



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento: Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Scuola di Dottorato di Ricerca in:

"TERRITORIO, AMBIENTE, RISORSE E SALUTE"

Indirizzo: "IDRONOMIA AMBIENTALE"

CICLO XXII

PREVISIONE DELLA DINAMICA E DELLA STABILITA'
DI UN CORSO D'ACQUA:
DAGLI APPROCCI CONCETTUALI E MORFOLOGICI
ALLE APPLICAZIONI MODELLISTICHE

Dottorando: Dott. Gabriele Peressi

Direttore della Scuola: Chiar.mo Prof. VASCO BOATTO

Supervisore Chiar.mo Prof. VINCENZO D'AGOSTINO

Legnaro (Padova), 31 Gennaio 2010

INDICE

Sommario	3
1 Il trasporto dei sedimenti negli alvei alluvionali	9
1.1 Forze agenti su una particella e inizio del moto	11
1.2 I vari tipi di trasporto solido	13
1.2.1 Trasporto solido al fondo.....	15
1.2.2 Trasporto solido totale	16
1.3 Quantificazione della dinamica d'alveo	17
1.3.1 L'equazione di continuità al fondo dei sedimenti	17
1.4 Il calcolo del trasporto solido	20
1.4.1 La suddivisione in tratti significativi	20
1.4.2 I criteri per il calcolo del trasporto solido medio annuo.....	21
2 Classificazioni morfologiche dei corsi d'acqua.....	24
2.1 Il sistema fluviale	24
2.1.1 Morfologia fluviale.....	24
2.2 Le classificazioni morfologiche	26
2.2.1 Classificazione morfologica dei torrenti montani	40
3 Previsione della dinamica evolutiva dei corsi d'acqua.....	44
3.1 Dinamica fluviale	44
3.1.1 Aggiustamenti morfologici del fondo in un alveo fluviale.....	46
3.1.2 Tendenza evolutiva in risposta ad eventi estremi.....	47
3.2 Modelli concettuali	49
3.2.1 Evoluzione degli alvei	49
3.3 Modelli numerici	53
3.3.1 Stream power screening tool	55
3.3.2 River Energy Audit Scheme (REAS)	56
3.3.3 Sediment Impact Assessment Model (SIAM).....	58
3.3.4 Cellular Automaton Evolutionary Slope And River model (CAESAR).....	61
3.4 Modelli monodimensionali.....	63
3.4.1 HEC-RAS	67
3.4.2 GSTARS	69
3.5 Modelli bidimensionali.....	74
3.5.1 Il modello CCHE2D	78

4	Indagini di campo.....	81
4.1	Descrizione generale del torrente.....	81
4.2	Inquadramento geologico e litologico.....	86
4.3	Le caratteristiche idrologiche.....	89
4.3.1	Uso del suolo.....	89
4.3.2	Piovosità.....	90
4.3.3	Analisi ipsometrica	91
4.4	Calcolo delle portate	95
4.5	Elaborazione dei dati idrometrici.....	96
4.6	Descrizione e interpretazione morfologica quantitativa dei tratti fluviali	98
4.6.1	Riffle, step, riffle pool, step pool	101
4.6.2	Barre.....	104
4.7	Caratteristiche morfologiche del tratto oggetto di simulazione	111
5	Caratteristiche sedimentologiche	113
5.1	Rilievi sedimentologici	113
5.2	Analisi granulometriche	115
5.2.1	Granulometrie numerali	118
5.2.2	Granulometrie ponderali	120
5.2.3	Modalità delle curve.....	121
5.2.4	Assortimento longitudinale	121
6	Cartografia tematica a supporto dell'analisi della dinamica d'alveo	123
6.1	Significato sedimentologico dei coefficienti granulometrici	125
6.2	Confronto fra le carte tematiche.....	126
7	Simulazione numerica della dinamica fluviale	129
7.1	Generalità.....	129
7.2	Analisi numerica monodimensionale.....	131
7.2.1	Simulazione del trasporto solido a scala di evento	140
7.3	Confronto dei risultati delle simulazioni monodimensionali con le carte tematiche qualitative.....	143
7.4	Analisi numerica bidimensionale.....	145
7.4.1	Riproduzione del modello fisico mediante CCHE2D.....	145
7.4.2	Modellazione numerica bidimensionale sul torrente Resia	150
8	Conclusioni	157
9	Bibliografia	159

SOMMARIO

La dinamica fluviale e torrentizia rappresenta un argomento che assume un'importanza sempre maggiore; lo studio morfologico e granulometrico dei corsi d'acqua rappresenta un passo fondamentale per comprendere i meccanismi attraverso i quali le varie forme d'alveo si organizzano ed evolvono.

L'evoluzione di un alveo naturale dipende essenzialmente da una serie di fattori connessi alle caratteristiche del bacino idrografico (clima, geologia, tettonica ecc..) che il sistema fluviale non è in grado di controllare (variabili indipendenti) e da un'insieme di caratteristiche (variabili dipendenti) che viceversa il sistema è capace di adattare (caratteristiche geometriche e sedimentologiche) (Paris, 2000).

L'equilibrio morfodinamico di un corso d'acqua è però soggetto a fluttuazioni da modeste, dovute alla migrazione delle forme di fondo, a rilevanti e correlate alla variazione del regime idrologico per cause antropiche e/o naturali.

Il trasporto di sedimento, durante gli eventi di piena, influisce sulle caratteristiche idrauliche e geometriche del canale.

L'approccio geomorfologico applicato alla previsione della dinamica e stabilità di un corso d'acqua richiede una comprensione dei processi e, per quanto possibile, una loro quantificazione.

Come già ricordato i parametri morfologici che influiscono sulle caratteristiche generali di un sistema naturale sono molti e variano nello spazio e nel tempo.

Se l'obiettivo è ad esempio la valutazione degli effetti indotti da un intervento sistematorio puntuale in termini di erosione e/o deposito, l'approccio rigoroso al problema prevede la soluzione del sistema di equazioni di De Saint Venant per il moto della corrente liquida e dell'equazione di evoluzione del fondo ottenuta imponendo la continuità della fase solida assieme ad una legge di trasporto dei sedimenti.

Tale approccio è però difficilmente applicabile ad un'intera asta fluviale soprattutto per l'insufficienza dei dati necessari all'implementazione di un tali modelli e alla difficoltà di taratura (Thorne, 1998).

Con il presente lavoro si è voluto mettere a confronto, sulla base del caso di studio del torrente Resia (UD), le indicazioni fornite da analisi geomorfologiche con quanto ricavabile da applicazioni modellistiche a fondo mobile in ipotesi di moto bidimensionale (2D) e unidimensionale (1D).

ABSTRACT

River and stream dynamics is a topic of increasing importance: the morphological and granulometric study of waterways is a fundamental step in order to understand the mechanisms of formation and evolution of the different bed forms.

The evolution of a natural bed essentially depends on some factors that the river system cannot control (independent variables), related to the characteristics of the hydrographic basin (climate, geology, tectonics etc.) and on other characteristics (dependent variables) that the system can adapt (geometrical and sedimentological characteristics) (Paris, 2000).

The morphodynamical equilibrium of a waterstream is subjected to fluctuations ranging from small, due to the migration of the bed forms, to relevant ones, related to the variation of the hydrological resulting from anthropical and/or natural factors.

Sediment transport, during floods, affects the hydraulic and geometrical characteristics of the channel.

A geomorphological approach applied to the prediction of the dynamics and stability of a water stream requires the understanding and possibly their quantification.

There are many morphological parameters affecting the general features of a natural system and they vary in space and time.

For instance, to the aim of evaluating the effects induced by a punctual intervention in terms of erosion and/or deposition, the rigorous approach to the problem requires the solution of the De Saint Venant equations of motion and the bed evolution equation obtained imposing the continuity of the solid phase together with a sediments transport law.

This approach is difficult to apply to a whole river course, mainly because of the lack of data necessary to implement such models and of the difficulty of calibration (Thorne, 1998).

In the present work, dealing with the Resia River (UD) as a case study, we present a detailed comparison between the information given by geomorphological analysis and the results obtained by applying models describing mobile bed in the hypothesis of two- (2D) and one-dimensional (1D) motion.

*Alla mia famiglia
e a Maurizio e Paola
senza i quali tutto ciò non sarebbe stato possibile*

1 IL TRASPORTO DEI SEDIMENTI NEGLI ALVEI ALLUVIONALI

Gli interventi di sistemazione fluviale negli alvei alluvionali sono quasi sempre finalizzati al controllo dei processi morfologici quali erosione e sedimentazione. Anche i casi di esondazione dei corsi d'acqua sono spesso legati a processi di sovralimentazione solida.

Affrontare l'idrodinamica dei corsi d'acqua naturali senza considerare le variazioni morfologiche che contemporaneamente si sviluppano può portare a errate conclusioni e valutazioni.

I processi di erosione e deposito continuano quindi lungo la rete fluviale dando luogo alla sua evoluzione altimetrica e planimetrica. In tale fase il meccanismo di trasporto dominante è di tipo idrodinamico.

I processi di erosione, trasporto e sedimentazione in un alveo sono funzione diretta dell'energia disponibile nel canale stesso. Piccole variazioni di questa possono dar luogo sia localmente che lungo tutto il percorso fluviale a variazioni del carico solido e determinare, di conseguenza, il passaggio da condizioni erosive a condizioni di sedimentazione e viceversa.

Il diagramma di Hjulström (1935) (Figura 1) spiega dal punto di vista teorico i processi erosivi e deposizionali che avvengono tenendo conto di due variabili: velocità della corrente e dimensione media dei clasti.

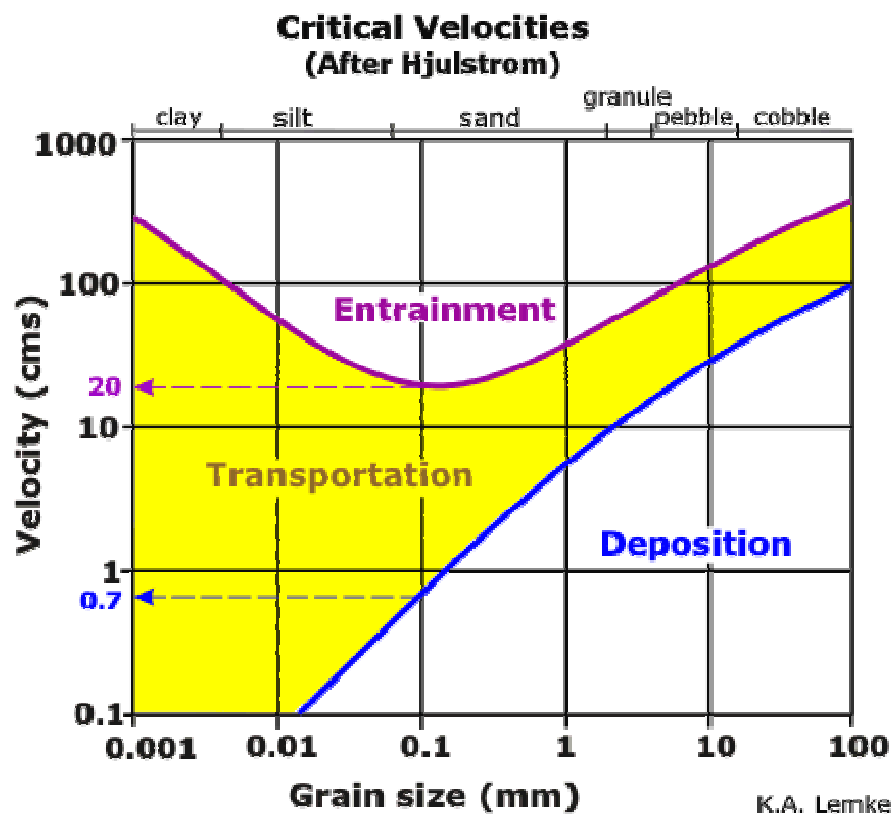


Figura 1: Diagramma di Hjulström (1935).

Nei grafico citato si individuano tre aree che corrispondono a stati energetici in equilibrio con azioni rispettivamente di erosione, di trasporto o di sedimentazione.

Sebbene il fenomeno dell'interazione flusso-particelle sia molto complesso e, per molti aspetti, non ancora perfettamente chiarito, si comprende facilmente che l'energia necessaria per mantenere in movimento una particella solida in un canale è minore di quella che serve per rimuoverla dal fondo del canale stesso (l'attrito statico è maggiore di quello dinamico).

Dal diagramma si osserva che, per granulometrie maggiori del limite limo-sabbia, i tre campi sono facilmente differenziabili e teoricamente di semplice giustificazione. Al contrario, per granuli di dimensioni inferiori, anche altre forze quali quelle elettrostatiche diventano significative per regolare i processi di erosione e sedimentazione.

Per le particelle più fini inoltre risulta molto improbabile la sedimentazione, in questo caso le velocità necessarie alla deposizione dei granuli dovrebbero approssimarsi allo zero. Per questo motivo il materiale più fine una volta mobilizzato è convogliato quasi totalmente alla foce del corso d'acqua.

Le variazioni morfologiche che avvengono in un alveo fluviale possono derivare sia da variazioni di portata liquida che solida ma anche da mutamenti della sezione d'alveo o della pendenza del letto o, anche, da variazioni del livello di base.

Nel caso di cambiamenti di portata liquida e/o solida, si può produrre sia erosione che sedimentazione.

Starkel (1983), infatti, illustra con chiarezza (Figura 2) che all'aumentare della portata si può avere aggradazione quando tale aumento è sbilanciato verso le portate solide, mentre si può avere erosione se l'aumento è prevalentemente delle portate liquide. Nello stesso modo se le portate diminuiscono, ma l'ammontare di questa diminuzione è principalmente costituito da quelle liquide, avremo sedimentazione, mentre se la sedimentazione è prevalentemente dovuta alle portate solide avremo erosione.

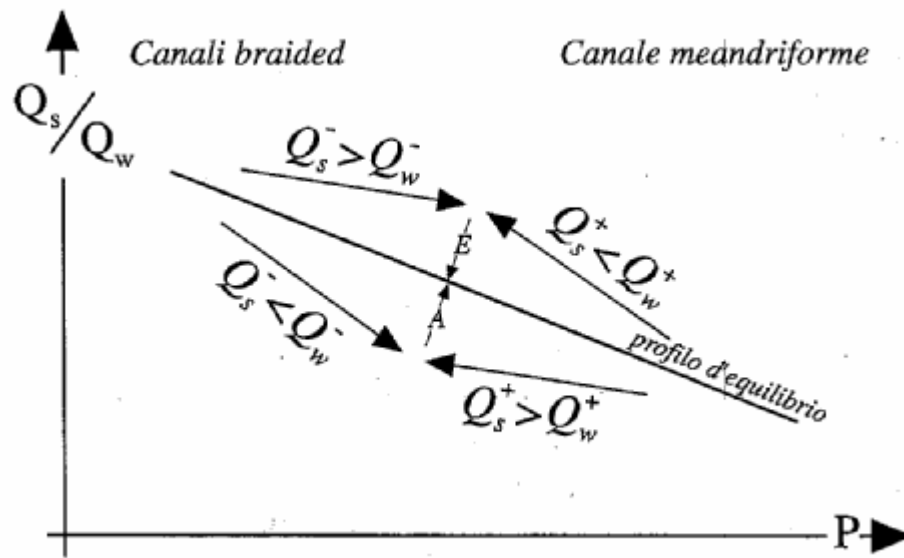


Figura 2: Evoluzione di un profilo in condizioni di equilibrio al variare del rapporto fra portata solida e liquida (da Starkel, 1983).

Tali fenomeni possono essere di tipo localizzato quando interessano tratti d'alveo di lunghezza limitata, cioè dello stesso ordine di grandezza della larghezza della sezione, o di tipo esteso quando interessano lunghezze di ordine superiore.

1.1 Forze agenti su una particella e inizio del moto

La condizione di inizio del moto del materiale in alveo è il risultato delle iterazioni di tipo meccanico tra le particelle e la corrente: la mobilità della singola particella è funzione delle azioni idrodinamiche di sollevamento (lift) e trascinamento (drag), soggette alle fluttuazioni turbolente della corrente e delle resistenze al moto (peso, attrito ecc...).

In maniera semplificata si può affermare che la rimozione è legata allo sforzo tangenziale τ esercitato dalla corrente:

$$\tau = \gamma_w \cdot R \cdot S \quad (1.1)$$

dove γ_w è il peso di volume dell'acqua, R è il raggio idraulico e S è la pendenza.

Per la determinazione delle condizioni di inizio del moto dei sedimenti il diagramma di Shields (1936) è normalmente accettato nella pratica applicativa. Le sperimentazioni di Shields hanno portato a verificare una relazione tra numero di Reynolds al fondo:

$$R_e^* = V^* \cdot d / \nu \quad (1.2)$$

ed un parametro adimensionale

$$\tau^* = \tau / (\gamma - \gamma_w) d \quad (1.3)$$

dove $V^* = \sqrt{\tau/\rho_w}$ è la velocità di attrito, τ la tensione tangenziale, d il diametro del materiale, ν la viscosità cinematica, γ il peso di volume dei sedimenti, γ_w il peso di volume dell'acqua.

Il diagramma di Shields (Figura 3) mostra in particolare come per valori elevati del numero di Reynolds al fondo (> 400), corrispondenti al campo di valori in cui il materiale ha dimensioni sufficientemente elevate per interrompere il sottostrato laminare, il parametro adimensionale di Shields τ^* assume un valore pari a 0,056.

Lo sforzo tangenziale critico in tali condizioni è quindi indipendente dal numero di Reynolds al fondo e dipende solo dalle dimensioni del materiale e cioè è dato da:

$$\tau_c = 0.056 \cdot (\gamma - \gamma_w) \cdot d \quad (1.4)$$

In alvei naturali con materiale di diametro superiore ai 2 mm il numero di Reynolds è generalmente maggiore di 500. Pertanto nel caso di alvei con fondo ghiaioso si assume un valore costante dello sforzo tangenziale adimensionale il cui valore è compreso tra 0,047 e 0,03.

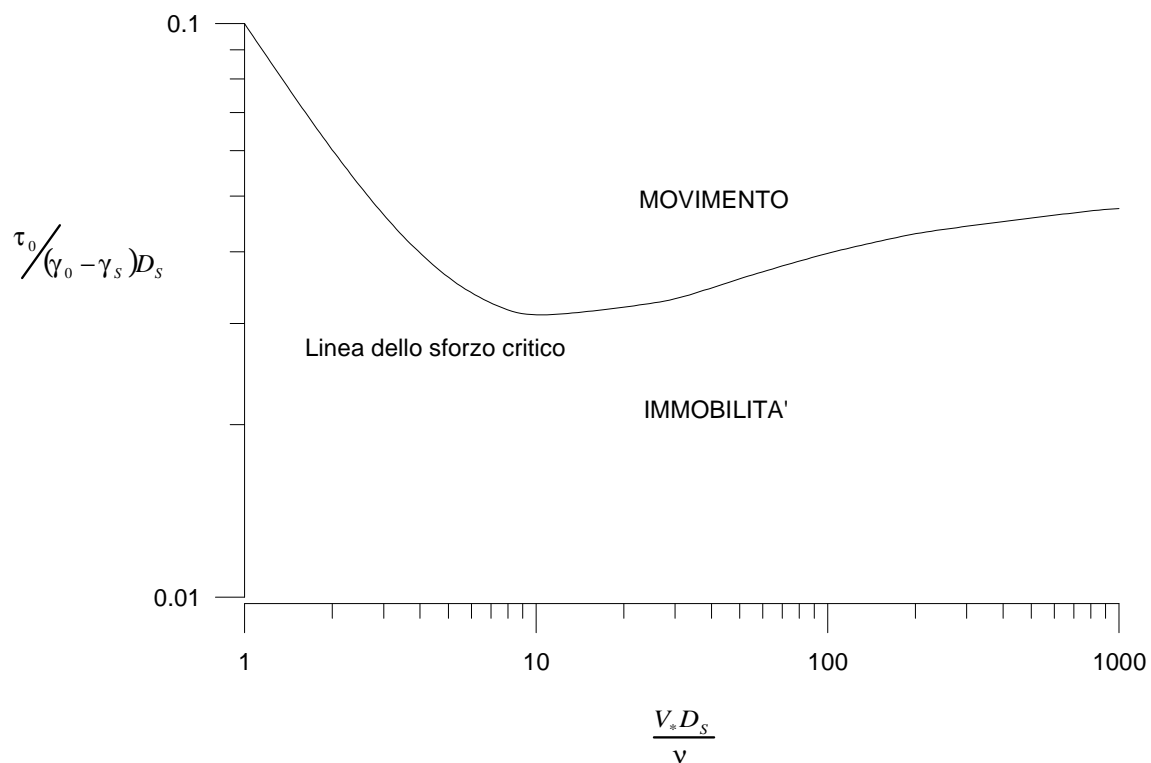


Figura 3: Il diagramma di Shields nel piano (R_e^*, τ^*) .

I risultati fin qui esposti si riferiscono ad esperienze svolte con materiale uniforme. La non uniformità dei sedimenti, che rappresenta la condizione più comune negli alvei naturali, influenza in modo considerevole le caratteristiche di inizio del moto dei sedimenti. La tensione critica di inizio moto di una particella non dipenderà soltanto dalla sua dimensione,

ma anche dalla presenza nel suo intorno di particelle più grandi o più piccole che possono proteggerla o esporla al flusso.

Vari autori hanno studiato il fenomeno, pervenendo a risultati diversi, ad esempio (Parker et alii, 1982; Andrews, 1983) sostengono che la maggior parte dei granuli comincia a muoversi in corrispondenza all'incirca della stessa tensione tangenziale critica:

$$\tau_{cr}^* = 0.0834 \cdot (d_i/d_{s50})^{-0.872} \quad (1.5)$$

dove τ_{cr}^* è lo sforzo tangenziale critico adimensionale relativo alla frazione percentile D_i , mentre D_{s50} è la mediana del materiale costituente il sottostrato.

Essa è ottenuta per valori del rapporto d_i/d_{s50} compresi tra 0,3 e 4,2.

Per valori maggiori di 4,2 lo sforzo tangenziale adimensionale assume un valore costante pari a 0,02.

Komar (1987) ha invece ricavato la seguente relazione:

$$\tau_{cr}^* = 0.047 \cdot (\rho_s - \rho_w) \cdot g \cdot d_{s50}^{0.6} \cdot d_i^{0.4} \quad (1.6)$$

dove ρ_s è la densità dei sedimenti, ρ_w è la densità dell'acqua, g l'accelerazione di gravità.

1.2 I vari tipi di trasporto solido

Secondo Chang (1992) nel materiale in arrivo ed in transito nel corso d'acqua si può distinguere:

- una componente che contribuisce alla “costruzione” dell'alveo (bedmaterial);
- una componente che viene trasportata dal corso d'acqua ma che non partecipa ai processi di erosione e deposito (wash-load) Questa rappresenta la porzione più fine del materiale trasportato in alveo (diametro inferiore a 0.0064 mm) e che ha origine sui versanti durante un periodo piovoso e si muove direttamente fino al recapito finale (foce, lago, aree palustri, aree di esondazione ecc) senza intervenire nella dinamica d'alveo.

Di seguito invece si distinguono le varie modalità di trasporto solido.

Trasporto solido al fondo (bed-load): è costituito dai sedimenti che sono responsabili del modellamento dell'alveo, questi si muovono restando mediamente a contatto con il fondo per saltazione, rotolamento o trascinarsi come elementi singoli o come movimento generalizzato di tutti i granuli di ogni dimensione.

Trasporto solido in sospensione (suspended-load): è costituito a sua volta da altri due tipi di trasporto solido, il trasporto in sospensione del materiale costituente il letto che viene portato in sospensione per particolari condizioni della corrente (sospensione da bed-material) e il wash load. Quest'ultimo non influisce sul bilancio sedimentologico.

La somma del trasporto al fondo e del trasporto in sospensione costituisce il trasporto totale (total-load).

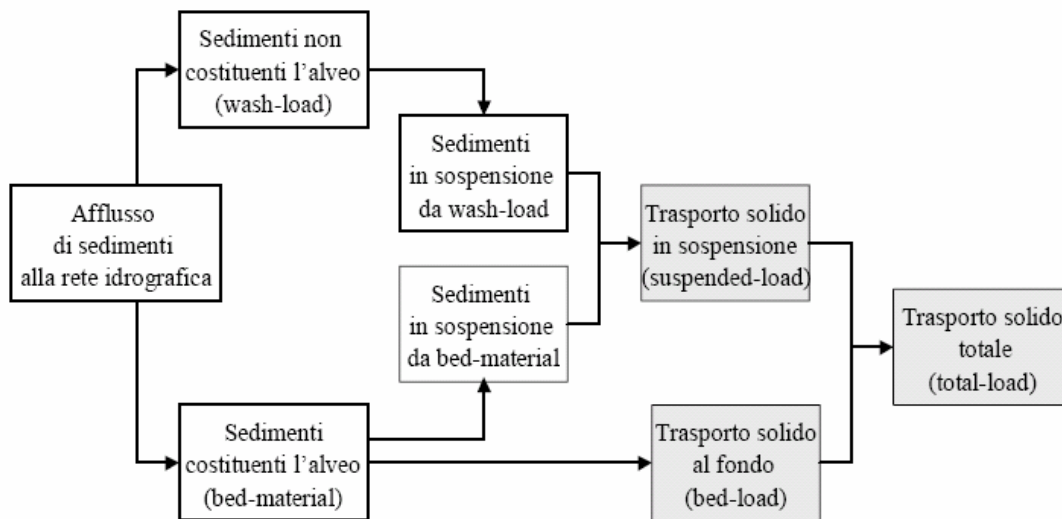


Figura 4: Schema del trasporto solido (da Paris, 1977).

