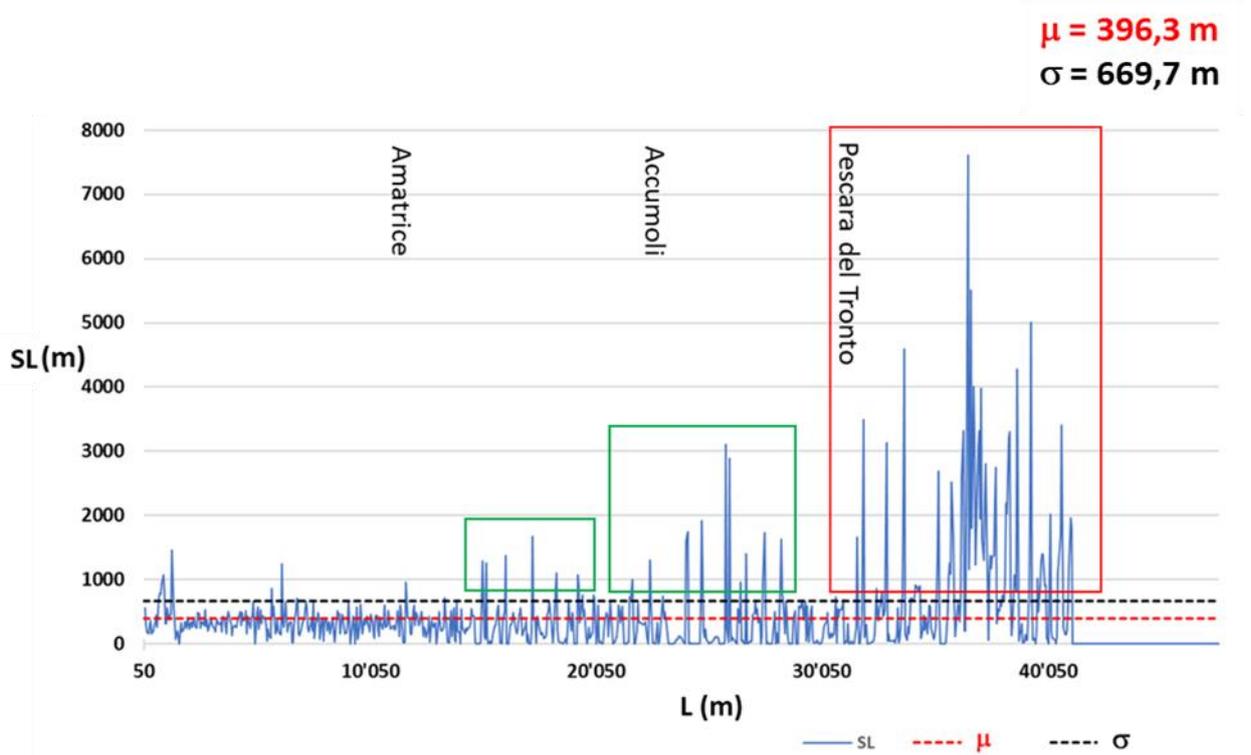


Figura 4.1 - Grafico dei valori dell'indice SL lungo il Fiume Tronto (linea blu). La linea rossa tratteggiata corrisponde alla media dei valori, mentre la linea nera tratteggiata corrisponde alla deviazione standard. I rettangoli verdi individuano le anomalie minori, mentre il rettangolo rosso individua la *knickzone*.

Al fine di evidenziare le anomalie presenti nella distribuzione del valore dell'indice *SL*, è stata calcolata la media dei valori (linea rossa nel grafico riportato in Figura 4.1) che risulta essere pari a 396,3 m e la deviazione standard (linea nera nel grafico riportato in Figura 4.1) pari a 669,7 m. Attraverso questa analisi è stato possibile individuare le anomalie nella distribuzione dei valori dell'indice *SL*, che nel grafico sono rappresentate dai picchi che si trovano al di sopra della deviazione standard e che hanno continuità lungo un tratto significativo del profilo del fiume.

Tabella riassuntiva *SL*

Lunghezza tratti	50 m
Numeri di tratti	951
Valore massimo	7606,6 m
Valore minimo	0,001 m
Media	396,3 m
Mediana	221,8 m
Deviazione standard	669,7 m

Tabella 4.1 – La tabella riporta la statistica riassuntiva di *SL* realizzata attraverso i valori ottenuti lungo l'asta principale del Fiume Tronto.

Durante la realizzazione dell'analisi dell'indice *SL* non sono stati applicati i filtri litologici come proposto in Troiani et al. (2014) poiché l'unità litostratigrafica attraversata dal Fiume Tronto nell'area analizzata è la stessa (Flysch della Laga) e le due litologie presenti (marne e arenarie) sono difficili da delimitare lungo l'asta principale alla scala di studio, inoltre in alcuni tratti le variazioni risultano più frequenti rispetto alla frequenza dei tratti analizzati.

Utilizzando questo approccio è stato possibile individuare una marcata anomalia localizzata nel settore poco più a valle dell'abitato di Pescara del Tronto e altre due anomalie minori ubicate una in corrispondenza dell'abitato di Accumoli e l'altra nella zona compresa tra Accumoli e Amatrice.

Attraverso l'analisi del grafico *Slope-Area* (Figura 4.2) è stato successivamente possibile individuare una *knickzone* in corrispondenza di valori di area drenata pari a 10^7 m². Tale valore corrisponde alla porzione mediana del tratto di valle analizzato all'interno del quale ricade l'instabilità di versante di Pescara del Tronto, che nell'ambito del presente lavoro, sulla base delle sue caratteristiche geomorfologiche è stata interpretata come una DGPV.

Successivamente all'individuazione della *knickzone*, è stato applicato il metodo proposto da Boulton et al. (2014) per la classificazione dei *knickpoints*, ed è stato quindi possibile classificare l'anomalia riscontrata lungo l'asta principale del Fiume Tronto come uno *slope-break knickpoint*.

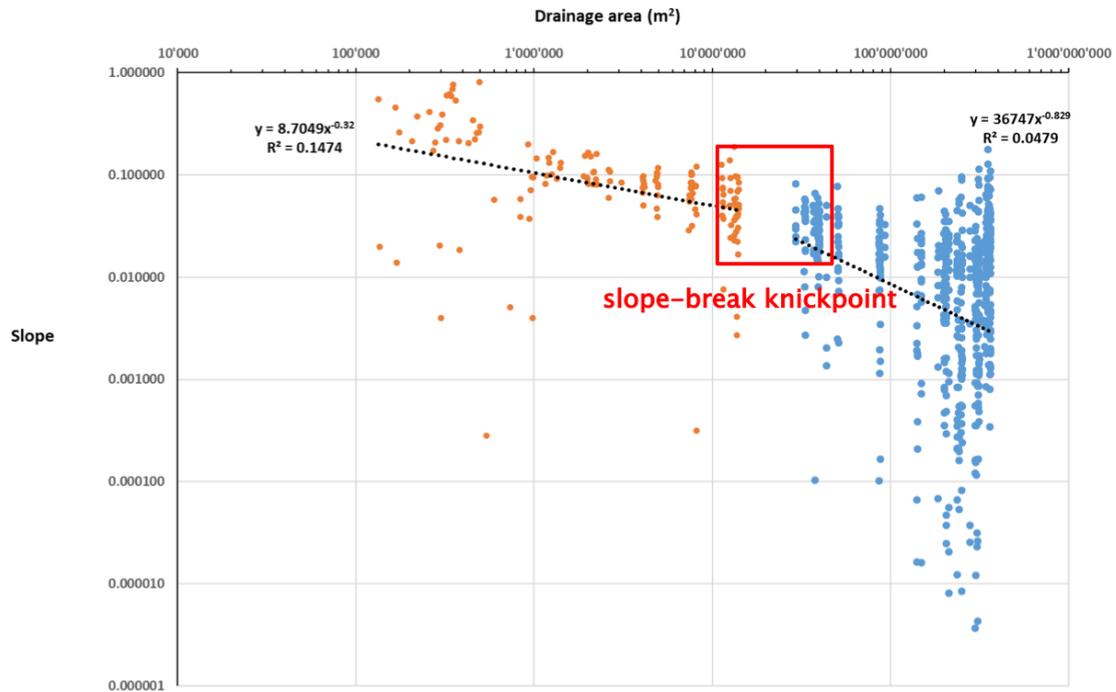


Figura 4.2 - Grafico *Slope-Area* realizzato mediando ogni 50 records i valori puntuali di *slope* e area drenata a monte dell'asta principale del Fiume Tronto (metodologia descritta in dettaglio nel Paragrafo 3.2.3). Il rettangolo rosso evidenzia lo *slope-break knickpoint*.

4.1.2 RISULTATI DELL'ANALISI MORFOMETRICA TEMPO-DIPENDENTE MEDIANTE STUDIO DEGLI INTEGRALI IPSOMETRICI

Le analisi morfometriche tempo-dipendenti sono state realizzate mediante l'analisi delle curve ipsometriche, e lo studio degli integrali corrispondenti, per l'intero bacino, la rete idrografica e il canale principale proposta da Demoulin (2011; 2012) e successivamente perfezionata da Demoulin et al. (2013; 2015), come riportato nel Paragrafo 2.3.4.

Tale tipologia di analisi è stata condotta in un primo momento sull'intera area di studio analizzando porzioni di territorio via via più limitate; successivamente le analisi ipsometriche sono state realizzate per i bacini dei tributari dell'Alta Valle del Fiume Tronto.

4.1.2.1 Analisi ipsometrica per il bacino idrografico del Fiume Tronto

L'analisi ipsometrica dell'alto bacino del Fiume Tronto è stata realizzata, come anticipato in precedenza, mediante l'analisi di porzioni di territorio, procedendo lungo il canale principale verso monte, via via più limitate, pertanto con area drenata progressivamente più limitata, in accordo con

la metodologia proposta nel lavoro di Demoulin et al. (2015). A tale scopo lungo il corso d'acqua principale sono stati individuati venti punti di chiusura equidistanti tra di loro (circa 2200 m), come riportato nella Figura 4.3, che hanno permesso l'analisi di altrettante porzioni di bacino.

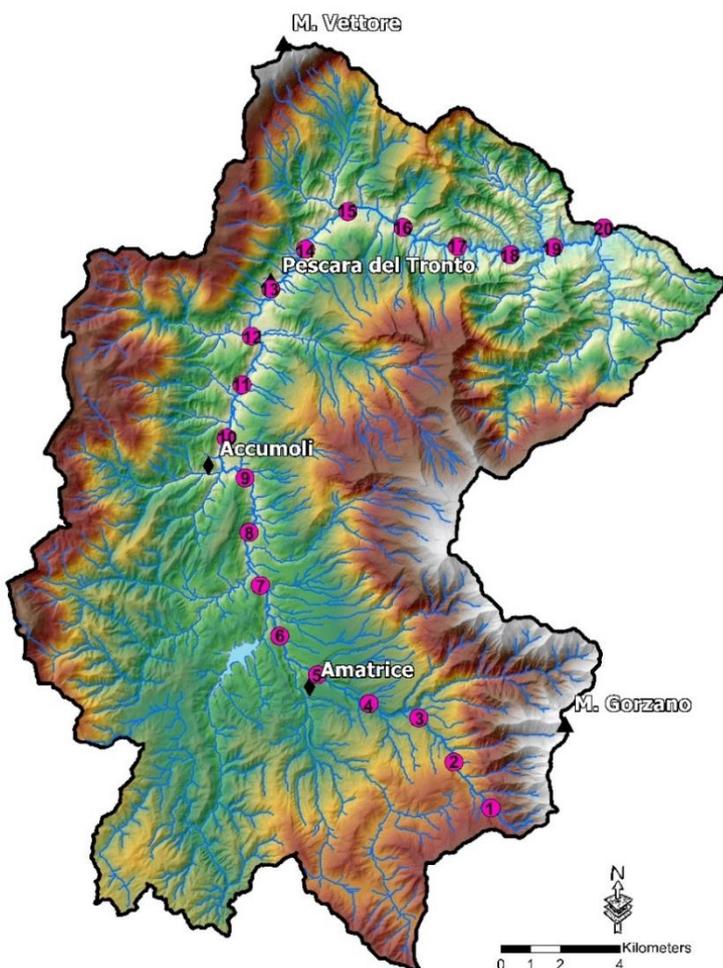
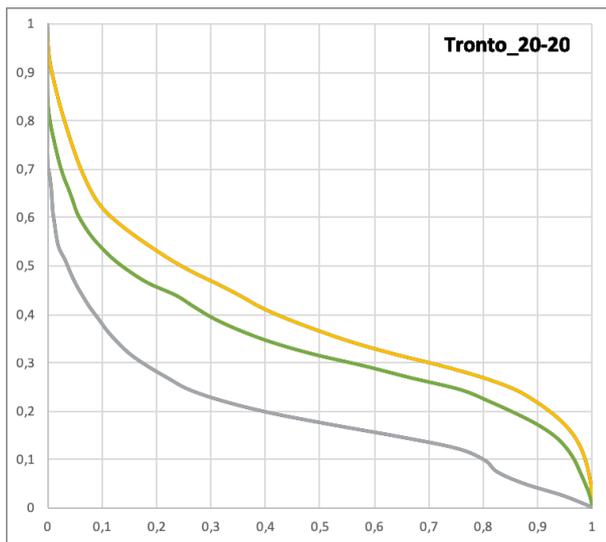
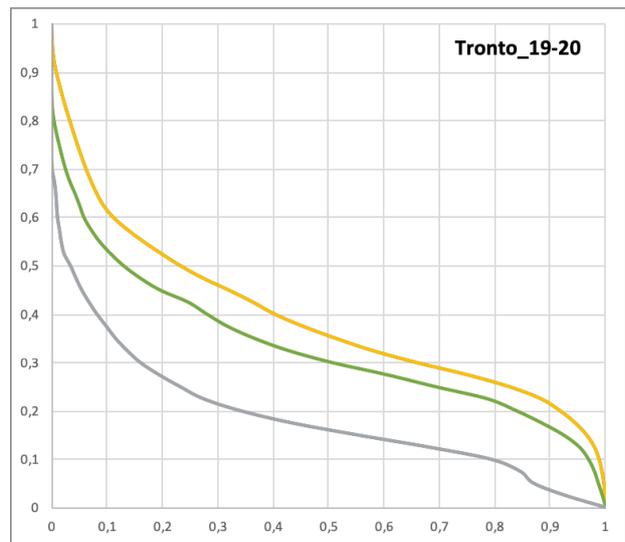


Figura 4.3 - Localizzazione dei 20 punti di chiusura lungo il Fiume Tronto utilizzati per l'estrazione di porzioni di bacino via via più limitate.

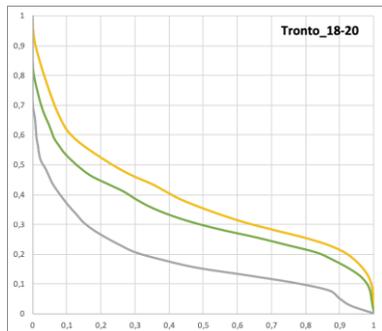
A partire dal DTM, sono state calcolate le tre curve ipsometriche: H_b , la curva ipsometrica del bacino; H_n , la curva ipsometrica del reticolo idrografico; e H_r , la curva ipsometrica del corso d'acqua principale. Successivamente, a partire dagli integrali delle tre curve, è stato calcolato il valore di R . Di seguito vengono riportate le curve ipsometriche delle 20 porzioni di bacino analizzate, dalla più alla meno estesa. Per ogni analisi viene riportato il valore dell'indice I_b , che permette di quantificare l'incisione fluviale, il valore dell'indice I_r , che permette di stimare la migrazione dell'onda erosivo-regressiva, ed il valore del parametro R .



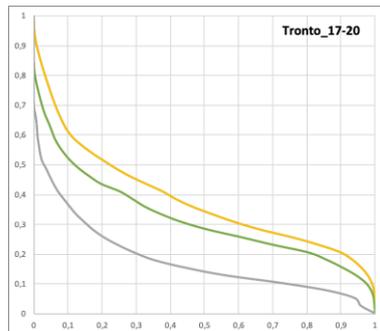
lb	lr	R
0,0606521	0,14151143	2,33316613



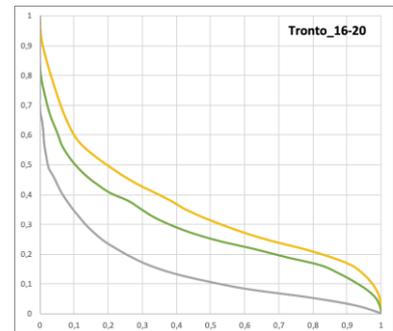
lb	lr	R
0,06129782	0,14365192	2,34350788



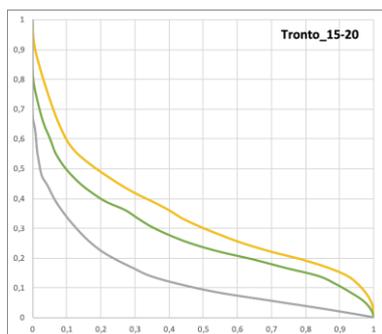
lb	lr	R
0,06228935	0,14548157	2,33557698



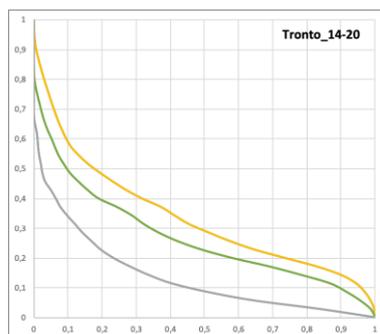
lb	lr	R
0,06330977	0,14004993	2,21213762



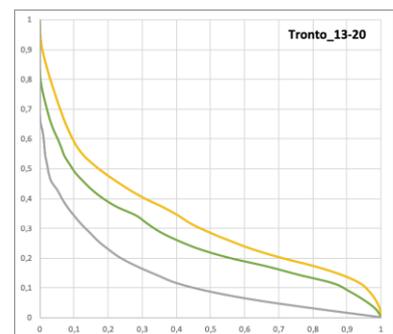
lb	lr	R
0,06672181	0,13997089	2,09782827



lb	lr	R
0,06863147	0,13698385	1,99593334



lb	lr	R
0,06834161	0,13200996	1,93161915



lb	lr	R
0,06811063	0,12686924	1,86269364

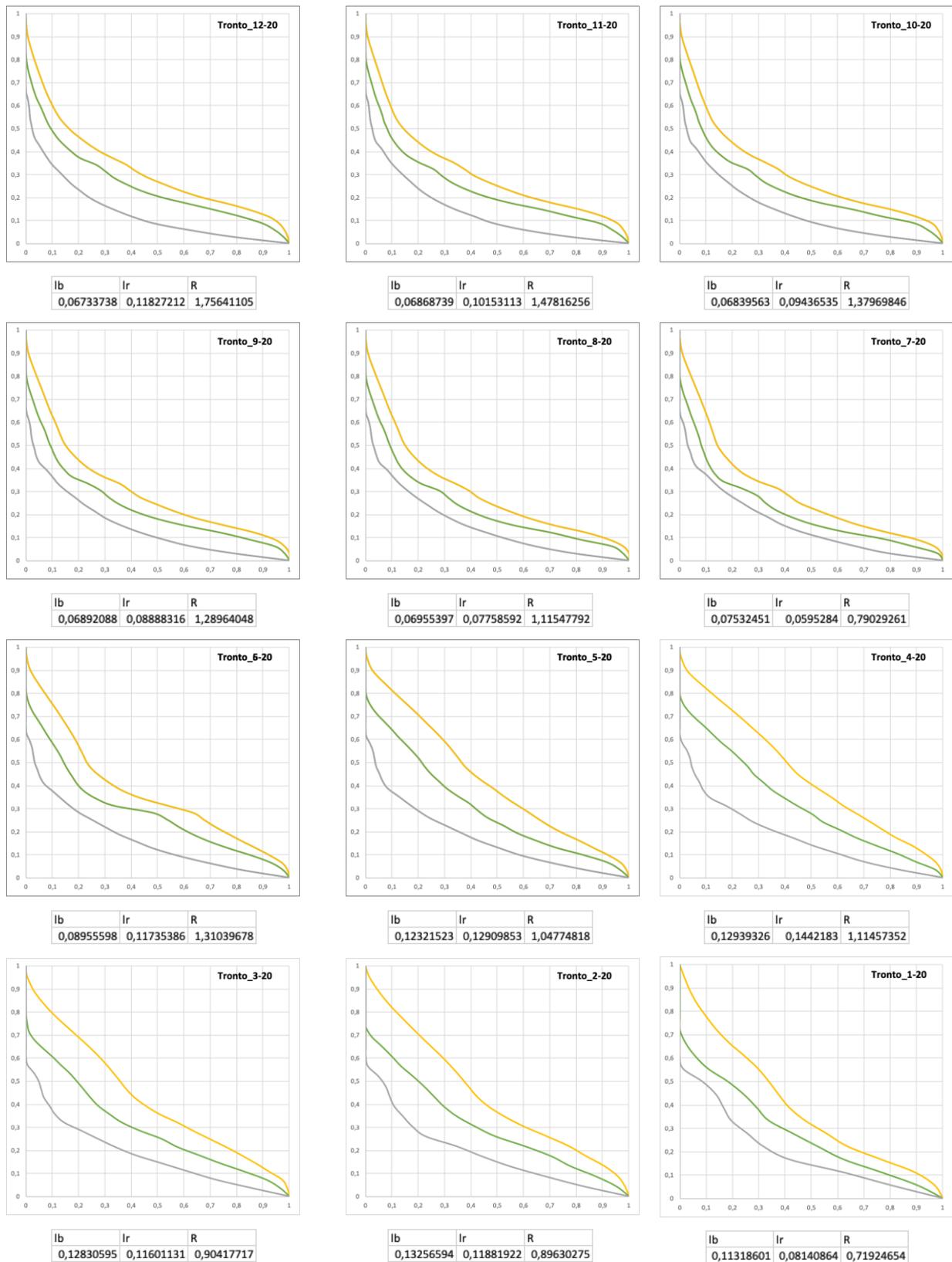


Figura 4.4 - Curve ipsografiche per i bacini con diversa estensione areale del Fiume Tronto (Figura 4.3): curva ipsografica del bacino H_b (colore giallo), curva ipsografica del reticolo idrografico H_n (colore verde) e curva ipsografica del corso d'acqua principale H_r (colore grigio). Per ogni bacino sono riportati i valori di I_b , I_r e R .

	<i>area (kmq)</i>	I_b	I_r	R	$Ln A$
Tronto_1-20	2,17505	0,113	0,081	0,719	0,777
Tronto_2-20	7,71915	0,133	0,119	0,896	2,044
Tronto_3-20	13,904525	0,128	0,116	0,904	2,632
Tronto_4-20	37,65185	0,129	0,144	1,115	3,628
Tronto_5-20	43,73055	0,123	0,129	1,048	3,778
Tronto_6-20	86,861	0,090	0,117	1,310	4,464
Tronto_7-20	148,35223	0,075	0,060	0,790	5,000
Tronto_8-20	199,76055	0,070	0,078	1,115	5,297
Tronto_9-20	205,20828	0,069	0,089	1,290	5,324
Tronto_10-20	236,17633	0,068	0,094	1,380	5,465
Tronto_11-20	249,36273	0,069	0,102	1,478	5,519
Tronto_12-20	278,8499	0,067	0,118	1,756	5,631
Tronto_13-20	302,2482	0,068	0,127	1,863	5,711
Tronto_14-20	311,56638	0,068	0,132	1,932	5,742
Tronto_15-20	337,37283	0,069	0,137	1,996	5,821
Tronto_16-20	351,3915	0,067	0,140	2,098	5,862
Tronto_17-20	360,8841	0,063	0,140	2,212	5,889
Tronto_18-20	363,90225	0,062	0,145	2,336	5,897
Tronto_19-20	387,0881	0,061	0,144	2,344	5,959
Tronto_20-20	424,75605	0,061	0,142	2,333	6,052

Tabella 4.2 - Valori dei 20 bacini estratti per il Fiume Tronto. Per ogni bacino vengono riportati i valori dell'area (in km²), i valori dell'incisione fluviale (I_b) e della migrazione dell'onda erosivo-regressiva (I_r). Sono poi riportati i valori di R e del logaritmo naturale dell'area.

Analizzando i dati ottenuti nelle venti porzioni di bacino e attraverso la realizzazione del grafico $R - \ln A$, è stato possibile individuare due serie distinte di dati.

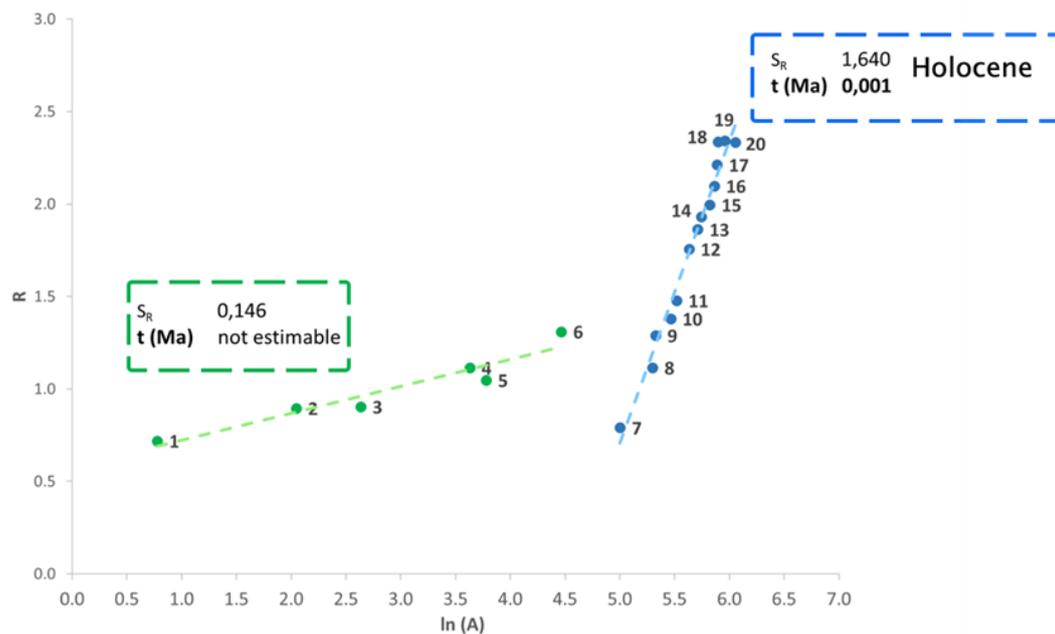


Figura 4.5 - Scatter plot delle venti porzioni di bacino analizzate, con indicazione delle due serie di dati identificate e la relativa stima del *timing*.

La prima serie (in verde nella Figura 4.5) è costituita dai 6 bacini che si trovano nel settore a monte dell'area di studio. Tali bacini, caratterizzati da una estensione areale minore rispetto agli altri, presentano curve ipsometriche abbastanza distanti tra di loro, leggermente concave e parallele solo per brevi tratti. Analizzando i valori di R di questi bacini si ottiene un valore di S_R pari a 0,146 che non permette una stima del *timing* dell'ultima variazione del livello di base.

La seconda serie (in blu nella Figura 4.5) è costituita dai 14 bacini più estesi. Questi sono caratterizzati da curve ipsometriche concave pressoché parallele tra di loro.

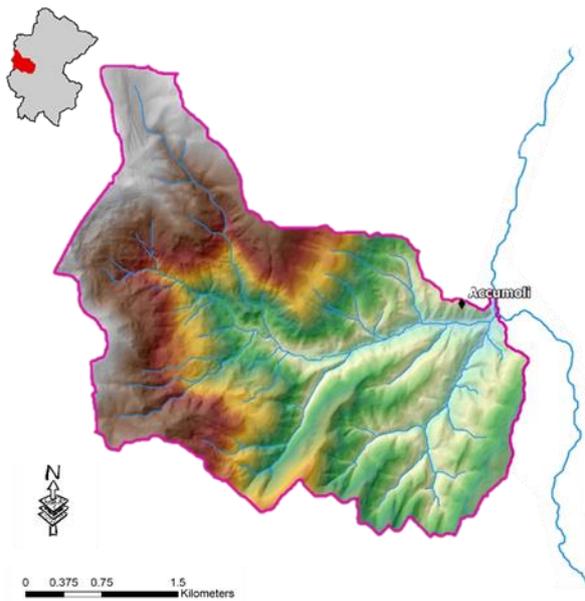
Dall'analisi dei valori di R è possibile stimare che la variazione del livello di base sia avvenuta durante l'Olocene ($t = 0.001Ma$).

Dall'analisi complessiva dei risultati sembra evidente come il recente cambiamento del livello di base dell'area di studio non sia stato registrato dal settore meridionale del bacino del Fiume Tronto.

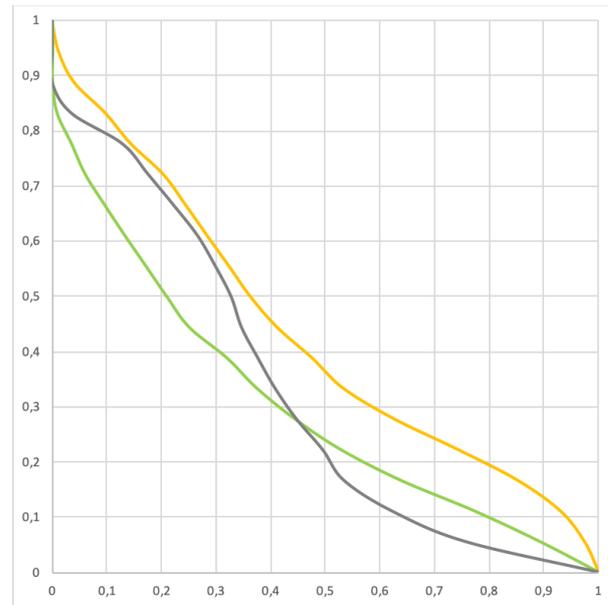
4.1.2.2 Analisi ipsometrica per i sotto-bacini del Fiume Tronto

Al fine di realizzare l'analisi ipsometrica dei bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto è stata condotta una selezione preliminare degli stessi in base alle caratteristiche morfologiche per l'applicabilità del metodo, definite da Demoulin. In particolare, sono stati selezionati i bacini con una forma abbastanza regolare e un reticolo idrografico sufficientemente sviluppato.

Nonostante questa valutazione preliminare, durante la fase di analisi, in alcuni casi è stato indispensabile modificare i punti di chiusura dei bacini selezionati. Questo si è reso necessario in quanto alcuni dei bacini idrografici degli affluenti del Fiume Tronto, a poca distanza dal punto di immissione con quest'ultimo, presentano delle importanti biforcazioni, come nell'esempio riportato di seguito.

Bacino B10

Area: 22,4 km²

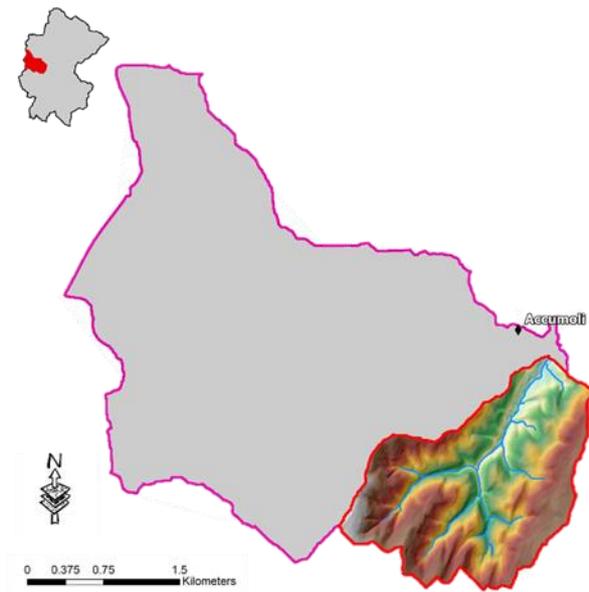


I_b	I_r	R
0,12944859	-0,0283545	-0,2190409

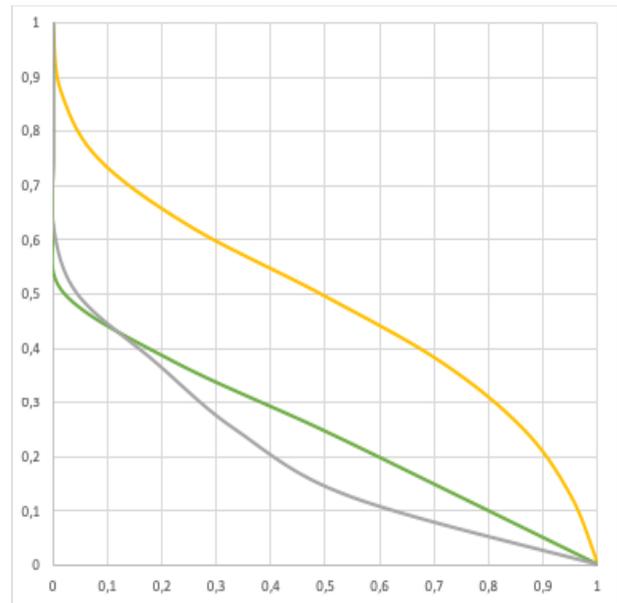
Figura 4.6 - Bacino B10 individuato durante la prima fase di selezione e relative curve ipsografiche: curva ipsografica del bacino H_b (colore giallo), curva ipsografica del reticolo idrografico H_n (colore verde) e curva ipsografica del corso d'acqua principale H_r (colore grigio). Sono inoltre riportati i valori di I_b , I_r e R .

La Figura 4.6 riporta i risultati ottenuti dalle analisi del bacino B10 studiato durante la prima fase di selezione. Al termine dell'analisi su questo bacino, l'indice R risulta negativo e per questo si è proceduto suddividendo il bacino in ulteriori due sottobacini relativi al Fosso Travezzano a sud e al Rio di Capodacqua a nord per i quali sono state condotte nuovamente le analisi ipsometriche, i cui risultati sono riportati nella Figura 4.7.

Bacino B10_V2_1 - Fosso Travezzano

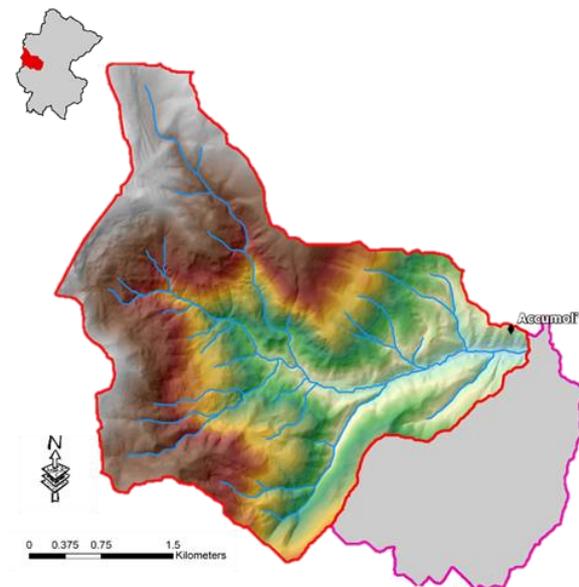


Area: 17,15 km²

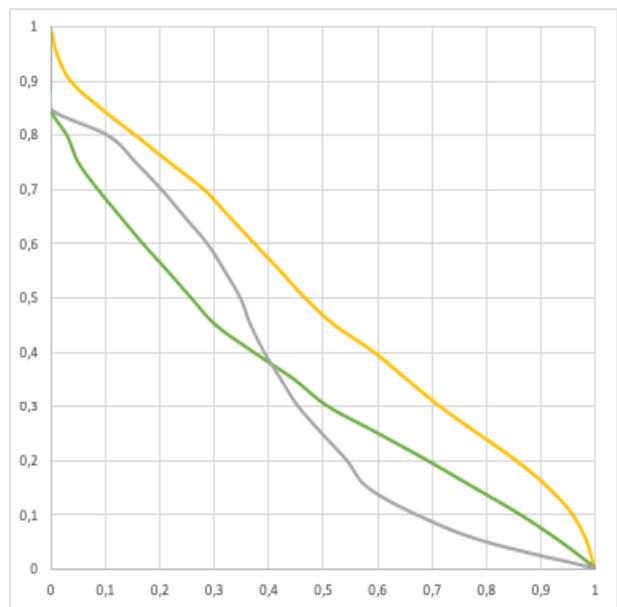


I_b	I_r	R
0,23629872	0,0463648	0,19621263

Bacino B10_V2_2 - Rio di Capodacqua



Area: 5,1 km²



I_b	I_r	R
0,14585806	0,00218322	0,01496809

Figura 4.7 - Bacini risultanti dalla suddivisione del bacino B10: Bacino B10_V2_1 - Fosso Travezzano (in alto) e Bacino B10_V2_2 - Rio di Capodacqua (in basso). A destra dei due bacini sono riportate le relative curve ipsografiche: curva ipsografica del bacino H_b (colore giallo), curva ipsografica del reticolo idrografico H_n (colore verde) e curva ipsografica del corso d'acqua principale H_r (colore grigio). Per entrambi i bacini sono riportati i valori di I_b , I_r e R .

La circostanza descritta si è verificata per diversi bacini dei tributari del Fiume Tronto; per questo, attraverso l'analisi dei risultati ottenuti e l'applicazione del criterio appena esposto è stata realizzata una nuova e definitiva selezione dei bacini, fino alla definizione di 24 bacini utili alle analisi e alla valutazione del *timing* della variazione del livello di base dell'area.

Per tutti i bacini opportunamente selezionati, a partire dal DTM, sono state calcolate le tre curve ipsometriche: H_b , H_n e H_r ed è stato calcolato il valore di R .

Di questi 24 bacini, in due casi le analisi hanno determinato un valore negativo di R e pertanto tali bacini sono stati esclusi dalle successive analisi.

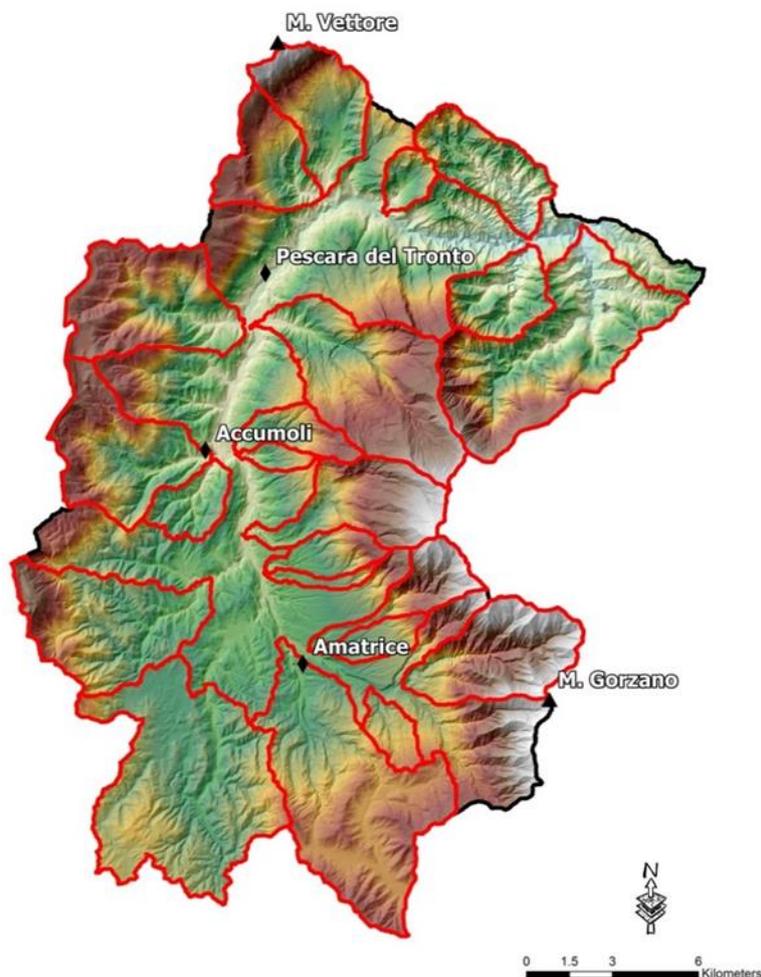
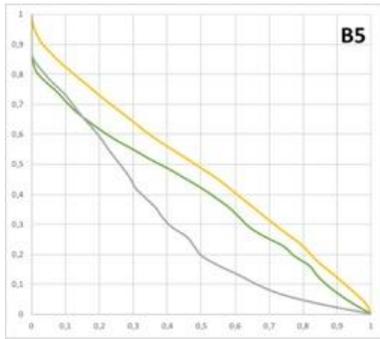
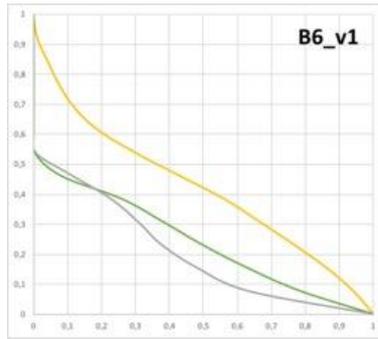


Figura 4.8 - Mappa dei 22 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto con indice R positivo, in cui sono state condotte le analisi ipsometriche.

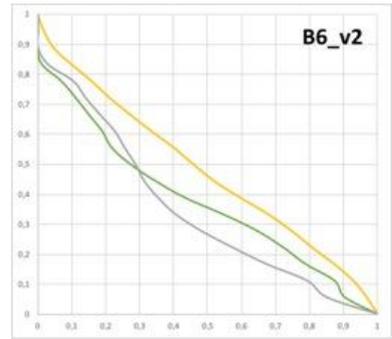
Di seguito vengono riportate le curve ipsometriche dei 22 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto adeguatamente selezionati con indicazione dei relativi valori dell'indice I_b , dell'indice I_r e del parametro R .



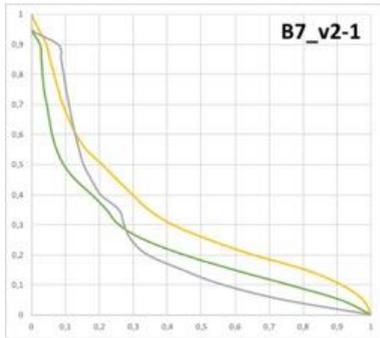
lb	lr	R
0,076829	0,10425556	1,35698185



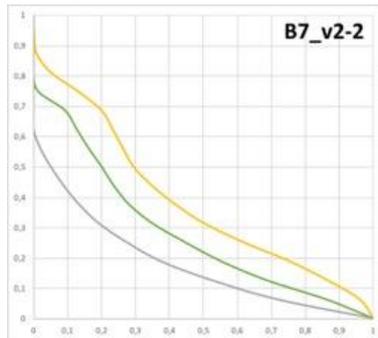
lb	lr	R
0,17883707	0,03746491	0,20949184



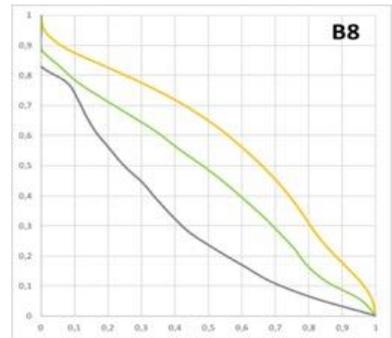
lb	lr	R
0,10140842	0,03512276	0,3463495



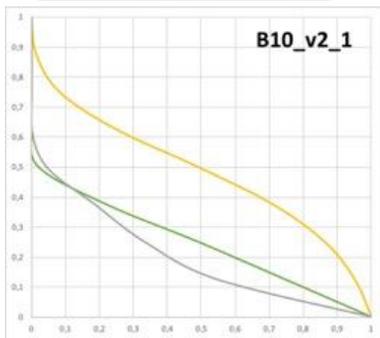
lb	lr	R
0,09318672	-0,00025	-0,0026824



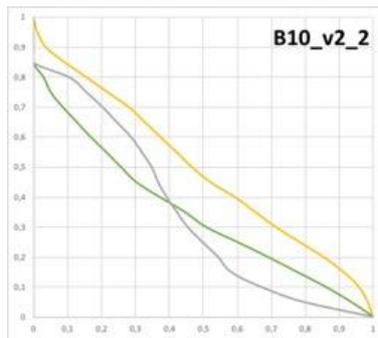
lb	lr	R
0,10224145	0,12895411	1,26127036



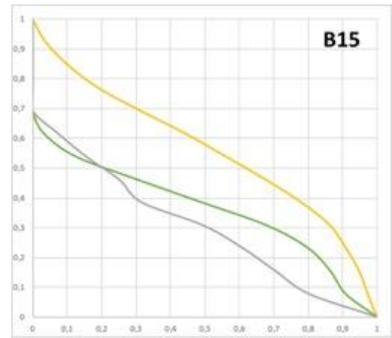
lb	lr	R
0,12795394	0,14796452	1,15638891



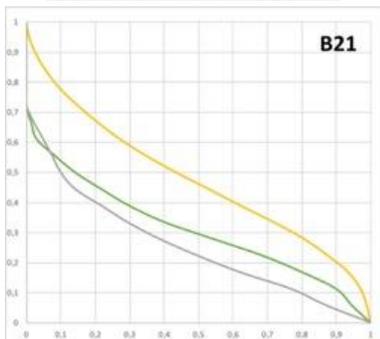
lb	lr	R
0,23629872	0,0463648	0,19621263



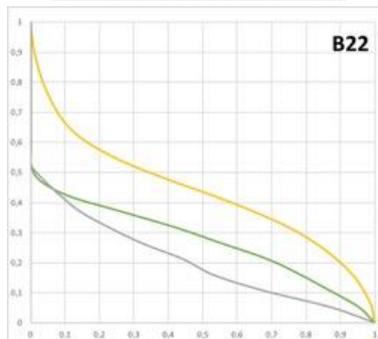
lb	lr	R
0,14585806	0,00218322	0,01496809



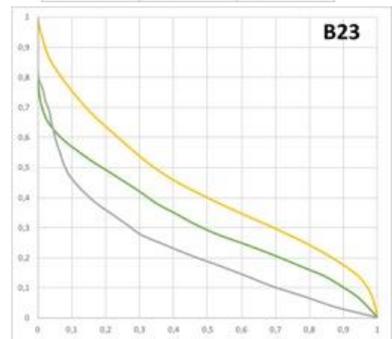
lb	lr	R
0,19991813	0,06165414	0,30839692



lb	lr	R
0,16614972	0,05674692	0,34154086



lb	lr	R
0,16453131	0,07004563	0,42572826



lb	lr	R
0,11509065	0,09544112	0,82926911

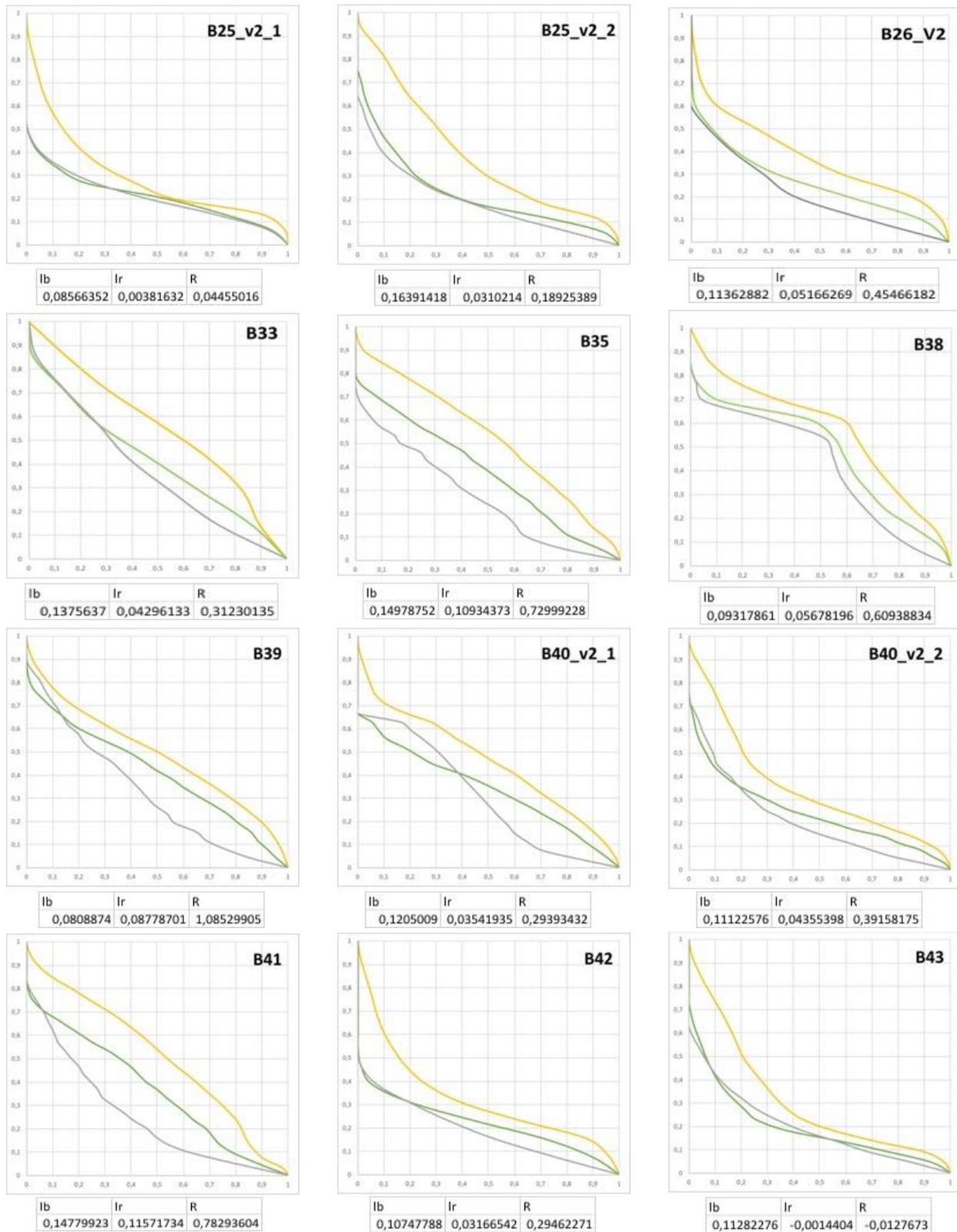


Figura 4.9 - Curve ipsografiche per i bacini opportunamente selezionati (Figura 4.8): curva ipsografica del bacino H_b (colore giallo), curva ipsografica del reticolo idrografico H_n (colore verde) e curva ipsografica del corso d'acqua principale H_r (colore grigio). Per ogni bacino sono riportati i valori di I_b , I_r e R .