Si ricordano inoltre anche i seguenti tipi di trasporto solido, non inclusi nello schema di Figura 4:

- Trasporto solido in soluzione: può rappresentare una porzione importante in corsi d'acqua che drenano rocce solubili.
- Trasporto solido per fluitazione (o flottazione): è costituito prevalentemente da materiali vegetali galleggianti, a seguito dello sradicamento di arbusti e di tronchi da parte della corrente. Il trasporto di materiali vegetali può essere causa di ostruzioni delle luci dei ponti o di altri manufatti.
- Trasporto solido di detriti e di fango: si tratta del movimento di una massa di detriti o di fango che, completamente imbevuta di acqua, si muove comportandosi essa stessa come un fluido.

La suddivisione del trasporto nelle fasi sopra descritte non deve essere intesa in senso rigoroso, per esempio, nei tratti montani il trasporto solido è essenzialmente al fondo, pur potendo coesistere una frazione più o meno piccola di trasporto in sospensione. Durante le piene, soprattutto per i fiumi di pianura, il trasporto in sospensione è in generale prevalente rispetto a quello di fondo. In generale, intensità e modalità del trasporto sono condizionate dalla mutua interazione tra caratteristiche della corrente e caratteristiche dei sedimenti.

I criteri di stima si limitano alla valutazione dell'entità del trasporto del materiale d'alveo (bed material) come trasporto di fondo, in sospensione o totale; non esistono invece indicazioni

utilizzabili per la quantificazione del trasporto per dilavamento (wash load) non collegabile alle caratteristiche idrauliche della corrente.

I criteri di stima utilizzati, di qualunque tipo essi siano (empirici, semiempirici, probabilistici, energetici), andrebbero calibrati su dati sperimentali.

La validità di ogni criterio è comunque limitata al campo dei valori dei parametri idraulici e delle caratteristiche del materiale utilizzato per la sua definizione, ogni estensione del criterio risulta arbitraria.

I criteri di stima del trasporto solido forniscono, in linea di principio, una sovrastima del materiale movimentato; essi valutano infatti la capacità di trasporto della corrente relativa a una condizione di equilibrio tra materiale eroso e depositato.

Il valore del trasporto solido coincide poi con quello della capacità di trasporto solo quando tutto il materiale movimentato dalla corrente risulta, effettivamente, disponibile in alveo.

1.2.1 Trasporto solido al fondo

È noto che mediamente il movimento delle particelle si verifica quando la tensione applicata supera la tensione critica per il movimento. Il trasporto al fondo interessa quei sedimenti che sono trasportati prevalentemente a contatto del letto e il movimento consiste sostanzialmente in una successione di salti dei grani, associati a moti di rotolamento dei grani stessi sul fondo e, moti di strisciamento, specie per particelle appiattite. Le modalità di trasporto dipendono dall'eccesso di tensione agente sulle particelle del letto: il trasporto al fondo si manifesta quando l'eccesso di tensione $\tau - \tau_{cr}$ risulta piuttosto modesto (Paris, 1997).

Le dimensioni del materiale che dà origine al trasporto al fondo raramente include particelle con dimensioni inferiori a 0.2 mm di diametro, che va direttamente in sospensione quando viene sollecitato dall'azione della corrente.

Si possono individuare quattro tipi di approcci principali nella stesura delle formule (Church & Gomez, 1989): il primo basato sulla tensione tangenziale al fondo (Du Boys, 1879), il secondo fa riferimento alla portata in alveo (Schoklitsch, 1934), il terzo su funzioni stocastiche per la descrizione del moto dei sedimenti (Einstein, 1950) e l'ultimo si basa sulla potenza della corrente (Bagnold, 1980). In maniera estremamente sintetica si riporta l'origine delle formule più note di trasporto al fondo:

DU BOYS (1879): ricavata teoricamente, assume che il fondo sia costituito da sabbia di dimensioni uniformi.

SCHOKLITSCH (1934): formula empirica applicabile soprattutto a torrenti con elevato trasporto al fondo e sedimenti di dimensioni relativamente grossolane.

MEYER-PETER-MULLER (1948): equazione di tipo empirico, basata su esperimenti in laboratorio. Applicabile a sedimenti medio-grossolani (da sabbia media a ghiaia grossolana).

EINSTEIN (1950): ricavata da una analisi di tipo teorico del trasporto solido al fondo basata sulla meccanica dei fluidi e analisi probabilistiche. Si discosta dalle precedenti (e da molte di quelle successive) in quanto rinuncia a definire qualunque grandezza critica che individui l'inizio del moto dei sedimenti.

PARKER ET AL. (1982): applicabile a corsi d'acqua costituiti prevalentemente da ghiaia o da materiale più grossolano, i quali presentano uno strato superficiale (armour) marcatamente più grossolano rispetto al sottostrato. Equazione basata su dati sperimentali relativi all'Oak Creek e ad altri numerosi alvei ghiaiosi.

PARKER ET AL. (1990): deriva da una serie di modifiche rispetto alla precedente formula. Tra queste, la formula del 1982 richiede le dimensioni granulometriche del sottostrato, mentre questa formula usa le dimensioni dello strato superficiale. Rimane invariato il campo di applicabilità (alvei con materiale relativamente grossolano).

1.2.2 Trasporto solido totale

Il trasporto solido totale è dato dalla somma del trasporto solido al fondo e del trasporto solido in sospensione. Quest'ultimo, come è stato già osservato in precedenza, comprende anche la componente di wash-load costituita da materiale più fine non presente in quantità significativa, nel materiale del letto e soprattutto, non direttamente correlabile con le caratteristiche idrauliche della corrente. I criteri di stima del trasporto solido totale sono basati essenzialmente su esperienze di laboratorio, dove la componente di wash-load è assente. Pertanto, le formule esposte di seguito sono da intendersi come stima del trasporto totale relativo al solo materiale costituente il letto, e se interessa, eventualmente stimare a parte il wash-load.

I metodi di calcolo del trasporto solido totale possono essere suddivisi in due categorie (Garde & Ranga Raju, 1985): nella prima categoria rientrano i metodi che utilizzano la suddivisione del trasporto solido totale in trasporto solido al fondo e trasporto solido in sospensione (metodi microscopici); nella seconda categoria invece, il trasporto solido in sospensione viene considerato come uno stadio avanzato del trasporto solido al fondo e che quindi per il calcolo del trasporto solido totale si fa riferimento ad un unico valore di tensione di riferimento senza fare distinzione tra trasporto solido al fondo e in sospensione (metodi macroscopici). Questi ultimi metodi in genere utilizzano un unico valore di diametro rappresentativo dell'intera

mistura. Anche per il trasporto solido totale vengono espresse in maniera estremamente sintetica l'origine delle principali formule:

COLBY (1964): tramite grafici ricava la portata solida del materiale del fondo per unità di larghezza in funzione della velocità della corrente, della profondità, del diametro medio dei sedimenti, della temperatura e della concentrazione di sedimenti fini. Applicabile al caso di alvei sabbiosi.

ENGELUND-HANSEN (1967): propone una formula derivata da basi fisiche ed applicabile ad alvei a fondo sabbioso con formazione di dune.

ACKERS-WHITE (1973): formula ricavata teoricamente e basata sul concetto di minimizzazione della potenza della corrente di Bagnold. L'equazione ottenuta è calibrata sulla base di numerosi dati di letteratura.

YANG (1973): formula ricavata con un approccio simile a quella di Ackers-White e basata su dati sperimentali di laboratorio. Sono proposte due equazioni simili per alvei a fondo sabbioso e ghiaioso rispettivamente.

BROWNLIE (1981): esprime la concentrazione in peso del materiale trasportato tramite una formula empirica basata su dati sperimentali di laboratorio e di campagna.

1.3 Quantificazione della dinamica d'alveo

La dinamica d'alveo è governata dal trasporto solido e dalle sue variazioni spazio-temporali, a loro volta connesse con le caratteristiche della corrente liquida e del materiale del letto.

Gli approcci al problema possono essere di tipo "semplificato", mediante i quali si individua una configurazione finale di equilibrio da porre a confronto con quella preesistente per la valutazione degli effetti indotti dall'intervento, oppure di tipo "completo" mediante i quali si riesce a rappresentare anche l'evoluzione temporale del fenomeno, tra la condizione di partenza e quella finale.

1.3.1 L'equazione di continuità al fondo dei sedimenti

L'equazione che descrive la dinamica degli alvei naturali è rappresentata dalla condizione di bilancio della massa solida applicata ad un tronco elementare del corso d'acqua.

Si consideri una porzione finita di alveo fluviale lunga Δx (Figura 5) di larghezza costante B sia:

- Q_t la portata solida totale volumetrica in ingresso nella sezione,
- q_s la portata solida volumetrica per unità di larghezza scambiata lateralmente, positiva se entrante e indipendente dal tempo.

Nell'intervallo di tempo Δt la massa di sedimenti entrante risulta:

$$\rho_s \cdot Q_t \cdot \Delta t + \rho_s \cdot q_s \cdot \Delta x \cdot \Delta t \quad (1.7)$$

quella in uscita sarà invece:

$$\rho_s \cdot Q_t \cdot \Delta t + \rho_s \cdot \frac{\partial Q_t}{\partial x} \cdot \Delta x \cdot \Delta t \quad (1.8)$$

La variazione di massa di sedimenti presente all'interno del volume di controllo considerato sarà la differenza tra le due equazioni sopra:

$$\rho_s \cdot Q_t \cdot \Delta t + \rho_s \cdot q_s \cdot \Delta x \cdot \Delta t - \rho_s \cdot Q_t \cdot \Delta t - \rho_s \cdot \frac{\partial Q_t}{\partial x} \cdot \Delta x \cdot \Delta t = \rho_s \cdot q_s \cdot \Delta x \cdot \Delta t - \rho_s \cdot \frac{\partial Q_t}{\partial x} \cdot \Delta x \cdot \Delta t \quad (1.9)$$

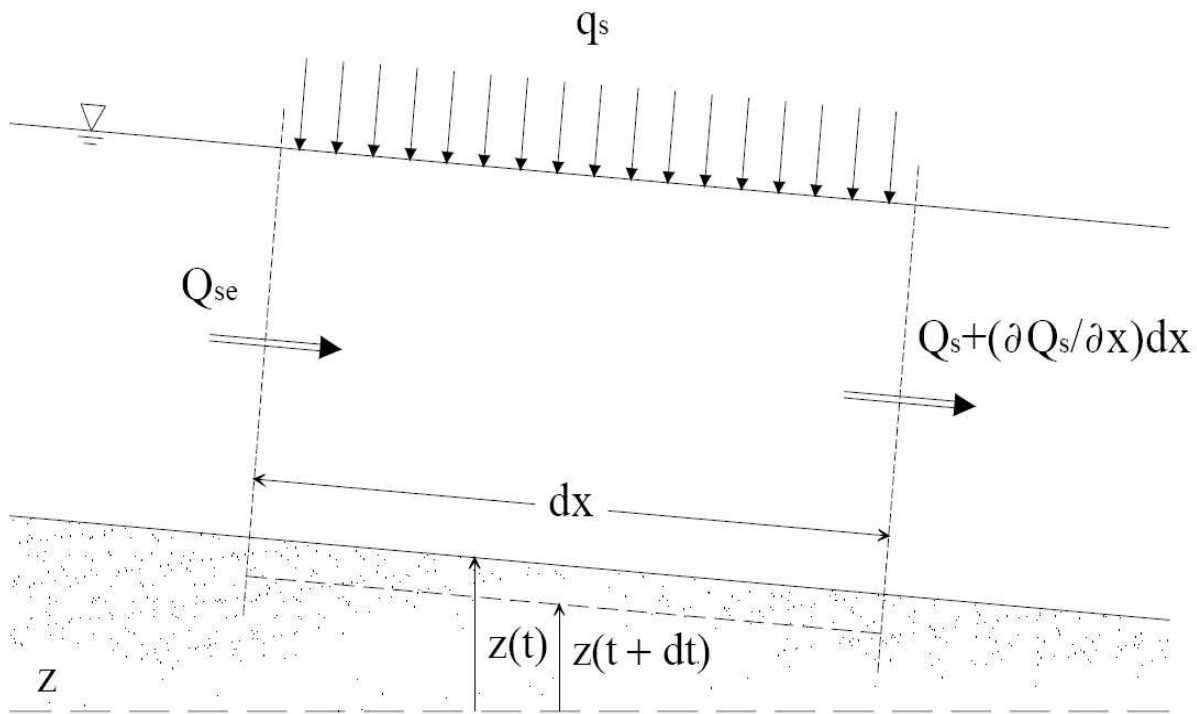


Figura 5: Schema del volume di controllo per l'applicazione dell'equazione di continuità al fondo dei sedimenti.

La variazione di massa all'interno di un tratto fluviale può essere dovuta a fenomeni di erosione e deposito, che sono indotte da variazioni altimetriche del fondo, oppure può essere indotta da variazioni della concentrazione volumetrica C_v dei sedimenti in sospensione.

Se si assume che la variazione altimetrica interessi uniformemente tutta la superficie del fondo, indicando con z la quota del fondo rispetto all'orizzontale di riferimento, ad una variazione:

$$\Delta z = \frac{\partial z}{\partial t} \Delta t \quad (1.10)$$

corrisponde una variazione di massa (dovuta a erosione o deposito) pari a:

$$(\rho_s \cdot P \cdot \Delta z \cdot \Delta x)(1 - e) = \left(\rho_s \cdot P \cdot \frac{\partial z}{\partial t} \cdot \Delta t \cdot \Delta x \right)(1 - e) \quad (1.11)$$

dove P è il perimetro bagnato della sezione ed e corrisponde alla porosità del materiale.

Mentre ad una variazione della concentrazione volumetrica media C_v corrisponde una variazione di massa:

$$\left(\rho_s \frac{\partial(A \cdot \Delta x \cdot C_v)}{\partial t} \Delta t \right) \quad (1.12)$$

dove A è l'area bagnata della sezione.

Per la legge della conservazione della massa, si ha dunque che:

$$\rho_s \cdot q_s \cdot \Delta x \cdot \Delta t - \rho_s \cdot \frac{\partial Q_t}{\partial x} \cdot \Delta x \cdot \Delta t = \left(\rho_s \cdot P \cdot \frac{\partial z}{\partial t} \cdot \Delta t \cdot \Delta x \right) (1-e) + \left(\rho_s \frac{\partial(A \cdot \Delta x \cdot C_v)}{\partial t} \Delta t \right) \quad (1.13)$$

dividendo entrambi i membri per $\rho_s \cdot \Delta x \cdot \Delta t$ si ottiene l'equazione di continuità al fondo:

$$\frac{\partial Q_t}{\partial x} + P \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} + \frac{\partial(AC_v)}{\partial t} = q_s \quad (1.14)$$

Rendendo esplicita la derivata del prodotto $A \cdot C_v$

$$\frac{\partial Q_t}{\partial x} + P \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} + C_v \frac{\partial A}{\partial t} + A \frac{\partial C_v}{\partial t} = q_s \quad (1.15)$$

e osservando che

$$\frac{\partial A}{\partial t} = B \frac{\partial y}{\partial t} \quad (1.16)$$

si ottiene in definitiva:

$$\frac{\partial Q_t}{\partial x} + P \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} + BC_v \frac{\partial y}{\partial t} + A \frac{\partial C_v}{\partial t} = q_s \quad (1.17)$$

Nel caso in cui l'apporto solido laterale per unità di larghezza possa essere considerato nullo si ha che:

$$\frac{\partial Q_t}{\partial x} + P \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} + BC_v \frac{\partial y}{\partial t} + A \frac{\partial C_v}{\partial t} = 0 \quad (1.18)$$

Nel caso in cui la concentrazione di materiale in sospensione sia nulla, come nel caso degli alvei di montagna in cui il trasporto solido avviene prevalentemente al fondo si ottiene che:

$$\frac{\partial Q_t}{\partial x} + P \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} = 0 \quad (1.19)$$

Se l'alveo è sufficientemente largo ($B/y > 10$), il perimetro bagnato P può essere approssimato alla larghezza del letto, ottenendo così l'equazione:

$$\frac{\partial Q_t}{B \cdot \partial x} + \frac{\partial z(1-e)}{\partial t} = 0 \quad (1.20)$$

Se la portata solida uscente risulta maggiore della portata solida entrante, significa si è verificata un'erosione, parte del materiale costituente l'alveo è stata asportata con conseguente abbassamento della quota del talweg; sedimentazione si avrà se accade il viceversa.

Per spiegare come l'alveo fluviale tende a modificarsi si devono pertanto considerare la portata solida (che rappresenta il trasporto solido che realmente transita attraverso un determinato tratto di alveo) e la capacità di trasporto della corrente (che corrisponde alla portata solida che l'alveo è potenzialmente in grado di trasportare in un determinato tratto). In genere la capacità di trasporto viene quantificata attraverso formule in funzione delle grandezze sopra elencate.

Quando in un tratto di alveo la portata solida entrante è pari alla capacità di trasporto, la portata uscente sarà pari a quella entrante, la quota del fondo rimarrà invariata e allora il tratto risulterà in equilibrio. In questo caso si ha:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0 \quad e \quad quindi \quad \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \quad (1.21)$$

Se invece la capacità di trasporto è maggiore della portata solida in ingresso, la quantità di sedimenti mancanti per soddisfare l'eccesso di capacità di trasporto, viene preso dal fondo dell'alveo, provocando una degradazione del fondo. In tal caso:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} > 0 \quad e \quad quindi \quad \frac{\partial z}{\partial t} < 0 \quad (1.22)$$

Questa situazione può verificarsi quando ad esempio vi è un aumento di pendenza, la quale induce una capacità di trasporto maggiore. Abbassando la quota del fondo, l'alveo tende ad assumere progressivamente una nuova configurazione geometrica, al fine di modificare la sua capacità di trasporto (riducendola) e portarsi in condizioni di equilibrio.

L'opposto accade nel caso in cui la portata solida in ingresso sia superiore capacità di trasporto; in questo caso il fiume non è in grado di smaltire l'apporto solido in arrivo da monte, questo allora si accumulerà progressivamente provocando un fenomeno di sedimentazione (Mengoni, 2000).

1.4 Il calcolo del trasporto solido

1.4.1 La suddivisione in tratti significativi

L'analisi da condurre sugli effetti morfodinamici può essere condotta su varie scale spazio – temporali e principalmente:

- a scala di evento: al fine di descrivere le variazioni locali del fondo in un tratto di interesse.
- a lungo termine: si propone di individuare, ove possibile, condizioni di regime dal punto di vista del bilancio complessivo di sedimenti.

Il tipo di analisi scelto dipende dalle finalità dello studio.

Allo scopo di individuare il comportamento generale dei corsi d'acqua in studio e di identificare i tratti in equilibrio o con tendenze erosive o alluvionali, l'equazione di continuità del sedimento viene espressa in termini finiti in ciascun tratto esaminato:

$$\Delta z = (Q_s - Q_i) \frac{\Delta t}{B \Delta x} \frac{1}{(1 - e)} \quad (1.23)$$

dove Δz rappresenta la variazione altimetrica subita dal tratto di lunghezza Δx durante l'intervallo di tempo Δt , per effetto dello squilibrio tra la capacità di trasporto del tratto Q_s , e la portata solida in arrivo Q_i , data dalla somma di quella in ingresso proveniente dal tratto precedente Q_{se} , e quella di competenza al tratto come contributo laterale $q_s \cdot \Delta x$ ($Q_i = Q_{se} + q_s \cdot \Delta x$).

Effettuare un'analisi del trasporto solido sezione per sezione richiede una procedura di calcolo piuttosto onerosa.

Per semplificare l'analisi, dunque, si schematizza il corso d'acqua con una serie di tronchi per i quali le suddette caratteristiche possono essere ritenute relativamente omogenee. Questi tratti devono essere privi di discontinuità geometriche (brusche variazioni di pendenza o di sezione), idrauliche (immissione di affluenti o eventuali derivazioni) e sedimentologiche.

1.4.2 I criteri per il calcolo del trasporto solido medio annuo

Dopo aver definito le grandezze idrauliche, geometriche e sedimentologiche di ciascun tratto del corso d'acqua, si passa al calcolo del trasporto solido medio annuo.

La procedura di seguito illustrata è valida e si può applicare anche per analisi a scala di evento.

Il calcolo del trasporto solido durante un evento di piena viene effettuato integrando i contributi elementari che in un intervallo di tempo opportunamente scelto forniscono un volume solido pari a:

$$dV = Q_t(t) \cdot dt \quad (1.24)$$

dove Q_t rappresenta il trasporto solido relativo alla finestra temporale dt , calcolabile mediante le formule del trasporto solido. Le variabili che intervengono in tale calcolo devono essere quindi riferite al tempo t .

Per quanto riguarda le caratteristiche geometriche e sedimentologiche è stato supposto che le loro variazioni siano in generale trascurabili durante l'evento di piena e quindi possano ritenersi significativamente costanti. Viceversa le caratteristiche idrauliche, durante lo stesso periodo di tempo, subiscono variazioni relative molto più importanti, per questo motivo la variabilità del trasporto solido viene associata esclusivamente alla variabilità delle caratteristiche idrauliche.

Pertanto per ottenere il volume solido mobilitato in un intervallo di tempo T (in questo caso pari ad un anno), si dovranno integrare i contributi elementari δV attraverso la seguente:

$$V_t = \int_0^T Q_t \cdot dt \quad (1.25)$$

Per eseguire il calcolo è possibile utilizzare valori di portata registrati in continuo ed effettuare l'integrazione dei volumi solidi a loro associati. Questa operazione è in genere molto onerosa dal punto di vista dei calcoli (reperimento ed inserimento valori di portata). È possibile effettuare un'ulteriore semplificazione della procedura di calcolo utilizzando la curva di durata delle portate medie giornaliere.

Nel caso di fiumi di una certa grandezza, la scelta della portata media giornaliera per descrivere il deflusso liquido in una certa sezione, è corretta. In questo caso, infatti, le grandezze idrauliche non subiscono variazioni eccessive nell'arco di 24 ore, neanche in caso di evento di piena.

Tale semplificazioni non è invece valida nel caso dei torrenti montani e quelli con bacino idrografico piccolo poiché gli eventi di piena hanno durata molto breve (dell'ordine delle ore) e la portata media giornaliera si discosta sensibilmente dal valore della portata al colmo.

La portata media giornaliera non può essere considerata rappresentativa del deflusso liquido e l'utilizzo di tale portata può portare ad una stima del trasporto solido del tutto inattendibile (Mengoni, 2000).

Più appropriato risulta pertanto (se disponibile) l'utilizzo del valore della portata al colmo e considerare una durata ridotta delle piene. In questi casi si fa riferimento al coefficiente correttivo K_c definito come il rapporto tra il valore della portata al colmo ed il valore della portata media giornaliera corrispondente:

$$K_c = \frac{Q_{colmo}}{Q_{mgi}} \quad (1.26)$$

Supponendo che il volume liquido transitato nell'arco di 24 ore si conservi e facendo riferimento allo schema semplificato in Figura 6 si può scrivere che:

$$Q_{colmo} \cdot t' = K_c \cdot Q_{mgi} \cdot t = Q_{mgi} \cdot t \quad (1.27)$$

dove t rappresenta la durata giornaliera associata alla Q_{mgi} e t' quella ridotta associata alla portata di piena Q_{colmo} .

Dalla sopra si può ricavare la durata ridotta dell'evento di piena:

$$t' = \frac{t}{K_c} \quad (1.28)$$

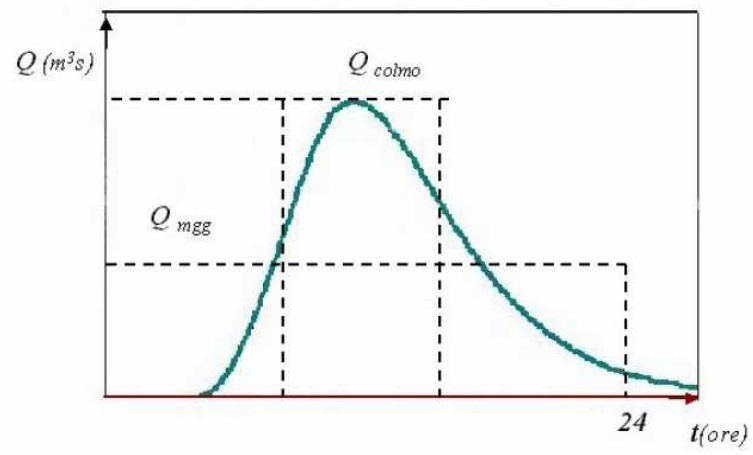


Figura 6: Schema rappresentativo della Q_{colmo} e Q_{mgg} per bacini montani.

2 CLASSIFICAZIONI MORFOLOGICHE DEI CORSI D'ACQUA

2.1 Il sistema fluviale

Entro un bacino idrografico i processi che si verificano in alveo risultano abbastanza differenti in funzione della loro localizzazione.