	<i>area (kmq)</i>	I_b	I_r	R	$\ln A$
B5	13,564425	0,077	0,104	1,357	2,607
B6_v2_1	1,7568	0,179	0,037	0,209	0,563
B6_v2_2	5,107875	0,101	0,035	0,346	1,631
B7_v2_2	11,811575	0,102	0,129	1,261	2,469
B8	19,284075	0,128	0,148	1,156	2,959
B10_v2_1	5,099825	0,236	0,046	0,196	1,629
B10_v2_2	17,1454	0,146	0,002	0,015	2,842
B15	3,050575	0,200	0,062	0,308	1,115
B21	10,69005	0,166	0,057	0,342	2,369
B22	8,28155	0,165	0,070	0,426	2,114
B23	30,9464	0,115	0,095	0,829	3,432
B25_v2_1	1,586625	0,086	0,004	0,045	0,462
B25_v2_2	4,730675	0,164	0,031	0,189	1,554
B26_V2	37,772425	0,114	0,052	0,455	3,632
B33	3,44615	0,138	0,043	0,312	1,237
B35	15,3608	0,150	0,109	0,730	2,732
B38	35,21225	0,093	0,057	0,609	3,561
B39	25,201625	0,081	0,088	1,085	3,227
B40_v2_1	9,7379	0,121	0,035	0,294	2,276
B40_v2_2	12,3412	0,111	0,044	0,392	2,513
B41	6,677925	0,148	0,116	0,783	1,899
B42	3,595925	0,107	0,032	0,295	1,280

Tabella 4.3 - Valori dei 22 bacini con R positivo dei tributari del Fiume Tronto che sono stati selezionati per le analisi. Per ogni bacino vengono riportati i valori dell'area (in km^2), i valori dell'incisione fluviale (I_b) e della migrazione dell'onda erosivo-regressiva (I_r). Sono poi riportati i valori di R e del logaritmo naturale dell'area.

Come è possibile osservare nella Figura 4.9, i bacini analizzati sono caratterizzati da curve prevalentemente concave con H_n e H_r che nella maggior parte dei casi risultano intrecciate. Il discostamento della curva H_r dalle altre due (H_n e H_b) è limitato, come risulta anche dai valori di R che in tutti i casi sono inferiori a 2.

Dall'osservazione dei dati ottenuti dalle analisi condotte nei ventidue bacini tributari del Fiume Tronto, è stato possibile individuare tre serie distinte di dati che corrispondono ad altrettanti settori del territorio analizzato.

La prima serie di dati corrisponde al settore settentrionale dell'area di studio, ed è composto da 6 bacini (B15, B21, B22, B23, B40_v2_1, B40_v2_2). Questi risultano caratterizzati dalla curva H_b che si discosta dalle altre due, H_n e H_r , che a loro volta risultano intrecciate. Inoltre è possibile osservare che nella testata di tutti i bacini che ricadono in questo settore la curva H_n si trova al di sotto della curva H_r . Questo fenomeno può essere dovuto alla presenza di catture fluviali provocate dalla riorganizzazione spaziale del reticolo idrografico nella parte settentrionale dell'area di studio. Analizzando i valori di R ottenuti per questi bacini, si ottiene una stima approssimativa dell'ultima variazione del livello di base di circa 4,5 Ma.

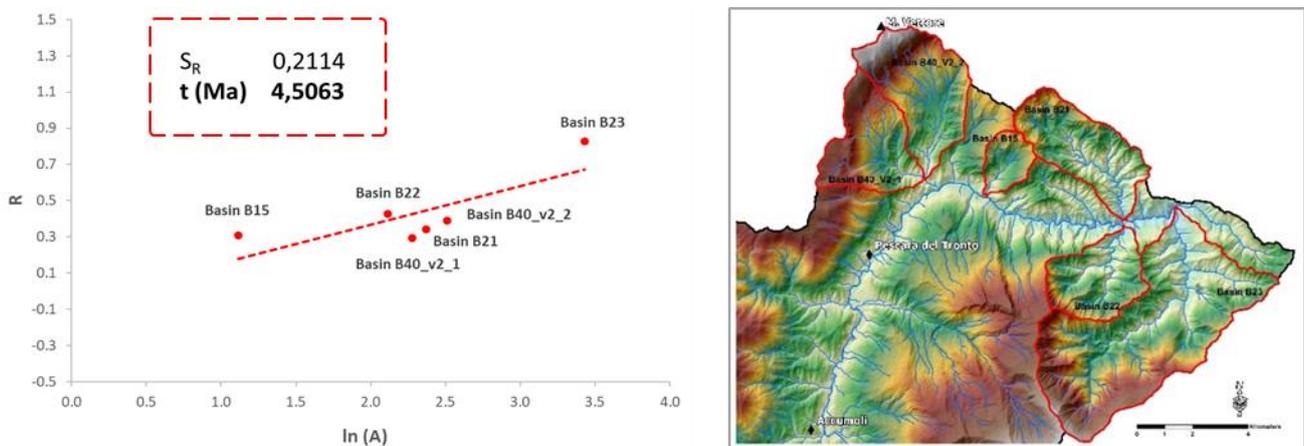


Figura 4.10 - Mappa dei 6 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto nel settore settentrionale dell'area di studio e relativo *scatter plot* con indicazione della stima del *timing*.

La seconda serie di dati corrisponde al settore centrale dell'area di studio e, come la prima, risulta composta da 6 bacini (B6_v2_1, B6_v2_2, B8, B10_v2_1, B10_v2_2, B39). Anche in questo caso i bacini risultano caratterizzati da una curva H_b che si discosta dalle altre due, H_n e H_r , che a loro volta risultano intrecciate, tranne che per il bacino B8. Come nel settore precedente nella testata di tutti i bacini (tranne in B8) la curva H_n si trova al di sotto della curva H_r .

Dall'analisi dei valori di R , si ottiene una stima dell'ultima variazione del livello di base di circa 1,4 Ma fa, che risulta essere la più recente delle tre serie individuate.

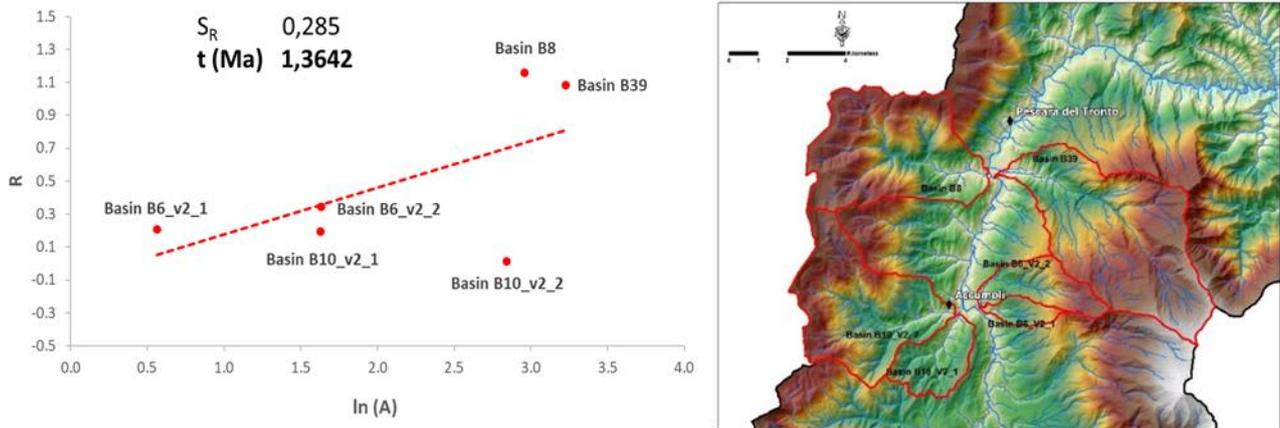


Figura 4.11 - Mappa dei 6 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto nel settore centrale dell'area di studio e relativo *scatter plot* con indicazione della stima del *timing*.

La terza serie corrisponde al settore meridionale dell'area ed è composta da 10 bacini (B5, B7_v2_2, B25_v2_1, B25_v2_2, B26_v2, B33, B35, B38, B41, B42). Come per le serie precedenti, anche in questo caso i bacini risultano caratterizzati da una curva H_b che si discosta dalle altre due.

Di questi bacini, in sei casi (B5, B25_v2_1, B33, B38, B41, B42) le curve H_n e H_r , risultano intrecciate nella parte della testata.

Dai valori di R , si ottiene una stima dell'ultima variazione del livello di base di circa 4,1 Ma.

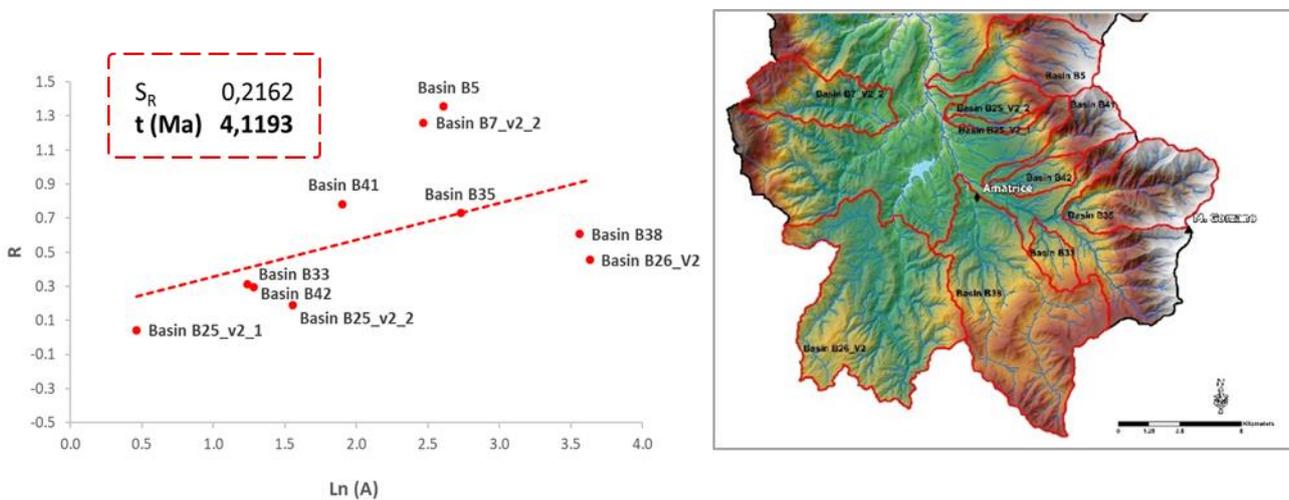
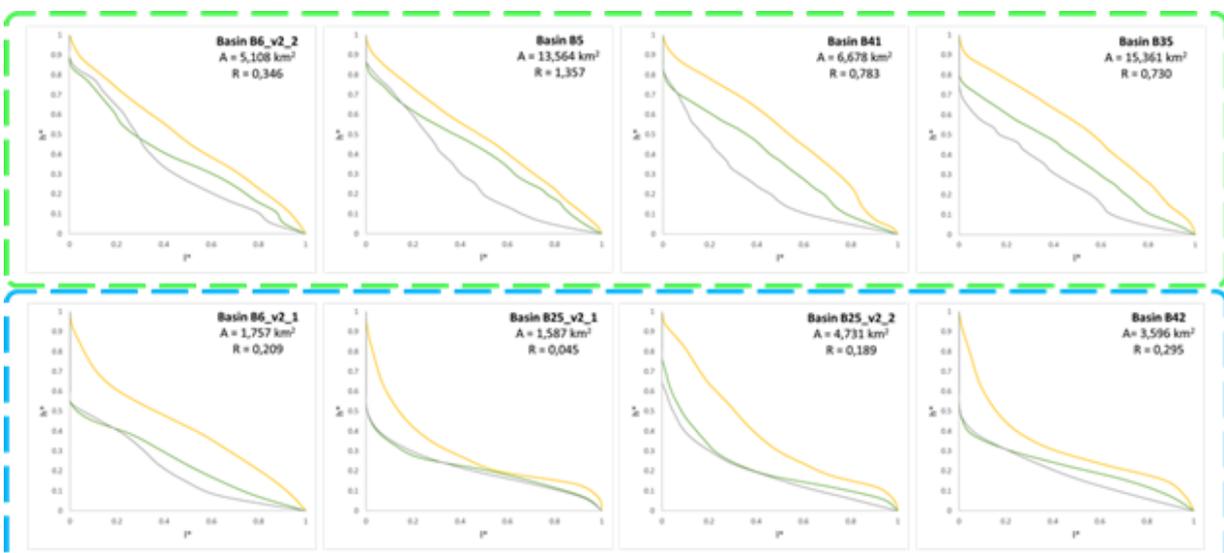
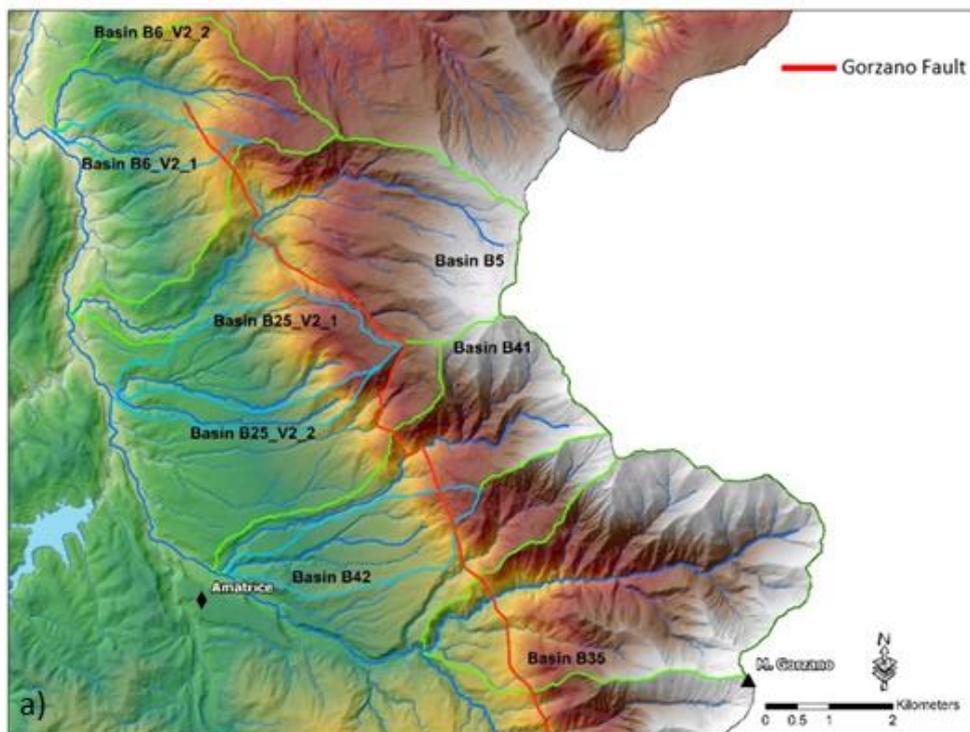


Figura 4.12 - Mappa dei 6 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto nel settore meridionale dell'area di studio e relativo *scatter plot* con indicazione della stima del *timing*.

Un ulteriore raggruppamento dei dati ottenuti è stato realizzato selezionando gli 8 bacini analizzati che si trovano in prossimità o che sono attraversati dalla faglia del Monte Gorzano.

Analizzando separatamente i dati di questi 8 bacini, attraverso la realizzazione del grafico $R - \ln A$, è stato possibile distinguere due serie di dati: i 4 bacini in cui la faglia attraversa il canale principale (bacini in verde nella Figura 4.13) hanno registrato una variazione del livello di base più recente rispetto agli altri 4 che si trovano quasi totalmente all'*hanging wall* della faglia (bacini in azzurro nella Figura 4.13). In particolare, risulta che nei bacini attraversati dalla faglia la variazione del livello di base sia avvenuta circa 0,0664 Ma fa (Pleistocene superiore) mentre negli altri bacini sia avvenuta circa 0,6427 Ma fa (Pleistocene medio).



b)

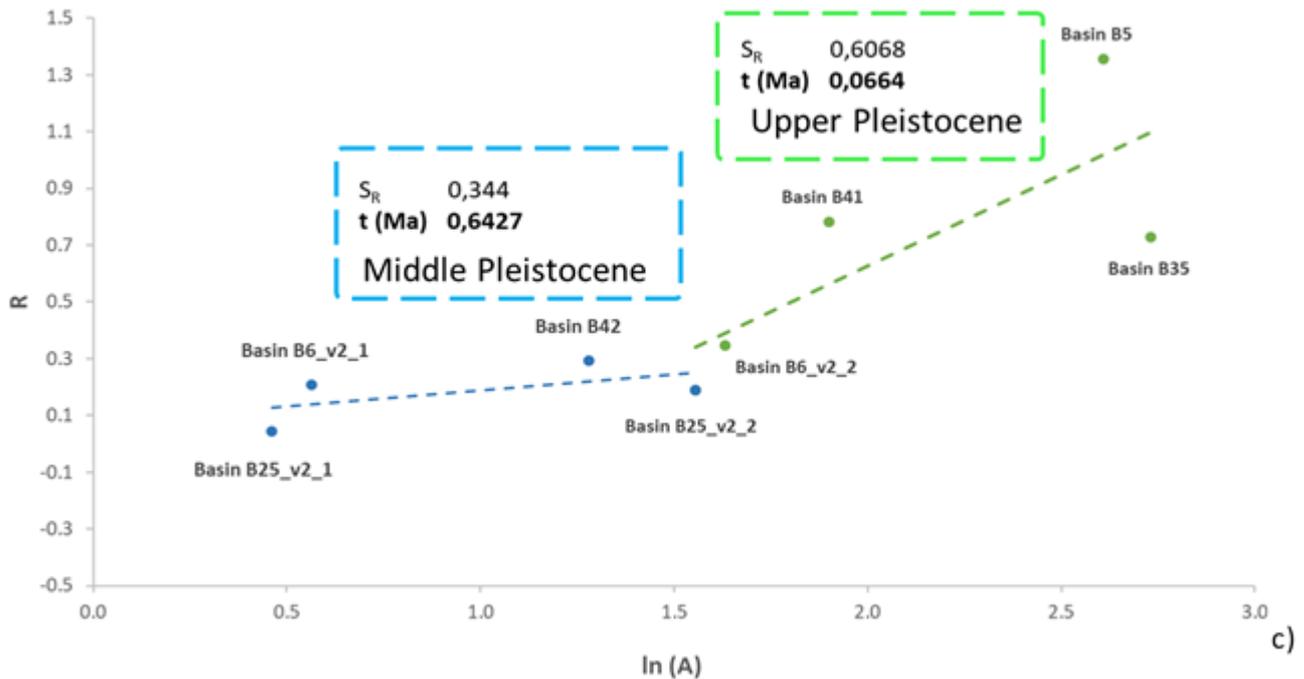


Figura 4.13 – a) Mappa degli 8 bacini idrografici dei tributari del Fiume Tronto nel settore interessato dalla faglia del Monte Gorzano. b) Integrali ipsometrici realizzati per gli 8 bacini in esame. c) Scatter plot che illustra le due serie di dati individuate con indicazione della stima del *timing*.

4.1.3 RISULTATI DELL'ANALISI DEI PROFILI LONGITUDINALI DELLA RETE IDROGRAFICA MEDIANTE IL PARAMETRO χ

Attraverso la realizzazione della mappa del χ è stato possibile ottenere informazioni utili sullo stato di disequilibrio del reticolo idrografico del Fiume Tronto generato dalla presenza della faglia del Monte Gorzano.

Come illustrato nel Capitolo 2, tale struttura non attraversa completamente l'area di studio, per questo, al fine di evidenziare la distribuzione spaziale dei valori di χ lungo la faglia, le analisi sono state realizzate nel settore centro-settentrionale del bacino del Fiume Tronto.

A partire dal DTM, i valori di χ sono stati estratti utilizzando le funzioni Matlab® di *TopoToolbox* (Schwanghart e Scherler, 2014) e successivamente è stata realizzata la mappa della distribuzione spaziale dei valori.

Nel presente caso di studio non è stato possibile confrontare i dati ottenuti alle medesime isoipse, in quanto la faglia attraversa il versante a diverse quote e per tale motivo l'approccio utilizzato è stato quello di confrontare i valori di χ ottenuti a quote differenti.

Inizialmente è stata confrontata la distribuzione dei valori di χ estratti a quote diverse rispettivamente all'*hanging wall* (Grafico 1 della Figura 4.14) e al *footwall* (Grafico 2 della Figura 4.14) della faglia.

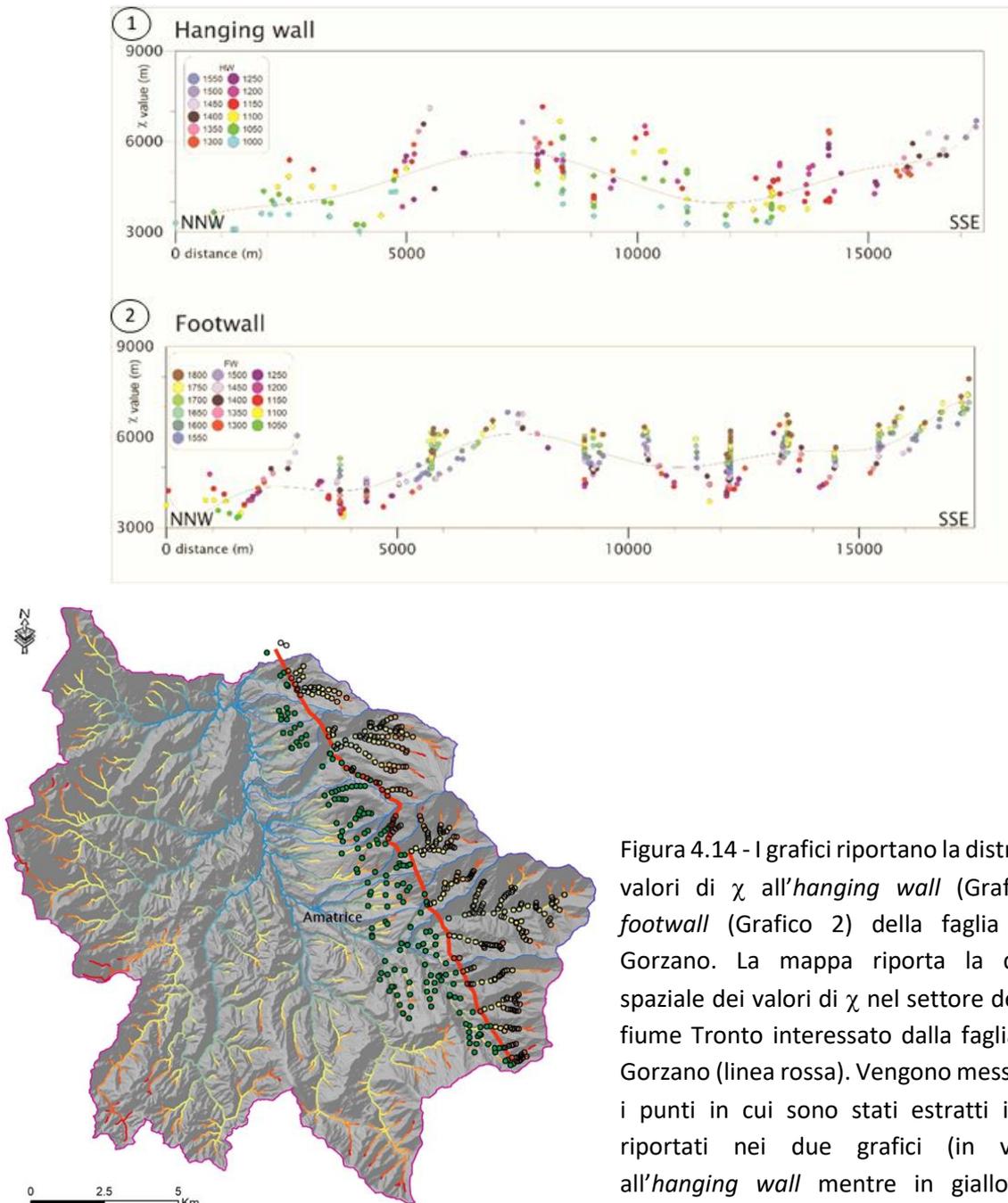


Figura 4.14 - I grafici riportano la distribuzione dei valori di χ all'*hanging wall* (Grafico 1) e al *footwall* (Grafico 2) della faglia del Monte Gorzano. La mappa riporta la distribuzione spaziale dei valori di χ nel settore del bacino del fiume Tronto interessato dalla faglia del Monte Gorzano (linea rossa). Vengono messi in evidenza i punti in cui sono stati estratti i valori di χ riportati nei due grafici (in verde punti all'*hanging wall* mentre in giallo i punti al *footwall*).

Successivamente sono stati confrontati i dati ottenuti nei punti in cui la faglia attraversa il reticolo idrografico ed è stato quindi possibile ipotizzare l'andamento del rigetto verticale (*throw*) lungo la struttura, secondo la metodologia proposta da Peronace et al. (2018), della porzione di faglia analizzata nel presente lavoro (Figura 4.15). La figura riportata di seguito riassume le analisi realizzate sulla distribuzione dei valori di χ ; in verde è possibile osservare l'andamento dei valori di

χ ottenuti nei punti in cui la faglia attraversa il reticolo idrografico, in arancione l'andamento dei dati estratti a quote differenti al *footwall* della faglia (estratti dal Grafico 2 della Figura 4.14) ed in rosso l'andamento del rigetto ipotizzato.

L'analisi dei dati suggerisce che la faglia del Monte Gorzano possa essere suddivisa in tre settori, due dei quali, quello settentrionale e quello meridionale, risulterebbero attivi. Il settore settentrionale (Settore A) potrebbe attivarsi in risposta all'attività della faglia del Monte Vettore, mentre il settore meridionale (Settore C) potrebbe essere considerato come la parte terminale della faglia che prosegue e borda il Lago di Campotosto, come già evidenziato da Galadini e Messina (2001) e da Galadini e Galli (2003).

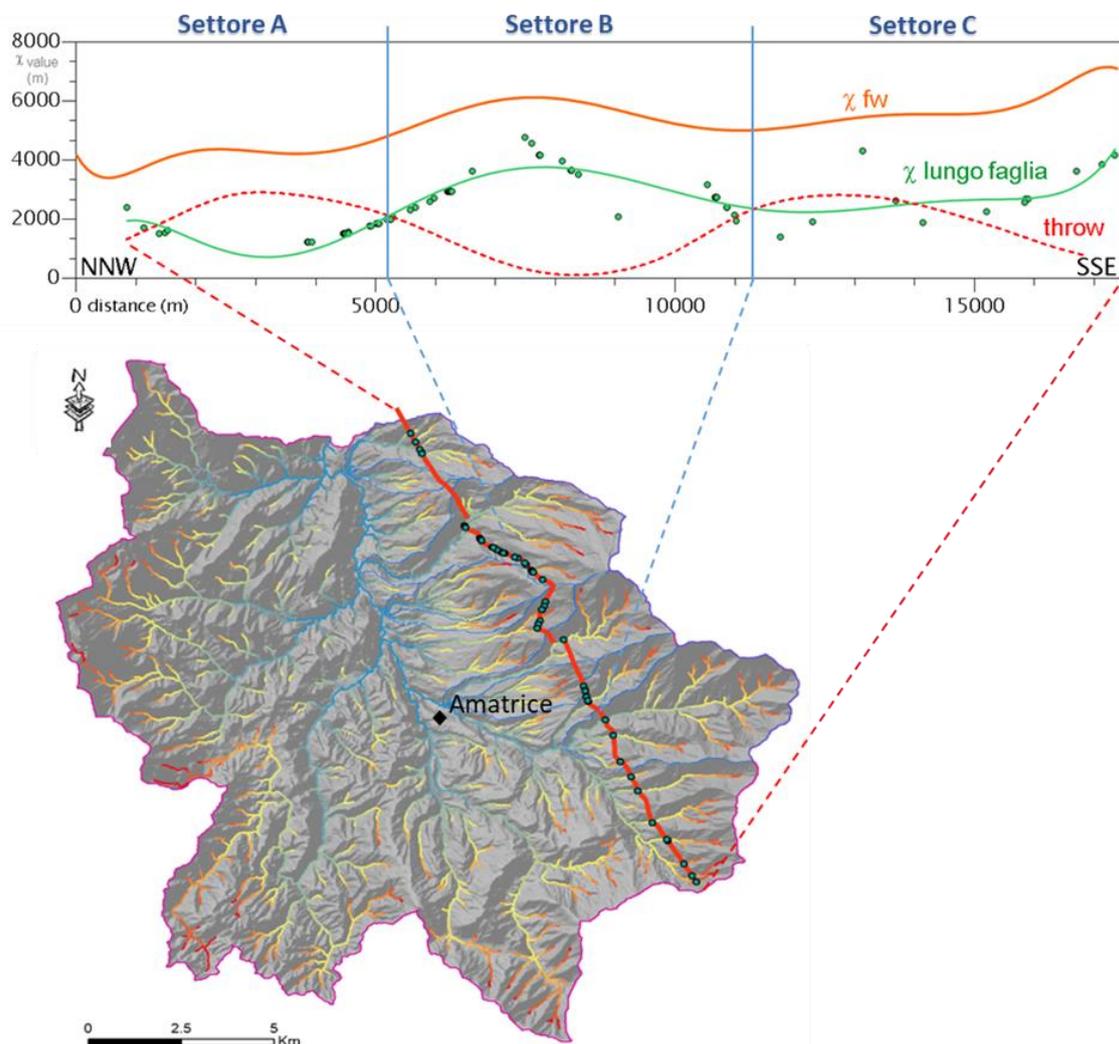


Figura 4.15 - Grafico della distribuzione dei valori di χ . La linea verde interpola i valori estratti all'intersezione con faglia del Monte Gorzano; la linea arancione interpola i valori di χ all'intersezione con le isoipse a diverse quote; la linea tratteggiata rossa rappresenta l'ipotetico andamento del rigetto della faglia. La mappa riporta la distribuzione spaziale dei valori di χ nel settore del bacino del Fiume Tronto interessato dalla faglia del Monte Gorzano (linea rossa) in cui sono evidenziati i punti (in verde) in corrispondenza dei quali sono stati estratti i valori di χ (punto di intersezione dei canali con faglia del Monte Gorzano).

4.2 RISULTATI DELLO STUDIO DEI *MARKERS* GEOMORFOLOGICI

L'analisi dei *markers* geomorfologici è stata concentrata sull'identificazione e sulla correlazione delle numerose superfici terrazzate di origine fluviale, presenti nelle immediate vicinanze del Fiume Tronto.

Il rilevamento di compagna ha permesso di distinguere le varie tipologie di deposito sulle quali sono impostate numerose superfici terrazzate (Mancini et al., 2019).

Come anticipato nel Paragrafo 2.3, l'Unità Amatrice-Sommati (*UAS*) con i suoi due membri (conglomeratico inferiore, *UASc*, e sabbioso superiore, *UASs*) risulta essere l'unità quaternaria più estesa presente nell'alto bacino del Fiume Tronto. I due membri che costituiscono l'*UAS* sono generalmente separati da una blanda superficie di erosione leggermente ondulata.

Il membro conglomeratico inferiore (*UASc*) è composto da conglomerati e ghiaie lenticolari e tabulari (Figura 4.16). All'interno dell'*UASc* si possono riconoscere due principali *lithofacies*: ghiaie fluviali e conglomerati di conoide alluvionale. Le ghiaie sono costituite da ciottoli ben arrotondati, per lo più di forma discoide con diametro massimo di 30 cm che risultano generalmente ben



ordinate anche se, in alcuni sporadici casi, sono presenti livelli con ghiaie scarsamente ordinate immerse in abbondante matrice sabbiosa; generalmente risultano ben stratificate, con spessori compresi tra 1 e 3 m. In alcuni casi è stato possibile osservare la presenza di calcite post-deposizionale che ha cementato localmente le ghiaie.

Figura 4.16 - Ghiaie fluviali ben addensate dell'Unità Amatrice-Sommati (*UAS*) del membro conglomeratico inferiore (*UASc*).

Questo membro risulta prevalentemente composto da clasti di arenarie e siltiti della Formazione della Laga ed in piccola parte da clasti carbonatici e marnosi (come indicato anche da Basili e D'Ambrogio, 2010). Le sabbie risultano composte principalmente da quarzo, feldspato e moscovite. I conglomerati di conoide alluvionale sono costituiti da ciottoli ben arrotondati con dimensione massima di circa 40 cm, principalmente di arenaria e in alcuni casi da marne calcaree (questi ultimi trovati solo negli affioramenti più meridionali al piede del Monte Gorzano). Essi presentano stratificazione planare ed i clasti risultano immersi in una matrice sabbiosa.

L'UASs risulta composto da due *lithofacies* costituite da sabbie di conoide alluvionale e sabbie limose fluviali; entrambe presentano la stessa composizione mineralogica delle sabbie intrecciate di UASc. Le sabbie di conoide alluvionale, spesse fino a 35-40 m, spesso contengono ciottoli arrotondati con diametro fino a 40 cm e, nella parte superiore, grandi blocchi di arenaria isolati. Le sabbie limose fluviali sono presenti soltanto nella parte più alta della successione che culmina nel terrazzo di Amatrice e hanno uno spessore fino a 12-15 m. Sono composte da livelli sottili di sabbie di colore beige-giallo, intercalati a strati orizzontali e laminati a croce con matrice limosa riferibile a un ambiente fluviale di acque poco profonde.

L'Unità di Retrosi (*URT*) è costituita da conglomerati e ghiaie con uno spessore fino a 30-40 m, coperti localmente da pochi metri di sabbia fine. A livello locale, questa unità comprende sabbie limose spesse circa 10-12 m imputabili ai tributari del Fiume Tronto. Le imbricazioni dei clasti mostrano la direzione SSE-NNW prevalente del flusso lungo l'asta principale del Fiume Tronto e dei flussi con direzione NE-SW provenienti dagli affluenti in destra idrografica. L'Unità Retrosi può essere dunque riferita ad un sistema fluviale intrecciato che ha depositato ghiaia che passa verso l'alto a depositi sabbiosi.



Figura 4.17 - Conglomerati e ghiaie embricati dell'Unità di Retrosi (*URT*).

Come già illustrato nel Paragrafo 2.3, i depositi alluvionali terrazzati (*Unità db*) presentano spessori fino a 10 m e fiancheggiano il Fiume Tronto ed i suoi affluenti. Questa unità è composta prevalentemente da ghiaie ben imbricate e ben arrotondate, con clasti fino a 30 cm, e localmente

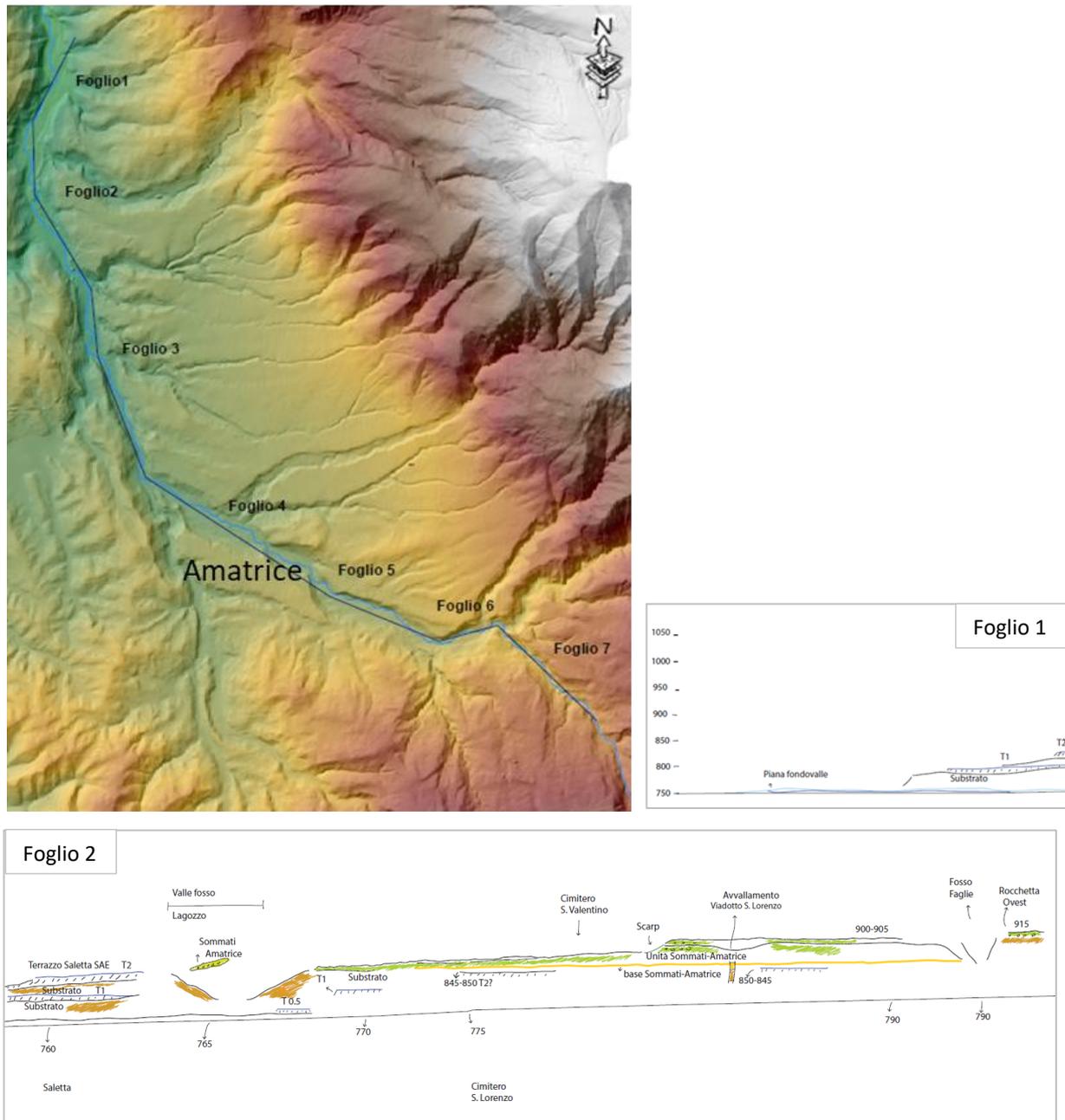


da sabbie di media grandezza intercalate a limo. Infine, i depositi alluvionali recenti (*Unità da*) affiorano sul fondovalle del reticolo idrografico e sono costituiti da ciottoli ben arrotondati ed embricati che si alternano a strati sabbiosi (Figura 4.18).

Figura 4.18 - Depositi alluvionali recenti (*Unità da*) che affiorano sul fondovalle del Fiume Tronto.

L'identificazione delle superfici, come illustrato nel Paragrafo 3.3, è avvenuta mediante l'analisi spaziale delle pendenze calcolate a partire dal DTM e attraverso rilevamento di campagna e analisi di foto aeree e di immagini satellitari (disponibili su Google® Earth).

Al fine di comprendere i rapporti geometrici tra le numerose superfici, sono state realizzate proiezioni delle stesse rispetto l'attuale fondo valle del Fiume Tronto (come riportato nella Figura 4.19).



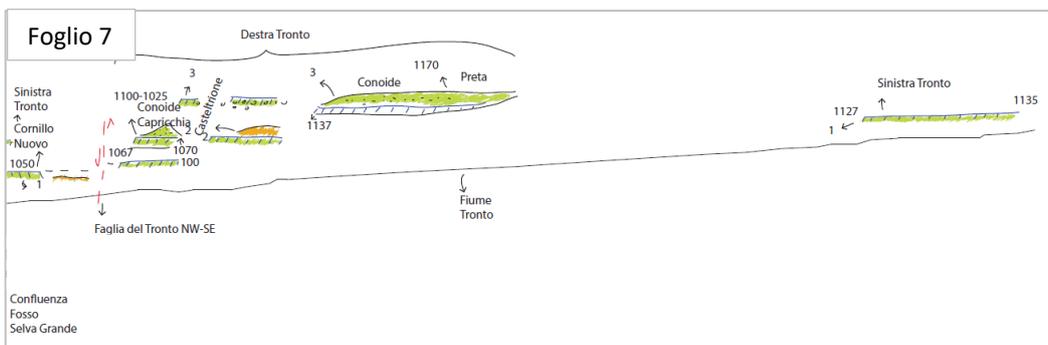
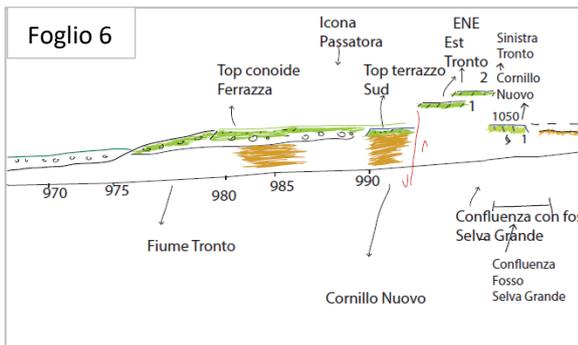
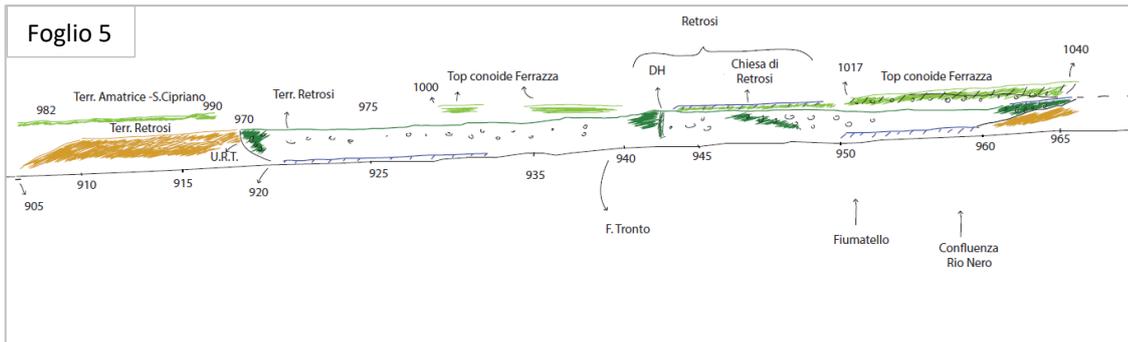
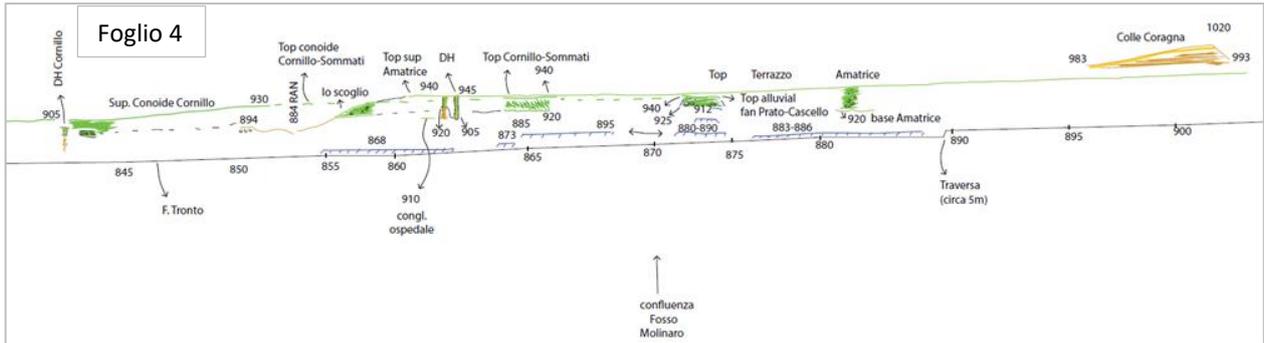
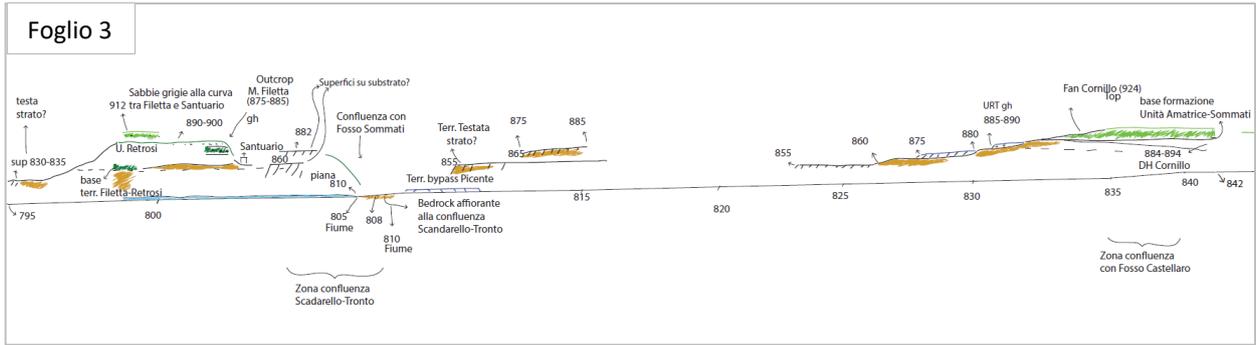


Figura 4.19 - Mappa della traccia delle proiezioni delle superfici terrazzate e disegni delle proiezioni.

Per le superfici terrazzate con maggiore estensione, a partire dal DTM, sono stati realizzati numerosi profili topografici al fine di apprezzarne l'andamento e la correlazione con le superfici limitrofe.

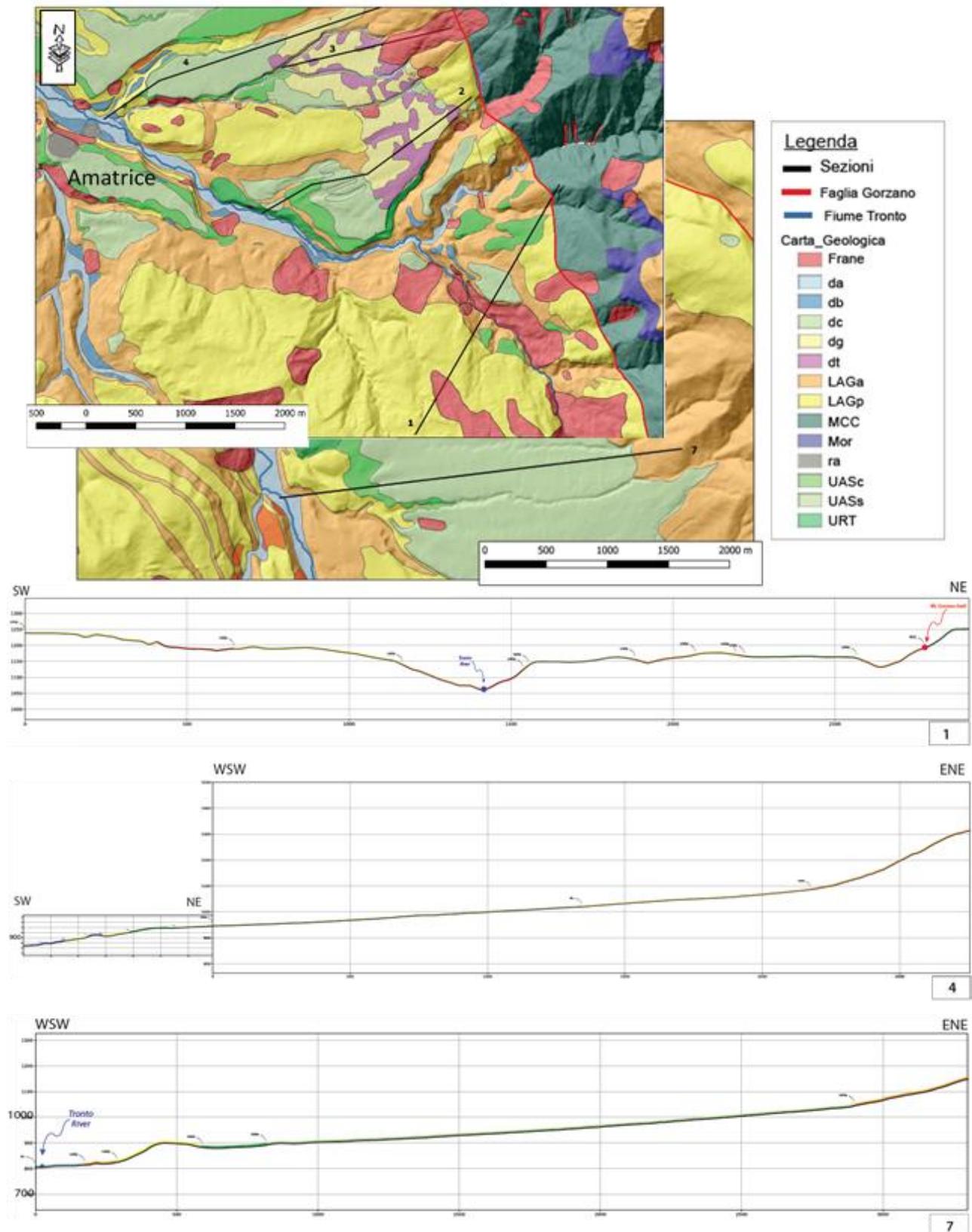


Figura 4.20 - Carta Geologica del settore di Amatrice con localizzazione delle tracce di alcune sezioni topografiche realizzate. In basso tre esempi di sezioni topografiche.

Dall'analisi delle superfici terrazzate e dalle verifiche di campagna è stato possibile distinguere le superfici terrazzate impostate su materiale alluvionale da quelle impostate sul substrato affiorante, generate da estesi fenomeni di erosione areale. In numerosi casi è stato possibile osservare che anche i depositi alluvionali recenti sono stati interessati da estesi fenomeni di erosione areale che non rendono più riconoscibili le originarie superfici di accumulo.

La presenza di numerose superfici terrazzate, attualmente sospese sul fondovalle, testimonia il progressivo approfondimento vallivo ad opera del Fiume Tronto e dei suoi affluenti; inoltre, correlando tali superfici, escludendo quelle di diversa origine (per esempio le ampie spianate in corrispondenza di deformazioni gravitative di tipo DGPV, Martino et al., 2019b) che hanno interessato il corso d'acqua principale, è stato possibile ricostruire l'ipotetico profilo longitudinale pre-olocenico del corso d'acqua (Figura 4.21).