Nella zona montana i torrenti sono incisi in roccia o incassati entro depositi di varia genesi e raramente è individuabile una chiara fascia di pertinenza dell'idrosistema.

Nelle parti medie e inferiori dei bacini montani, lungo le ampie piane intervallive, il corso d'acqua è capace di conquistarsi una fascia di divagazione (definita appunto di pertinenza fluviale) tra i depositi di fondovalle.

Le forme dell'alveo realizzabili e lo spazio occupato dal sistema fluviale è spesso condizionato in tale zona da fattori esterni di carattere strutturale (restringimenti della valle, emergenze del substrato) ma anche da interazioni con le conoidi alluvionali dei tributari e con gli accumuli di frane di versante e di colate detritiche.

Allo sbocco nell'alta pianura i fiumi scorrono spesso incassati entro depositi morenici e fluvioglaciali o in antiche alluvioni.

La piana alluvionale rappresenta invece la situazione morfologica più favorevole alla libera divagazione fluviale, i condizionamenti sono meno importanti e l'andamento dipende principalmente dalle interazioni tra le variabili idrologiche e idrauliche e la granulometria dei sedimenti della piana in cui scorre.

2.1.1 Morfologia fluviale

Gli alvei sono interessati sia da fenomeni vistosi ed eclatanti che si verificano in corrispondenza di piene straordinarie, sia da variazioni continue percepibili solo attraverso un'attenta e minuziosa osservazione.

Le continue modificazioni dei parametri idrologici ed idraulici comportano un processo evolutivo continuo che è l'espressione di un equilibrio instabile tra i fattori che danno luogo al sistema; tutto questo si traduce in variazioni della pendenza e della geometria dell'alveo attraverso processi iterativi con il territorio adiacente (Lenzi et alii, 2000).

I corsi d'acqua naturali, oltre a modellare il paesaggio, svolgono la funzione di trasportare volumi liquidi e solidi prodotti dal bacino idrografico. L'entità di tali volumi e la loro distribuzione nel tempo dipendono principalmente dalle caratteristiche climatiche, geolitologiche, morfologiche e tettoniche del bacino stesso ma sono condizionate anche da uso del suolo e interventi antropici.

I sedimenti derivano da processi erosivi di tipo distribuito (a seguito del fenomeno di ruscellamento) o concentrato (in corrispondenza di fenomeni franosi). Secondo una grossolana suddivisione in un bacino idrografico si individuano tre zone principali:

- la zona di produzione dei sedimenti, in genere coincidente con la parte di monte del bacino dove prevalgono i processi erosivi a scala di versante;
- la zona di trasporto dei sedimenti, dove il fiume convoglia il materiale proveniente dalla zona di produzione verso valle;
- la zona di deposizione che coincide con la porzione terminale del bacino.

Tale suddivisione non va ovviamente interpretata in senso rigoroso, ma ci si riferisce a zone ove un determinato processo risulta prevalente rispetto agli altri poiché in realtà i vari processi sopra descritti si possono verificare in ogni parte del bacino in forma più o meno diffusa.

Una volta raggiunta la rete idrografica il sedimento è soggetto all'azione della corrente che, se dispone di energia sufficiente, può trasportarlo verso valle per una distanza ed un tempo variabile a seconda delle caratteristiche idrauliche della corrente stessa.

Le particelle più fini possono essere trasportate facilmente in sospensione, i clasti più grandi invece si mettono in moto solo al superamento di un certo valore critico di portata e si sposteranno in aderenza al fondo o per salti intermittenti.

L'interazione flusso-sedimenti comporta due fenomeni principali: la diminuzione della granulometria procedendo lungo l'alveo da monte a valle e lo sviluppo di forme di fondo.

La riduzione delle dimensioni con la distanza è il risultato di due fenomeni: l'abrasione e il trasporto selettivo (Billi e Paris, 1992).

Esiste in natura una certa varietà di forme fluviali cui corrispondono condizioni di stabilità plano-altimetrica degli alvei.

Il passaggio da una forma all'altra non è mai netto e pertanto risulta difficile identificare le varie configurazioni d'alveo attraverso l'utilizzo di un solo parametro.

Varie sono state le proposte avanzate nel tentativo di porre ordine nella descrizione del sistema fluviale; una prima classificazione si può avere suddividendo i corsi d'acqua in due categorie principali ossia alvei a fondo fisso e alvei a fondo mobile.

Alvei a fondo fisso: scorrono sulla roccia e sono pressoché privi di sedimenti. La loro morfologia dipende in gran parte dalle caratteristiche geologiche del terreno. In tali alvei la capacità di trasporto è in genere maggiore rispetto alla quantità di sedimento disponibile e, se si escludono i grandi blocchi di roccia che invadono l'alveo, i sedimenti sono continuamente rimossi e smaltiti. Si tratta, in genere, di alvei di montagna caratterizzati da forti pendenze ed in erosione più o meno accentuata.

La loro dinamica morfologica è estremamente limitata e varia in tempi molto lunghi.

Alvei a fondo mobile: sono incisi in sedimenti incoerenti o poco coerenti, con sponde dello stesso materiale o in roccia.

A questo gruppo appartengono la maggior parte degli alvei in un bacino idrografico, essi realizzano adattamenti morfologici al variare delle condizioni di flusso. I sedimenti presenti in alveo, o nella piana inondabile in cui questo è inciso, costituiscono essi stessi una sorgente di materiale ma possono anche venire immobilizzati momentaneamente a causa di fenomeni di deposito.

2.2 Le classificazioni morfologiche

Il primo vero tentativo di dare una sistematicità alle classificazioni fluviali lo si deve a Leopold e Wolmann (1957).

I due autori propongono una semplice suddivisione fra canali rettilinei (straight), meandriformi (meandering) e intrecciati (braided).

Schumm (1963), basandosi su esperienze di laboratorio, suggerisce uno schema classificativo basato sul meccanismo dominante di trasporto solido (Figura 7).

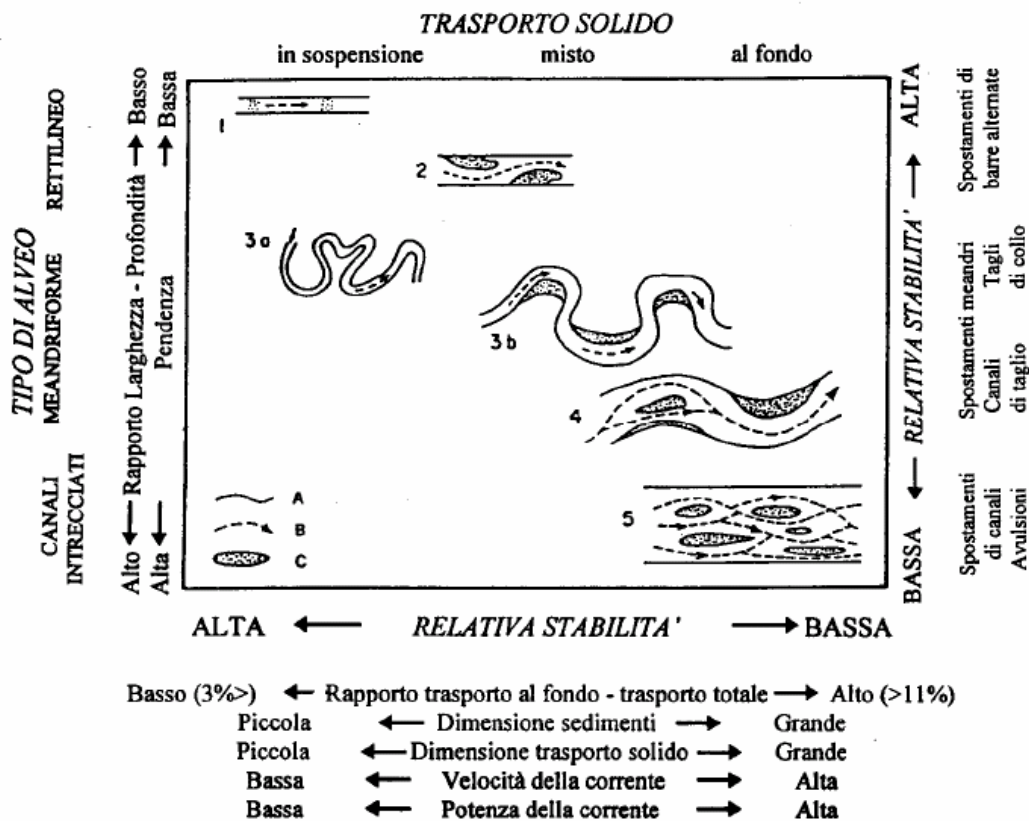


Figura 7: Classificazione di Schumm (1963).

Sono distinte cinque principali forme d'alveo che sono state messe in relazione al tipo di trasporto solido (al fondo, misto e in sospensione) e alle condizioni di stabilità.

Dopo il lavoro di Schumm si è avuta un'abbondante produzione scientifica, Mollard nel 1973 pone in relazione una serie di morfologie con il trasporto solido totale e con il rapporto tra trasporto solido al fondo e totale, ma anche con pendenza, granulometria e sinuosità (Figura 8), Mollard deriva questa classificazione su base fotointerpretativa.

Dalla stessa esperienza deriva la proposta di Brice (1975) il quale considera indice e caratteri di sinuosità, intrecciamento e anastomizzazione (Figura 10).

Si tratta di sistemi di classificazione molto semplici e di tipo qualitativo in quanto le diverse tipologie o classi non sono identificate da parametri di tipo numerico o da intervalli definiti degli stessi.

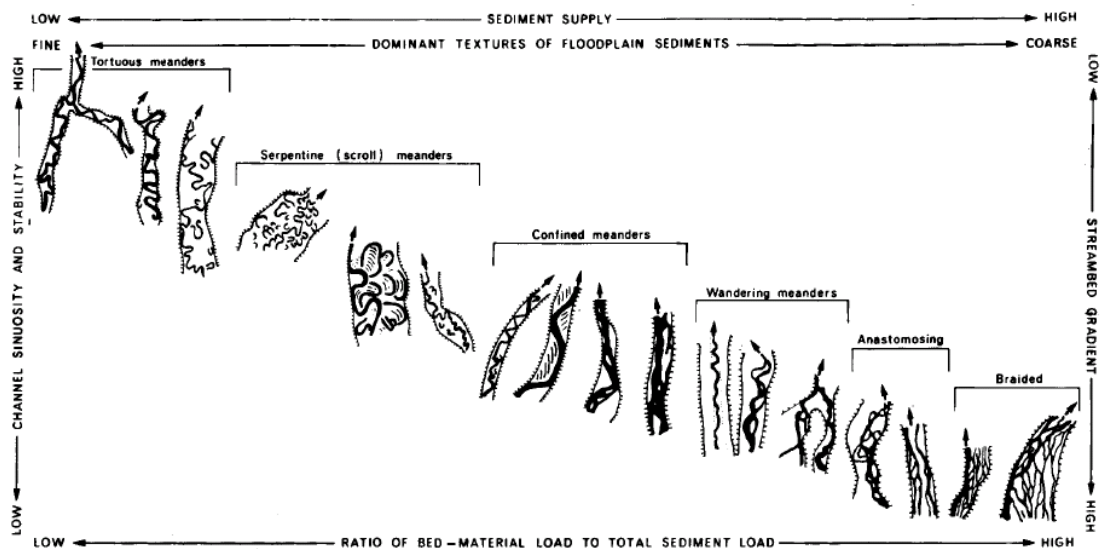


Figura 8: Classificazione di Mollard (1973).

Molto semplici sono anche le classificazioni di Rust (1978) e di Brice e Blodgett (1978) (Figura 12). Kellerhals, Church e Bray (1976) rilevarono e analizzarono numerosi corsi d'acqua suddividendoli in tipologie a seconda delle differenze tra andamento planimetrico e grado di attività laterale (Figura 13).

Il sistema di classificazione di Church (1992) evidenzia le relazioni tra materiale d'alveo, forme fluviali e stabilità (Figura 14).

Una classificazione più recente ed innovativa è quella proposta da Rosgen (1994) e sviluppata dall'osservazione di numerosi corsi d'acqua negli Stati Uniti, in Canada e in Nuova Zelanda. Attraverso tale classificazione i fiumi naturali, sia a fondo fisso che a fondo mobile, vengono distinti in nove categorie sulla base di alcuni parametri fisici significativi quali la sinuosità, la granulometria, il rapporto di confinamento, il rapporto larghezza/profondità e la pendenza.

La sinuosità viene definita da Leopold (1964) come il rapporto tra la lunghezza del corso d'acqua e la lunghezza dell'asse della valle, intendendo in questo modo rappresentare la continuità di variazione planimetrica.

La composizione granulometrica dell'alveo si lega alla valutazione di modifiche della forma e del profilo di un corso d'acqua in relazione al trasporto solido e alla resistenza al moto e all'erosione.

L'intrecciamento considera il numero di barre o isole presenti in un tratto e permette di distinguere gli alvei unicursali da quelli pluricursali, mentre l'incassamento, definito altrimenti confinamento verticale, è ottenuto dal rapporto tra la larghezza dell'area d'esondazione e la larghezza del pelo libero, corrispondente al valore della portata a piene rive (bankfull discharge) (Rosgen 1994, 1996).

Il rapporto larghezza/profondità fornisce precise indicazioni dimensionali del corso, determinate dalla relazione tra la larghezza del canale in condizione di portata a piene rive ed il corrispondente valore di profondità media della corrente per tale portata, mentre la pendenza gioca un ruolo fondamentale nella determinazione delle caratteristiche idrauliche e morfologiche.

Profilo longitudinale, sezione trasversale e planimetria forniscono, infine, utili informazioni su aspetti tipologici, dimensionali e di assetto, all'interno del bacino di deflusso.

Dal punto di vista planimetrico Rosgen (1994) distingue i sistemi fluviali in diverse categorie che vanno dai lineari, di tipo A, a bassa sinuosità, di tipo B, a meandriiformi, di tipo C, a tortuosamente meandriiformi, di tipo E, a canali intrecciati, di tipo D, e a canali anastomizzati, di tipo DA.

Secondo il profilo longitudinale, invece, vengono classificati con la sigla Aa+ se presentano pendenze superiori al 10%, una configurazione d'alveo con salti e cascate seguiti da profonde pozze d'erosione (pool) e producono notevole trasporto detritico.

Con la sigla A vengono definiti i corsi ripidi, a pendenze variabili tra il 4 e il 10% e morfologia a sequenze di step pool (gradini alternati a pozze d'erosione). Si passa al tipo B quando prevalgono i cosiddetti riffle, cioè tratti morfologici a pendenza più accentuata e modesta profondità di flusso, in corrispondenza di sezioni d'alveo più ristrette, con pendenze variabili da 2 a 4%. La sigla C serve a delineare alvei non troppo stretti, con pendenze inferiori al 2%, mentre la D viene usata in presenza di alveo a canali intrecciati (braided), con pendenze inferiori al 4%. La lettera E rappresenta un alveo contenuto, a scarsa pendenza, inferiore al 2%, in contrapposizione ad F, con alveo ampio, sempre a bassa pendenza. Infine,

la sigla G indica sistemi a percorso profondamente incassato, entro strette gole scavate dall'erosione.

In base alla sezione trasversale si considerano di tipo A i sistemi fluviali stretti, profondamente incisi, con elevato grado di confinamento verticale, e il cui alveo ha una larghezza pressoché uguale a quella della valle, mentre quelli di tipo C hanno alveo molto largo rispetto alla profondità di deflusso e scorrono su una piana alluvionale ben sviluppata (Figura 15).

La configurazione d'alveo così definita non rientra però in un modello rigido, ma è passibile di cambiamento se nella classificazione viene introdotta l'influenza esercitata dall'accrescimento della vegetazione presente in alveo, che può ad esempio trasformare un sistema fluviale di tipo E in uno di tipo C, per decremento del rapporto B/H.

Le tipologie di corsi d'acqua precisate da Rosgen, vengono poi ulteriormente suddivise dallo stesso autore, in base ad intervalli predefiniti di pendenza e di classe diametrica significativa della granulometria dominante nell'alveo.

Si vengono così a delineare, per ogni categoria, 6 intervalli distinti, numerati da 1 a 6, in relazione al diametro medio della granulometria caratteristica dell'intervallo stesso, mentre, in base alla pendenza, le classi A,G,F,E vengono suddivise in due e le B,C,D in tre sottoclassi.

La combinazione dei diversi parametri produce alla fine una maglia che identifica il confine di ogni intervallo di classe, secondo i risultati della scheda di Rosgen, riportata in Figura 16.

È ovvio che le variabilità morfologiche nei tratti deposizionali, all'imbocco dei collettori laterali o in corrispondenza di colate detritiche o di ammassi franosi alterano quella che è la caratteristica configurazione dell'alveo principale, quindi il rilievo prevede la suddivisione in tratti limitati e caratteristici, che variano da poche decine di metri a due chilometri il massimo, in modo da coglierne la rappresentatività e la specificità. Il risultato produce una serie di forme planimetriche, distinte nei sistemi uni e pluricursali e connesse ai rapporti di confinamento (solo per un sistema unicursale), di larghezza/profondità, alla sinuosità, alla pendenza e alla tipologia del materiale d'alveo.

La conoscenza delle diverse tipologie morfologiche e dei processi ad esse associati rappresenta un valido strumento rivolto alla caratterizzazione dello stato attuale del sistema fluviale, e consente di comprenderne anche la tendenza evolutiva, seppure in misura molto limitata, per la complessità dei fattori di cambiamento e la casualità nel ripetersi di questi.

Una volta compresi i meccanismi dinamici che regolano l'assetto dell'alveo adattandolo ai propri limiti di deflusso e al regime degli apporti sedimentari, si può pensare anche ad un recupero ambientale dell'idrosistema disturbato.

Il recupero, inteso in chiave progettuale, rappresenta però un risvolto applicativo che questo studio non si prefigge, essendo chiaramente impostato su base puramente analitica, volta ad esaminare aspetti qualitativi e quantitativi del sistema in generale. Alcuni elementi conoscitivi possono, tuttavia, fornire aspetti interessanti sulle potenzialità di recupero del corso e possibilità di indirizzo efficace, in vista di probabili e successivi interventi.

Rosgen propone una tabella che associa ciascun tipo morfologico a diverse intensità dei fattori fisico-ambientali, quali la sensibilità agli elementi di disturbo, la produzione di sedimento, l'erosione di sponda potenziale, l'influenza della vegetazione sulla stabilità dell'alveo e infine il recupero potenziale, una volta corretto il disturbo.

Le classificazioni viste in precedenza sono almeno in parte basate sui processi ed hanno talora una base quantitativa. Un approccio diverso è utilizzato da Montgomery e Buffington i quali classificano i torrenti montani sulla base di uno schema concettuale delle interazioni tra processi di versante e processi fluviali (Figura 17).

Gli autori descrivono con dettaglio le varie forme di fondo che si possono incontrare nei torrenti di tipo alpino.

Il loro criterio di classificazione dei corsi d'acqua comprendente cinque livelli: la zona geomorfica, il bacino, i segmenti vallivi, i corsi d'acqua ed i tratti; questi ultimi costituiscono le unità di studio più piccole.

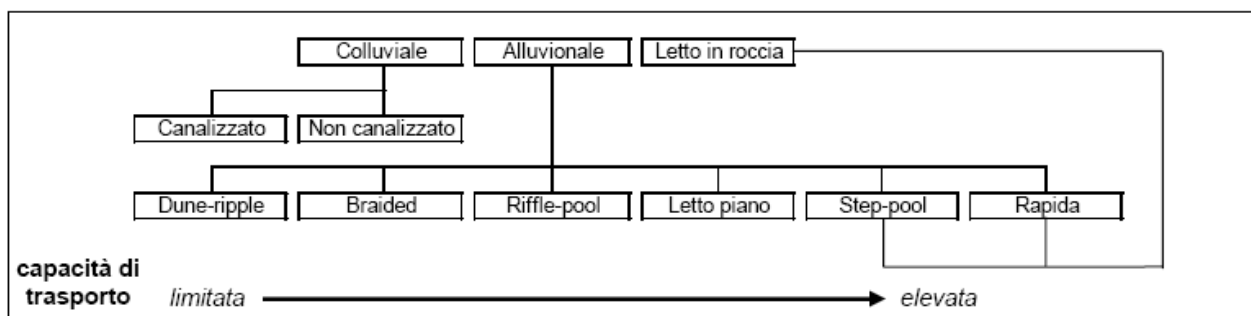


Figura 9: Classificazione dei corsi d'acqua secondo il criterio di Montgomery e Buffington.

Montgomery e Buffington distinguono 3 differenti tipologie di morfologia d'alveo montano:

- Alvei a fondo fisso o in roccia: Bedrock channels;
- Alvei a fondo mobile o alluvionale: Alluvial channels;
- Incisioni Colluviali: Colluvial reaches.

I primi (bedrock) sono confinati in valli strette, in zone montane, a pendenze elevate, e scorrono prevalentemente su affioramenti rocciosi; in essi la capacità di trasporto di sedimenti è nettamente superiore alla capacità di accumulo degli stessi.

La terza tipologia (colluvial) corrisponde alla porzione del reticolo idrografico che si sviluppa nella parte superiore del bacino idrografico (tratti di primo ordine), caratterizzata da incisioni più o meno evidenti del substrato, causate prevalentemente dalla concentrazione del deflusso idrico superficiale. Le tipologie colluviali possono essere considerate elementi iniziali della rete idrografica e rappresentano la forma di transizione da impluvio non inciso a rete idrografica (Montgomery e Dietrich, 1989; D'Agostino e Vianello, 2004). Nei tratti colluviali di bacini montani a forte pendenza sono anche possibili trasporti di sedimento in forma massiva (colate detritiche).

I corsi d'acqua alluvionali (alluvial channels) sono caratterizzati dalla presenza di un ben definito letto di sedimenti, da cui deriva il nome; essi manifestano una varietà di morfologie variabili in funzione della pendenza, della granulometria e della posizione nella rete idrografica, potendo essere più o meno confinate nella valle (Montgomery e Buffington, 1997).

Le differenti tipologie o unità morfologiche riscontrabili nei torrenti montani a fondo mobile (alluvial channels) sono le seguenti:

- Cascades (Rapide);
- Step pool;
- Riffle pool;
- Plane bed (Letto piano)

Un problema esistente fra molte delle classificazioni finora esaminate è il non tener conto delle tendenze evolutive del sistema fluviale.

Alla fine degli anni ottanta si sono incominciati a proporre nuovi schemi sistematici basati sui processi di aggiustamento e sulle tendenze evolutive.

Brookes (1988) sulla base di alcune osservazioni sui fiumi danesi classifica diversi sistemi di aggiustamento dell'alveo (Figura 18).

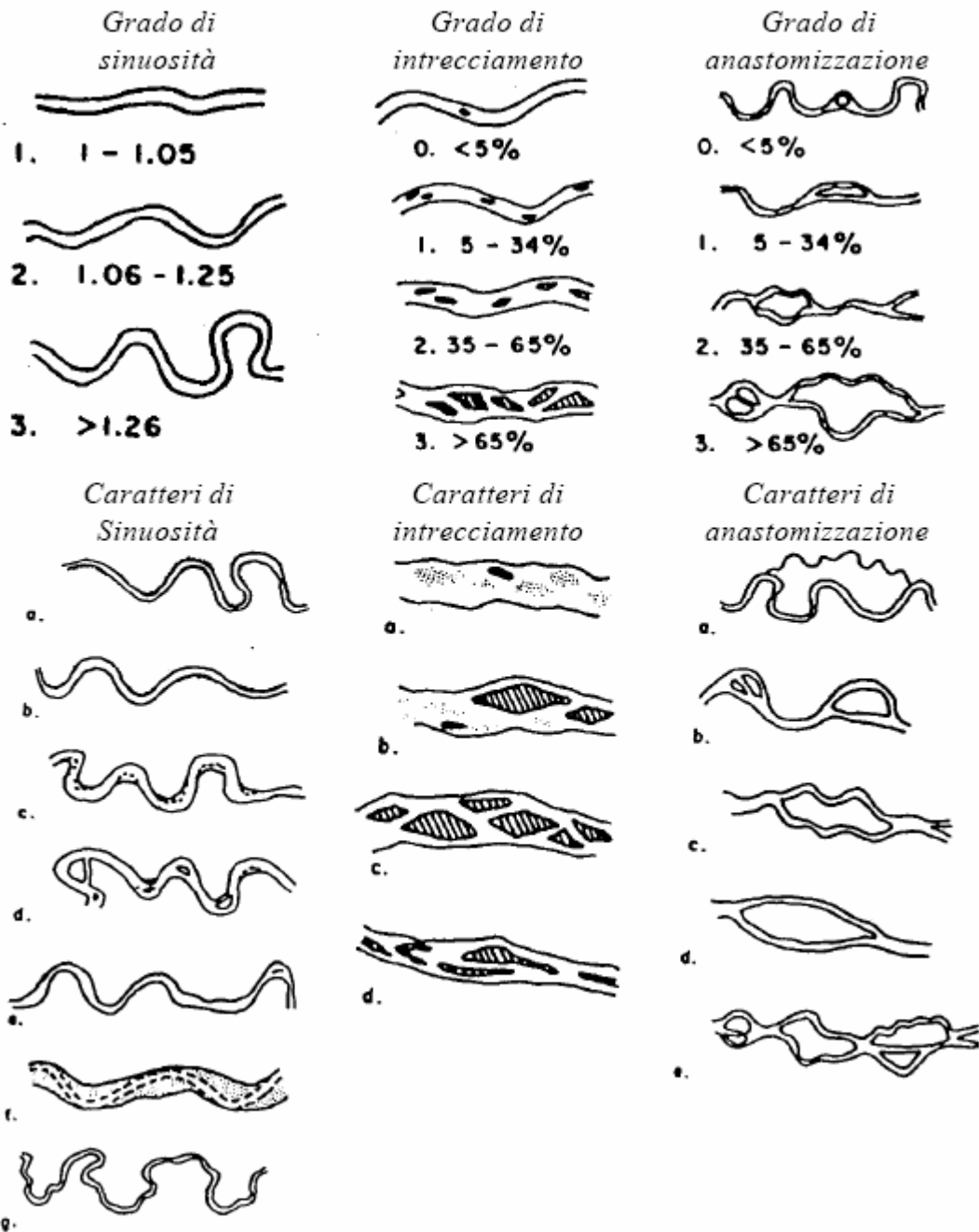


Figura 10: Tipi di alvei fluviali (da Brice, 1975).