Applicando un criterio morfostratigrafico e considerando superfici simili poste alle medesime quote nei medesimi settori delle valli appenniniche è stata stimata l'età delle superfici nell'area di Accumoli. In particolare le superfici più alte e antiche sono state attribuite genericamente al Pleistocene medio, mentre quelle poste a quote a minori sono state attribuite al Pleistocene superiore.

La disposizione delle numerose superfici terrazzate indica che il bacino ha registrato diverse variazioni del livello di base che hanno generato altrettante onde erosivo regressive che si sono propagate verso monte, dal punto in cui è avvenuta la variazione, la più recente delle quali è testimoniata dalla presenza della *knickzone*. Come si può osservare nella Figura 4.21, nel tratto a monte delle DGPV sono infatti presenti il maggior numero di superfici terrazzate, che tendono a diminuire progressivamente spostandosi verso nord.

Analizzando inoltre i dati delle stratigrafie dei sondaggi disponibili nelle immediate vicinanze del fondovalle del corso d'acqua principale, è stato possibile stimare lo spessore massimo dei depositi alluvionali olocenici, valutato intorno ai 20-25 m (Figura 4.22).

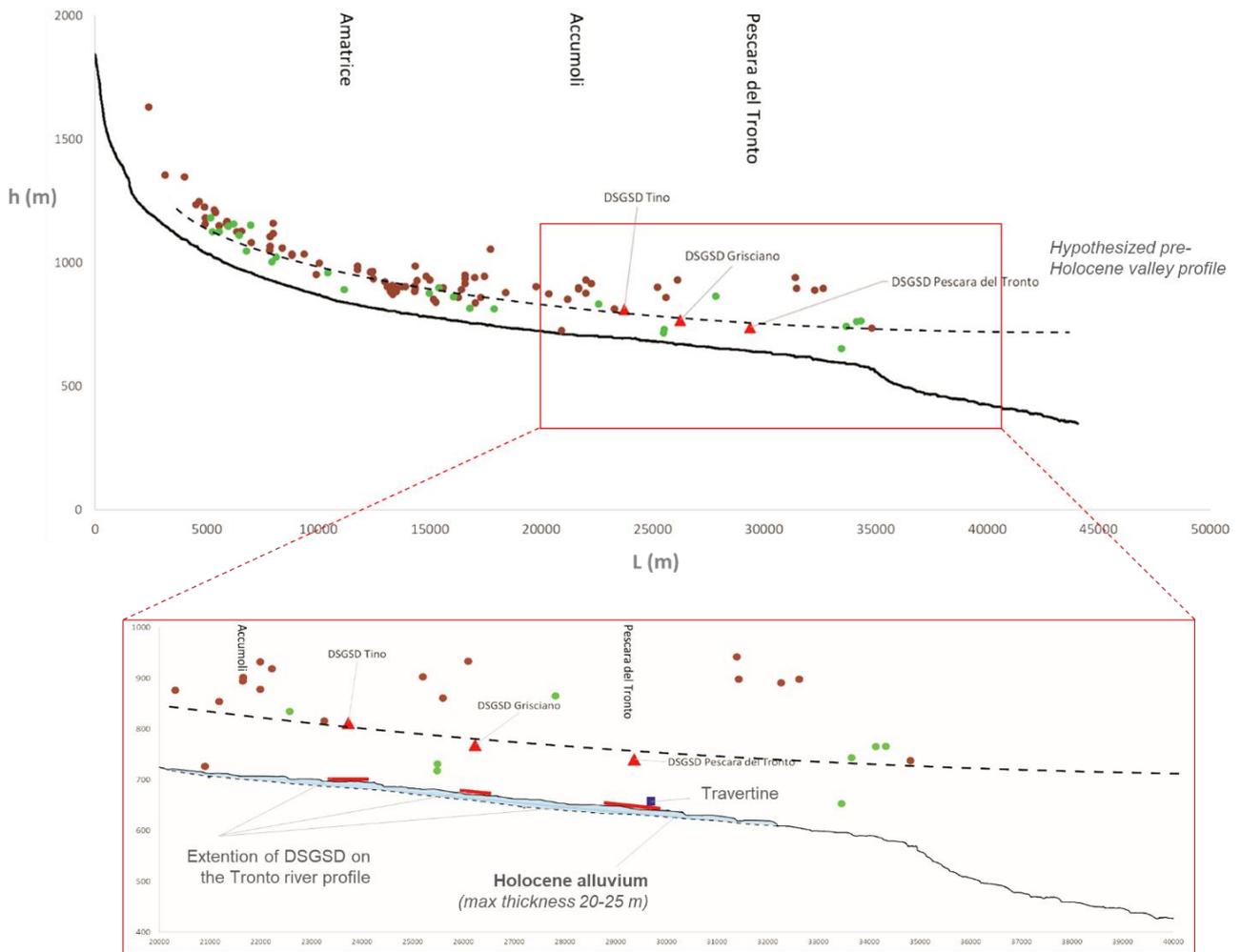


Figura 4.21 - Distribuzione delle superfici terrazzate lungo il profilo longitudinale del Fiume Tronto (linea nera). Le superfici terrazzate in cui affiora il substrato vengono indicate in marrone, mentre le superfici in cui sono presenti depositi alluvionali vengono indicate in verde. I triangoli rossi rappresentano le DGPV mentre le linee rosse approssimano l'estensione delle stesse rispetto al corso d'acqua. La linea nera tratteggiata rappresenta l'ipotetico profilo longitudinale pre-olocenico del fiume. L'età delle superfici nell'area di Accumoli, seguendo un criterio morfostratigrafico, anche considerando superfici simili poste alle medesime quote nei medesimi settori delle valli appenniniche, è il Pleistocene medio per le superfici più alte e antiche e il Pleistocene superiore per quelle poste a quote a minori.

Attraverso l'analisi delle superfici terrazzate all'interno del bacino di Amatrice, è stato possibile osservare che lo spessore massimo dei depositi, che non supera i 60 m, si riscontra nella parte centrale del bacino stesso e che tale spessore si riduce progressivamente sia a est che a ovest, come mostrato nell'esempio riportato in Figura 4.21.

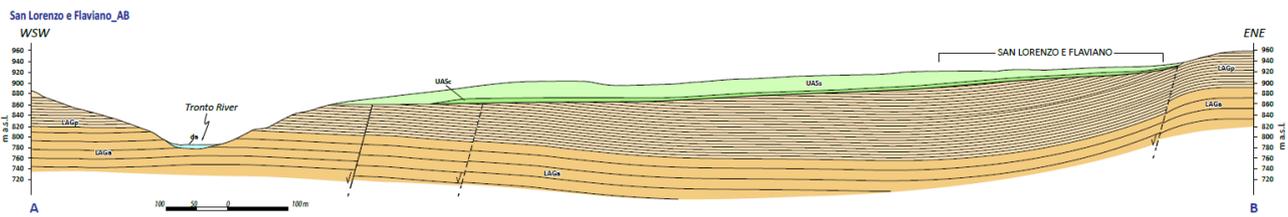
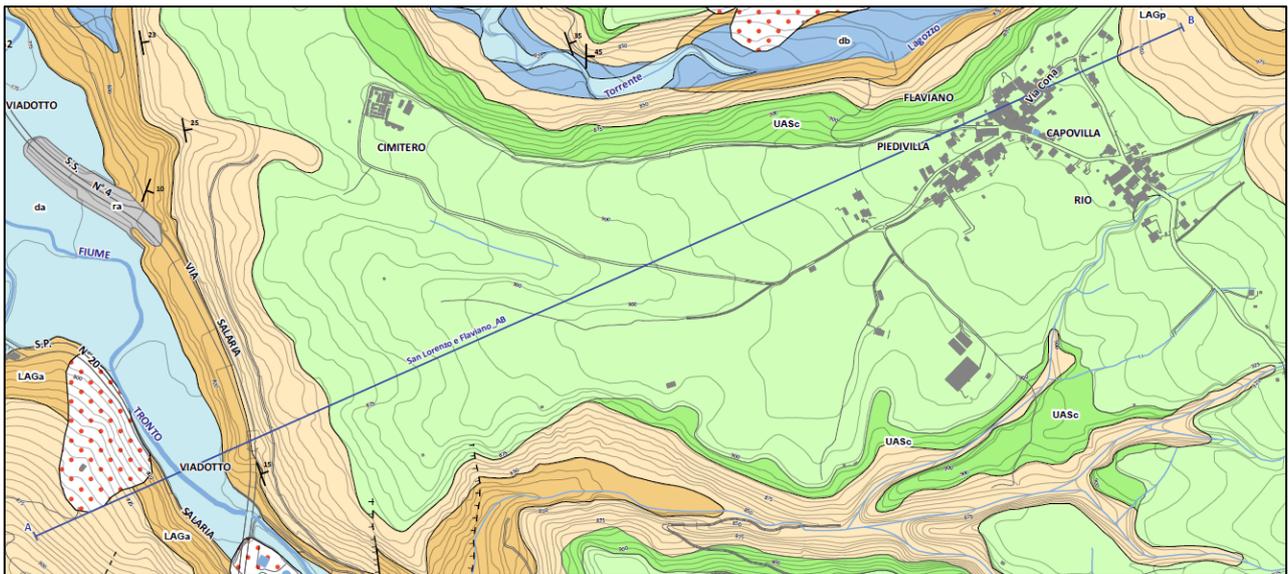


Figura 4.22 - Traccia e sezione geologica di uno dei terrazzi deposizionali del bacino di Amatrice; modificata da Vignaroli et al. (2019).

5 DISCUSSIONE

5.1 INFLUENZA DELL'ATTIVITÀ TETTONICA RECENTE SUL BACINO IDROGRAFICO DEL FIUME TRONTO

La combinazione delle analisi geomorfometriche, di tipo ipsometrico tempo-dipendenti, e delle analisi sui *markers* geomorfologici, con particolare attenzione alla serie di superfici terrazzate di origine fluviale, ha consentito di stimare la tempistica delle variazioni più significative del livello di base dell'erosione nell'alto bacino del Fiume Tronto durante il Quaternario. In particolare, ha permesso di determinare con buona approssimazione l'età dell'ultima variazione del livello di base dell'erosione avvenuta durante l'Olocene, legata alla migrazione verso monte di una *knickzone* della tipologia *slope-break*. Inoltre, la modellazione dei profili longitudinali associata allo studio delle superfici terrazzate ha permesso di comprendere meglio gli effetti che queste variazioni del livello di base hanno avuto sia a livello locale (singolo canale) che a scala di intero sistema fluviale (intera rete idrografica).

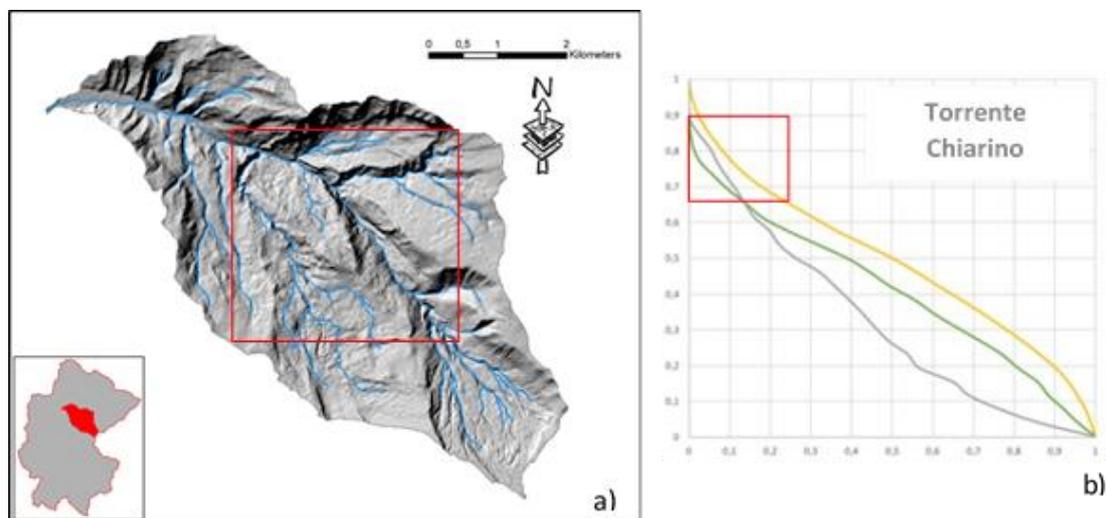


Figura 5.1 - a) Esempio di uno dei sottobacini del Fiume Tronto con evidenza (rettangolo rosso) di una zona di possibile cattura fluviale. La figura riporta il DTM del bacino idrografico del Torrente Chiarino ed il relativo reticolo idrografico estratto secondo la procedura riportata nel Capitolo 2. b) Curve ipsografiche del bacino del Torrente Chiarino in cui è possibile osservare che nella testata del bacino la curva H_n (curva di colore verde) si trova al di sotto della curva H_r (curva di colore grigio), l'area del grafico è evidenziata dal rettangolo rosso: questo fatto può essere dovuto alla presenza di catture fluviali provocate dalla riorganizzazione spaziale del reticolo idrografico.

Il reticolo idrografico del Fiume Tronto risulta inoltre influenzato dall'attività tettonica, essendo caratterizzato da zone con un pattern prevalentemente sub-parallelo con andamento E-W, alternate a zone con un pattern sub-dendritico. Inoltre, esso presenta numerose evidenze di catture fluviali (Figura 5.1), come già osservato anche da Cacciuni et al. (1995).

L'interazione tra la rete idrografica e i movimenti in massa di grosse dimensioni sui versanti risulta evidente sia dallo studio delle anomalie dell'indice *SL* lungo il profilo longitudinale del canale principale del Fiume Tronto sia dallo studio dei *markers* geomorfologici e dalle analisi del reticolo minore. Esaminando la *knickzone* principale è stato possibile ipotizzare che l'instabilità del versante in cui sorgeva l'abitato di Pescara del Tronto e, spostandosi verso sud, quelle in prossimità di Grisciano e di Tino, possano essere riconducibili all'onda erosivo-regressiva generata dalla variazione del livello di base dell'erosione, seguendo un meccanismo di causa-effetto (i.e., incisione fluviale-instabilità di versante) noto in letteratura per alcuni settori attivi della catena himalayana (Larsen et al., 2010) e, in minore misura, per i corsi d'acqua che drenano catene a basso tasso di sollevamento e a media-bassa energia del rilievo, come ad esempio l'Appennino.

In accordo con tale modello, l'alto tasso di approfondimento vallivo avvenuto durante l'ultima parte del Pleistocene nell'alta valle del Fiume Tronto avrebbe favorito lo sviluppo delle instabilità di versante in roccia di tipo DGPV. La sedimentazione intravalliva collegata alle instabilità, di notevole spessore e ampiezza sviluppate sui versanti, anche se a bassa velocità, avrebbe favorito l'alternarsi di fasi di aggradazione ed erosione, con prevalenza della prima fase durante l'Olocene. Infatti, ad oggi, parte dell'antico settore di profilo longitudinale più ripido risulta al di sotto di una coltre alluvionale spessa dai 15 ai 20 m (Figura 5.7).

La realizzazione di analisi nell'area epicentrale della sequenza sismica del 2016-2017, che ad oggi risulta essere ancora in atto, ha permesso di condurre importanti studi sia sulle strutture tettoniche attivate durante la crisi sismica, sia sulle conseguenze che tale sequenza ha indotto nel paesaggio. Lo studio realizzato non ha permesso però di comprendere il ruolo esercitato dalle singole strutture tettoniche sulla morfodinamica fluviale presente e passata dell'area, a causa della sovrapposizione degli effetti dovuti alla presenza di grandi instabilità di versante di tipo gravitazionale sulle variazioni del livello di base locale e di conseguenza sui modelli spaziali del profilo longitudinale.

Nonostante questo, sono stati ottenuti risultati rilevanti utili a meglio definire il comportamento delle principali strutture tettoniche che si trovano nell'area di studio, descritti nel dettaglio nei paragrafi a seguire.

5.1.1 CONSIDERAZIONI SULLA FAGLIA DEL MONTE GORZANO

Mediante le analisi realizzate attraverso un approccio multidisciplinare lungo la faglia del Monte Gorzano è stato possibile ottenere alcune informazioni circa le variazioni laterali del rigetto verticale lungo la struttura.

In particolare, analizzando la distribuzione dei valori di χ (riportati dettagliatamente nel Paragrafo 4.1.3) è stato possibile osservare come il possibile andamento del rigetto permetta di suddividere la struttura analizzata in tre settori (Figura 5.3a).

Tale suddivisione, in particolare quella tra il Settore B ed il Settore C, trova riscontro anche in letteratura. Come è possibile osservare nella Figura 5.3b modificata da Galadini e Galli (2003), quello che nel presente lavoro viene indicato come Settore C corrisponde alla terminazione settentrionale della struttura che proviene da sud-est, bordando il Lago di Campotosto. L'andamento del rigetto cumulato permette di ipotizzare che tale settore abbia un tasso di attività maggiore di quelli limitrofi. Di fatto, oltre che in Galadini e Galli (2003), ciò trova corrispondenza anche in Galadini e Messina (2001), dove si riconosce l'attività di questo tratto della struttura durante il Tardo Pleistocene – Olocene, ma non per la parte nord della struttura (Settore B). Inoltre, l'andamento del rigetto verticale ricavato dall'andamento dei valori di χ lungo la faglia nei Settori B e C, trova riscontro con quanto indicato da Boncio et al., 2004 (Figura 5.2); gli autori attraverso la realizzazione di 11 sezioni geologiche realizzate a cavallo della faglia nella zona Amatrice-Campotosto, mostrano l'andamento del rigetto verticale della faglia del Monte Gorzano e indicano come il punto di massimo rigetto quello identificato dalla sezione 4 che ricade all'interno del Settore C del presente lavoro.

La verifica definitiva dei risultati ottenuti per il Settore C necessiterebbe dell'applicazione della metodologia adottata nel presente lavoro sul rimanente settore della faglia che borda il Lago di Campotosto, ove però la presenza del bacino artificiale e la mancanza di dati altimetrici precedenti la formazione dello stesso non hanno permesso ulteriori approfondimenti.

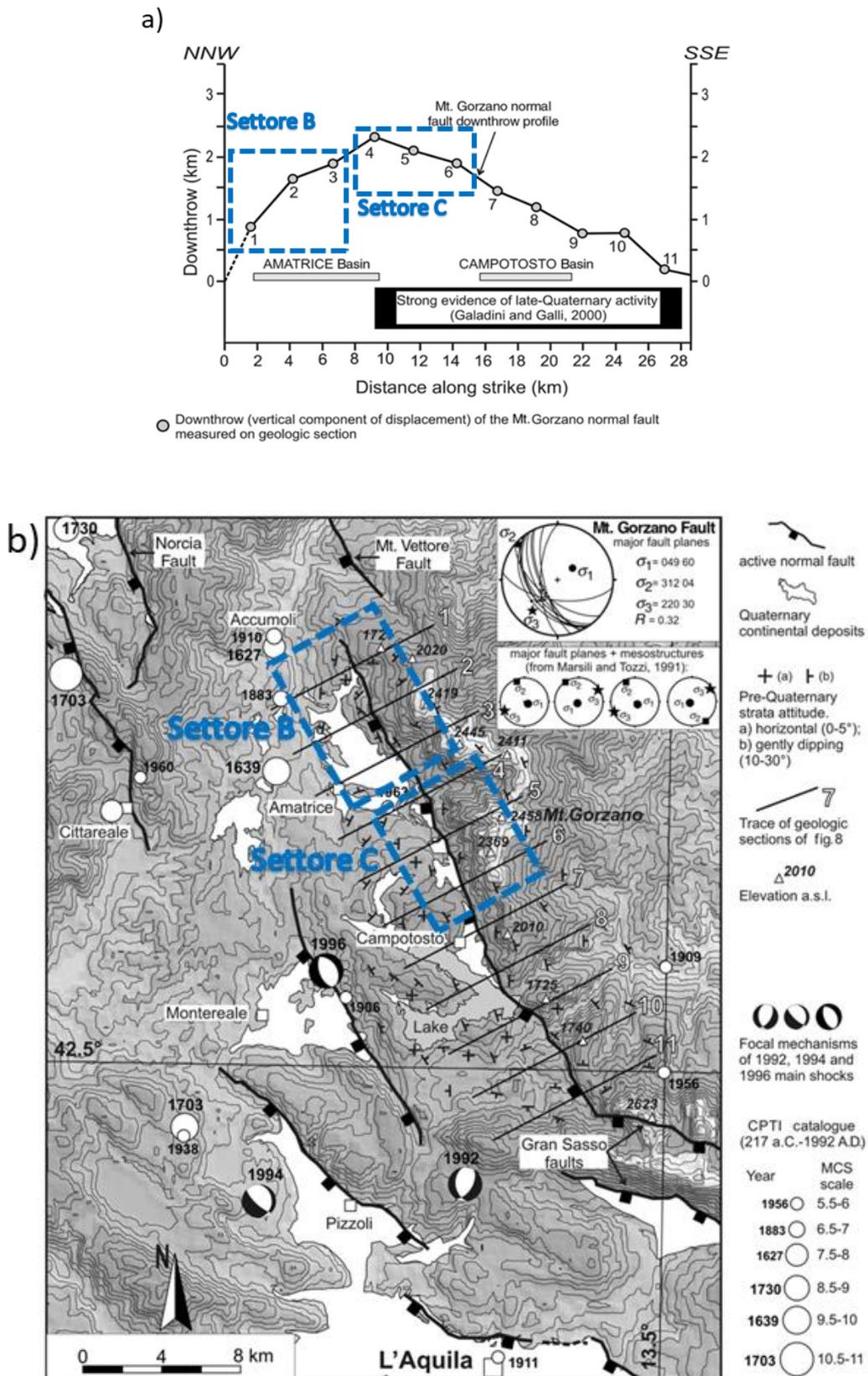


Figura 5.2 - Immagini modificate da Boncio et al., 2004. a) La figura riporta il rigetto verticale della faglia del Monte Gorzano ricavato dalle 11 sezioni geologiche realizzate dagli autori. b) La figura riporta le tracce degli 11 profili geologici realizzati per ricavare l'andamento del rigetto verticale di a). In a) e b) viene indicata la corrispondenza con i due settori meridionali individuati nel presente lavoro (Settore B e Settore C).

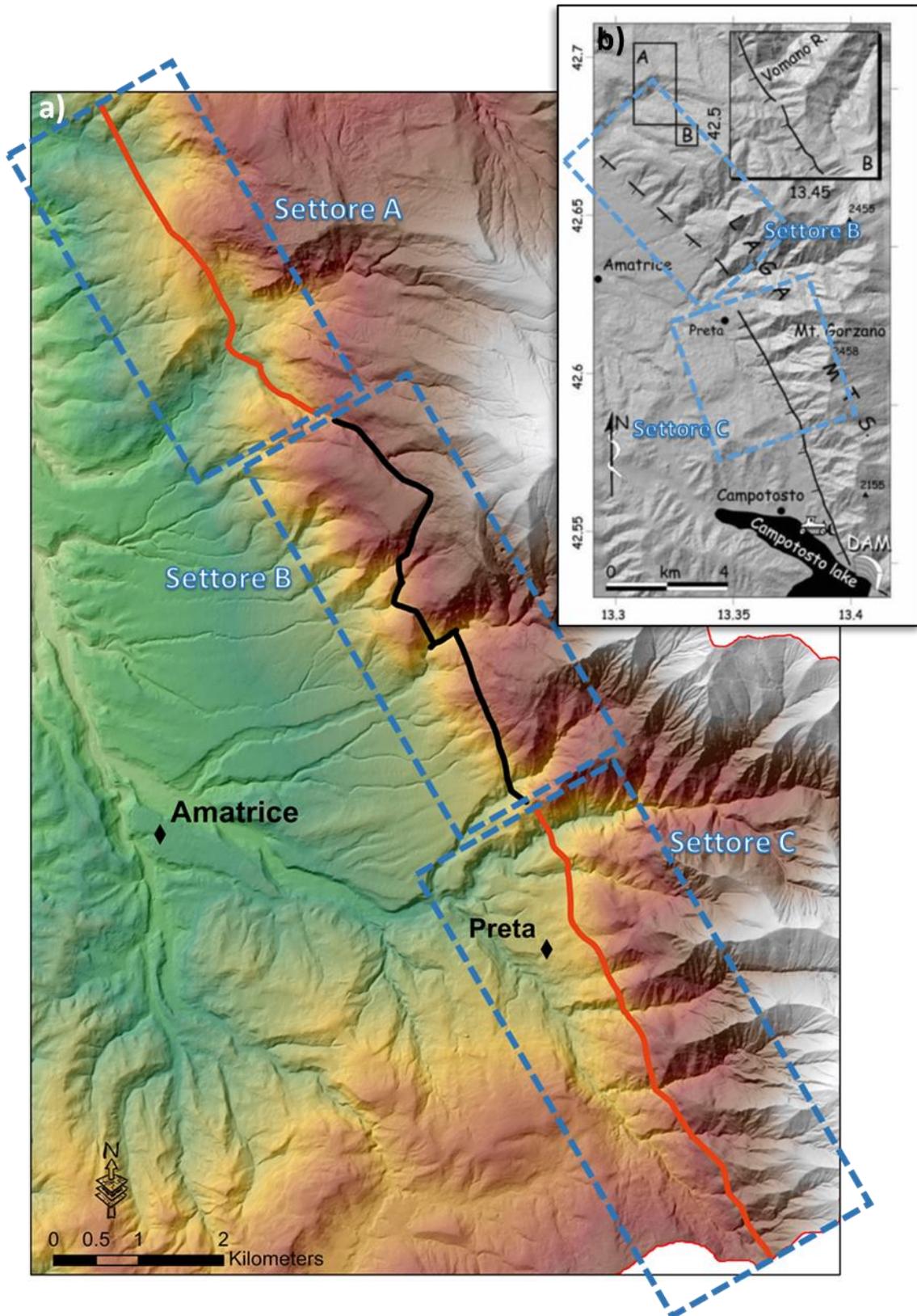


Figura 5.3 - a) Mappa dei tre settori della faglia del Monte Gorzano individuati mediante l'analisi del χ . b) Immagine modificata da Galadini e Galli (2003) che riporta l'andamento della faglia dei Monti della Laga. Gli autori riportano la parte settentrionale della struttura come non attiva ed una parte meridionale attiva (come indicato da Galadini e Messina, 2001). La figura riporta la corrispondenza delle due parti con i due settori meridionali individuati nel presente lavoro (Settore B e Settore C).

5.1.2 CONSIDERAZIONI SULLA FAGLIA DEL MONTE VETTORE

Come illustrato nel Capitolo 2, la faglia del Monte Vettore è la struttura responsabile dei terremoti del 24 agosto e del 30 ottobre 2016 che hanno generato importanti effetti sull'alto bacino del Fiume Tronto. Il rilevamento diretto della struttura, condotto nel periodo immediatamente successivo agli eventi principali della sequenza, ha permesso di osservare le evidenze della fagliazione superficiale anche in una zona ricadente all'interno dell'area di studio

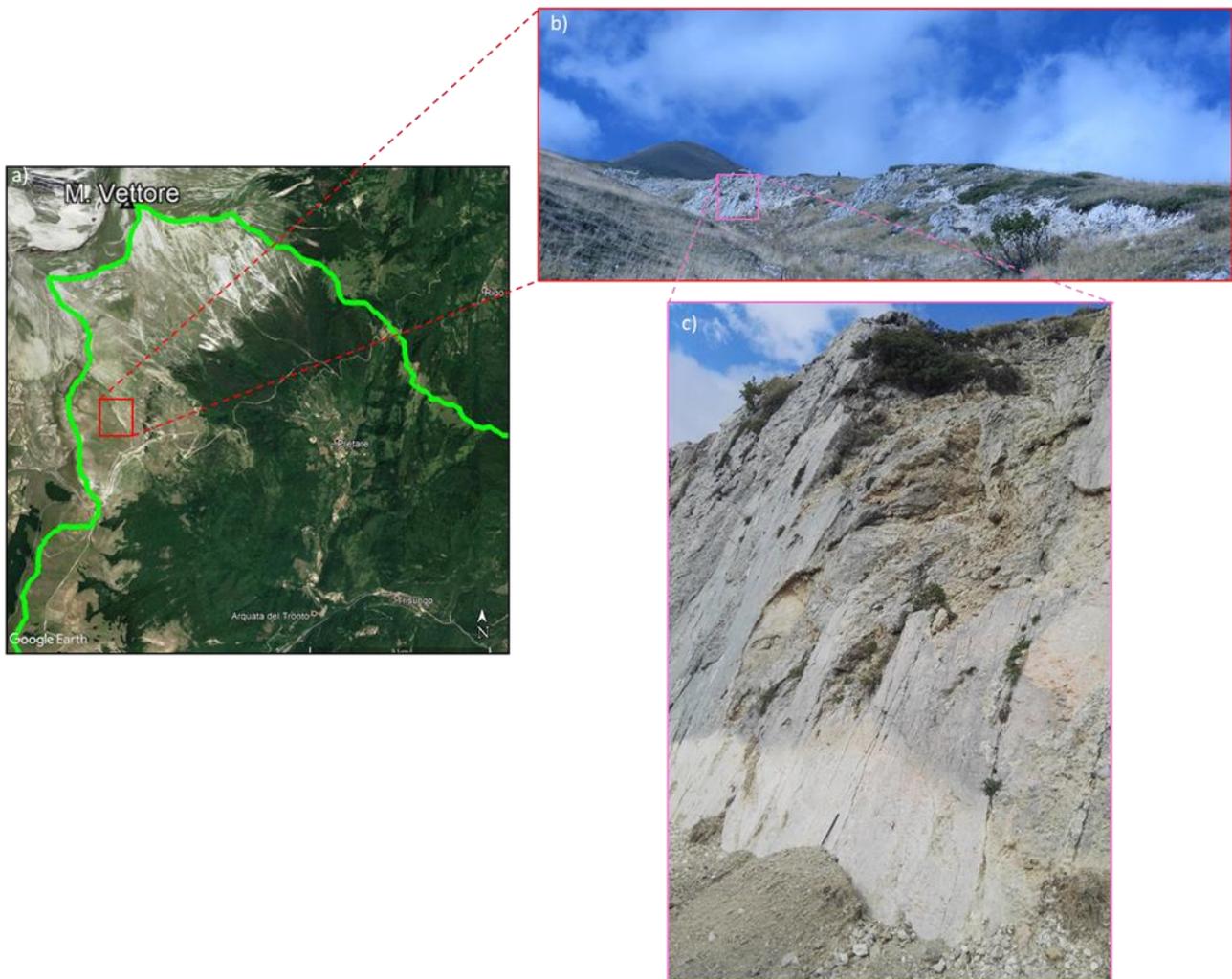


Figura 5.4 - a) Immagine realizzata su Google® Earth con indicazione del limite dell'area di studio e della localizzazione dell'immagine b). b) Foto del piano di faglia con indicazione della localizzazione dell'immagine c). c) Foto del piano di faglia con evidenza del ringiovanimento causato dai *mainshock* del 2016.

Come messo in evidenza dalle immagini interferometriche realizzate successivamente alle scosse del 24 agosto, del 26 e del 30 ottobre 2016 (Figura 2.11, 2.12, 2.13) è possibile osservare una importante deformazione del suolo nelle immediate vicinanze degli epicentri, il primo dei quali (24 agosto) localizzato ad 1 km ad ovest di Accumoli, ad una profondità di 8 km.

Gli effetti diretti osservati all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto legati ai *mainshocks* del 2016 hanno evidenziato l'importanza della caratterizzazione della struttura tettonica responsabile di tali eventi, al fine di valutarne le possibili correlazioni con la morfoevoluzione del reticolo idrografico. Tali studi sono stati realizzati adottando metodologie proprie degli studi geomorfologici e paleosismologici al fine di ricostruire la scansione temporale degli eventi di fagliazione (Galli et al, 2019).

Poiché la faglia principale si sviluppa lungo ripidi pendii carbonatici privi di sedimenti fini databili, le analisi sono state concentrate lungo il principale segmento antitetico che si è rotto in superficie per circa 5 km in occasione della scossa del 30 ottobre 2016 (faglia di San Lorenzo). Lo studio lungo questo segmento ha permesso la realizzazione di tre trincee paleosismologiche all'interno di depositi colluviali e di palude fagliati (Figura 2.14).

Mediante la datazione dei campioni prelevati all'interno delle tre trincee e alla loro correlazione con i dati pubblicati da Galadini e Galli (2003) relativi agli studi condotti lungo la faglia sintetica alla struttura principale (faglia di Prate Pala), è stato possibile delineare la storia sismica dell'Olocene del sistema di faglie del Monte Vettore. Gli studi effettuati hanno permesso di riconoscere sei eventi di fagliazione superficiale, compreso quello avvenuto nel 2016, verificatisi negli ultimi 9000 anni, con un periodo di ritorno medio per terremoti con $M_w \geq 6.6$ di $1,8 \pm 0,3$ kyr.

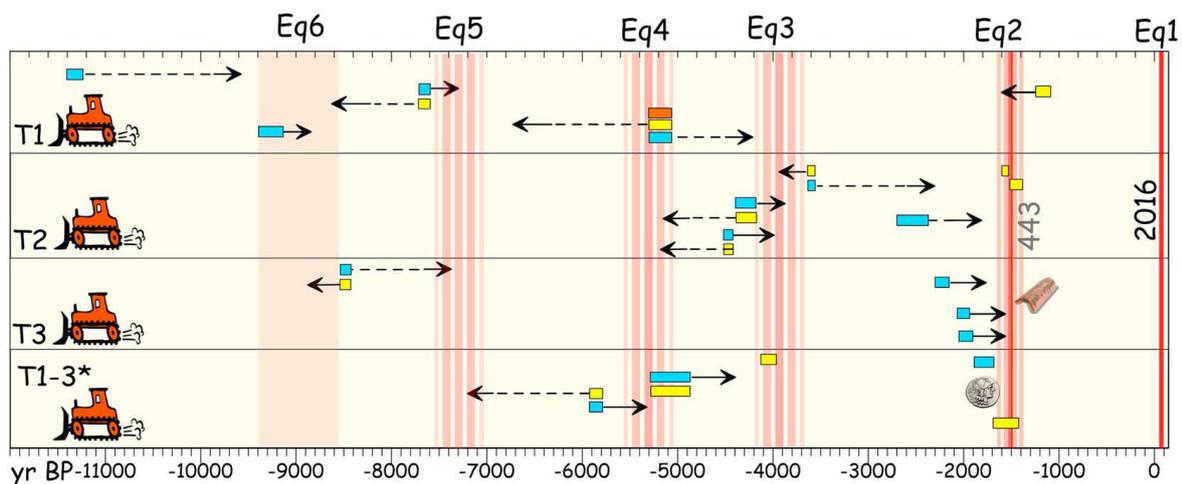


Figura 5.5 - Immagine da Galli et al. (2019). Cronogramma degli eventi che hanno portato a fenomeni di fagliazione superficiale identificati all'interno delle tre trincee realizzate (T1, T2, T3). T1-3* si riferisce ai dati delle trincee relative al lavoro di Galadini e Galli (2003). BP coincide con il 1950 d.C. Le barre orizzontali colorate rappresentano i campioni analizzati che forniscono informazioni sui diversi terremoti. I colori rappresentano: *quem* (arancione), *post quem* (azzurro) e *ante quem* (giallo). Le barre verticali suggeriscono l'intervallo più probabile del terremoto (Eq 1-6), come dedotto dall'età dei campioni e dalle informazioni derivanti dai depositi circostanti. I simboli della moneta e del racconto si riferiscono a reperti archeologici rinvenuti all'interno delle trincee e che forniscono vincoli cronologici.

Attraverso i dati derivanti principalmente dagli *splays* prospicienti il Piano Grande di Castelluccio è stato inoltre possibile definire lo *slip-rate* del sistema di faglie del Monte Vettore; da tali analisi è stato ottenuto un tasso massimo di 1,3 mm/anno focalizzato nell'area in cui è stato registrato il valore massimo di slip cosismico (superficiale ed in profondità) ed il massimo rilascio del momento sismico (Galli et al., 2019).

Anche se non è possibile definire in maniera rigorosa il ruolo del sistema di faglie del Monte Vettore nella morfodinamica fluviale del Fiume Tronto, è possibile ipotizzare che l'attività tettonica di questo sistema abbia portato l'alto bacino del Fiume Tronto a diverse variazioni del livello di base.

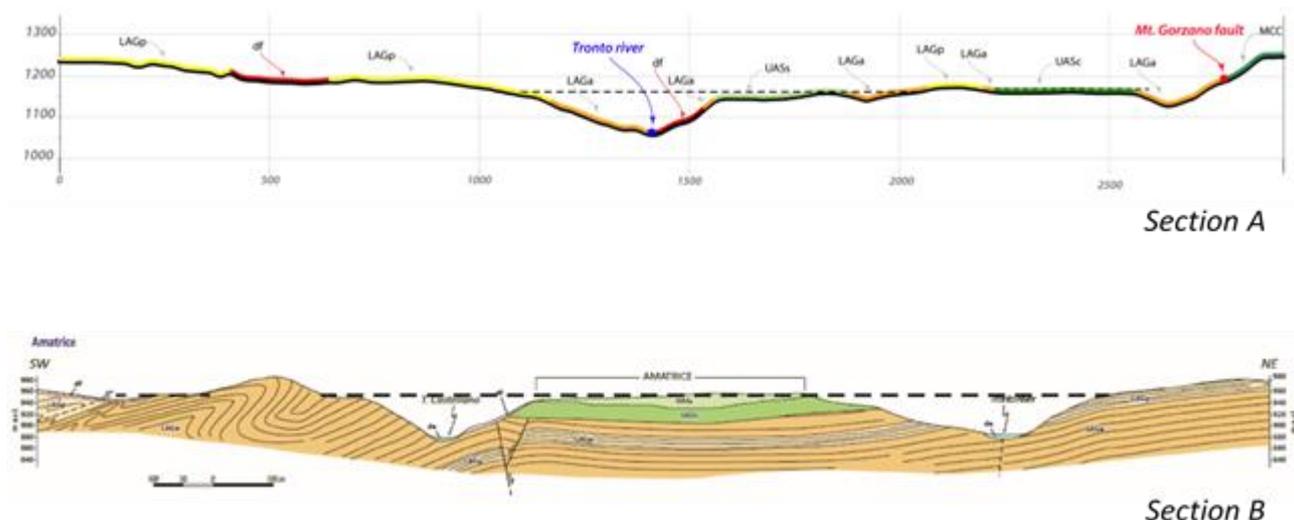
Correlando i dati ottenuti dallo studio del sistema di faglie del Monte Vettore con le analisi geomorfometriche e con lo studio dei *markers* realizzati nell'alto bacino del Fiume Tronto, è ragionevole ipotizzare che le variazioni del livello di base avvenute durante l'Olocene siano riconducibili all'attività tettonica del sistema di faglie del Monte Vettore.

5.2 VALUTAZIONI SULLE SUPERFICI TERRAZZATE DI AMATRICE

L'identificazione delle superfici terrazzate, avvenuta mediante l'analisi spaziale delle pendenze calcolate a partire dal DTM e l'analisi di foto aeree e di immagini satellitari (disponibili su Google® Earth), integrata con il rilevamento di campagna, ha permesso di ipotizzare l'andamento del profilo longitudinale pre-olocenico del Fiume Tronto, come illustrato nel Paragrafo 4.2, ma ha anche condotto ad importanti valutazioni circa l'erosione regionale che ha interessato l'area di studio.

Durante l'attività di ricerca, sono state individuate numerose superfici terrazzate, sospese sul fondovalle, il cui rilevamento ha permesso di distinguere quelle impostate su depositi alluvionali, di spessore massimo circa 60 m, da quelle impostate su substrato affiorante. Nel corso delle attività di rilevamento di campagna, all'interno dei depositi non sono stati individuati materiali databili e per tale ragione si può soltanto ipotizzare che i fenomeni che hanno portato al riempimento del bacino di Amatrice siano avvenuti durante il Quaternario.

La geometria delle superfici terrazzate ed i limitati spessori dei depositi, interessati da estesi fenomeni di erosione areale, forniscono importanti informazioni circa l'erosione ed il successivo trasporto a valle dei sedimenti avvenuta ad opera della dinamica fluviale di quest'area. Questo permette di confermare che l'alto bacino del Fiume Tronto (in particolare il bacino di Amatrice) è stato interessato da importanti fenomeni di erosione indotti dal sollevamento dell'area. Quest'ultimo interessa l'area da circa 1.5 Ma ed è stato ipotizzato essere dell'ordine di 0.5 mm/anno (Ambrosetti et al., 1982a; 1982b; Cinque et al., 1993; D'Agostino et al., 2001b).



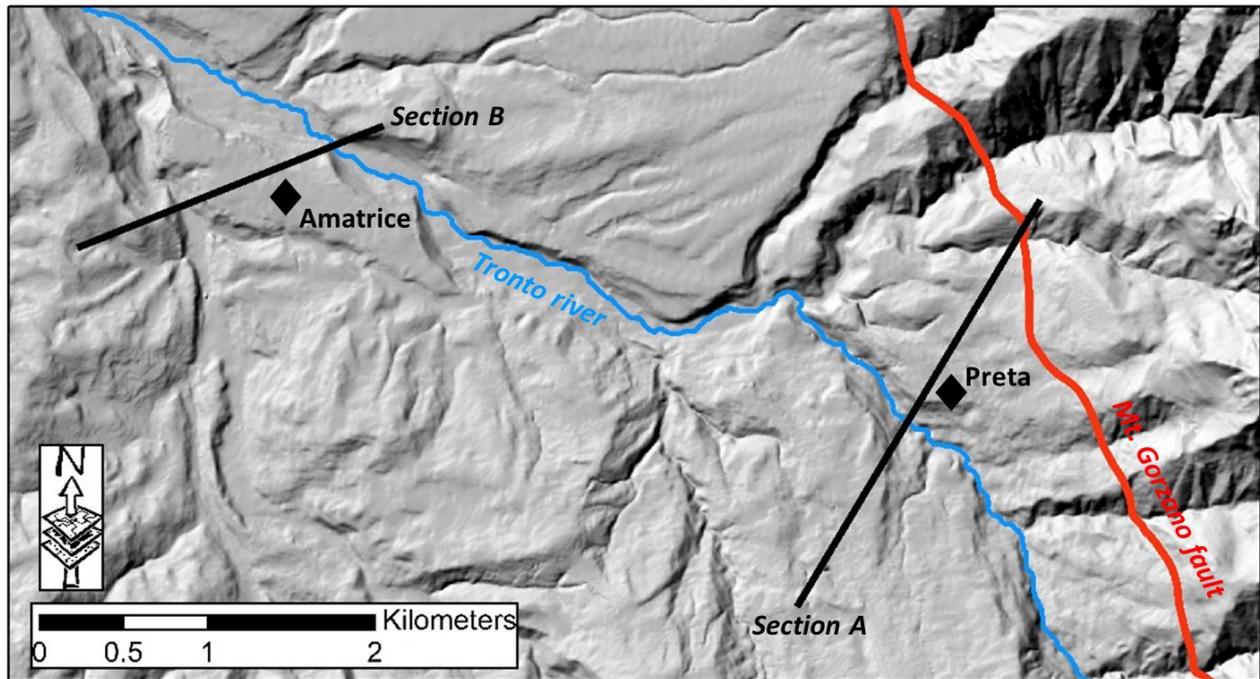


Figura 5.6 – Esempio di due sezioni in cui è possibile osservare che alcune delle superfici terrazzate impostate su depositi alluvionali si trovano alla stessa quota delle superfici terrazzate impostate su substrato affiorante (relazione indicata con la linea nera tratteggiata). Nell'immagine del DTM è riportata la traccia delle sezioni A e B. Sezione A) Sezione topografica realizzata a partire dal DTM. Sezione B) Sezione geologica che attraversa il terrazzo di Amatrice; modificata da Vignaroli et al. (2019).

5.3 RAPPORTI TRA LE VARIAZIONI DEL RETICOLO IDROGRAFICO E GRANDI FRANE IN ROCCIA

L'integrazione di diverse tipologie di analisi ed i conseguenti risultati raggiunti hanno permesso di comprendere il rapporto tra l'evoluzione del reticolo idrografico e le grandi frane in roccia all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto.

Analizzando i dati ottenuti, infatti, è stato osservato che questi trovano riscontro con il modello proposto da Larsen et al. (2010).

Nel loro lavoro questi autori propongono un modello in cui in catene caratterizzate da sollevamento attivo con elevata energia, come la catena Himalayana, è l'incisione valliva a guidare l'erosione sui versanti attraverso fenomeni franosi in roccia, con particolare attenzione ai movimenti lenti e profondi, con reologia di tipo *mass rock creep*.

Tale modello è verificato ed accettato per le grandi catene montuose con alti tassi di sollevamento. Al contrario, invece, i dati ottenuti nel presente lavoro non trovano riscontro con il modello proposto da Korup (2006a) per le Alpi svizzere e per le Alpi meridionali della Nuova Zelanda, quindi per catene caratterizzate da basso tasso di sollevamento e media-bassa energia, il quale prevede che la principale causa della morfogenesi dei *knickpoints* (o di *knickzones* a seconda della scala di studio), siano le deviazioni e gli sbarramenti lungo i corsi d'acqua dovuti a grandi frane in roccia.

Compiendo le analisi in un'area caratterizzata da sollevamento attivo (con tassi inferiori alle catene Himalayana e Andina, per le quali il modello risulta verificato) e da media-bassa energia del rilievo, i dati ottenuti suggeriscono come il modello che meglio descrive i rapporti tra il reticolo idrografico e le grandi frane in roccia risulta essere quello "himalayano" descritto da Larsen et al. (2010).

Come è possibile osservare nella Figura 5.7, il *knickpoint* è attualmente visibile a valle di Pescara del Tronto e la relativa *knickzone* prosegue fino a poco a monte dell'abitato di Accumoli. Il tratto a monte di quest'ultima risulta essere quasi totalmente al di sotto di un cuneo di alluvioni oloceniche, al di sopra del quale si trovano i versanti di Tino, Grisciano e Pescara del Tronto, in corrispondenza delle quali non sono presenti ulteriori *knickpoint*, come invece prevederebbe il modello sviluppato da Kourup (2006a). In tutti e tre i versanti sono presenti movimenti in massa di tipo *mass rock creep* (Martino et al., 2019b; Aringoli et al., 2010), con la presenza nel caso di Pescara del Tronto di settori che hanno raggiunto la fase di collasso. L'attivazione di tali fenomeni gravitativi, che probabilmente è dovuta anche alla presenza di un assetto strutturale favorevole per lo sviluppo di tali fenomeni,

ha portato come conseguenza ad una maggiore sedimentazione fluviale che a sua volta ha permesso la messa in posto della copertura alluvionale al di sopra della *knickzone*, spesso circa una ventina di metri. Per tale sedimentazione attualmente è soltanto possibile ipotizzare l'età, occorrono infatti maggiori approfondimenti ed eventualmente datazioni, ma sicuramente tali coperture risultano essere post Pleistocene medio.

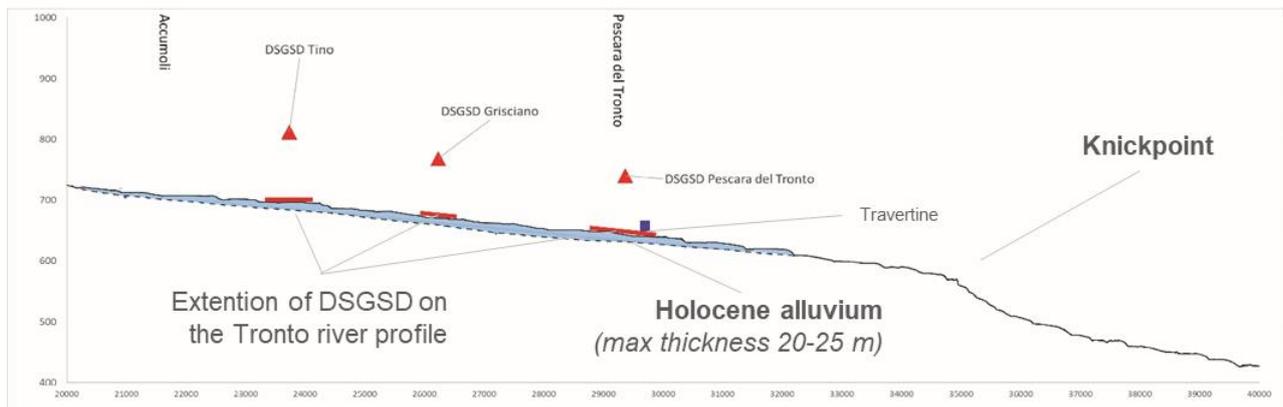


Figura 5.7 - Particolare della Figura 4.21 in cui è possibile osservare l'attuale localizzazione del *knickpoint* e delle tre DGPV. Nella figura viene riportato l'andamento della copertura alluvionale olocenica (indicata in azzurro) al di sopra della *knickzone*.

A partire dai modelli ipotizzati da Kourup (2006a) e da Larsen et al. (2010) e dai risultati ottenuti nel presente lavoro, è ragionevole presumere che lungo le catene montuose caratterizzate da limitati tassi di sollevamento e da energia medio-bassa sia possibile osservare zone con diversi tassi di sollevamento e a diversa energia riconducibili all'uno o all'altro modello che coesistono contemporaneamente. Questa importante conclusione trova riscontro anche nel lavoro di Troiani et al. (2017) i quali in uno studio condotto in un'area appenninica dell'Emilia Romagna pongono la problematica del rapporto causa-effetto tra i *knickpoints* osservati e le grandi frane.

In conclusione, dai risultati ottenuti dalle analisi effettuate nell'alto bacino del Fiume Tronto, è possibile affermare che in aree tettonicamente attive analoghe a quella studiata, la tettonica porta al sollevamento dell'area i cui effetti diretti vengono però rimossi in tempi brevi, ma è la morfologia del reticolo idrografico a guidare la morfodinamica di versante.

Ulteriore conferma di quanto ottenuto deriva dalle osservazioni effettuate sul territorio successivamente alle principali scosse avvenute durante la sequenza sismica 2016-2017 che hanno generato, all'interno dell'area di studio, solamente frane di piccole dimensioni.