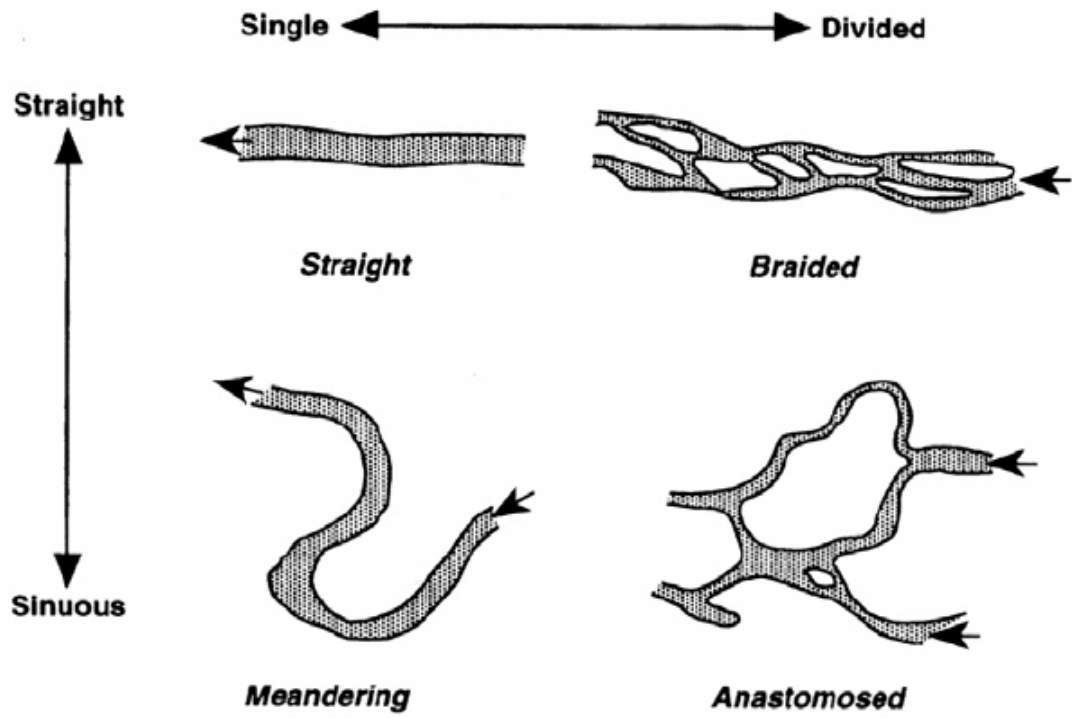


Figura 11: Classificazione di Rust (1978).

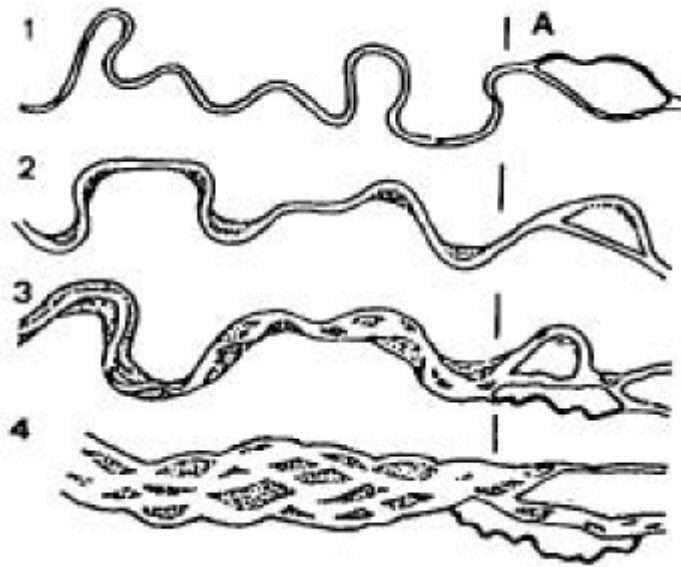
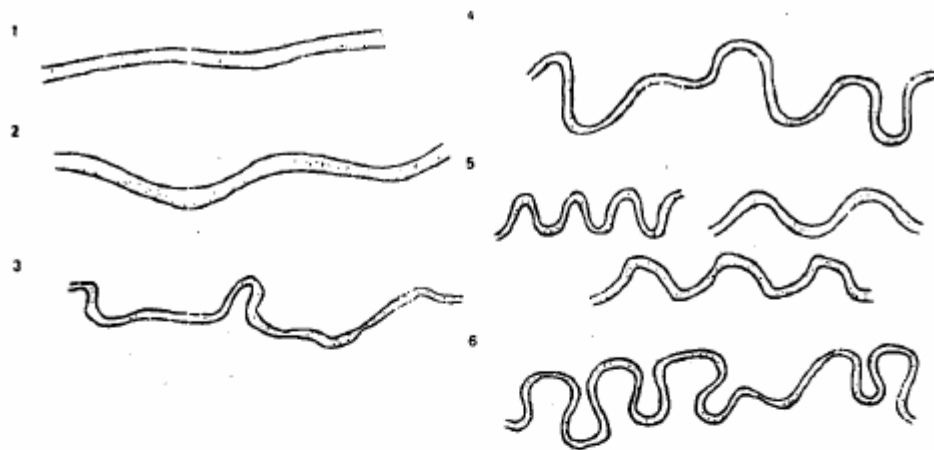
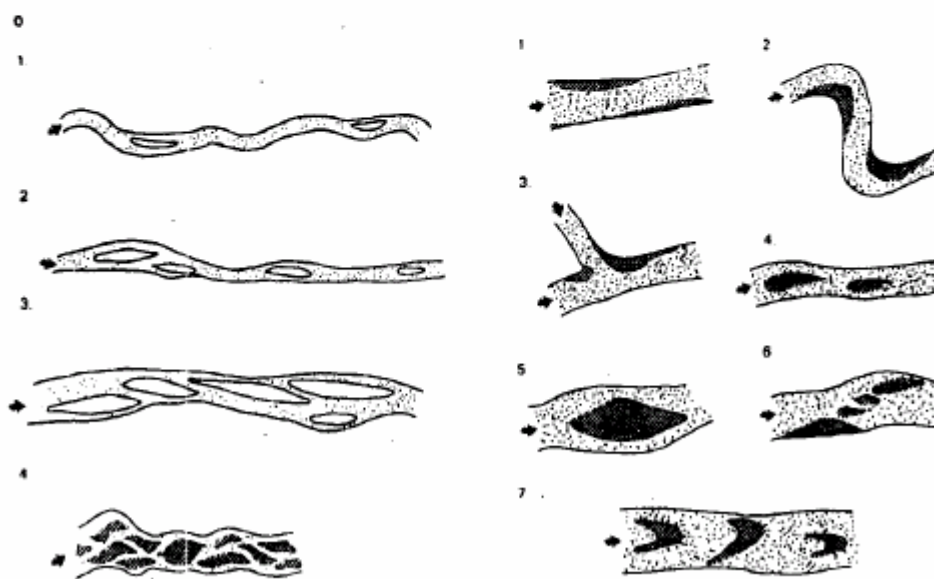


Figura 12: Tipi principali di alvei (da Brice & Blodgett, 1978).



a. **FORMA PLANIMETRICA**



b. **ISOLE**

c. **BARRE**

Figura 13: Classificazione di forme e processi fluviali (da Kellerhals et alii, 1976). a. Forma planimetrica: 1. rettilineo; 2. sinuoso; 3. irregolare; 4. meandri irregolari; 5. meandri regolari; 6. meandri tortuosi. b. Isole: 0. nessuna; 1. occasionali (nessuna sovrapposizione, spaziatura maggiore di 10 volte la larghezza dell'alveo); 2. frequenti (sovrapposizioni poco frequenti, spaziatura minore di 10 volte la larghezza dell'alveo); 3. canali suddivisi (le isole si sovrappongono frequentemente o continuamente; due o tre canali); 4. canali intrecciati (canali principali divisi da isole e barre). c. Barre: 1. barre laterali; 2. barre di meandro; 3. barre di giunzione o di confluenza; 4. barre longitudinali; 5. barre a losanga; 6. barre diagonali; 7. onde di sabbia, barre linguoidi o dune.

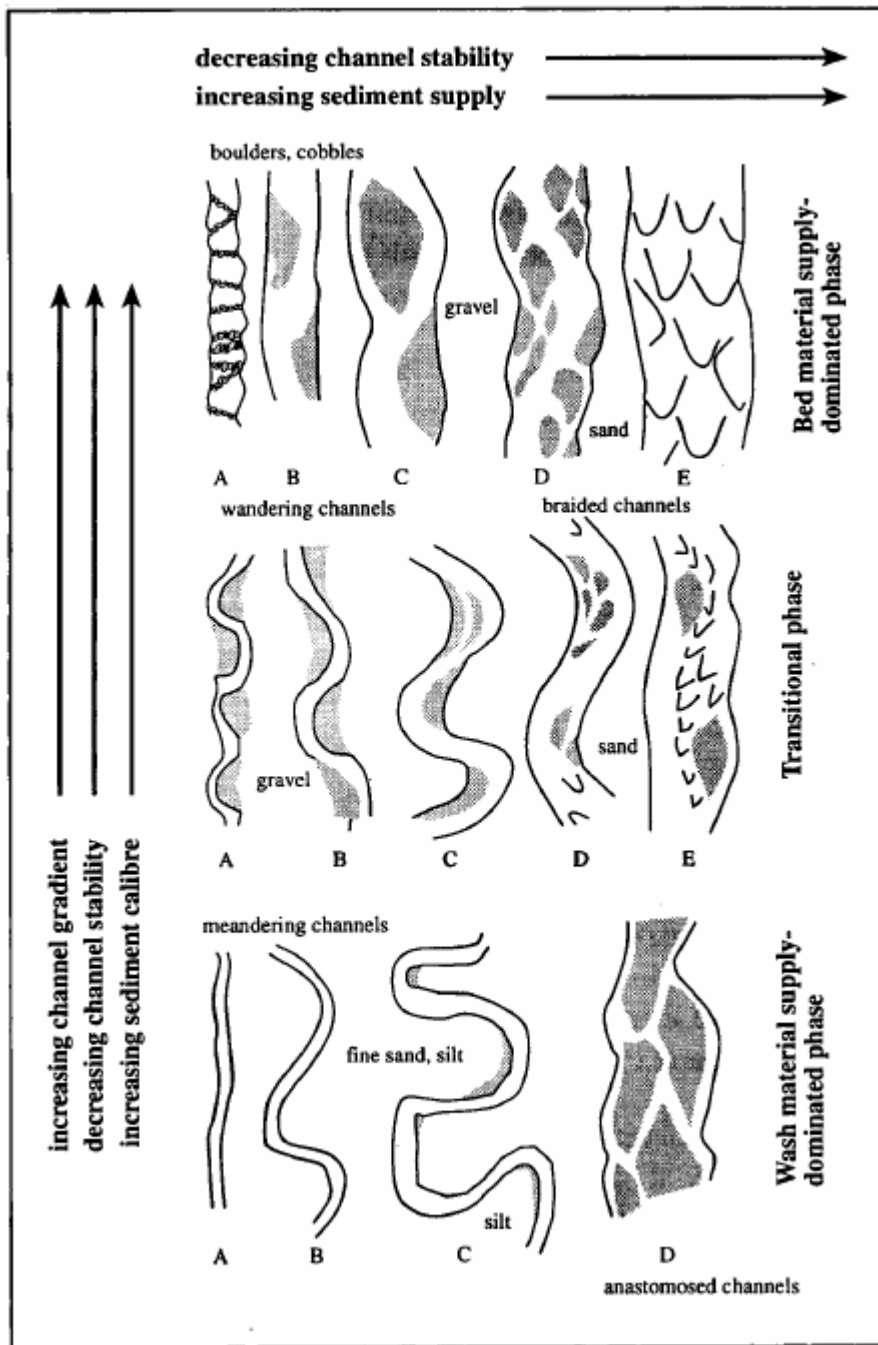


Figura 14: Tipi di alvei fluviali (Church, 1992).

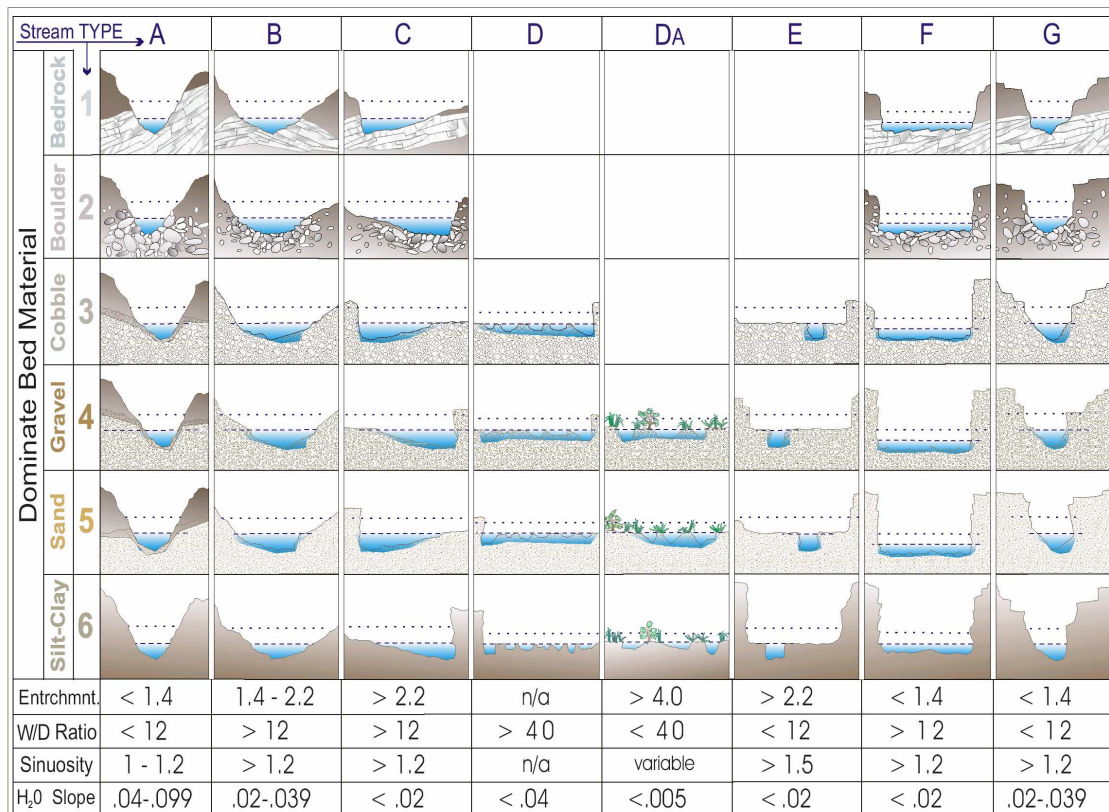


Figura 15: Sezioni trasversali caratteristiche delle diverse tipologie di sistemi fluviali, in relazione a pendenze, materiale d'alveo e parametri geometrici.

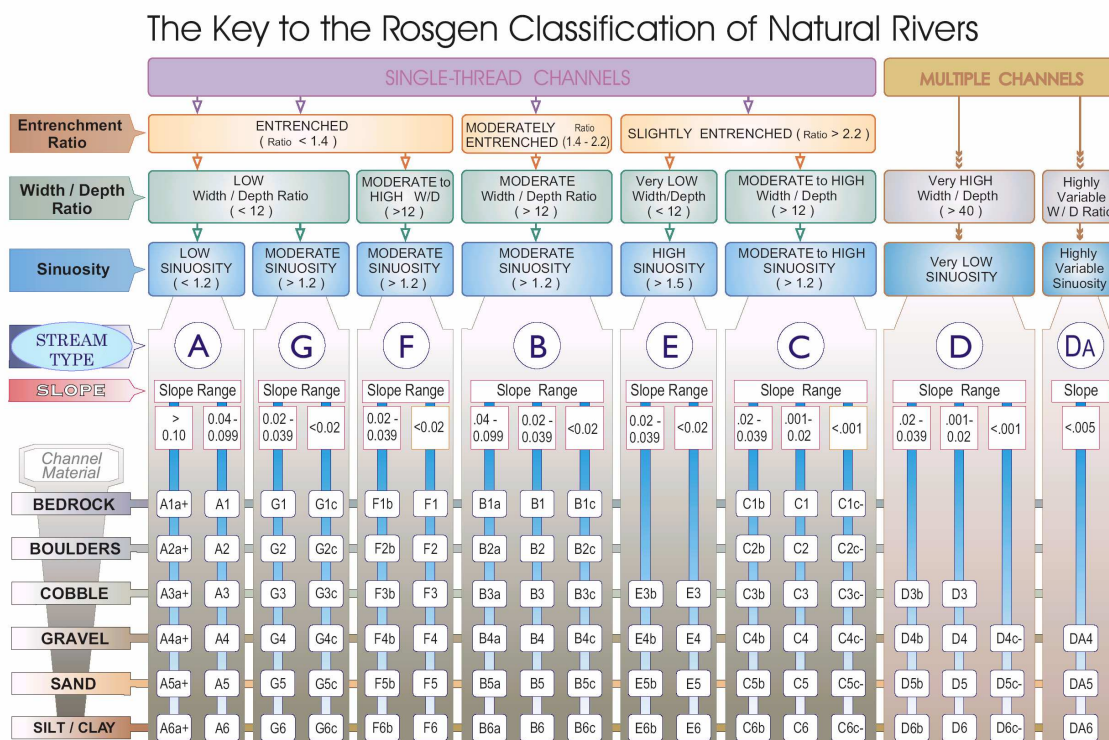


Figura 16: Classificazione ed interpretazione delle diverse tipologie fluviali (modificata da Rosgen, 1994, 1996).

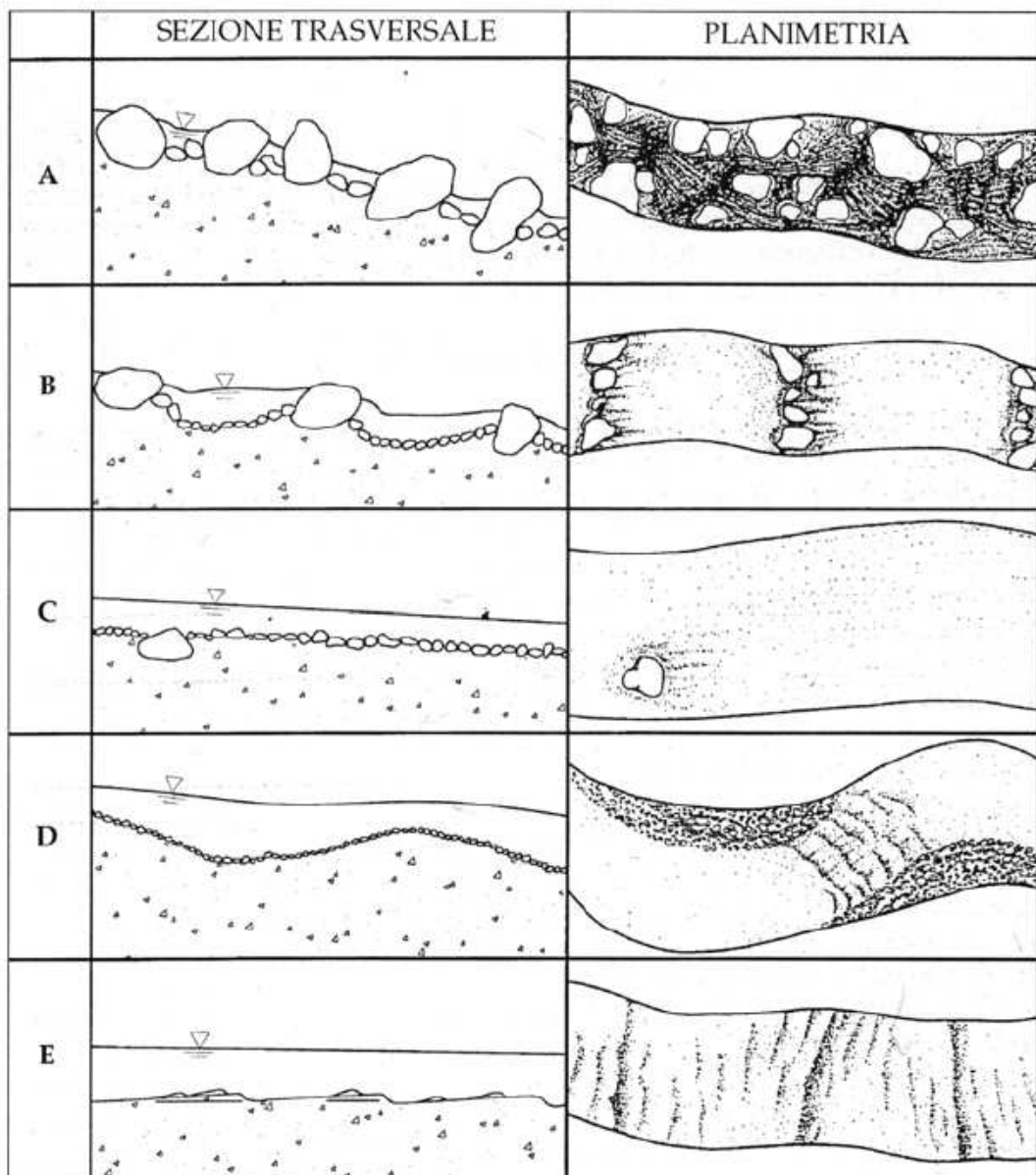


Figura 17: Unità morfologiche tipiche dei torrenti montani, secondo la classificazione di Montgomery & Buffington (1997) A) rapida; B) step pool; C) letto piano; D) riffle pool; E) dune ripple (modificato da Montgomery e Buffington, 1997).

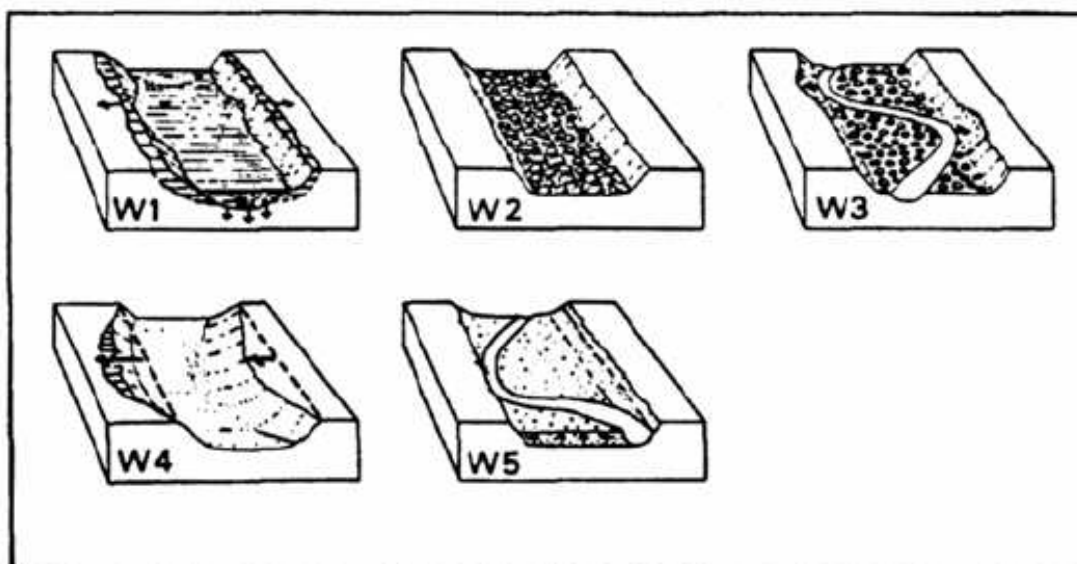


Figura 18: Meccanismi di aggiustamento dell'alveo in fiumi modificati della Danimarca (Brookes, 1988). W1: Incisione e allargamento; W2: Corazzamento; W3: Aumento di sinuosità del canale; W4: Migrazione laterale dell'alveo; W5: sviluppo di un canale sinuoso per sedimentazione.