Quello che possiamo osservare attualmente nell'alto bacino del Fiume Tronto (alla scala delle analisi realizzate) è il risultato della morfoevoluzione del reticolo idrografico ed è riconducibile solo indirettamente alla tettonica. Le grandi frane con reologia di tipo *mass rock creep* che possiamo osservare in questa area sono legate all'approfondimento vallivo. Questa conclusione risulta essere in accordo con il concetto del'*upper bound* topografico nella morfogenesi del rilievo in accordo con Hilley et al. (2019), secondo cui, nei sistemi canali-versanti ben connessi, è l'incisione valliva da parte dei corsi d'acqua che tende a limitare la massima elevazione del rilievo mediante l'innesco di movimenti in massa lungo i versanti producendo, specialmente in aree tettonicamente attive, estesi fenomeni gravitativi.

5.4 CONSIDERAZIONI SULLE POTENZIALITÀ DELLE ANALISI GEOMORFOMETRICHE E LE LORO LIMITAZIONI

L'integrazione di differenti tipologie di analisi geomorfometriche ha permesso di ottenere importanti informazioni circa gli effetti che le variazioni del livello di base hanno indotto sul reticolo idrografico del Fiume Tronto.

L'analisi ipsometrica bacino-reticolo-canale principale (Demoulin 2011; 2012; Demoulin et al. 2013; 2015; 2017) ha permesso di vincolare cronologicamente l'ultima variazione del livello di base del bacino all'Olocene (datazione relativa) durante il quale non si sono verificati cambiamenti climatici (Amato, 2005; Giraudi 2007 *cum biblio*) di importanza tale da poter generare effetti alla scala delle analisi del presente lavoro. Inoltre, relativamente alla morfogenesi gravitativa, in accordo con Martino et al. (2019b), il clima non sembra aver avuto nessuna influenza diretta sui processi di *mass rock creep* presenti nell'area.

L'alto bacino del Fiume Tronto, tranne alcune zone di limitata estensione, si sviluppa su litologie riferibili alla Formazione della Laga, caratterizzata dall'alternanza delle litologie marnose e arenacee. Pur essendo questa formazione caratterizzata da litotipi con diverso grado di erodibilità, questi si alternano con una frequenza maggiore rispetto alla risoluzione delle analisi effettuate tramite il DTM a 5 metri utilizzato nel presente studio, non permettendo di fatto di considerare lungo il fondovalle le variazioni litologiche infra-formazionali.

L'utilizzo di alcune delle metodologie impiegate ha evidenziato delle limitazioni nell'applicabilità in contesti geologici complessi come quello oggetto del presente lavoro.

Lo studio condotto mediante l'analisi ipsometrica bacino-reticolo-canale principale (Demoulin 2011; 2012; Demoulin et al., 2013; 2015; 2017) ha permesso di valutare lo stato evolutivo sia del Fiume Tronto sia dei principali tributari in destra e sinistra idrografica e di ipotizzare i processi di riorganizzazione spaziale, come ad esempio le numerose catture fluviali (come nel caso riportato in Figura 5.1). I risultati raggiunti permettono inoltre di confermare la validità della metodologia proposta in letteratura di individuare variazioni del livello di base del paesaggio dovuti all'attività tettonica.

L'utilizzo di tale approccio ha inoltre consentito di evidenziare una limitazione nell'utilizzo della metodologia in bacini idrografici con reticoli in cui, in corrispondenza del livello di base, sono presenti biforcazioni di due canali di ordine gerarchico prossimo (come nell'esempio riportato nella Figura 5.8).

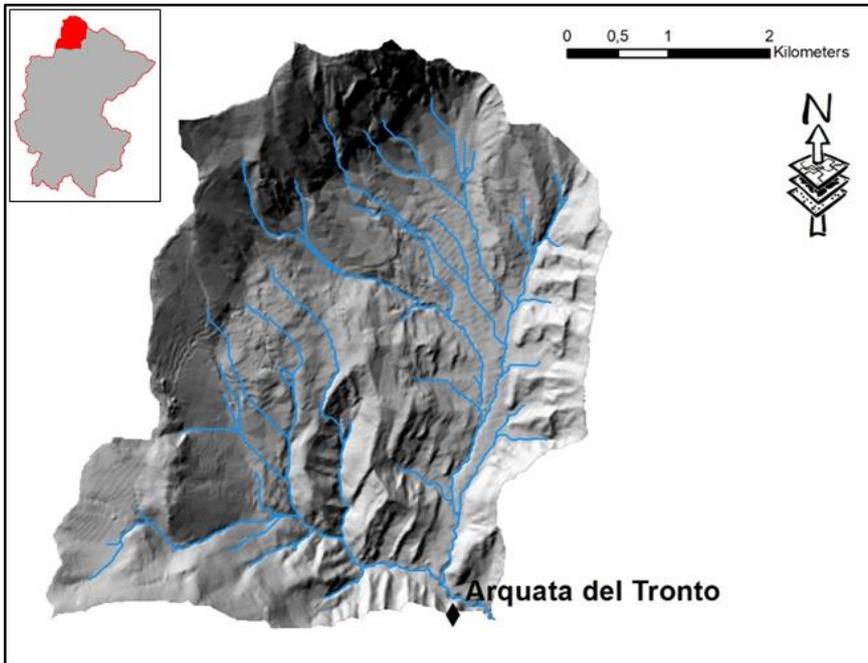


Figura 5.8 - Esempio di uno dei sottobacini del Fiume Tronto con reticolo in cui, in corrispondenza del livello di base, è presente una biforcazione di due canali di ordine gerarchico prossimo. La figura riporta il DTM del bacino idrografico dei Fossi della Camartina e della Pianella ed il relativo reticolo idrografico estratto secondo la procedura riportata nel Capitolo 2.

Una ulteriore limitazione nell'applicabilità del metodo è relativa alla stima dei *timing* legata all'analisi dei bacini degli affluenti del Fiume Tronto: analizzando i risultati ottenuti nei tre settori in cui è stata suddivisa l'area di studio, nel settore settentrionale ed in quello meridionale è evidente come il *timing* risulti troppo elevato e poco attendibile se correlato alla storia evolutiva dell'Appennino centrale. Questo potrebbe essere legato ad un limite intrinseco della validità dell'equazione prevista da Demoulin (2012) la quale è ben vincolata per un intervallo temporale limitato agli ultimi 2 Ma.

Le analisi realizzate nell'area sono state integrate mediante l'analisi del parametro χ (Perron e Royden, 2013) al fine di evidenziare gli effetti della deformazione differenziale lungo la direzione della faglia del Monte Gorzano. Per raggiungere tale obiettivo, è stato necessario utilizzare un nuovo approccio rispetto a quello impiegato da Peronace et al. (2018).

Nel lavoro di Peronace et al. (2018) la distribuzione spaziale dei valori di χ è stata realizzata lungo l'intero reticolo fluviale calcolando i χ -plot dei principali corsi d'acqua e dei tributari più importanti. Il calcolo dei valori di χ sono stati riferiti allo stesso livello di base rappresentato dal livello del mare attuale, inoltre i tributari presentano un andamento perpendicolare rispetto alla faglia analizzata che ha permesso di estrarre e confrontare i valori di χ in corrispondenza di determinate isoipse. Questa condizione rappresenta l'approccio "classico" dell'utilizzo del parametro χ nelle analisi morfotettoniche e, più in generale, morfoevolutive (e.g. Goren, 2016; Goren et al., 2014).

Nel presente lavoro, invece, non è stato possibile confrontare i valori di χ in corrispondenza di determinate isoipse in quanto i bacini dei tributari del Fiume Tronto attraversati dalla faglia del Monte Gorzano hanno un andamento irregolare e la faglia li percorre trasversalmente a quote differenti.

Durante le analisi è stato quindi necessario testare l'efficacia della metodologia illustrata da Peronace et al. (2018) andando a confrontare i valori di χ estratti in corrispondenza di diverse isoipse sempre allo scopo di individuare le variazioni del rigetto della faglia lungo la direzione della stessa. In questo modo è stato possibile poi ipotizzare l'andamento del rigetto verticale della faglia correlandolo inversamente all'andamento dei valori di χ lungo la faglia stessa.

La futura applicazione di questo approccio nella valutazione del parametro χ e nella relativa correlazione ai valori del rigetto lungo le strutture di faglia in contesti geologici complessi come quello in esame consentirà di validarne l'attendibilità.

6 CONCLUSIONI

Lo studio multidisciplinare condotto nel triennio del Dottorato di ricerca in Scienze della Terra costituisce un approccio innovativo allo studio della morfoevoluzione dei paesaggi transienti in risposta alle variazioni del livello di base dell'erosione in zone tettonicamente attive dell'Appennino centrale.

L'approccio di studio è stato applicato all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto, nell'area epicentrale della sequenza sismica del 2016-2017 che ha interessato il Centro Italia. Tale area, infatti, oltre che ricadere in una delle zone con maggiore attività tettonica dell'Appennino, risulta caratterizzata da un reticolo idrografico ben sviluppato e dalla presenza di importanti fenomeni di instabilità di versante.

L'occasione di condurre studi geomorfometrici del reticolo idrografico e del rilievo, uniti ad analisi e rilevamenti geologici, geomorfologici e geofisici in una zona in cui è presente una sequenza sismica in atto, ha permesso di indagare le relazioni tra le strutture tettoniche responsabili della sequenza sismica 2016-2017, l'evoluzione del reticolo idrografico, nonché di approfondire lo studio delle relazioni di causa-effetto fra questi elementi e la morfodinamica di versante dovuta alla gravità.

Le analisi realizzate sul reticolo idrografico del Fiume Tronto hanno permesso di individuare diversi tratti influenzati dall'attività tettonica che interessa l'area, caratterizzati da un pattern prevalentemente sub-parallelo con andamento E-W, alternati a zone con un pattern sub-dendritico e dalla presenza numerose catture fluviali.

L'interazione tra la rete idrografica e i movimenti in massa di grandi dimensioni sui versanti risulta evidente sia dallo studio delle anomalie individuate e classificate mediante lo studio della funzione *Slope-Area* sia dallo studio delle anomalie nella distribuzione dei gradienti tramite l'analisi dell'indice *SL*. L'analisi dell'indice *SL* ha infatti permesso di individuare una importante *knickzone* nella porzione mediana del tratto di valle analizzato, confermata successivamente anche dall'analisi *Slope-Area*. In accordo con Boulton et al. (2014) è stato possibile classificare l'anomalia del profilo longitudinale riscontrata lungo l'asta principale del Fiume Tronto come uno *slope-break knickpoint*.

Lo studio condotto mediante l'analisi ipsometrica tempo-dipendente bacino-reticolo-canale principale (Demoulin 2011; 2012; Demoulin et al., 2013; 2015; 2017) ha permesso di valutare lo stato evolutivo sia del Fiume Tronto sia dei principali tributari in destra e sinistra idrografica. I risultati raggiunti mediante queste analisi permettono di confermare la validità della metodologia proposta in letteratura nell'individuare le principali variazioni del livello di base dell'erosione. Tuttavia, l'utilizzo di tale approccio ha consentito di evidenziare una limitazione nell'utilizzo della metodologia in bacini idrografici con reticoli in cui, in corrispondenza delle principali confluenze, sono presenti biforcazioni di due canali di ordine gerarchico prossimo. Una ulteriore limitazione nell'applicabilità del metodo è relativa alla stima dell'età delle variazioni del livello di base dell'erosione studiando i bacini tributari del Fiume Tronto in quanto i risultati ottenuti nei tre settori in cui è stata suddivisa l'area di studio conducono ad una età superiore all'intervallo di validità del metodo e, comunque, troppo elevata se correlata alla storia evolutiva dell'Appennino centrale.

L'analisi dei *markers* geomorfologici, in particolare lo studio della geometria delle superfici terrazzate di origine fluviale, alcune delle quali caratterizzate da limitati spessori dei depositi, ha permesso di confermare che l'alto bacino del Fiume Tronto (in particolare il bacino di Amatrice) è stato interessato da importanti fenomeni di erosione indotti dal sollevamento dell'area. Inoltre, l'identificazione delle superfici terrazzate ha permesso di ipotizzare l'andamento del profilo longitudinale pre-olocenico del Fiume Tronto.

La realizzazione di analisi nell'area epicentrale della sequenza sismica del 2016-2017, che ad oggi risulta essere ancora in atto, ha permesso di condurre importanti studi sia sulle strutture tettoniche sia sulle conseguenze che tale sequenza ha indotto nel paesaggio. Lo studio realizzato sulle strutture tettoniche attivate durante la crisi sismica del 2016-2017 non ha permesso però di comprendere il ruolo esercitato dalle singole strutture tettoniche sulla morfodinamica fluviale presente e passata dell'area, a causa della sovrapposizione degli effetti, dovuti alla presenza di grandi instabilità di versante legate alla gravità, sulle variazioni del livello di base locale e di conseguenza sull'evoluzione plano-altimetrica dei profili longitudinali dei corsi d'acqua.

Tuttavia, dai risultati ottenuti dallo studio in Galli et al. (2019) sul sistema di faglie del Monte Vettore, correlati con le analisi geomorfometriche e con lo studio dei *markers*, è ragionevole ipotizzare che le principali variazioni del livello di base dell'erosione avvenute durante l'Olocene siano riconducibili all'attività tettonica del sistema di faglie del Monte Vettore.

Le analisi realizzate lungo la faglia del Monte Gorzano, in particolare l'analisi della distribuzione dei valori del parametro χ (Perron e Royden, 2013), confrontati mediante un approccio che ricalca e aggiorna quello proposto in Peronace et al. (2018), hanno permesso di ottenere informazioni circa le variazioni laterali del rigetto verticale della struttura e hanno permesso di suddividere la struttura in tre settori. I risultati ottenuti per il settore centrale e per il settore meridionale trovano, in particolare, corrispondenza con quanto indicato in letteratura da Galadini e Messina (2001), da Galadini e Galli (2003) e da Boncio et al. (2004). Quanto ottenuto per il settore meridionale necessiterebbe di ulteriori approfondimenti che però non è stato possibile realizzare nell'ambito del presente lavoro. Inoltre, future applicazioni del nuovo approccio impiegato per l'analisi spaziale del parametro χ e per la correlazione con i valori del rigetto lungo le strutture di faglia in contesti geologici complessi come quello in esame consentirà di validarne l'attendibilità.

L'integrazione delle diverse tipologie di analisi ha permesso di meglio comprendere il rapporto tra l'evoluzione del reticolo idrografico e le grandi frane in roccia all'interno dell'alto bacino del Fiume Tronto. In particolare, è stato osservato che i risultati ottenuti si accordano con il modello proposto da Larsen et al. (2010) in quanto l'approfondimento vallivo è il motore principale per l'attivazione di fenomeni di *mass rock creep* sui versanti, nonostante la relativa bassa energia del rilievo. Pertanto, all'interno di bacini montani in aree tettonicamente attive come quella appenninica, la tettonica è responsabile del sollevamento, anche differenziale, dell'area i cui effetti diretti vengono però rimossi in tempi brevi dall'erosione; la morfoevoluzione del reticolo idrografico in generale, l'approfondimento vallivo in particolare, risulta essere uno dei fattori d'innescò di fenomeni di deformazione lenta in roccia con reologia di tipo *mass rock creep* che possono raggiungere la soglia di collasso ed evolvere, pertanto, in grandi frane in roccia.

In conclusione, in accordo con quanto già previsto in letteratura per catene caratterizzate da alta energia del rilievo (e.g. Larsen et al., 2010 *cum bibl*), i risultati ottenuti nel presente lavoro permettono di ipotizzare i medesimi meccanismi morfoevolutivi dei sistemi canali-versanti all'interno di catene montuose caratterizzate da limitati tassi di sollevamento e da energia del rilievo medio-bassa. Pertanto le possibili relazioni di causa-effetto fra la presenza di grandi frane in roccia e i processi di incisione/aggradazione valliva (Korup, 2006a; Ouimet et al., 2007; Tsao et al., 2014; Della Seta et al., 2017) possono coesistere all'interno dello stesso paesaggio attivo.

BIBLIOGRAFIA

- Accordi, G., Carbone, F., 1988. *Lithofacies Map of Latium -Abruzzi and neighbouring areas*. Quaderni della Ricerca Scientifica 114, Progetto Finalizzato Geodinamica, vol. 5. CNR, Rome.
- Amanti M., Calcaterra S., Chiessi V., D'Orefice M., Ferri F., Fiorenza D., Porfidia B., Puzzilli L.M., Roma M., Troccoli A., 2017. *Lo Studio Di Microzonazione Sismica della frazione di Pescara del Tronto (Ap)*. Extended abstracts of the 36° GNGTS Congress, Trieste, November 2017 (pp. 329–334).
- Amato V., 2005. *La risposta di alcuni sistemi morfodinamici della Campania (Italia meridionale) alle variazioni climatiche oloceniche*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi "Federico II" di Napoli, p.p. 444
- Ambrosetti P., Carraro F., Deiana G., Dramis F., 1982a. *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. Publ. n. 513 C.N.R. P.F.G, 219-223.
- Ambrosetti P., Carraro F., Deiana G., Dramis F., 1982b. *Il sollevamento dell'Italia centrale tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio*. Contributo conclusivo per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (II), CNR Progetto Finalizzato "Geodinamica," S.P. Neotettonica, 356, 1341-1343.
- Aringoli D., Gentili B., Materazzi M., Pambianchi G., 2010. *Deepseated gravitational slope deformations in active tectonics areas of the Umbria-Marche Apennine (Central Italy)*. Geogr Fis Dinam Quat 33:127–140.
- Aringoli, D., Cavitolo, P., Farabollini, P., Galindo-Zaldivar, J., Gentili, B., Giano, S.I., Lopez-Garrido, A.C., Materazzi, M., Nibbi, L., Pedrera, A., Pambianchi, G., Ruano, P., Ruiz-Constan, A., Sanz de Galdeano, C., Savelli, D., Tondi, E., Troiani, F., 2014. *Morphotectonic characterization of the quaternary intermontane basins of the Umbria-Marche Apennines (Italy)*. Rend. Fis. Acc. Lincei (2014) 25 (Suppl 2): S111–S128. DOI 10.1007/s12210-014-0330-0.
- Attal M, Tucker G, Whittaker A, Cowie P, Roberts G.P., 2008. *Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: influence of dynamic channel adjustment*. Journal of Geophysical Research 113. DOI: 10.1029/2007JF000893.
- Bachetti C., Blumetti A.M., Calderoni G., Ridolfi M., 1990. *Attività neotettonica e paleosismica nel settore meridionale dei Monti della Laga*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 13, 9-16.
- Basili R., D'Ambrogio C., 2010. *Provenance of the Amatrice Basin (central Apennines) infill: implications for the long-term activity of the Mt. Gorzano fault*. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, 11, 618-619.

- Bigi S., Casero P., Ciotoli G., 2011. *Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the central Apennines*. Journal of the Geological Society, London, 168, 179–190. doi:10.1144/0016-76492010-084.
- Bigi S., Milli S., Corrado S., Casero P., Aldega L., Botti F., Moscatelli M., Stanzione O., Falcini F., Marini M., Cannata D., 2009. *Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system*. Journal of Mediterranean Earth Sciences, 1, 61-84, doi:10.3304/JMES.2009.006.
- Blumetti A. M., Dramis F., Michetti A. M., 1993. *Fault-generated mountain fronts in the central Apennines (central Italy): geomorphological features and seismo-tectonic implications*. Earth Surface Processes and Landforms, 18, 203–223.
- Boncio P., Lavecchia G., Milana G., Rozzi B., 2004. *Seismogenesis in Central Apennines, Italy: an integrated analysis of minor earthquake sequences and structural data in the Amatrice-Campotosto area*. Annals of Geophysics, VOL. 47, N. 6.
- Boulton S.J., Stokes M., Mather A.E., 2014. *Transient fluvial incision as an indicator of active faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas*. Tectonophysics 633 (2014) 16–33.
- Boulton S.J., Whittaker A.C., 2009. *Quantifying the slip rates, spatial distribution and evolution of active normal faults from geomorphic analysis: field examples from an oblique extensional Graben, southern Turkey*. Geomorphology 104, 299–316.
- Burbank D.W., Anderson R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science: Oxford.
- Burbank D.W., Anderson R.S., 2012. *Tectonic Geomorphology*, second ed. Wiley-Blackwell.
- Cacciuni A., Centamore E., Di Stefano R., Dramis F., 1995. *Evoluzione morfotettonica della conca di Amatrice*. Studi Geologici Camerti, Volume speciale 1995 (2), 95–100.
- Calamita F., Pizzi A., Roscioni M., 1992. *I fasci di faglie recenti ed attive di M. Vettore-M. Bove e di M. Castello-M. Cardosa (Appennino Umbro-Marchigiano)*. St. Geol. Cam., special issue 1992/1, 81-95.
- Calamita F., Pizzi A., 1994. *Recent and active extensional tectonics in the Southern Umbro-Marchean Apennines (central Italy)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 48, 541–548.
- Calamita, F., Pizzi A., 1992. *Tettonica quaternaria nella dorsale appenninica umbro-marchigiana e bacini intrappenninici associati*. Studi Geologici Camerti, 1995/1, 171-182.
- Cavinato G. P., Carusi C., Dall'Asta M., Miccadei E., Piacentini T., 2002. *Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (central Italy)*. Sedimentary Geology, 148, 29–59. doi:10.1016/S0037-0738(01)00209-3.

- Cello G., Mazzoli S., Tondi E., Turco E., 1997. *Active tectonics in the central Apennines and possible implications for seismic hazard analysis in peninsular Italy*. *Tectonophysics*, 272, 43–68. doi:10.1016/S0040-1951(96)00275-2.
- Centamore E., Cantalamessa G., et al., 1991. *Carta geologica del bacino della Laga e del Cellino e delle zone limitrofe*. Selca, Firenze.
- Centamore E., Cantalamessa G., et al. 1992. *Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell'avanfossa marchigiano-abruzzese e delle zone limitrofe*. *Studi Geologici Camerti*, 1991/2, 125–131.
- CFTI5Med, 2018. *Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Eds.: Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Sgattoni G., Valensise G. - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). doi: <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>.
- Cheloni D., de Novellis V., Albano M., Antonioli A., Anzidei M., Atzori S., et al., 2017. *Geodetic model of the 2016 central Italy earthquake sequence inferred from InSAR and GPS data*. *Geophysical Research Letters*, 44, 6778–6787. <https://doi.org/10.1002/2017GL073580>.
- Chen Y.C., Sung Q., Cheng K.Y., 2003. *Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream gradient and hypsometric analysis*. *Geomorphology* 56, 109–137.
- Chiaraluca L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., et al., 2017. *The 2016 central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models*. *Seismological Research Letters*, 88(3), 757–771. <https://doi.org/10.1785/0220160221>.
- Chigira M., 1992. *Long-term gravitational deformation of rock by mass rock creep*. *Eng. Geol.* 32 (3), 157–184.
- Ciccacci S., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E., 1995. *Plano-altimetric configuration, denudational processes and morphodynamics of drainage basins*. *Geologica Romana*, 31: 1-13, 5 fig, 3 tab, Roma.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M., 1993. *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. *Annals of Geophysics*, 36, 249-260.
- Cohen S., Willgoose G., Hancock G., 2008. *A methodology for calculating the spatial distribution of the area-slope equation and the hypsometric integral within a catchment*. *Journal of Geophysical Research* 113, F03027. doi:10.1029/2007JF000820.
- Coltorti M., Farabollini P., 1995. *Quaternary evolution of the "Castelluccio di Norcia" Basin (Umbro-Marchean Apennines, Central Italy)*. *Il Quaternario* 8(1), 1995, 149-166.

- Cosentino D., Cipollari P., Marsili P., Scrocca D., 2010. *Geology of the central Apennines: a regional review*. In: (Eds.) Beltrando M., Peccerillo A., Mattei M., Conticelli S., Doglioni C. (Eds.). *Journal of the Virtual Explorer*, volume 36, paper 11, doi: 10.3809/jvirtex.2009.00223.
- Cruden D.M., Keegan T.R., Thomson S., 1993. *The landslide dam on the Saddle River near Rycroft, Alberta*. *Canadian Geotechnical Journal*, 1993, Vol. 30, No. 6: pp. 1003-1015. <https://doi.org/10.1139/t93-097>.
- D'Agostino N., Giuliani R., Mattone M., Bonci L., 2001a. *Active crustal extension in the central Apennines (Italy) inferred from GPS measurements in the interval 1994-1999*. *Geophysical Research Letters*, 28/10, 2121-2124.
- D'Agostino N., Jackson J.A., Dramis F., Funicello R., 2001b. *Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the Central Apennines (Italy)*. *Geophysical Journal International*, 147, 457-497.
- Delcaillau B., Deffontaines B., Angelier J., Déramond J., Floissac L., Souquet P., Chu H., 1998. *Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold, the Pakuashan anticline: foothills of Taiwan*. *Geomorphology* 24, 263–290.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Palmieri E.L., 2004. *Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy*. *Géomorphologie: relief, processus, environnement Année 2004* 10-4 pp. 267-284.
- Della Seta M., Esposito C., Marmoni G.M., Martino S., Scarascia Mugnozza G., Troiani F., 2017. *Morpho-structural evolution of the valley-slope systems and related implications on slope-scale gravitational processes: new results from the Mt. Genzana case history (Central Apennines, Italy)*. *Geomorphology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.003>.
- Demoulin A., 2011. *Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift*. *Geomorphology* 126 (2011) 97–107.
- Demoulin A., 2012. *Morphometric dating of the fluvial landscape response to a tectonic perturbation*. *Geophys. Res. Lett.* 39, L15402.
- Demoulin A., Bayer Altin T., Beckers A., 2013. *Morphometric age estimate of the last phase of accelerated uplift in the Kazdag area (Biga Peninsula, NW Turkey)*. *Tectonophysics* 608, 1380-1393.
- Demoulin A., Beckers A., Hubert-Ferrari A., 2015. *Patterns of Quaternary uplift of the Corinth rift southern border (N Peloponnese, Greece) revealed by fluvial landscape morphometry*. *Geomorphology* 246 (2015) 188–204.