Molto simile anche se più articolata e completa risulta la classificazione di Downs (1995) (Figura 19).

Tale classificazione permette di suddividere l'asta fluviale in tratti e valutarne la stabilità o l'instabilità e la sensibilità alle variazioni del suolo a monte.

In campo nazionale importante è ricordare il lavoro di Billi (1994) che distingue cinque configurazioni d'alveo principali ossia idrosistema a canali rettilinei, intrecciati, pseudomeandriiformi, meandriiformi e anastomizzati.

L'autore esegue una dettagliata descrizione delle tipologie illustrandone anche gli aspetti evolutivi.

Molto più complesso in quanto richiede la stima o il calcolo di una serie di parametri idraulici è il criterio di classificazione proposto da Blondeaux e Seminara (1983). I due autori individuano diversi regimi morfologici sulla base del rapporto fra pendenze e numero di Froude, fra altezza del tirante idrico e larghezza d'alveo ed, infine, in base al numero di Froude sedimentologico (Figura 20).

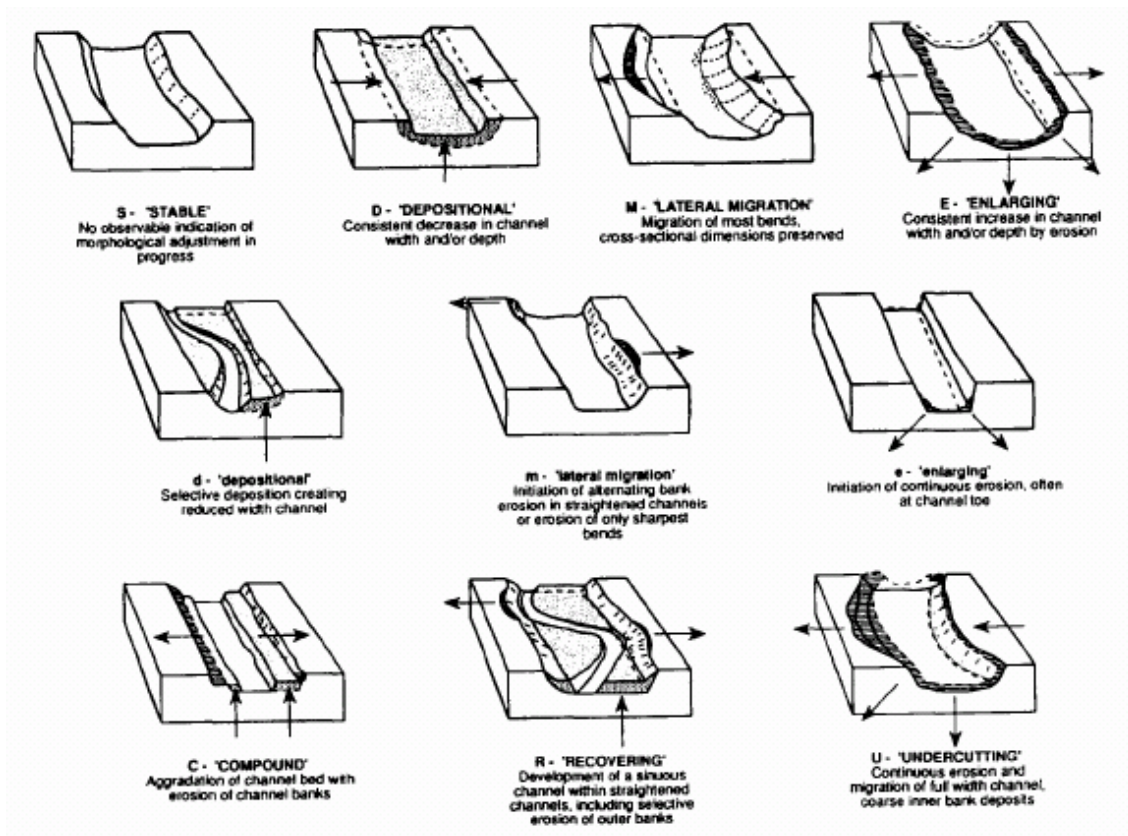


Figura 19: Classificazione di Downs (1995) basata sui tipi di aggiustamenti morfologici.

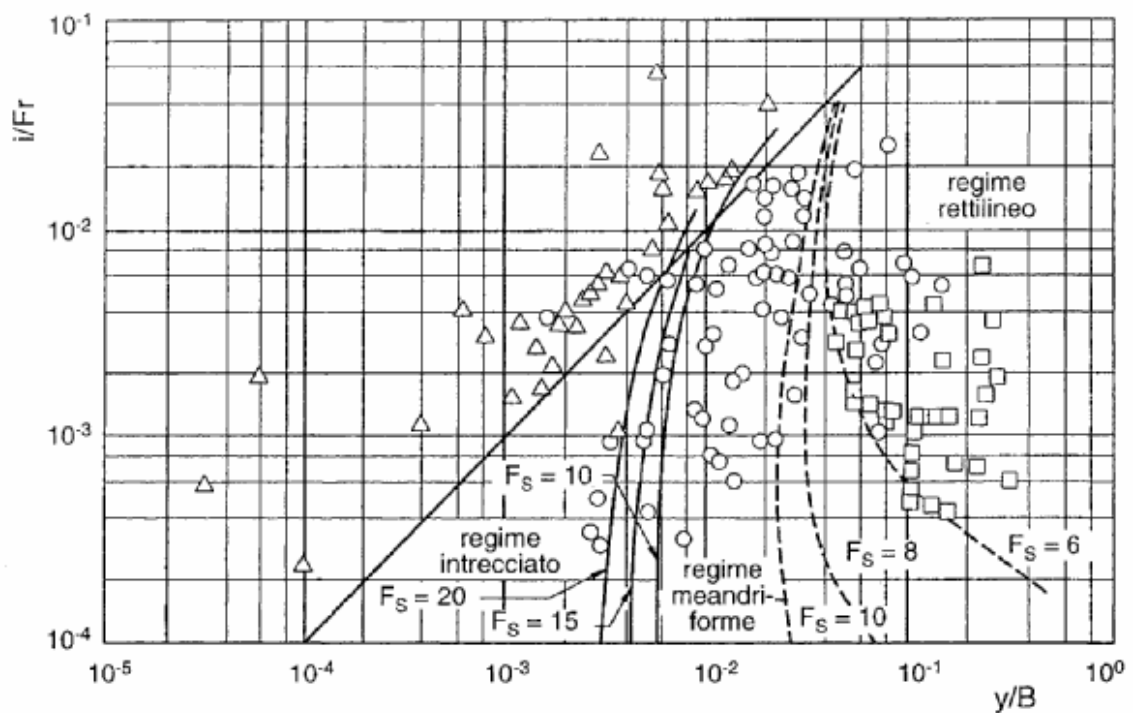


Figura 20: Criteri di separazione fra diversi regimi morfologici (Blondeaux e Seminara, 1983).

2.2.1 Classificazione morfologica dei torrenti montani

I criteri di classificazione illustrati in precedenza consentono un'adeguata descrizione dei corsi d'acqua pedemontani e di pianura ma non rappresentano in maniera esauriente le tipologie morfologiche dei torrenti montani.

Per le loro caratteristiche quali la maggior pendenza dell'alveo, la scabrezza e la dimensione elevata dei sedimenti, unitamente alla turbolenza della corrente ed a un regime delle portate caratterizzato da una forte stagionalità, abbisognano di differenti definizioni e di alcune distinzioni.

Un primo tipo di classificazione è stato proposto da Grant et alii (1990) e si basa su uno schema di tipo gerarchico. Il reticolo idrografico è scomponibile in segmenti fluviali (reach) di varia lunghezza in funzione principalmente della larghezza del fondovalle. Ogni tratto è poi suddivisibile in unità di canale (channel unit) che gli autori distinguono in cinque tipologie di cui quattro maggiori e una minore. Le unità maggiori sono: pools, riffles, rapids e cascades, mentre l'unità minore sono gli steps.

Le unità maggiori sono lunghe più di una volta la larghezza del canale attivo, mentre le unità minori hanno lunghezza inferiore a quella del canale.

Le pools e le riffles sono morfologie analoghe a quelle dei fiumi ghiaiosi di pianura, le pools sono aree di corrente lenta con pochi massi esposti in condizioni di magra, le riffles sono tratti in cui la corrente è modificata da locali instabilità e piccoli salti idraulici. Le rapids vengono distinte dalle riffles per una maggiore percentuale di area del corso d'acqua in regime supercritico (15-50 %) e per la presenza di una certa organizzazione secondo strutture orientate perpendicolarmente al canale ed esposte in condizioni di magra, le cascades sono unità morfologiche localizzate in tratti ad elevata pendenza e costituite da steps e pools. Infine gli steps possono essere presenti come strutture individuali ed essere costituite da affioramenti rocciosi (rock steps), grossi blocchi (boulder steps) o da tronchi disposti trasversalmente alla direzione della corrente (log steps).

Una metodologia proposta abbastanza recentemente è quella di Montgomery e Buffington che prevede l'articolazione in sei principali morfologie: rapida (cascade), step pool, letto piano (plane bed), riffe pool, dune ripple e canale colluviale.

Con il termine rapida si intende un tratto caratterizzato da una corrente a velocità sostenuta, flusso a getto e a separazione di corrente (tumbling flow) che permette il dissiparsi della maggior parte dell'energia meccanica posseduta dalla corrente favorendo la stabilità del tratto.

Le rapide sono generalmente presenti in tratti di corsi d'acqua con pendenze accentuate, con un alveo confinato e con una certa disorganizzazione trasversale e longitudinale del materiale lapideo.

Secondo Montgomery e Buffington le rapide sono le unità alluvionali più fortemente limitate dall'alimentazione dei sedimenti e nelle quali la capacità di trasporto è molto elevata.

I riffle pools sono successioni di tratti a pendenza più sostenuta e profondità della corrente modeste (riffle) con tratti a profondità più elevate (pools).

L'alternanza di riffle e pool caratterizza quasi tutti i corsi d'acqua naturali (Leopold e Wolman, 1957) ed è accompagnata da barre longitudinali.

Tratti a riffle pool si hanno in corsi d'acqua con pendenze da modeste a basse, con scarso confinamento e delimitati da una discreta piana alluvionale.

I riffle pool vedono nel complesso prevalere l'alimentazione solida da monte rispetto alla capacità di trasporto del sedimento.

Quando il gradiente supera il 2-3% e la granulometria d'alveo è assortita le riffle si accorciano e danno luogo a una unità morfologica a gradino denominata step che può presentarsi isolata oppure organizzata in sequenza di step intervallati da pool. Ogni step è costituito da un gruppo di massi fortemente incastrati tra loro e posti trasversalmente alla corrente lungo una linea retta o curva (Figura 17).

Il termine letto piano (plane bed) è utilizzato per indicare quei tratti d'alveo dal profilo regolare e senza repentine variazioni altimetriche. Si tratta di un tratto di canale a debole pendenza con profilo di fondo a gradiente uniforme ed una mancanza di successione ritmica delle forme di fondo. In tali tratti mancano in genere le barre laterali, possono essere confinati o no e composti da una granulometria con una predominanza di ghiaie. In questi tratti sembra raggiunto un buon equilibrio tra capacità di trasporto locale e l'alimentazione solida dei sedimenti (Montgomery e Buffington, 1997).

In corsi d'acqua con un basso gradiente (<2-3%) e con materiale d'alveo costituito prevalentemente da sabbia possono sviluppare una morfologia a dune ripple.

I tratti a dune ripple sono fortemente limitati dalla loro capacità di trasporto solido che è quindi sopravanzata dal rifornimento di sedimenti da monte.

I tratti colluviali si distinguono dalle tipologie precedenti per la presenza di materiale alluvionale fine. Appartengono ad alvei di ordine gerarchicamente inferiore (aste di I° ordine) e si localizzano nelle testate dei bacini. Hanno generalmente dimensioni molto ridotte e si formano su depositi colluviali e di versante. La loro attività di trasporto solido è tipicamente intermittente e impulsiva.

Il basso tirante idrico che si sviluppa in questi canali di testata offre una scarsa possibilità di asportare i sedimenti e determina una tendenza all'immagazzinamento del materiale (Dietrich et alii., 1982).

Deflussi intermittenti possono rimaneggiare alcune porzioni del materiale accumulato e, talvolta, si possono osservare fenomeni di trasporto di massa quali le colate detritiche.

Come abbiamo detto in precedenza le forme fluviali non presentano variazioni nette ma piuttosto un continuo, sulla base di questa semplice constatazione e di numerose osservazioni di campagna, Lenzi, D'Agostino e Sonda (2000) introducono alle tipologie di "base" di Montgomery e Buffington una serie di integrazioni per rendere tale classificazione più adatta all'ambiente alpino e tenere conto dei condizionamenti esterni più frequenti.

Le rapide sono state così suddivise in rapide a scivolo e a gradino, le prime sono caratterizzate da macrocabrezze ben distribuite all'interno del canale, mentre le seconde presentano al loro interno un parziale grado di organizzazione trasversale degli elementi lapidei.

Rispetto alla classificazione di Montgomery e Buffington sono state poi introdotte ulteriori tipologie come riffle-step-pool, transverse rib, cascate, tratti a barre e raggruppamenti (o "cluster"), tratti deposizionali, tratti incisi e tratti meandriformi.

I riffle-step pool sono composte da un gradino costituito da un insieme di sedimenti di larghezza superiore alla media e con un profilo disteso verso valle. Una riffle-step si configura, quindi, come una rampa molto corta alla quale segue una pool.

I transverse rib sono costituiti dall'allineamento di ciottoli disposti in modo trasversale rispetto alla direzione della corrente ed elevati verticalmente rispetto alla quota di base del letto.

Le cascate sono dei salti più o meno verticali, in genere isolati e di altezza superiore ai 3 metri.

Le tratte a barre e raggruppamenti (o cluster) si distinguono dai tratti a riffle pool per una maggiore irregolarità delle barre e dalle rapide per una minore pendenza e una ridotta presenza di fenomeni di flusso a getto. Le barre possono essere mediane o laterali, ma non risultano così estese come quelle che si possono riscontrare nei tratti deposizionali.

I tratti deposizionali si localizzano generalmente in corrispondenza di allargamenti dell'alveo dove la pendenza di fondo del corso d'acqua è nettamente inferiore rispetto ai contigui tratti di monte e di valle. Morfologicamente questi tratti possono avere una struttura caotica, con depositi di materiale anche molto consistenti e talora consolidati dalla vegetazione.

Nei tratti incisi il processo dominante è completamente opposto a quello dei tratti deposizionali: la capacità di rimozione e trasporto dei sedimenti prende il sopravvento sulla alimentazione solida da monte, dando luogo ad un approfondimento della valle.

I tratti meandrici si sviluppano prevalentemente sulla testata dei bacini, in aree in cui la valle si allarga notevolmente. A differenza dei tratti meandrici caratteristici dei corsi d'acqua di pianura, la sinuosità di quelli montani è generalmente bassa (compresa tra 1.5 e 2). Gli autori includono poi come "tratti sistemati" tutte quelle sezioni d'asta in cui sono stati compiuti interventi di sistemazione che hanno portato ad una alterazione della morfologia originaria.

A supporto del lavoro di campagna gli autori propongono una scheda di rilevamento (Figura 21) nella quale trovano spazio, oltre alle indicazioni sul tipo di unità morfologica anche le informazioni concernenti gli eventuali condizionamenti, la forma della sezione trasversale e la granulometria del letto.

TIPOLOGIA DEI TRATTI			
n° tratto <input type="text"/>			
a gradini <input type="checkbox"/>	sequenza <input type="checkbox"/>	POOL ISOLATA <input type="checkbox"/>	LOG STEP <input type="checkbox"/>
RAPIDA a scivolo <input type="checkbox"/>	STEP POOL isolato <input type="checkbox"/>	POOL ISOLATA <input type="checkbox"/>	LOG STEP <input type="checkbox"/>
RIFFLE POOL <input type="checkbox"/>	TRAVERSE RIB <input type="checkbox"/>	CASCADE <input type="checkbox"/>	LETTO PIANO <input type="checkbox"/>
TRATTO DEPOSIZIONALE <input type="checkbox"/>	A BARE E RAGGRUPPAMENTI laterali <input type="checkbox"/>	DUNE RIPPLE <input type="checkbox"/>	TRATTO SISTEMATO <input type="checkbox"/>
TRATTO INCISO <input type="checkbox"/>	COLLUVIALE <input type="checkbox"/>	MEANDRIFORME <input type="checkbox"/>	
CONDIZIONAMENTI			
MASSI in alveo <input type="checkbox"/>	AFFIORAMENTI ROCCIOSI in alveo <input type="checkbox"/>	VEGETAZIONE in alveo <input type="checkbox"/>	LEGNAME in alveo <input type="checkbox"/>
FRANA <input type="checkbox"/>	IMMISSIONE DI COLLETTORI <input type="checkbox"/>	COLATA DETRITICA <input type="checkbox"/>	
GRANULOMETRIA DOMINANTE			
argilla-limo <input type="checkbox"/>	alveo <input type="checkbox"/>	sponde <input type="checkbox"/>	
Sabbie <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
ghiaie <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
ciottoli <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
massi <input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
NOTE			
Lunghezza del tratto (m) _____			
Pendenza (°) _____			
larghezza del bankfull (m) _____			
OSSERVAZIONI _____			
FORMA DELLA VALLE			

Figura 21: Scheda di rilievo di campagna (modificata da Lenzi et alii, 2000).

3 PREVISIONE DELLA DINAMICA EVOLUTIVA DEI CORSI D'ACQUA

3.1 Dinamica fluviale

Il termine dinamica fluviale ha un significato più ampio di quello di morfologia fluviale, in quanto si riferisce a tutte le modificazioni a cui un corso d'acqua va soggetto, siano esse naturali o antropiche, e implica variazioni nella geometria e nel tracciato altimetrico e planimetrico di un alveo (Lenzi, 1999).

L'alterazione di una situazione di equilibrio o la tendenza verso un diverso assetto morfologico si realizza attraverso l'azione di diversi processi fluviali quali erosione, trasporto e deposizione.

Tali processi sono presenti, sebbene con intensità ed efficienza diverse in tutti i tipi di alveo e non sono quindi specifici di alcuna configurazione morfologica (Lenzi, 1999).

Quando le forme soggette al modellamento, pur modificandosi continuamente, mantengono una conformazione statisticamente stabile nel tempo, esprimendo una forma propria, è possibile definire il sistema in equilibrio dinamico (Marchetti, 2000).

Quando al contrario i processi producono forme che tendono a mutare nel tempo verso altra tipologia e quindi non mantengono una forma propria, il sistema può definirsi in disequilibrio. Se nel sistema, inizialmente in equilibrio dinamico, aumenta o diminuisce l'energia disponibile in seguito a variazioni di portata, carico solido, o altro, le risposte del corso d'acqua possono essere modeste e protrarsi nel tempo o essere consistenti e molto rapide.

Il sistema inoltre può trovarsi in condizioni tali per cui una piccola variazione nelle sue componenti può indurre il superamento di una soglia; al verificarsi di tali episodi, il sistema si trova in disequilibrio e il riadattamento dovrà avvenire secondo altri livelli di equilibrio dinamico (Figura 22). In questo caso, il sistema è in una situazione di equilibrio instabile (metastabile).

Nello specifico campo della dinamica fluviale è necessario sottolineare l'importanza dell'ambito temporale di analisi.

Durante un lungo intervallo di tempo (cyclic time), un bacino idrografico può essere considerato un sistema soggetto ad un progressivo abbassamento del rilievo; tuttavia se si considera un intervallo di tempo più breve i processi di autoregolazione diventano importanti e le componenti del sistema possono essere considerate in una condizione di equilibrio dinamico (Figura 23). Durante un intervallo di tempo ancor più breve può esistere una condizione stazionaria (Marchetti, 2000).

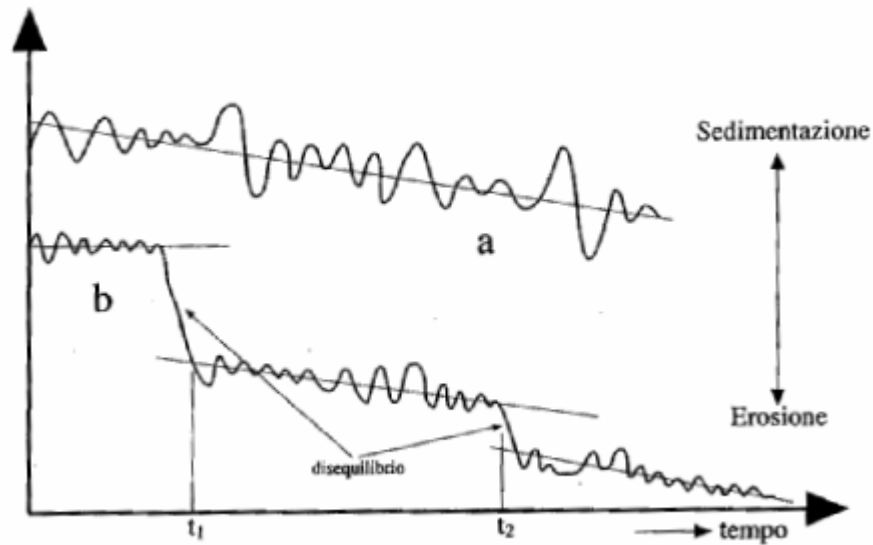


Figura 22: Stati di equilibrio del sistema (a) dinamico (b) metastabile.

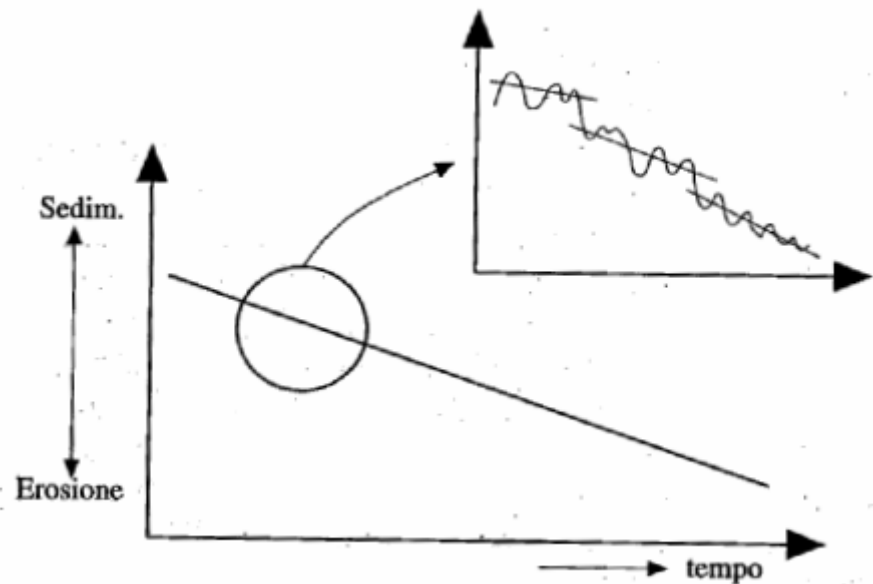


Figura 23: Il fattore scala nella definizione dello stato di equilibrio del sistema.

Pertanto il concetto di equilibrio varia a seconda della scala temporale di riferimento (Schumm and Lichty, 1965): in funzione dell'intervallo di tempo preso in considerazione, le forme fluviali possono essere considerate appartenenti ad uno stadio di un lungo ciclo di erosione o ad una condizione di equilibrio dinamico. Alcune proposte metodologiche avanzate negli ultimi decenni (Lewin, 1980; Werritty and Ferguson, 1980; Hickin, 1983) riconducono le analisi a tre principali intervalli temporali:

- un ambito a lungo termine, su scala ultrasecolare, dove può essere apprezzato l'aspetto ciclico rispetto a fattori esterni al sistema;

- un ambito a medio termine su scala pluridecennale dove le variazioni del sistema sono lente alla luce della variabilità dei parametri idrologici-idraulici (portata liquida e solida);
- un ultimo ambito a breve termine che riguarda il campo delle attività sperimentali.

Deve inoltre notarsi che, oltre all'intervallo considerato, anche il fattore scala contribuisce alla definizione dello stato energetico di un corso d'acqua.

Se nel grafico di Figura 23 si considerano, infatti, solamente variazioni superiori a una certa quantità, lo stato energetico appare in equilibrio dinamico, ma se si entra nel dettaglio è possibile individuare tratti in equilibrio metastabile (Marchetti, 2000).

3.1.1 Aggiustamenti morfologici del fondo in un alveo fluviale

Una proprietà che caratterizza la morfologia e la dinamica di un alveo fluviale a fondo mobile è quella di variare continuamente la propria forma nello spazio e nel tempo adattandosi al regime delle portate liquide e del trasporto solido.

L'interazione di queste due principali variabili, portate liquide e solide, con le condizioni al contorno, rappresentate principalmente dalla morfologia della valle, dalle caratteristiche del materiale che costituisce il letto e le sponde e dalla vegetazione riparia, determinano la forma dell'alveo, in termini di geometria delle sezioni trasversali, del profilo longitudinale e di forma planimetrica.

Nel momento in cui, a causa di fattori naturali o antropici, si verifica una variazione delle variabili guida o delle condizioni al contorno o della forma stessa dell'alveo, quest'ultima non è più espressione di una condizione di equilibrio dinamico tra le variabili in gioco. L'alveo risponderà a tali alterazioni modificando la sua morfologia, le sue caratteristiche idrauliche o il trasporto solido, attraverso una serie di complesse retroazioni fino al raggiungimento di una nuova condizione di equilibrio dinamico.

Lane (1955) ha proposto una relazione molto semplice ma particolarmente utile per un primo approccio qualitativo.

L'Autore afferma che un fiume tende sempre a conservare o a ripristinare una situazione di equilibrio in modo che le variazioni di portata liquida e pendenza siano controbilanciate da variazioni della portata solida e del diametro rappresentativo del materiale d'alveo.

Si può scrivere questa relazione di proporzionalità in forma dimensionalmente omogenea (Simon e Darby, 1999):

$$Q_L \cdot i \propto q_s \cdot D_{50}$$

La condizione di equilibrio dinamico implica poi un bilancio fra flusso di sedimenti mobilitato e depositato.

Dove Q_L è la portata liquida, i la pendenza dell'alveo, q_s la portata solida unitaria e D_{50} il diametro del materiale presente sul fondo; se una delle quattro variabili si modifica le altre tre varieranno tentando di ristabilire il bilancio.

3.1.2 *Tendenza evolutiva in risposta ad eventi estremi*

L'analisi del rapporto fra i regimi delle portate e la morfologia fluviale in depositi alluvionali viene spesso affrontata introducendo il concetto di portata dominante intesa come quel valore di portata che, sostituito all'intero regime delle portate per uno stesso periodo di tempo, sarebbe in grado di produrre la stessa forma e le caratteristiche geometriche (Inglis, 1949).

Wolman e Miller (1960) ne danno una definizione più quantitativa individuandola quale massimo della funzione portate liquide-quantità di materiale trasportato (Figura 24).

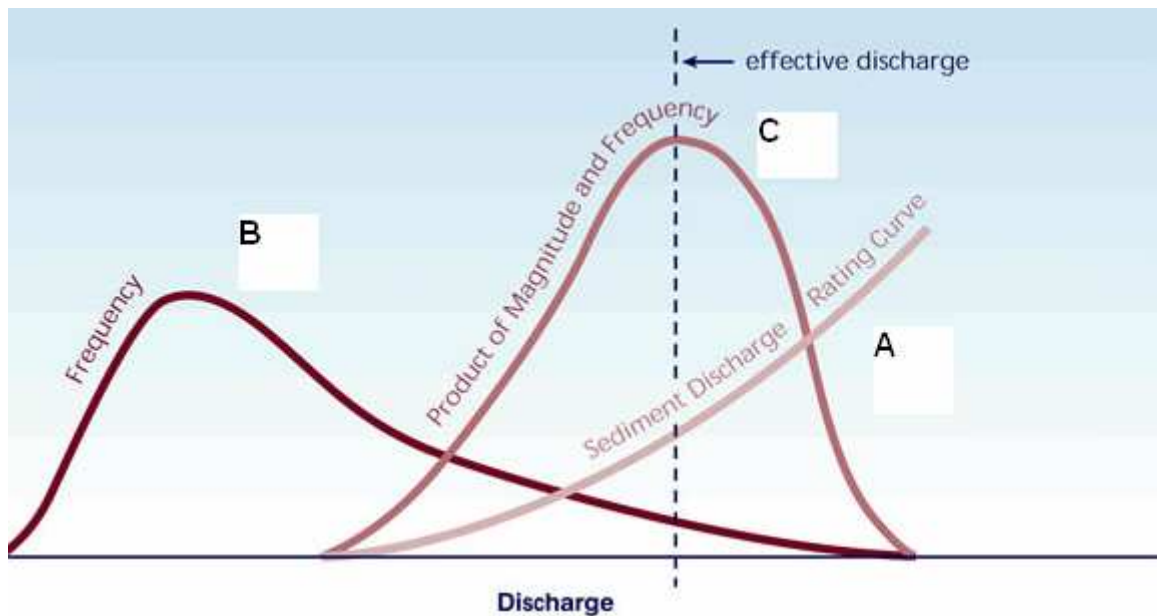


Figura 24: Le portate inferiori all'evento soglia (Q_t) non sono in grado di effettuare un trasporto solido significativo. Portate superiori effettuano un trasporto solido crescente in maniera esponenziale (curva A), ma la loro frequenza, una volta raggiunta la moda (apice della curva B), diventa progressivamente più rara. L'apice della curva C (prodotto di A e B) corrisponde alla portata che effettua il maggior trasporto solido cumulativo nel tempo ed è detta perciò portata dominante (da Wolman e Miller, 1960).

Essa corrisponde alla portata a piene rive (bankfull discharge) cioè quella portata che riempie completamente l'alveo senza dar luogo ad esondazione, spesso considerata come la portata formativa. Tale portata è in genere associata ad un tempo di ritorno di 1.5-2 anni.

Se interviene un evento estremo che supera cioè considerevolmente la portata formativa, la sua potenza come evento distruttivo dipende dalle forze esercitate, dal tempo di ritorno dell'evento, nonché dall'intensità dei processi di rimodellamento che si alternano nel tempo a causa del susseguirsi delle piene ordinarie e delle portate di morbida.

È utile ricordare che, dal momento che interviene una variazione dello stato energetico di un corso d'acqua, è necessario un certo tempo perché quest'ultimo si riadatti ad una morfologia caratteristica in equilibrio con il nuovo stato energetico. Il tempo necessario perché ciò avvenga può essere più o meno lungo ed è funzione delle caratteristiche interne al sistema. Quando avviene una perturbazione dovuta ad un qualsiasi processo geomorfologico il sistema, per un certo periodo, non subisce alcuna reazione. Questo è dovuto all'inerzia del sistema stesso ed è necessario un certo lasso di tempo perché inizi la reazione all'impulso (Figura 25).

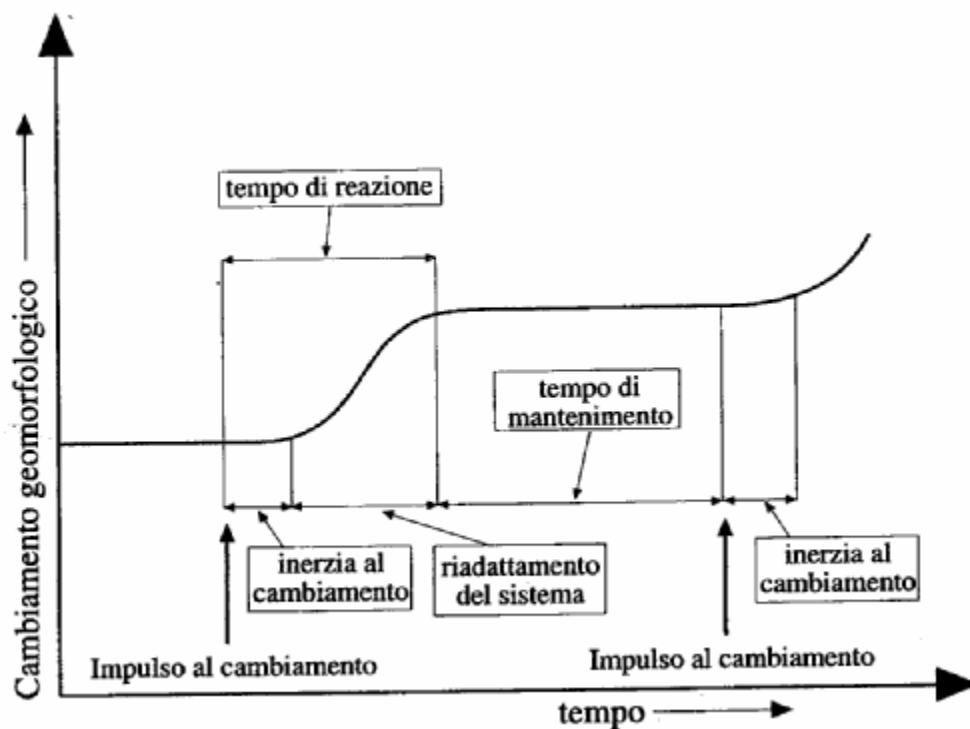


Figura 25: Definizione di tempo necessario per l'evoluzione di un processo e per il raggiungimento di forme caratteristiche.

Trascorso questo intervallo, nel sistema avvengono quei processi necessari a raggiungere le caratteristiche morfologiche proprie del nuovo stato energetico (relaxation time). Conseguito infine questo stato, il sistema mantiene la forma caratteristica raggiunta, fino al sopraggiungere di un nuovo impulso al cambiamento (Allen, 1974; Brunsten, 1980).

3.2 Modelli concettuali

3.2.1 Evoluzione degli alvei

La relazione tra variazioni altimetriche del fondo e larghezza dell'alveo è descritta da alcuni modelli geomorfologici concettuali basati su osservazioni in campo e dati sperimentali.

Il primo modello evolutivo lo si deve a Schumm et alii. (1984) che proposero un modello a cinque stadi perfezionato poco dopo da Simon e Hupp (1986) in un modello a sei stadi di evoluzione (Figura 26).

Tale modello si fonda sul concetto di migrazione verso monte dell'avvallamento del fondo e conseguente migrazione spazio-temporale dei processi evolutivi. Questo concetto esprime il fatto che i processi che avvengono ad una certa distanza verso valle sono gli stessi che avverranno dopo un certo intervallo di tempo a monte.

Il modello, basato sull'osservazione dell'evoluzione di alcuni fiumi nel sud-est degli Stati Uniti, parte da una condizione indisturbata (I) che viene a subire un disturbo (canalizzazione) (II). Tale evento genera uno squilibrio tra portata solida e condizioni energetiche della corrente che causa un abbassamento del fondo (III). La migrazione verso monte del processo di abbassamento comporta una progressiva riduzione della pendenza dell'alveo e quindi della capacità di trasporto, l'altezza e l'inclinazione delle sponde aumentano; si instaurano fenomeni di instabilità delle sponde ed un conseguente allargamento dell'alveo (IV).

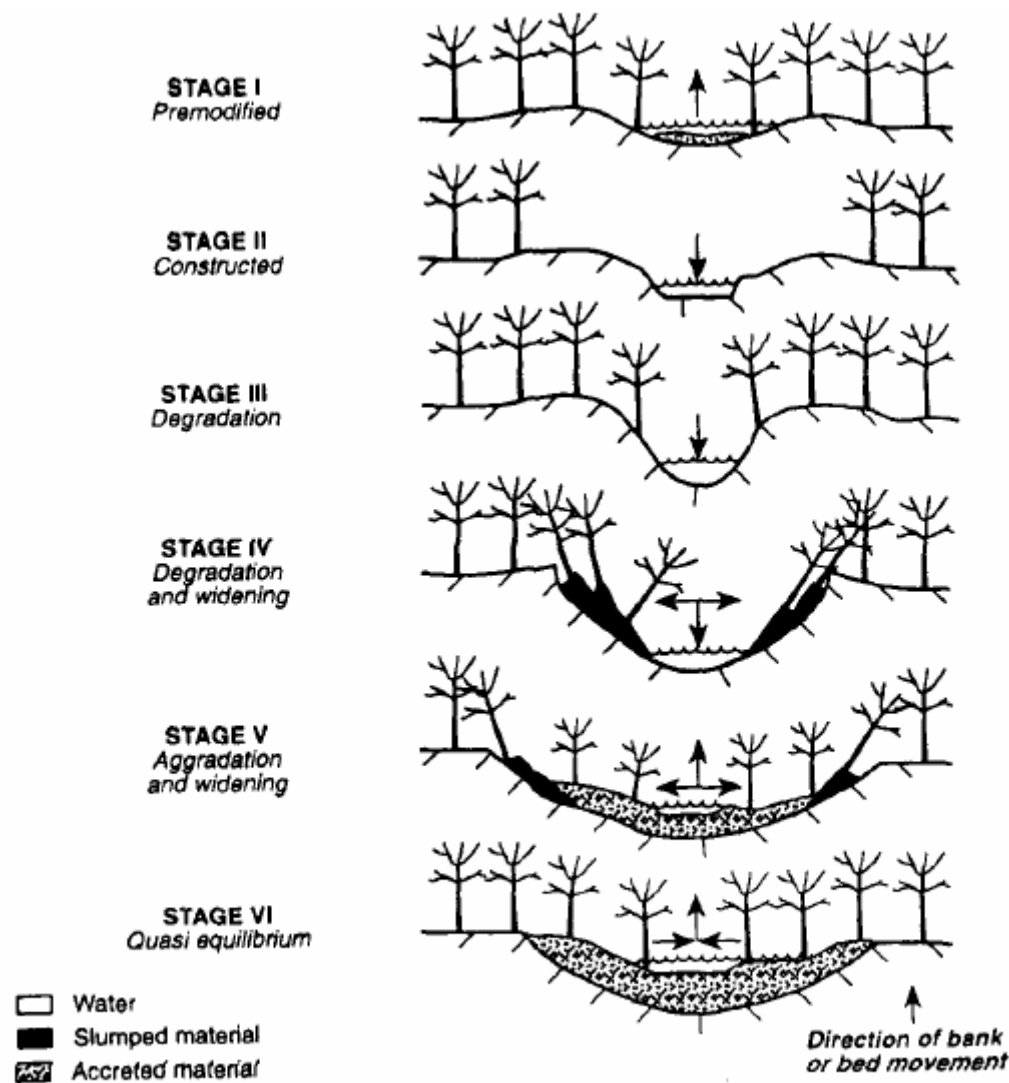


Figura 26: Modello a sei stadi di evoluzione (Simon & Hupp, 1986).

Man mano che l'abbassamento del fondo procede verso monte, l'aggradazione diviene dominante nei tratti in precedenza in erosione (V) fino alla ristabilizzazione del livello di fondo ed al raggiungimento di un nuovo equilibrio dinamico (VI).

Le modificazioni e i cambiamenti temporali possono essere rappresentati anche in termini di passaggio da una tipologia ad un'altra.

Ad esempio l'instabilità delle sponde e l'incremento della quantità di materiale eroso determinerebbero un incremento del rapporto B/H, una diminuzione della sinuosità, un incremento della pendenza e un incremento del sedimento nelle barre. Tali cambiamenti possono essere descritti con il passaggio dalla tipologia, secondo Rosgen E4, verso la C4 e da questa alla D4 (Figura 27).

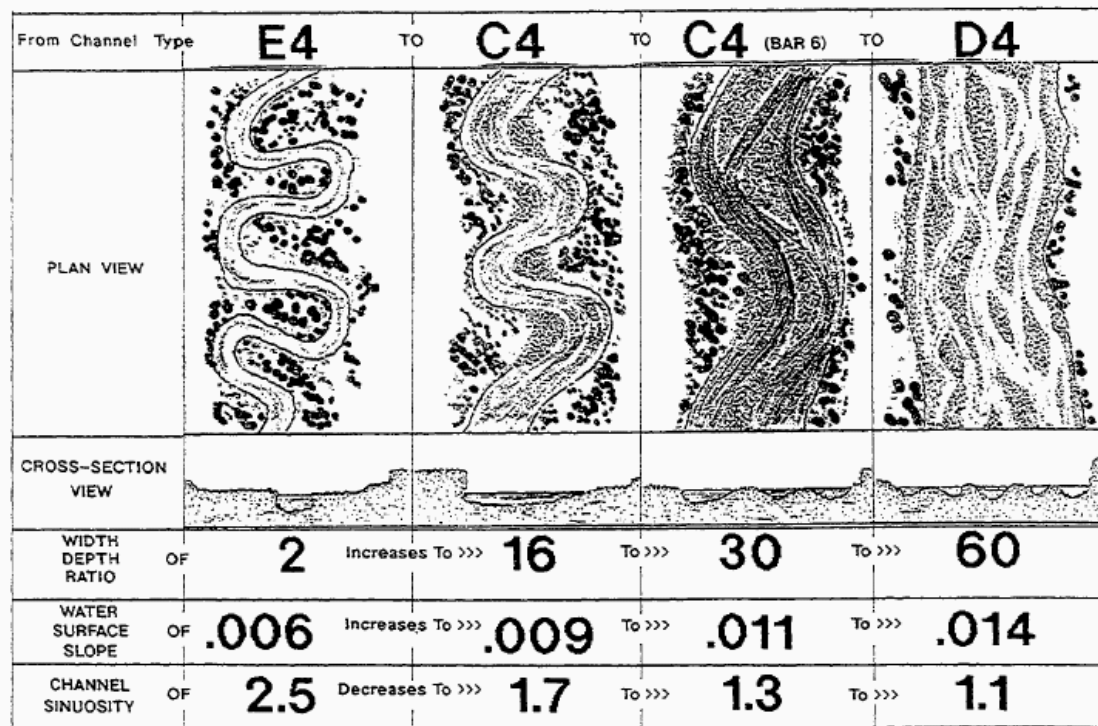


Figura 27: Progressiva evoluzione dell'alveo a seguito dell'instabilità delle sponde (Rosgen, 1994).

È possibile individuare all'interno del bacino montano una generale differenziazione progressiva verso valle delle tipologie d'alveo definite in precedenza, questo permette di trarre importanti indicazioni anche rispetto lo stato evolutivo dello stesso.

La successione delle tipologie segue il seguente ordine: tratti colluviali, rapide, step pool, letto piano, pool e riffle e dune ripple (Figura 28).

Nella realtà i tratti con diverse morfologie presentano campi di parziale sovrapposizione.

La tipica sequenza verso valle di morfologie d'alveo è anche associata ad una progressiva riduzione nel confinamento della valle, che può riflettere le opposte tendenze della portata solida (sediment supply: Q_s) e della capacità di trasporto (transport capacity: Q_c). La capacità di trasporto generalmente decresce verso valle a seguito della riduzione della pendenza, mentre l'alimentazione progressiva dei sedimenti generalmente aumenta con l'aumento dell'area drenata.

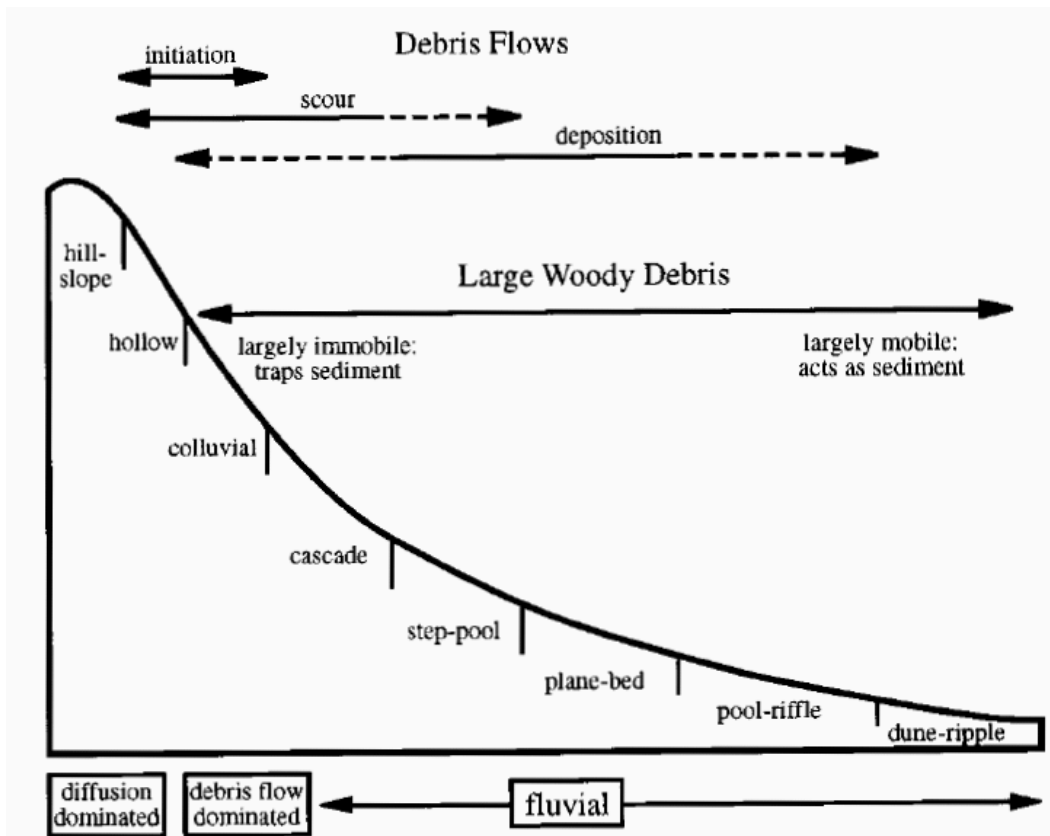


Figura 28: Profilo longitudinale idealizzato che illustra la successione dei processi in un bacino montano (Montgomery e Buffington, 1997).

Un equilibrio in un tratto d'alveo idealmente indica che tutto il materiale a disposizione del sistema e proveniente dai versanti e dai tratti di monte è trasportato a valle; un certo spessore di depositi implica un eccesso di alimentazione rispetto alla capacità di trasporto.

Montgomery e Buffington (1997) sulla base delle considerazioni sopra hanno proposto un modello interpretativo della diversificazione delle varie morfologie di canale in funzione del rapporto tra la portata solida e capacità di trasporto (Figura 29).

I canali colluviali denotano una condizione di eccesso di portata solida Q_s rispetto alla capacità di trasporto disponibile Q_c (transport limited); all'estremo opposto la mancanza di un letto alluvionale indica che i tratti in roccia sono associabili ad una situazione di eccesso di Q_c rispetto alla Q_s disponibile (supply limited). Gli alvei alluvionali denotano un campo più ampio di situazioni: a) canali ad elevata pendenza (cascade e step pool) sono associati ad una maggiore capacità di trasporto; b) tratti a letto piano rappresentano situazioni di transizione; c) tratti a pool riffle e dune riffle rappresentano situazioni con Q_s maggiore rispetto alla Q_c disponibile.

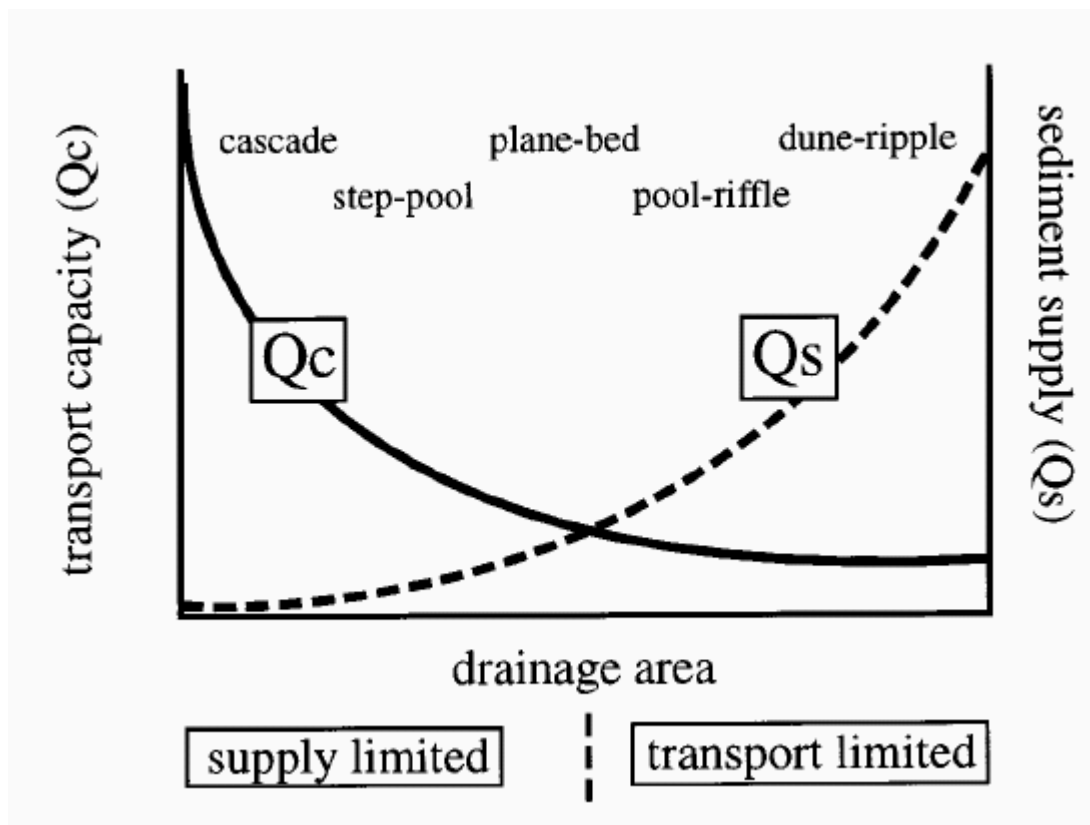


Figura 29: Schema della relazione tra morfologie fluviali e rapporto tra portata solida (Q_s) e capacità di trasporto (Q_c) in un bacino montano.

3.3 Modelli numerici

I sistemi di classificazione descritti in precedenza danno indicazioni qualitative sulla dinamica fluviale e sono di limitata applicazione per una pianificazione strategica; in particolare tali sistemi non possono simulare la risposta ad azioni ed interventi strutturali e non.

Ultimamente sono stati sviluppati nuovi strumenti semi-quantitativi per caratterizzare la dinamica del trasporto solido in un bacino.