- Demoulin, A., Mather, A., Whittaker, A., 2017. *Fluvial archives, a valuable record of vertical crustal deformation*. Quaternary Science Reviews. 166, 10–37.
- El Hamdouni R., Irigaray C., Jiménez-Perálvarez J.D., Chacón J., 2010. *Correlations analysis between landslides and stream length— gradient (SL) index in the southern slopes of Sierra Nevada (Granada, Spain)*. Geologically Active – Williams et al. (eds)© 2010 Taylor & Francis Group, London, ISBN 978-0-415-60034-7.
- Esposito C., Di Luzio E., Scarascia Mugnozza G., Bianchi Fasani G., 2014. *Mutual interactions between slope-scale gravitational processes and morpho-structural evolution of central Apennines (Italy): review of some selected case histories*. Rend. Fis. Acc. Lincei 25 (2), 151–165.
- Ferrario M. F., Livio F., 2018. *Characterizing the distributed faulting during the 30 October 2016, central Italy earthquake: A reference for fault displacement hazard assessment*. Tectonics, 37, 1256–1273. <https://doi.org/10.1029/2017TC004935>.
- Flint J.J., 1974. *Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge*. Water Resources Research 10: 969–973.
- Fortunato C., Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W., coauthors Fantini A., Sanandrea P., 2012. *New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, DOI: 10.4408/IJEGE.2012-02.O-05.
- Galadini F., Galli, P., 2000. *Active tectonics in the central Apennines (Italy)—Input data for seismic hazard assessment*. Natural Hazards, 22(3), 225–268. <https://doi.org/10.1023/A:1008149531980>.
- Galadini F., Messina P., 2001. *Plio-Quaternary changes of the normal fault architecture in the Central Apennines (Italy)*, Geodinamica Acta, 14:6, 321–344, DOI: 10.1080/09853111.2001.10510727.
- Galadini, F., Galli, P., 2003. *Paleoseismology of silent faults in the central Apennines (Italy): the Mt. Vettore and Laga Mts. Faults*. Annals of Geophysics, 46, 815–836.
- Galderisi A., Galli P., Giaccio B., Messina P., Pitts A., Volatili T., Tondi E., 2017. *Nuovi saggi paleosismologici lungo la faglia di Campotosto (AQ)*. Extended abstracts of the 36° GNGTS Congress, Trieste, November 2017 (pp. 34-37).
- Galli P., Castenetto S., Peronace E., 2017a. *The macroseismic intensity distribution of the 30 October 2016 earthquake in central Italy (Mw 6.6): Seismotectonic implications*. Tectonics, 36, 2179–2191. doi:10.1002/2017TC004583.
- Galli P., Galadini F., 1999. *Seismotectonic framework of the 1997–98 Umbria-Marche (central Italy) earthquakes*. Seismological Research Letters, 70, 404–414.

- Galli P., Galadini F., Pantosti D., 2008. *Twenty years of paleoseismology in Italy*. Earth-Science Reviews, 88(1-2), 89–117. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.01.001>.
- Galli P., Galderisi A., Peronace E., Giaccio B., Hajdas I., Messina P., Polpetta F., 2017b. *Quante volte figliola? Confessioni sibilline di una giovane faglia*. Extended abstracts of the 36° GNGTS Congress, Trieste, November 2017 (pp. 41–45).
- Galli P., Galderisi A., Peronace E., Giaccio B., Hajdas I., Messina P., Pileggi D., Polpetta F., 2019. *The awakening of the dormant Mount Vettore fault (2016 central Italy earthquake, Mw 6.6): Paleoseismic clues on its millennial silences*. Tectonics, 38. <https://doi.org/10.1029/2018TC005326>.
- Galli P., Giaccio B., Messina M., Peronace E., 2016. *Three magnitude 7 earthquakes on a single fault in central Italy in 1400 years, evidenced by new palaeoseismic results*. Terra Nova, 28(2), 146–154. <https://doi.org/10.1111/ter.12202>.
- Galli P., Giaccio B., Messina P., Peronace E., Zuppi G. M., 2011. *Paleoseismology of the L'Aquila faults (central Italy, 2009 Mw 6.3 earthquake): Implications for active fault linkage*. Geophysical Journal International, 187(3), 1119–1134. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05233.x>.
- Galli P., Peronace E., 2014. *New paleoseismic data from the Irpinia fault. A different seismogenic perspective for southern Apennines (Italy)*. Earth-Science Reviews, 136, 175–201. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.05.013>.
- Ghisetti F., Vezzani L., 1991. *Thrust belt development in the central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso chain*. Tectonics, 10, 904–919.
- Giaccio B., Galli P., Messina P., Peronace E., Scardia G., Sottili G., Sposato A., Chiarini E., Jicha B., Silvestri S., 2012. *Fault and basin depocentre migration over the last 2 Ma in the L'Aquila 2009 earthquake region, central Italian Apennines*. Quaternary Science Reviews, 56, 69–88, doi:10.1016/j.quascirev.2012.08.016.
- Giraudi C., 2007. *Le variazioni climatiche in Italia Centrale negli ultimi 10.000 anni*. Quad. SGI 1 (2007).
- Goren L., 2016. *A theoretical model for fluvial channel response time during time-dependent climatic and tectonic forcing and its inverse applications*. Geophysical Research Letters., 43, 10,753–10,763, doi:10.1002/2016GL070451.
- Goren L., Fox M., Willett S.D., 2014. *Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 119, 1651–1681, doi:10.1002/2014JF003079.

- Grohamm C.H., 2004. *Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R*. *Comput. Geosci.* 30, 1055–1067.
- Gruppo di Lavoro del Centro di Ricerca per i Rischi Geologici CERI di Sapienza Università di Roma. <http://www.ceri.uniroma1.it/>
- Gruppo di lavoro INGV sul terremoto in centro Italia, 2016. *Rapporto di sintesi sul Terremoto in centro Italia Mw 6.5 del 30 ottobre 2016*. doi: 10.5281/zenodo.166019.
- Gruppo di lavoro ISPRA e Regioni e Province Autonome. *Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia)*. <http://www.progettoiffi.isprambiente.it>.
- Gruppo di lavoro Macroarea 2 Accumoli, 2017. *Rendiconto sulle attività propedeutiche agli Studi di Microzonazione Sismica di III livello dei Comuni interessati dagli eventi sismici verificatisi a far data dal 24 agosto 2016 (OPCM n. 24 del 12 maggio 2017) MACROAREA 2 - ACCUMOLI*.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., García-Ruiz, J.M. et al. Landslides, 2018. *Landslide-dam paleolakes in the Central Pyrenees, Upper Gállego River Valley, NE Spain: timing and relationship with deglaciation*. *Landslides* (2018) 15:1975–1989 DOI 10.1007/s10346-018-1018-9.
- Hack J.T., 1973. *Stream-profile analysis and stream-gradient index*. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* 1, 421–429.
- Harel M.A., Mudd S.M., Attal M., 2016. *Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates*. *Geomorphology* 268, 184-196.
- Harlin, J.M., 1978. *Statistical Moments of the Hypsometric Curve and Its Density Function*. *Mathematical Geology* 10(1):59-72.
- Hayakawa Y.S., Oguchi T., 2009. *GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds*. *Geomorphology* 111, 27–37.
- Hewitt K., Clague J.J., Orwin J.F., 2008. *Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes*. *Earth-Science Reviews* 87, 1-38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.10.002>.
- Hilley G.E, Porder S., Aron F., Baden C.W., Johnstone S.A., Liu F., Sare R., Steelquist A., Young H.H., 2019. *Earth's topographic relief potentially limited by an upper bound on channel steepness*. *Nature Geoscience* volume 12, pages828–832 (2019).
- Howard AD, Kerby G., 1983. *Channel change in badlands*. *Geological Society of America Bulletin* 94: 739-752.
- Hutchinson M.F., 1997. *ANUDEM Version 4.6, Users Guide*. Canberra, Australia, 18pp.
- Japan Aerospace Exploration Agency - Earth Observation Research Center; https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS-2/en/img_up/dis_pal2_ita-eq_20160825.htm.

- Kirby E., Ouimet W., 2011. *Tectonic geomorphology along the eastern margin of Tibet: Insights into the pattern and processes of active deformation adjacent to the Sichuan Basin*. Growth and Collapse of the Tibetan Plateau, edited by R. Gloaguen & L. Ratschbacher, *Geological Society, London, Special Publications 2011*; v. 353; p. 165-188 doi: 10.1144/SP353.9.
- Kirby E., Whipple K.X., Tang W.Q., Chen Z.L., 2003. *Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profile*. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B4, 2217, doi: 10.1029/2001JB000861.
- Kirby E., Whipple K.X., 2012. *Expression of active tectonics in erosional landscapes*. *Journal of Structural Geology* 44 (2012) 54e75.
- Koopman A., 1983. *Detachment tectonics in the central Apennines*. *Geological Ultraiectina*, 30, 1–155.
- Korup O., 2006a. *Effects of large deep-seated landslides on hillslope morphology, western Southern Alps, New Zealand*. *Journal Of Geophysical Research*, Vol. 111, F01018, doi: 10.1029/2004JF000242, 2006.
- Korup O., 2006b. *Rock-slope failure and the river long profile*. *Geology*; January 2006; v. 34; no. 1; p. 45–48; doi: 10.1130/G21959.1.
- Korup O., Densmore A. L., Schlunegger F., 2010. *The role of landslides in mountain range evolution*. *Geomorphology* 120 (2010) 77–90.
- Larsen I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. *Landslide erosion controlled by hillslope material*. *Nature Geoscience*, 3(4), 247–251. <https://doi.org/10.1038/ngeo776>.
- Laurenzano G., Barnaba C., Romano M.A., Priolo E., Bertoni M., Bragato P.L., Comelli P., Dreossi I., Garbin M., 2018. *The Central Italy 2016–2017 seismic sequence: site response analysis based on seismological data in the Arquata del Tronto–Montegallo municipalities*. *Bull Earthquake Eng* (2018). <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0355-3>.
- Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Menichetti M., Keller J.V.A., 1994. *Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from an analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields*. *Geological Society of America Bulletin*, 106(9), 1107–1120. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<1107:SZIECI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<1107:SZIECI>2.3.CO;2).
- Lavecchia G., Castaldo R., de Nardis R., De Novellis V., Ferrarini F., Pepe S., et al., 2016. *Ground deformation and source geometry of the 24 August 2016 Amatrice earthquake (central Italy) investigated through analytical and numerical modeling of DInSAR measurements and structural-geological data*. *Geophysical Research Letters*, 43, 12,389–12,398. doi:10.1002/2016GL071723.

- Lifton, N., Chase, C., 1992. *Tectonic, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry, implications for landscape evolution in the San Gabriel Mountains, California*. *Geomorphology* 5, 77–114.
- Lupia Palmieri E., Ciccacci S., Civitelli G., Corda L., D’Alessandro L., Del Monte M., Fredi P., Pugliese F., 1995. *Geomorfologia quantitativa e Morfodinamica del territorio abruzzese. I: Il bacino idrografico del Fiume Sinello*. *Geogr. Fis. Din. Quat.*, 18, 31-46, 1 fig., 2 tabb., 3 carte, Torino.
- Mancini M., Cavuoto G., Pandolfi L., Petronio C., Salari L., Sardella, R., 2012. *Coupling basin in fill history and mammal biochronology in a Pleistocene intramontane basin: The case of western L’Aquila Basin (central Apennines, Italy)*. *Quaternary International*, 267, 62–77. doi:10.1016/j.quaint.2011.03.020.
- Mancini M., Vignaroli G., Bucci F., Cardinali M., Cavinato G.P., Di Salvo C., Giallini S., Moscatelli M., Polpetta F., Putignano M. L., Santangelo M., Sirianni P., 2019. *New stratigraphic constraints for the Quaternary source-to-sink history of the Amatrice Basin (central Apennines, Italy)*. *Geological Journal*. 2019;1–26. DOI: 10.1002/gj.3672.
- Marchetti M., Seri R., 2018. *Microzonazione Sismica Livello III – Comune Di Accumoli (Ri)*. http://www.regione.lazio.it/prl_ambiente/?vw=contenutiDettaglio&cat=1&id=238.
- Marini M., Milli S., Moscatelli M., 2011. *Facies and architecture of the Lower Messinian turbidite lobe complexes from the Laga Basin (central Apennines, Italy)*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, 3, 45-72.
- Marini M., Milli S., Ravnås R., Moscatelli, M., 2015. *A comparative study of confined vs. semi-confined turbidite lobes from the Lower Messinian Laga Basin (central Apennines, Italy): implications for assessment of reservoir architecture*. *Marine and Petroleum Geology*, 63, 142–165. doi:10.1016/j.marpetgeo.2015.02.015.
- Martino S., Bozzano F., Caporossi P., D’Angiò D., Della Seta M., Esposito C., Fantini A., Fiorucci M., Giannini L.M., Iannucci R., Marmoni G.M., Mazzanti P., Missori C., Moretto S., Piacentini D., S. Rivellino, Romeo R.W., Sarandrea P., Schilirò L., Troiani F., Varone C., 2019a. *Impact of landslides on transportation routes during the 2016–2017 Central Italy seismic sequence*. *Landslides* (2019) 16: 1221. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01162-2>.
- Martino S., Cercato M., Della Seta M., Esposito C., Hailemichael S., Iannucci R., Martini G., Paciello A., Scarascia Mugnozza G., Seneca D., Troiani F., 2019b. *Relevance of rock slope deformations in local seismic response and microzonation: Insights from the Accumoli case-study (central Apennines, Italy)*. *Engineering Geology* (2019). <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105427>.
- Mattei M., 1987. *Carta Geologica della Montagna dei Fiori (Appennino centrale)*. Scala 1:25.000. Allegata a *Geologica Romana*, 26, 327-347. Roma.

- Melissa A. Foster, Harvey M. Kelsey, 2012. *Knickpoint and knickzone formation and propagation, South Fork Eel River, northern California*. *Geosphere*; 8 (2): 403–416. doi: <https://doi.org/10.1130/GES00700.1>.
- Miccadei E., Berti C., Calista M., Esposito G., Mancinelli V., T. Piacentini, 2019. *Morphotectonics of the Tasso Stream - Sagittario River valley (Central Apennines, Italy)*. *Journal of Maps*, 15:2, 257–268, DOI: 10.1080/17445647.2019.1589588.
- Milli S., Moscatelli M., Stanzione O., Falcini F., 2007. *Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 126, 255–281.
- Molnar P., Thorson Brown E., Clark Burchfiel B., Deng Q., Feng X., Li J., Raisbeck M.G., Shi J., Zhangming W., Yiou F., You H., 1994. *Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China*. *The Journal of Geology* 102, no. 5 (Sep., 1994): 583–602. <https://doi.org/10.1086/629700>.
- Nocentini M., Asti R., Cosentino D., Durante F., Gliozzi E., Macerola L., Tallini, M., 2017. *Plio Quaternary geology of L'Aquila – Scoppito Basin (central Italy)*. *Journal of Maps*, 13(2), 563–574. doi:10.1080/17445647.2017.1340910.
- Ouimet W.B., Whipple K.X., Royden L.H., Sun Z., Chen Z., 2007. *The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China)*. *GSA Bulletin*; November/December 2007; v. 119; no. 11/12; p. 1462–1476; doi: 10.1130/B26136.1; 10 figures; 1 table; Data Repository item 2007216.
- Pérez-Peña J., Azañón J., Booth-Rea G., Azor A., Delgado J., 2009. *Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral*. *Journal of Geophysical Research* 114, F02018. doi:10.1029/2008JF001092.
- Peronace E., Della Seta M., Troiani F., Galli P., Giaccio B., Messina P., Fredi P., 2018. *Testing geomorphic signal of active normal faulting: The case of the Cittanova Fault (Calabria, southern Italy)*. *Earth Surf. Process. Landforms* DOI: 10.1002/esp.4384.
- Perron J.T., Royden L., 2013. *An integral approach to bedrock river profile analysis*. *Earth Surf. Process. Landf.* 38, 570–576. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3302>.
- Piacentini, T., Miccadei, E., 2014. *The role of drainage systems and intermontane basins in the quaternary landscape of the Central Apennines chain (Italy)*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 25(139), doi:10.1007/s12210-014-0312-2.
- Pierantoni P.P., Deiana G., Galdenzi S., 2013. *Geological Map of the Sibillini Mountains (Umbria-Marche Apennines, Italy)*. Firenze: Litografia Artistica Cartografica.

- Pike R., 2002. *A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography*. OF 02-465. US Geological Survey: Menlo Park, CA.
- Pizzi A., Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P., 2002. *Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine ridge (Italy): Contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment*. Bollettino Della Società Geologica Italiana, 1, 923–929.
- Pizzi A., Di Domenico A., Gallovič F., Luzi L., Puglia R., 2017. *Fault segmentation as constraint to the occurrence of the main shocks of the 2016 central Italy seismic sequence*. Tectonics, 36, 2370–2387. doi:10.1002/2017TC004652.
- Porreca M., Minelli G., Ercoli M., Brobia A., Mancinelli P., Cruciani F., Giorgetti C., Carboni F., Mirabella F., Cavinato G., Cannata A., Pauselli C., Barchi M., 2018. *Seismic Reflection Profiles and Subsurface Geology of the Area Interested by the 2016–2017 Earthquake Sequence (Central Italy)*. Tectonics (2018) 37(4) 1116-1137. DOI: 10.1002/2017TC004915.
- Pucci S., Villani F., Civico R., Pantosti D., Del Carlo P., Smedile A., et al., 2015. *Quaternary geology of the Middle Aterno Valley, 2009 L'Aquila earthquake area (Abruzzi Apennines, Italy)*. Journal of Maps, 11(5), 689–697. doi:10.1080/17445647.2014.927128.
- Ricci Lucchi F., Bassetti M.A., Manzi V., Roveri M., 2002. *Il Messiniano trent'anni dopo: eventi connessi alla crisi di salinità nell'avanfossa appenninica*. Studi Geologici Camerti n. s., 1, 127-142.
- Roberts G.P., Michetti A.M., 2004. *Spatial and temporal variations in growth rates along active normal fault systems: An example from the Lazio-Abruzzo Apennines, central Italy*. Journal of Structural Geology, 26(2), 339–376. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00103-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00103-2).
- Rockwell T.K., Keller E.A., Clark M.N., Johnson D.L., 1984. *Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California*. GSA Bulletin 95 (12): 1466-1474. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<1466:CAROFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<1466:CAROFO>2.0.CO;2).
- Roda-Boluda D.C., Whittaker A.C., 2016. *Normal fault evolution and coupled landscape response: examples from the southern Apennines, Italy*. Basin Research, doi:10.1111/bre.12215.
- Roda-Boluda D.C., Whittaker A.C., 2017. *Structural and geomorphological constraints on active normal faulting and landscape evolution in Calabria, Italy*. Journal of the Geological Society, <https://doi.org/10.1144/jgs2016-097>.
- Romeo S., Di Matteo L., Melelli L., Cencetti C., Dragoni W., Fredduzzi A., 2017. *Seismic-induced rockfalls and landslide dam following the October 30, 2016 earthquake in Central Italy*. Landslides (2017) 14:1457–1465 DOI 10.1007/s10346-017-0841-8.
- Roveri M., Bassetti M.A., Ricci Lucchi F., 2001. *The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. Sedimentary Geology, 140, 201-214.

- Savelli D., Troiani F., Brugiapaglia E., Calderoni G., Cavitolo P., Dignani A., Ortu E. Teodori S., Veneri F., Nesci O., 2013. *The landslide-dammed paleolake of Montelago (North-Marche Apennines, Italy): Geomorphological evolution and paleoenvironmental outlines*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* (2013), 36(2) 267-287. DOI: 10.4461/GFDQ.2013.36.22.
- Schwanghart W, Scherler D., 2014. *TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences*. *Earth Surface Dynamics* 2: 1–7. doi:10.5194/esurf-2-1-2014.
- Scognamiglio L., Tinti E., Casarotti E., Pucci S., Villani F., Cocco M., et al., 2018. *Complex fault geometry and rupture dynamics of the Mw 6.5, 2016, October 30th central Italy earthquake*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123, 2943–2964. <https://doi.org/10.1002/2018JB015603>.
- Sougnéz N., Vanacker V., 2009. *Spatial variability in channel and slope morphology within the Ardennes Massif, and its link with tectonics*. *Proceedings of Geomorphometry 2009, Zurich*. <http://www.geomorphometry.org/system/files/sougnéz2009geomorphometry.pdf>.
- Strahler A.N., 1952. *Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63,1117-1142.
- Strahler A.R.N., 1957. *Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology*. *Transactions, American Geophysical Union*. Vol. 38, No. 6.
- Swanson F.J., Graham R.L., Grant G.E., 1985. *Some effects of slope movements on river channels. International Symposium on Erosion. Debris Flow and Disaster Prevention. September 3-5, 1985. Tsukuba. Japan*.
- Thompson S.C., Weldon R. III, Rubin C.M., Abdrakhmatov K.E., Molnar P., Berger G.W., 2002. *Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, central Asia*. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 107, 2203, doi:10.1029/2001JB000596.
- Topal S., Keller E., Bufe A., Koçyiğit A., 2016. *Tectonic geomorphology of a large normal fault: Akşehir fault, SW Turkey*. *Geomorphology* 259, 55–69. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.01.014>.
- Troiani F., Della Seta M., 2008. *The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from central Italy*. *Geomorphology* 102, 159–168.
- Troiani F., Galve J.P., Piacentini D., Della Seta M., Guerrero J., 2014. *Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain)*. *Geomorphology* 214 (2014) 183–197.

- Troiani F., Piacentini D., Della Seta M., Galvec J.P., 2017. *Stream Length-gradient Hotspot and Cluster Analysis (SL-HCA) to fine-tune the detection and interpretation of knickzones on longitudinal profiles*. Catena 156 (2017) 30–41.
- Tsou C.Y., Chigira M., Matsushi Y., Chen S.C., 2014. *Fluvial incision history that controlled the distribution of landslides in the Central Range of Taiwan*. Geomorphology 226 (2014) 175–192. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.08.015>.
- Vergari F., Troiani F., Faulkner H., Del Monte M., Della Seta M., Ciccacci S., Fredi P., 2019. *The use of the slope–area function to analyse process domains in complex badland landscapes*. Earth Surface Processes and Landforms, 44(1), 273–286. <https://doi.org/10.1002/esp.4496>.
- Vignaroli G., Mancini M., Bucci F., Cardinali M., Cavinato G.P., Moscatelli M., Putignano M.L., Sirianni P., Santangelo M., Ardizzone F., Cosentino G., Di Salvo C., Fiorucci F., Gaudiosi I., Giallini S., Messina P., Peronace E., Polpetta F., Reichenbach P., Scionti V., Simionato M., Stigliano F., 2019. *Geology of the central part of the Amatrice Basin (central Apennines, Italy)*. Journal of Maps, DOI: 10.1080/17445647.2019.1570877.
- Villani F., Pucci S., Civico R., De Martini P.M., Cinti F.R., Pantosti D., 2018. *Surface faulting of the 30 October 2016 Mw 6.5 central Italy earthquake: Detailed analysis of a complex coseismic rupture*. Tectonics, 37, 3378–3410. <https://doi.org/10.1029/2018TC005175>
- Whipple K.X., Hancock G.S., Anderson R.S., 2000. *River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation*. Bulletin of the Geological Society of America, 112(3), 490-503. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<490:RIIBMA>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO).
- Whipple K.X., Tucker G.E., 1999. *Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs*. Journal Of Geophysical Research, Vol. 104, No. B8, Pages 17,661-17,674.
- Whittaker A.C., Attal M., Cowie P.A., Tucker G.E., Roberts G., 2008. *Decoding temporal and spatial patterns of fault uplift using transient river long profiles*. Geomorphology 100, 506–526.
- Whittaker A.C., Cowie P.A., Attal M., Tucker G.E., Roberts G.P., 2007. *Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: new field observations from the Central Apennines, Italy*. Basin Research 19, 529–556.
- Whittaker A.C., Walker A.S., 2015. *Geomorphic constraints on fault throw rates and linkage times: examples from the Northern Gulf of Evia, Greece*. Journal of Geophysical Research 120, 137–158. DOI: 10.1002/2014JF003318.
- Willett S.D., McCoy S.W., Perron J.T., Goren L., Chen C.Y., 2014. *Dynamic Reorganization of River Basins*. Science 343, 1248765 (2014). DOI: 10.1126/science.1248765.

- Wilson J.P., Gallant J.C., 2000. *Terrain Analysis. Principles and Applications*. John Wiley & Sons: New York.
- Wobus C., Whipple K.X., Kirby E., Snyder N., Johnson J., Spyropolou K., Crosby B., Sheehan D., 2006. *Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls*. Geological Society of America Special Paper 398, 55-74. 33, 645-648.
- Yang R., Willett S.D., Goren L., 2015. *In situ low-relief landscape formation as a result of river network disruption*. Nature 250: 526–529.