Convenzionalmente il calcolo del movimento dei sedimenti e il bilancio sedimentologico è valutato attraverso l'utilizzo delle equazioni della fluidodinamica, del trasporto solido e applicando la legge di continuità dei sedimenti in modelli idrodinamici come HEC 6 sviluppato dall'US Army Corps of Engineers - Hydraulic Engineering Center.

I dati di input richiesti da questi modelli li rendono applicabili ad una singola asta e non all'intero bacino e possono venire utilizzati per previsioni a breve termine.

Il loro utilizzo richiede notevole esperienza e un'attenta valutazione dell'applicabilità delle differenti equazioni di trasporto solido.

I sistemi di ultima generazione introducono delle basi analitiche per valutare e caratterizzare le modalità di trasferimento del sedimento e quindi minimizzare la soggettività.

All'interno di tale classe si collocano le seguenti metodologie di analisi:

Stream power screening tool

River Energy Audit Scheme (REAS)

Sediment Impact Assessment Model

Hydraulic Engineering Center - River Analysis System: Sediment Transport

GSTARS

Cellular Automaton Evolutionary Slope and River Model (CAESAR)

La Figura 30 illustra in maniera indicativa la percentuale di approccio analitico e interpretativo dei diversi modelli in esame.

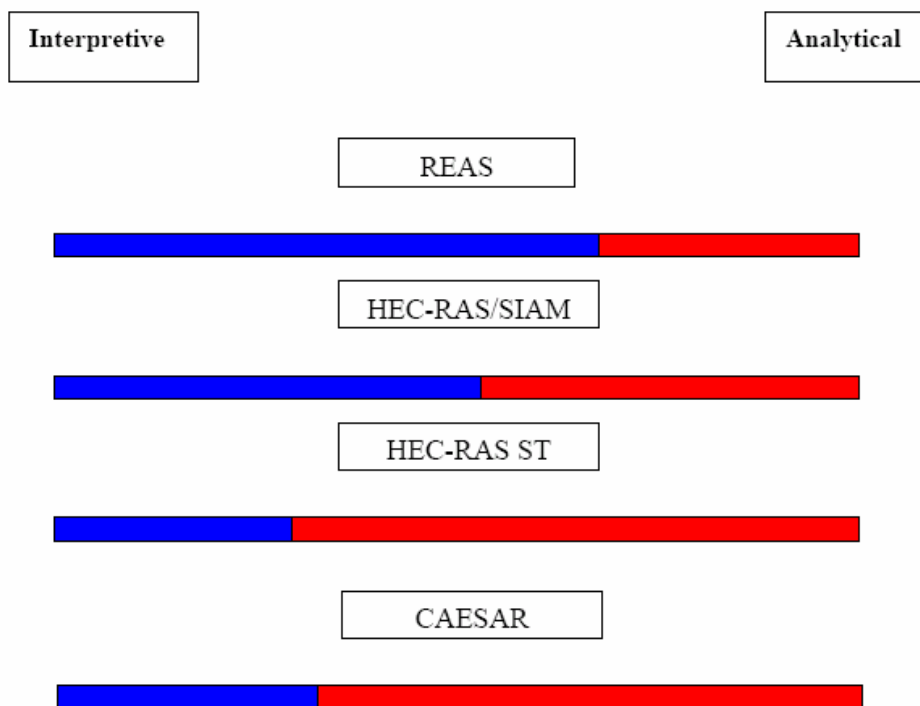


Figura 30: Contributo relativo (analitici e interpretativo) nei modelli in esame.

3.3.1 Stream power screening tool

È un metodo semplice ed adatto ad un primo screening, serve ad individuare ove l'alveo può essere potenzialmente affetto da processi di erosione o di sedimentazione.

Il concetto di stream power è stato sviluppato inizialmente da ingegneri e sedimentologi mentre una sua applicazione come strumento di valutazione in campo geomorfologico è relativamente recente.

Il termine stream power è stato introdotto inizialmente da Bagnold (1966) che lo definisce come la potenza del rivolo d'acqua per unità di lunghezza:

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S \quad (Wm^{-1}) \quad (3.1)$$

dove:

ρ = peso specifico dell'acqua

g = accelerazione di gravità

Q = portata

S = pendenza

Lo stream power può essere espresso anche come potenza del rivolo per unità di area di base (unit stream power) e si calcolerà moltiplicando lo sforzo tangenziale per la velocità media nel canale:

$$\omega = \tau \cdot V \quad (3.2)$$

lo stream power unitario si otterrà anche dividendo lo stream power per la larghezza del canale:

$$\omega = \frac{\Omega}{B} \quad (Wm^{-2}) \quad (3.3)$$

Lo studio delle variazioni spaziali dello stream power permette di comprendere forme e comportamenti dell'alveo in particolare l'andamento dei canali e la dinamica del meandreggio (Ferguson, 1981).

Una riduzione nella larghezza della sezione è solitamente associata con una diminuzione del gradiente di energia mentre un aumento della sua larghezza da un aumento del gradiente di energia.

Brookes (1995) differenzia canali attivi ed inattivi (stabili ed instabili), sulla base della relazione tra portata unitaria e pendenza media del tratto, ovvero dei valori di stream power unitaria.

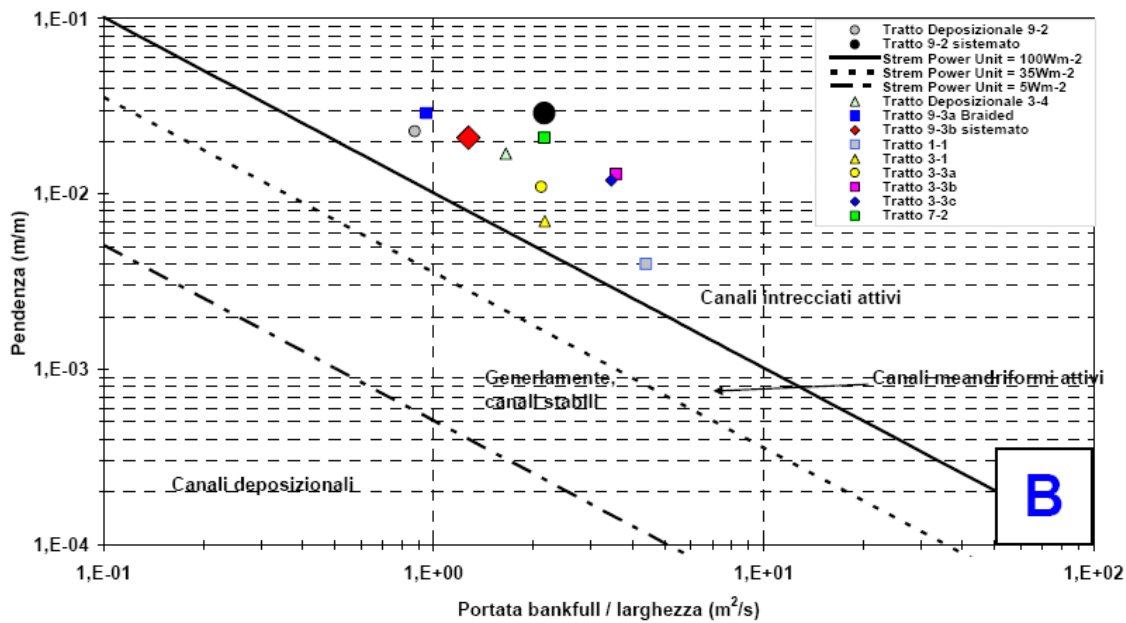


Figura 31: Grafico del criterio proposto da Brookes per la distinzione tra canali attivi e stabili; tratti del torrente Sarca appartenenti alle piane alluvionali (da D’Agsostino et alii., 2007).

Valori di stream power unitaria superiori a 1000 Wm^{-2} danno luogo a canali intrecciati attivi, fra 35 e 1000 si sviluppano canali meandriiformi attivi, fra 35 e 5 canali generalmente stabili, mentre per valori inferiori a 5 si ha deposizione.

Naturalmente si tratta di valori indicativi che vanno tarati ed adattati ai casi specifici.

3.3.2 River Energy Audit Scheme (REAS)

Può essere considerato un’evoluzione dello stream power screening tool. Il metodo individua le aree in erosione, in deposito e le zone di trasporto dei sedimenti sulla base della differenza del valore di stream power specifico di tratti d’alveo consecutivi. La stima ha un valore per previsioni a medio termine (annuali o pluriennali).

La giustificazione teorica di questo metodo è fornita da Bagnold che definisce lo stream power unitario come la misura della capacità di flusso a fornire lavoro.

Il modello REAS non è pertanto un modello di trasporto del sedimento ma invece genera trend indicativi e quantitativi di energia fluviale, è perciò una misura della capacità della corrente a fornire lavoro attraverso il fenomeno del trasporto solido, il calcolo viene eseguito annualmente ponendo in input una curva di durata delle portate.

Per calcolare lo stream power unitario disponibile per compiere lavoro in alveo (ω_e) e quindi movimentare il sedimento, è necessario sottrarre allo stream power unitario disponibile (ω) lo stream power unitario critico (ω_c).

$$\omega_e = \omega - \omega_c \quad (3.4)$$

Lo stream power unitario è definito come:

$$\omega = \frac{\rho \cdot g \cdot Q \cdot S}{B} = \tau \cdot V \quad (3.5)$$

Bagnold (1980) definisce lo stream power critico come:

$$\omega_c = 290 D_m^{1.5} \log \left[\frac{(12 y)}{d_m} \right] \quad (3.6)$$

dove D_m è il diametro medio dei grani in alveo, y il tirante della sezione.

È meglio calcolare lo stream power unitario disponibile come somma delle differenze fra stream power unitario disponibile e stream power unitario critico delle diverse classi costituenti la composizione granulometrica dell'alveo.

$$\omega'_e = \sum_{i=1}^n [P_i (\omega - \omega_{ci})] \quad (3.7)$$

dove P_i è la percentuale (da 0 a 1) della classe in esame rispetto all'intero campione e ω_{ci} è lo stream power unitario critico di una data classe granulometrica.

Il bilancio energetico annuale per un determinato tratto deve tener conto dell'intero range di portate che si verificano nell'arco dell'anno. Questo è fatto integrando ω_e con la curva di durata caratteristica.

La differenza in eccesso tra stream power unitario annuale fra tratti consecutivi fornisce il bilancio del tratto ($\Delta \omega_e$).

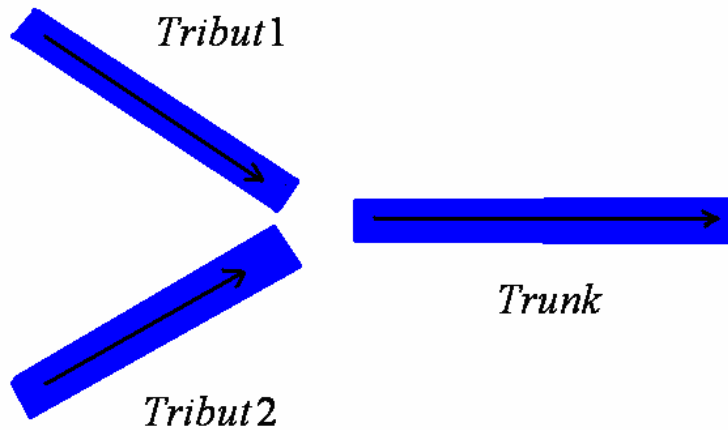
$$\Delta \omega_e = \omega_{e(r=n)} - \omega_{e(r=n+1)} \quad (3.8)$$

dove r è il numero di tratto che varia da 1 a n_t .

I tratti sono numerati in sequenza da monte a valle. L'equazione va moltiplicata per la forza di gravità g dato che l'equazione di Bagnold non incorpora g . Questo valore è moltiplicato per il numero di secondi in un anno per ricavare la misura dell'eccesso di energia annuale in KJyr^{-1} in un singolo punto della sezione.

L'equazione è confrontabile con un bilancio sedimentologico ma il trasporto solido è stato sostituito dallo stream power specifico. Così se $\Delta \omega_e > 0$ il tratto è in potenziale aggradazione, se $\Delta \omega_e < 0$ è in erosione.

In caso di una giunzione il calcolo lo stream power unitario disponibile è dato dalla differenza fra la somma dello stream power unitario dei tratti tributari meno quello del tratto di valle (Figura 32).



$$\Delta\omega_{Trunk} = \Sigma[\omega_{e(Trib.1)} + \omega_{e(Trib.2)}] - \omega_{e(Trunk)}$$

Figura 32: Schematizzazione di una giunzione.

Sebbene il modello REAS possa essere applicato sull'intero reticolo e quindi sull'intero bacino, non è possibile tener conto dell'apporto di sedimento dai versanti in quanto l'energia richiesta per introdurre il sedimento nel canale è esterna al canale stesso.

Altre limitazioni sono comuni con gli altri modelli, ossia la difficoltà nel reperire la distribuzione granulometrica all'interno dei singoli tratti e la difficoltà di avere anche a disposizione curve di durata misurate.

3.3.3 *Sediment Impact Assessment Model (SIAM)*

Tale metodologia combina informazioni morfologiche, idrologiche e idrauliche e permette di eseguire una valutazione quantitativa del movimento dei sedimenti.

Tale metodologia permette delle stime più dettagliate rispetto ad una valutazione di tipo geomorfologico-qualitativa ma meno precisa rispetto a modelli idraulici a fondo mobile che però richiedono grandi risorse a livello computazionale.

Il modello è stato inizialmente sviluppato dal Corps of Engineers Engineer Research Development Center (ERDC) nell'ambito di un'attività di ricerca condotta assieme all'Università del Colorado su alcuni piccoli bacini.

L'implementazione del modello SIAM richiede la suddivisione del reticolo idraulico in tratti omogenei connessi tra loro al fine di creare un sistema esperto.

Il risultato sono delle mappe che descrivono un bilancio sedimentologico e la tendenza evolutiva della rete idraulica sia a breve che a lungo termine.

Anche per l'implementazione di questo modello risulta fondamentale la raccolta in campagna dei dati necessari per descrivere la granulometria dell'alveo, le caratteristiche dei sedimenti, l'idrologia, l'idraulica il trasporto solido potenziale e le sorgenti puntuali di sedimento all'interno del reticolo (Figura 33).

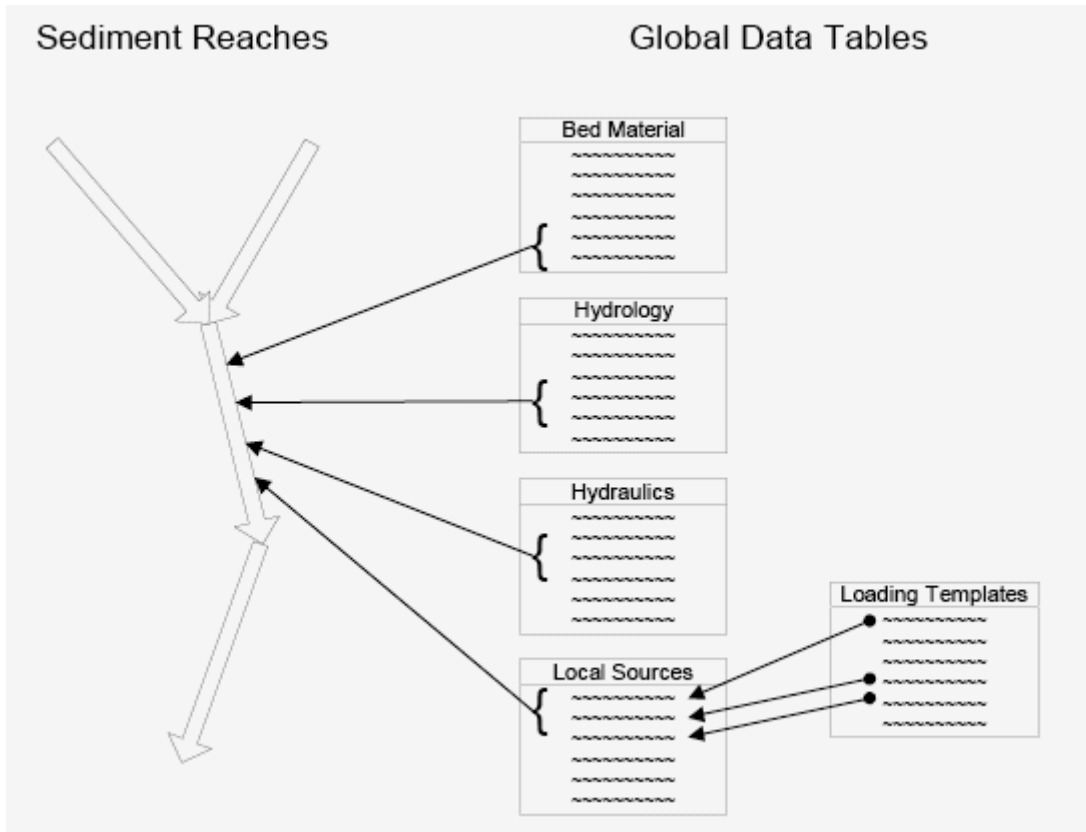


Figura 33: dati di input del modello SIAM.

I parametri sedimentologici sono definiti in un determinato istante nello spazio e nel tempo.

I calcoli sedimentologici sono eseguiti per classi diametriche, la curva granulometrica è divisa in frazioni con un singolo diametro rappresentativo e il calcolo del trasporto solido e della capacità di trasporto è condotta indipendentemente per ciascuna frazione.

Il tener conto della distribuzione granulometrica permette poi di seguire l'andamento e i rapporti tra wash e bed load all'interno del sistema. SIAM infatti determina quali sedimenti appartengono al wash load e quali al bed load in base al diametro di soglia definibile dall'utente. Variazioni del valore di soglia permettono al materiale che costituisce il wash load in un tratto di passare a bed load nel tratto di valle e viceversa; tali valori sono tipicamente definiti dall'equazione di Einstein (1950).

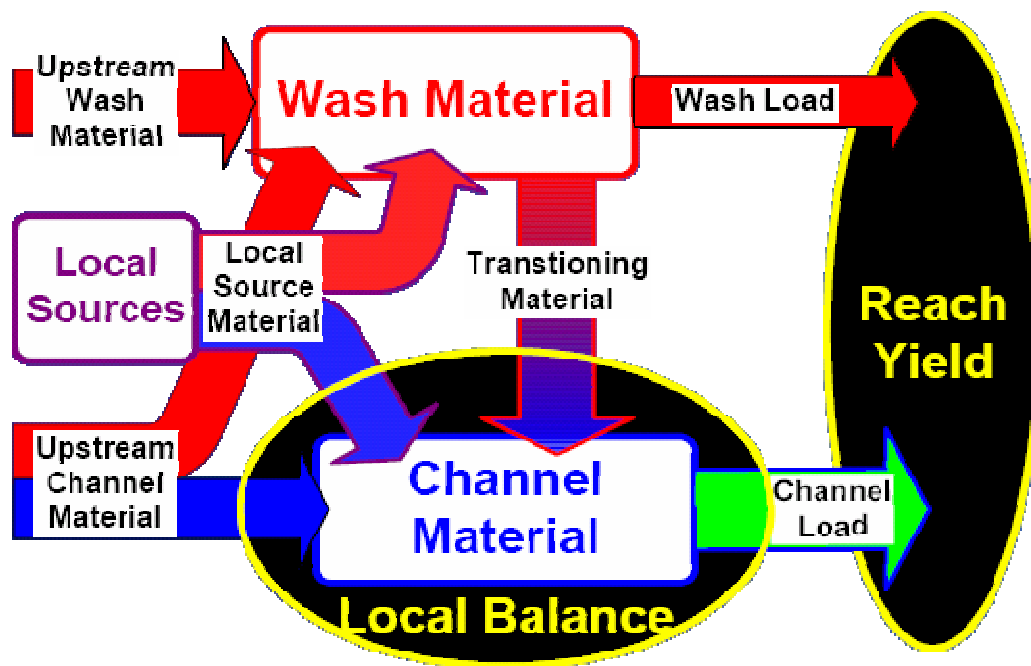


Figura 34: Modello concettuale del metodo SIAM.

Nel modello SIAM la geometria del canale non è aggiornata sulla base dell'erosione e della sedimentazione cosicché i risultati sono indicativi di una configurazione singola del canale per l'intero periodo di analisi.

Dato che l'analisi è eseguita per tratti omogenei, nei calcoli vengono utilizzati parametri medi ed i risultati sono mediati sul tratto, informazioni su erosioni e deposizioni localizzate non possono essere determinate.

Il metodo è stato inserito all'interno del noto codice HEC-RAS che consente così sfruttare una serie di potenzialità del codice di modellazione idraulica.

Ai diversi tratti è possibile infatti assegnare una propria distribuzione granulometrica che verrà utilizzata in seguito per il calcolo della capacità di trasporto delle diverse frazioni. Si deve quindi associare una curva di durata che consente di distribuire le informazioni idrologiche statisticamente nel periodo di analisi (tipicamente l'anno). Quindi vanno introdotte alcune proprietà sedimentologiche quali la funzione di trasporto solido da associare (a scelta fra quelle di Ackers and White, Englund-Hansen, Laursen, Mayer-Peter-Muller, Toffaletti e Yang) e la velocità di sedimentazione (a scelta fra quelle di Toffaletti, Van Rijn e Rubey). I dati idraulici sono automaticamente assegnati dal programma per ogni singolo tratto omogeneo, l'algoritmo calcola una media pesata dei parametri idraulici in base al volume di controllo che compete alla singola sezione. Infine l'operatore specifica eventuali sorgenti di sedimento puntuale.

3.3.4 Cellular Automaton Evolutionary Slope And River model (CAESAR)

Caesar è in realtà un modello idraulico bidimensionale che esegue anche calcoli di trasporto solido. Può simulare le modificazioni morfologiche che avvengono in archi temporali anche molto lunghi (migliaia di anni) nel bacino o nell'alveo. Inizialmente è stato pensato per simulare la risposta geomorfica del bacino a variazioni climatiche o di uso del suolo.

Caesar è un modello ad automi cellulari di nuova generazione definito a "ridotta complessità". I modelli ad automi cellulari in geomorfologia permettono di rappresentare il bacino o l'alveo con una maglia di celle e l'evoluzione di questi ambienti è determinata dall'interazione fra le celle usando regole basate su una semplificazione della realtà fisica.

In geomorfologia i modelli ad automi cellulari semplificano le equazioni di flusso, questo permette un aumento della velocità di calcolo che permette di applicare tali modelli anche a bacini o alvei di dimensioni notevoli simulando anche archi temporali estesi.

L'aumento della potenza di calcolo ha permesso ai programmatori di inserire nei codici i processi di trasporto nelle interazioni fra le celle cosicché anche le variazioni morfologiche possono venire modellate.

Il modello utilizza una griglia regolare per descrivere il bacino, ogni cella è descritta dalle seguenti proprietà: elevazione, portata, altezza del flusso, copertura vegetale, profondità del bedrock e dimensione del sedimento.

L'applicazione iterativa di una serie di regole su ognuna delle celle del reticolo determina le caratteristiche del sistema.

Regole diverse sovrintendono idrogeologia, idraulica, trasporto solido e processi erosivi di versante. Ad ogni ciclo di calcolo le proprietà delle celle sono aggiornate secondo le diverse regole e secondo le iterazioni che si sviluppano fra la cella e il suo vicinato. Per esempio la quantità di erosione può dipendere dal tirante idrico e dalla pendenza esistente fra la cella e il suo vicinato.

Uno schema delle operazioni compiute dal modello è riportato in Figura 35.

Il programma utilizza la piovosità oraria come input del modello idrologico basato sul noto modello TOPMODEL (Beven e Kirby, 1979).

L'output del modello idrologico è trasferito nel bacino attraverso l'algoritmo "multiple flows" che agisce nelle quattro direzioni cardinali.

Il programma può essere anche impostato introducendo in una o più celle una scala di portata che verrà trasferita nel bacino dallo stesso tipo di algoritmo.

Se la portata totale è superiore a quella del flusso sub-superficiale l'eccesso viene trattato come deflusso superficiale, il tirante idrico è calcolato utilizzando un adattamento

dell'equazione di Manning. Le celle che contengono acqua possono dar luogo ad erosione o sedimentazione calcolata dal programma in base all'equazione di Wilcock e Crowe (2003). Questa è applicata a 11 frazioni (da 1 a 256 mm) che sono integrate in una serie di strati attivi che consentono di sviluppare il corazzamento (Hoey e Ferguson, 1994).

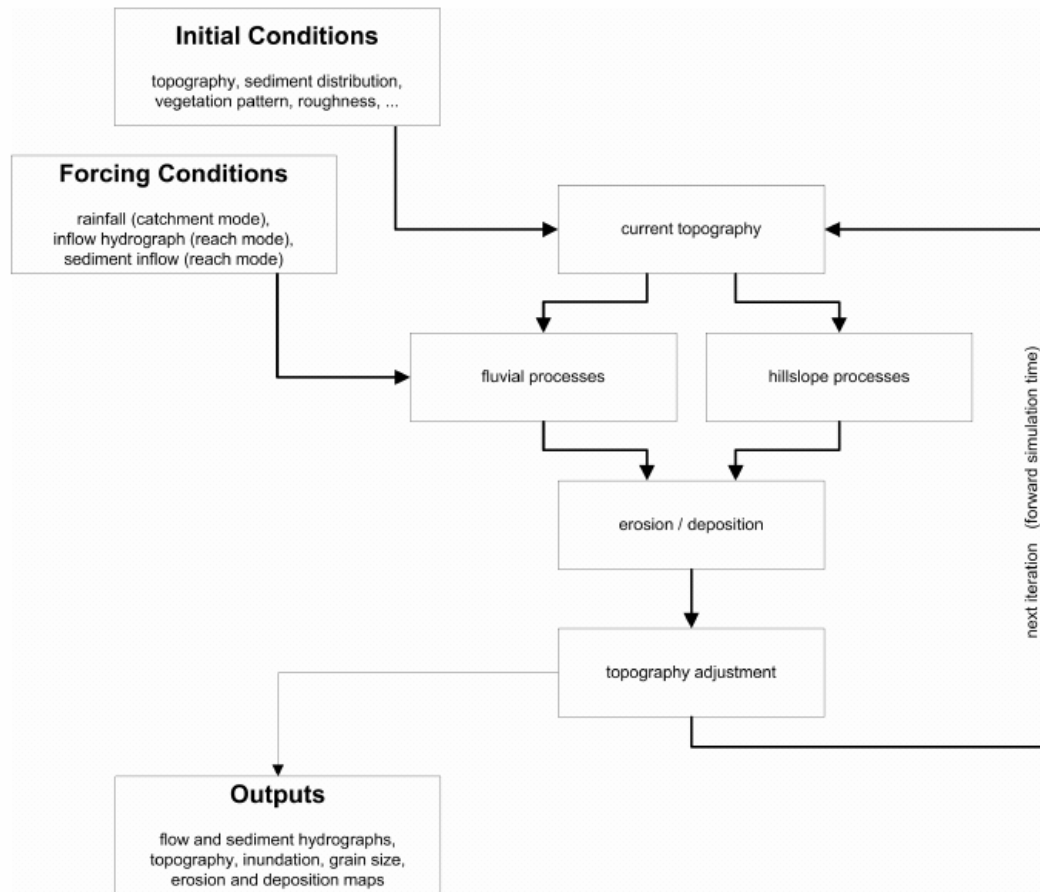


Figura 35: Diagramma di flusso delle operazioni compiute dal modello Caesar.

Dopo aver eseguito il calcolo del trasporto solido, l'altezza della cella e la proprietà che descrive la dimensione del sedimento sono aggiornate simultaneamente. Uno step temporale variabile fra 10^{-6} e 10^4 secondi è utilizzato per ridurre l'erosione del 10% della pendenza locale prevenendo così l'instabilità di calcolo.

Il programma perciò richiede in input semplicemente la topografia (DTM), la distribuzione del sedimento, una serie di piogge orarie e la copertura vegetale per fornire in output zone di erosione, di deposizione e, in generale, l'evoluzione della morfologia.

Il modello è basato quindi su relazioni fisiche conosciute, ma l'accuratezza di queste e il loro effetto in applicazioni bidimensionali è sconosciuto, risulta pertanto difficile validarne i risultati. Il modello soffre poi di un'ulteriore limitazione comune a tutti i modelli idraulici derivante dall'eterogeneità dell'ambiente naturale; per esempio cambiamenti nella scabrezza

d'alveo, variazioni nella distribuzione del sedimento in alveo, ma anche (per simulazioni su scale temporali più lunghe) fluttuazioni climatiche, di portata e dell'uso del suolo possono influenzare le caratteristiche del sistema fluviale e la sua dinamica.

3.4 Modelli monodimensionali

I modelli monodimensionali sono modelli numerici che richiedono la conoscenza e l'introduzione di una minor quantità di dati per eseguire una simulazione rispetto ai modelli bidimensionali o tridimensionali e, per questa ragione, rimangono i più utilizzati (Wu, 2008; Langendoen e Alonso, 2008). Questi modelli simulano il flusso e il trasporto dei sedimenti in direzione longitudinale e, per questa ragione, forniscono risultati attendibili in alvei con campo di flusso longitudinale, limitata complessità idraulica e variazioni minime della geometria sia spazialmente che nel tempo.

La convenienza nell'uso dei modelli monodimensionali (1D) rispetto a quelli 2D o 3D dipende dal problema ingegneristico, dagli obiettivi dello studio o della ricerca, dalla scala spaziale e temporale di interesse e dal grado di accuratezza richiesto.

Per esempio un modello monodimensionale fornisce una più ragionevole stima del tirante idrico ma può sottostimare la velocità media in maniera variabile da 10 al 20 % (Johnson D. H., 2008). Questi modelli sono comunemente applicati nello studio dell'evoluzione a lungo termine di un'asta (Formann et al., 2007; USACE, 2005; Langendoen, 2000; Langendoen e Alonso, 2008).

Alcuni dei modelli monodimensionali disponibili in commercio sono elencati con le caratteristiche salienti nella Tabella 1.

I modelli di trasporto dei sedimenti monodimensionali sono formulati all'interno di un sistema di coordinate cartesiane per risolvere le equazioni differenziali di conservazione della massa e del momento del flusso, le equazioni di De Saint Venant, assieme all'equazione di continuità del sedimento (equazione di Exner). Per la loro risoluzione si utilizzano schemi alle differenze finite (Papanicolau et al., 2008; Sturm, 2001; Wu, 2008; Langendoen, 2001; USACE, 2005).

Le equazioni di De Saint Venant, l'equazione di attrito e quella di Exner sono riportate nel seguito.

$$B \frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (3.9)$$

dove:

y = altezza idrica

q = portata solida per unità di lunghezza

B = larghezza del flusso

Q = portata solida

x = coordinata spaziale lungo la corrente

t = tempo

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + ga \left(\frac{\partial y}{\partial x} + S_f \right) = 0 \quad (3.10)$$

dove:

A = area bagnata

g = accelerazione di gravità

S_f = forza resistente

$$S_f = \frac{Q^2}{K^2} = \frac{n^2 Q^2}{A^2 R^{4/3}} \quad (3.11)$$

dove:

K = capacità di convogliamento (conveyance)

R = raggio idraulico

n = coefficiente di Manning

$$B(1-e) \frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_t}{\partial x} \quad (3.12)$$

B = larghezza dell'alveo

e = porosità del materiale d'alveo

z_b = elevazione del talweg

x = distanza longitudinale lungo l'asta

Q_t = volume di portata solida trasportata al fondo per unità di larghezza

Queste equazioni possono prevedere i parametri principali di un alveo, ossia l'altezza del tirante idrico, il raggio idraulico, la velocità del flusso, la variazione del fondo e il trasporto solido (Papanicolau et al., 2008).

L'esecuzione di una simulazione monodimensionale richiede l'introduzione della geometria del canale per mezzo di sezioni trasversali rappresentative di un tratto d'alveo.

Parametri quali le perdite di carico e le perdite dovute all'attrito sono calcolate come valore medio fra le sezioni così che l'accuratezza del calcolo dipende dalla spaziatura tra le sezioni e dalla loro definizione. Le condizioni al contorno devono essere introdotte nella sezione di

monte, di valle o su entrambe in funzione del regime (flusso stazionario, non stazionario, subcritico, supercritico o misto). L'assunzione fondamentale che deve essere fatta per lo sviluppo di un modello monodimensionale sta nella risoluzione delle equazioni sopra descritte solamente nella direzione longitudinale, pertanto tali modelli producono risultati accurati se applicati a alvei che sono relativamente rettilinei, incisi, con basso tirante e a limitata complessità idraulica (Langendoen, 2000; Langendoen, 2001; Lagedoen e Alonso, 2008).

I modelli 1D trovano invece limitazione in canali che mostrano un flusso laterale significativo, velocità variabile lungo la verticale e profondità elevate rispetto alla scabrezza del fondo e un alto grado di sinuosità.

Nel seguito viene descritto il modello GSTARS ossia il modello utilizzato per eseguire alcune simulazioni sul torrente Resia.

Modello	Ultima versione	Tipo di flusso	Trasporto di fondo	Trasporto in sospensione	Miscuglio di sedimenti	Sedimenti coesivi	Processo di scambio dei sedimenti	Eseguibile
HEC-6: Hydraulic Engineering Center; Thomas and Prashum (1977)	V. 4.2 (2004)	Steady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	PD
MOBED: Mobile BED; Krishnappan (1981)	--	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C
IALLUVIAL: Iowa ALLUVIAL; Karim and Kennedy (1982)	--	Quasi-steady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C
FLUVIAL 11; Chang (1984)	--	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C
GSTARS: Generalized sediment transport models for alluvial River simulation (Molinas and Yang, 1986)	V. 3 (2002)	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	PD
CHARIMA: Acronym of the word CHARIage which means bedload in French Holley et al. (1990)	--	Unsteady	Si	Si	Si	Si	Entrainment and deposition	C
SEDCOUP: SEDIment COUPled; Holly and Rahauel (1990)	--	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C
OTIS: One-dimensional transport with inflow and storage; Runkel and Broshears (1991)	V. OTIS-P (1998)	Unsteady	No	Si	No	No	Advection-diffusion	PD
EFDC1D: Environmental fluid dynamics code; Hamrick (2001)	--	Unsteady	Si	Si	Si	Si	Entrainment and deposition	PD
3STD1, steep stream sediment Transport 1D model; Papanicolaou et al. (2004)	--	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C

Note: V=Version; C=copyright; LD=limited distribution; P=proprietary; PD=public domain; and F=FORTRAN.

Tabella 1: Caratteristiche dei principali modelli monodimensionali.

3.4.1 HEC-RAS

L'ultima versione del software HEC-RAS può eseguire calcoli di trasporto solido secondo un modello matematico a fondo mobile monodimensionale.

Il modello implementato nel software prevede l'esecuzione di una serie (step) di analisi a moto permanente (approccio quasi-steady) i cui risultati sono esplicitamente accoppiati con gli algoritmi utilizzati per il calcolo del trasporto solido, dell'erosione e della sedimentazione. Si produce così un continuo aggiornamento della geometria delle sezioni idrauliche in base al modo in cui il processo di sedimentazione risponde al sedimentogramma in ingresso.

Gli step temporali utilizzati dagli idrogrammi possono essere superiori agli step di calcolo utilizzati per aggiornare la geometria delle sezioni (Figura 36).

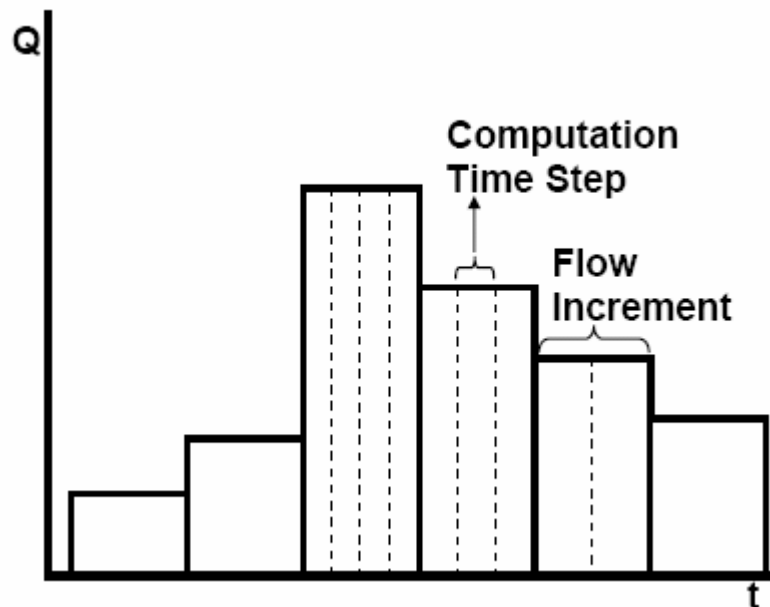


Figura 36: Schematizzazione del modello quasi-steady.

Il modello consente l'utilizzo di sei differenti formule di trasporto solido ossia Ackers and White, Englund-Hansen, Laursen, Mayer-Peter-Muller, Toffaleti e Yang. La capacità di trasporto è calcolata attraverso l'ipotesi di similarità (Armanini 1992, Vanoni 1975) suddividendo la curva granulometrica in frazioni indipendenti e calcolando il trasporto potenziale per ciascuna classe pesata in funzione della distribuzione granulometrica.

Il metodo di calcolo si basa poi sull'equazione di continuità di Exner che può essere risolta rispetto al volume di controllo associato con ciascuna sezione di analisi. L'equazione di Exner risulta pari a:

$$(1 - e)B \frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial x} \quad (3.13)$$

dove z è la quota di fondo, B è la larghezza del volume di controllo, q è la portata solida, e è la porosità dell'alveo.

L'equazione di Exner è di facile interpretazione fisica in quanto:

quando $\frac{\partial q}{\partial x} > 0$ la portata solida aumenta a scapito del materiale d'alveo $\frac{\partial z}{\partial t} < 0$, ossia

l'alveo è in erosione; quando $\frac{\partial q}{\partial x} < 0$ la portata solida diminuisce incrementando il materiale sul fondo $\frac{\partial z}{\partial t} > 0$ e quindi l'alveo è in deposito.

Alla fine di ciascun step temporale l'aggradazione o l'erosione della sezione è realizzata traslando uniformemente l'intera sezione in corrispondenza dell'intero perimetro bagnato.

Il codice di calcolo aggiorna la quota della sezione ed esegue nuovi calcoli idraulici prima di eseguire il nuovo step di calcolo.

La soluzione dell'equazione di Exner trasla il surplus o il deficit immediatamente in erosione o aggradazione. Questo non riflette la realtà fisica del processo in quanto sia l'erosione che la sedimentazione sono fenomeni dipendenti dal tempo perciò il modello applica delle modifiche che sono funzione del tempo e in particolare della velocità di deposizione.

L'efficienza della deposizione è calcolata a partire dalla dimensione dei grani sulla base della velocità di sedimentazione e della posizione del centro di massa del materiale nella colonna d'acqua in base alla relazione di Toffaletti (Vanoni, 1975).

Il tasso di deposizione come frazione del surplus di sedimento che si deposita in un dato step è definito dalla formula:

$$D_R = \frac{V_s(i)\Delta t}{D_e(i)} \quad (3.14)$$

dove $V_s(i)$ è la velocità di deposizione per la particella della frazione i -esima e $D_e(i)$ è l'effettiva profondità per il sedimento di dimensione i -esima (cioè il baricentro della zona entro cui è atteso il trasporto solido per la classe i -esima) e Δt è la durata dello step temporale (USACE (1993) and Thomas (1994)).

Una relazione simile è implementata per limitare l'erosione temporalmente. RAS usa l'approccio della lunghezza caratteristica di HEC 6 secondo cui l'erosione si ha sino ad una distanza approssimativamente pari a 30 volte la profondità massima di scavo. Nel caso che la capacità di trasporto superi l'apporto di materiale la differenza è moltiplicata per un coefficiente di intrappolamento C_e per calcolare l'erosione in un dato step temporale:

$$C_e = 1.368 - e^{-\frac{L}{30D}} \quad (3.15)$$

dove L è la lunghezza del volume di controllo (semi-distanza fra le sezioni di monte e di valle) e D è la profondità di scavo effettiva (USACE (1993) and Thomas (1994)).

Se la lunghezza del volume di controllo supera di 30 volte la profondità il coefficiente diventa pari a 1.

Le limitazioni del metodo riguardano in generale le limitazione dei sistemi a fondo mobile monodimensionali, ossia non è possibile tener conto del fenomeno della migrazione laterale e dell'instabilità di sponda che porta ad una variazione del carico solido disponibile. L'approccio quasi-steady risulta poi inappropriato per alvei ad elevata pendenza o bacini soggetti a fenomeni di trasporto solido di tipo impulsivo.

3.4.2 GSTARS

Il programma GSTARS (Generalized Stream Tube model for Alluvial River Simulation) è stato sviluppato dal U. S. Bureau of Reclamation (Molinas and Yang, 1986) come un modello misto idraulico-sedimentologico per risolvere complessi problemi nel campo dell'ingegneria fluviale.

GSTARS è stato applicato in parecchi studi per predire le modificazioni morfologiche dell'alveo a seguito di eventi naturali o di natura antropica.

Il modello presenta le seguenti caratteristiche:

- calcola i parametri idraulici per alvei naturali a fondo fisso e mobile;
- calcola profili idraulici per regimi subcritici, supercritici e misti;
- permette di predire le variazioni dei parametri idraulici e della topografia dell'alveo sia in direzione longitudinale che trasversale;
- permette di fissare delle condizioni specifiche quali il grado di stabilità delle sponde e limitazioni della capacità erosiva.

Il programma usa per la soluzione delle equazioni lo standard step method, utilizzando le equazioni dell'energia quando non vi sono variazioni nel regime di flusso e le equazioni del momento quando si ha passaggio da flusso subcritico a supercritico o viceversa. Il calcolo procede nella direzione da valle a monte in caso di flusso subcritico e da monte a valle in caso di flusso supercritico. La combinazione dei due metodi permette di gestire anche situazioni particolari come i salti idraulici.

GSTARS usa il concetto dei tubi di flusso (stream tubes) per compiere una variazione semi-bidimensionale della velocità all'interno della sezione trasversale di analisi (Figura 37). Dopo aver eseguito i calcoli il perimetro bagnato è diviso in sezioni di egual capacità di trasporto. Ciascun tubo scaricherà la stessa portata ma, generalmente, avranno aree diverse e quindi

velocità diverse, si otterrà così come risultato delle velocità diverse per le diverse parti della sezione.

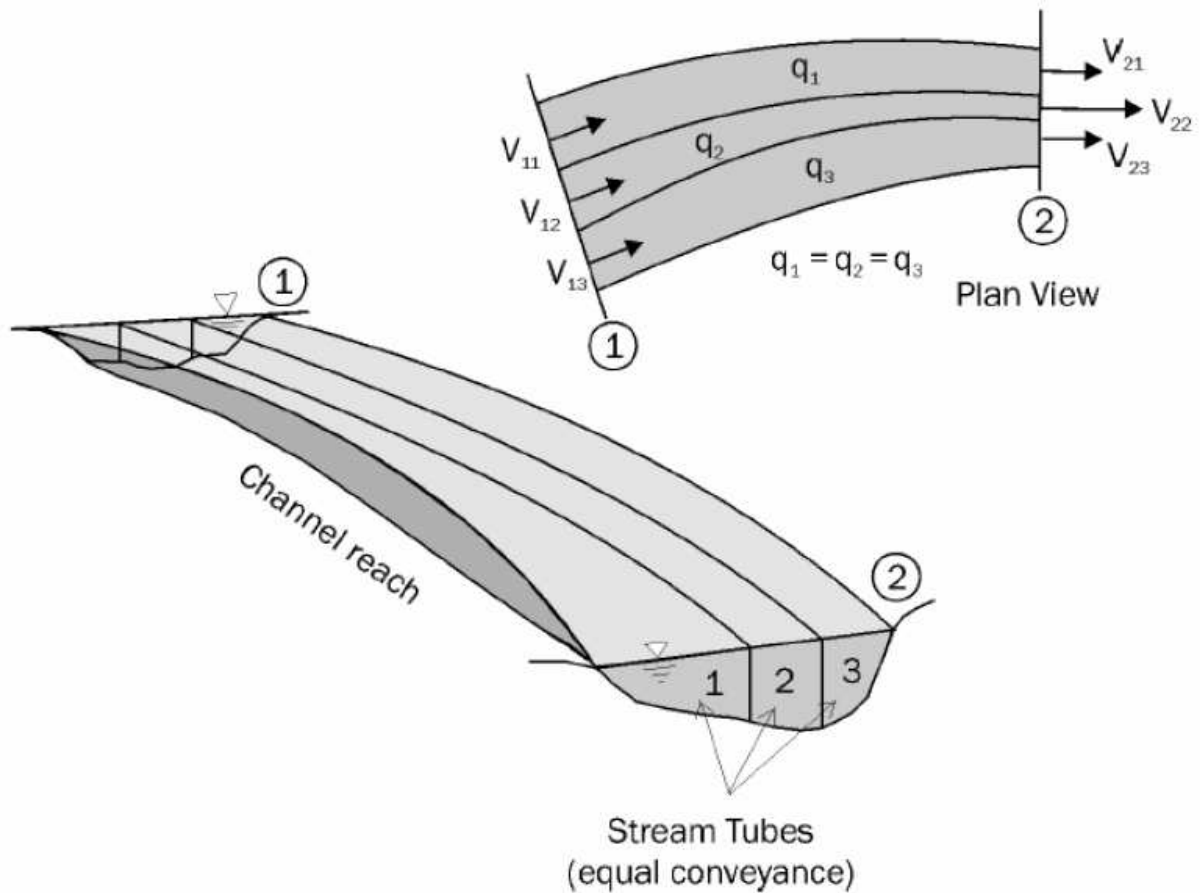


Figura 37: Rappresentazione schematica del concetto di tubo di flusso.

Il calcolo del trasporto solido è fatto in maniera indipendente lungo ciascun tubo di flusso assumendo che non vi sia scambio di massa fra gli stessi. La base del calcolo del trasporto solido è l'equazione di continuità del sedimento:

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} + \eta \frac{\partial A_d}{\partial t} + \frac{\partial A_s}{\partial t} - q_s = 0 \quad (3.16)$$

Dove:

η = volume dei sedimenti in un volume unitario dello strato di fondo (1-e);

A_d = volume del sedimento di fondo per unità di lunghezza;

A_s = volume del sedimento in sospensione nella sezione per unità di lunghezza;

Q_s = portata solida totale volumetrica;

q_s = apporto solido laterale.

Nel programma GSTARS vengono fatte assunzioni al fine di semplificare tale equazione. Per prima cosa si assume che la variazione del sedimento in sospensione in una sezione è più

piccola della variazione del fondo, secondariamente durante uno step di calcolo i parametri delle funzioni di trasporto solido rimangono costanti. Questa assunzione è valida solo se vi è una piccola variazione nella geometria della sezione stessa ma permette di accoppiare le equazioni idrauliche con quelle del trasporto solido. In pratica, questo può essere ottenuto con step di calcolo abbastanza piccoli. Infine non vengono considerati gli apporti laterali. Con queste assunzioni l'equazione diviene:

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0 \quad (3.17)$$

Questa equazione è utilizzata per calcolare le variazioni dell'altezza d'alveo ΔZ in ciascun tubo di flusso e per ciascuna frazione del sedimento di fondo. Dettagli sulla procedura di discretizzazione numerica sono dati in Yang et al. (1998).

Le variazioni del fondo sono calcolate come somma delle variazioni del fondo per ciascuna frazione della curva granulometrica si ha così che:

$$\Delta Z_i = \sum_{k=1}^N \Delta Z_{i,k} \quad (3.18)$$

dove i è l'indice della sezione, k è l'indice della frazione e N è il numero delle frazioni granulometriche presenti nella sezione i . $\Delta Z_{i,k}$ è calcolato risolvendo l'equazione di continuità per ciascuna frazione.

3.4.2.1 Calcolo della capacità di trasporto

La capacità di trasporto C_t è calcolata usando la formula:

$$C_t = \sum_{k=1}^N \rho_k C_k \quad (3.19)$$

dove:

ρ_k = percentuale di materiale della frazione k -esima disponibile nel fondo;

C_k = capacità per ciascuna frazione.

C_k è calcolato con una delle 13 funzioni trasporto solido disponibili nel software. Per i materiali non-coesivi in particolare sono utilizzabili le formulazioni di Meyer-Peter and Müller (1948), Laursen (1958), Toffaleti (1969), Engelund and Hansen (1972), Ackers and White (1973) e relativi aggiornamenti di HR Wallingford (1990), Yang (1973), (1979), e (1984), Parker (1990).

In GSTARS il trasporto solido di argilla e limo è calcolato separatamente dalle rimanenti frazioni non-coesive.

È comunemente accettato assumere che il trasporto solido di fondo sia pari alla capacità di trasporto solido, ossia che il bed-load sia trasportato in equilibrio.

3.4.2.2 Assortimento e corazzamento

Poiché il trasporto solido è calcolato frazione per frazione, le particelle di diversa dimensione sono trasportate in percentuale differente. In funzione dei parametri idraulici, della quantità e delle caratteristiche del sedimento proveniente da monte e dalla composizione del letto, alcune particelle possono venire erose mentre altre depositate o rimanere immobili. Per esempio tutte le particelle fini possono essere erose lasciando al fondo le frazioni più grossolane per muovere le quali non è stata raggiunta la relativa capacità di trasporto.

La composizione del letto può così variare nello spazio e nel tempo. Per modellare questo GSTARS usa la procedura proposta da Bennett e Nordin (1977). Nel metodo di Bennett e Nordin il letto è diviso in strati concettuali. Lo strato superiore, che contiene il materiale disponibile per il trasporto è chiamato strato attivo; sotto lo strato attivo si trova lo strato inattivo, che rappresenta lo strato usato da “deposito”. Sotto questi due strati vi è uno strato indisturbato con la composizione iniziale di sedimento. Lo strato attivo rappresenta il più importante concetto della procedura; esso contiene tutti i sedimenti che sono disponibili al trasporto in ciascuno step di tempo. Lo spessore dello strato attivo è proporzionale alla media geometrica della classe dimensionale più grande che contenga almeno l'1 % del materiale. L'erosione di una particolare classe di materiale del letto è limitata dall'ammontare del sedimento della classe presente all'interno dello strato attivo (Figura 38).

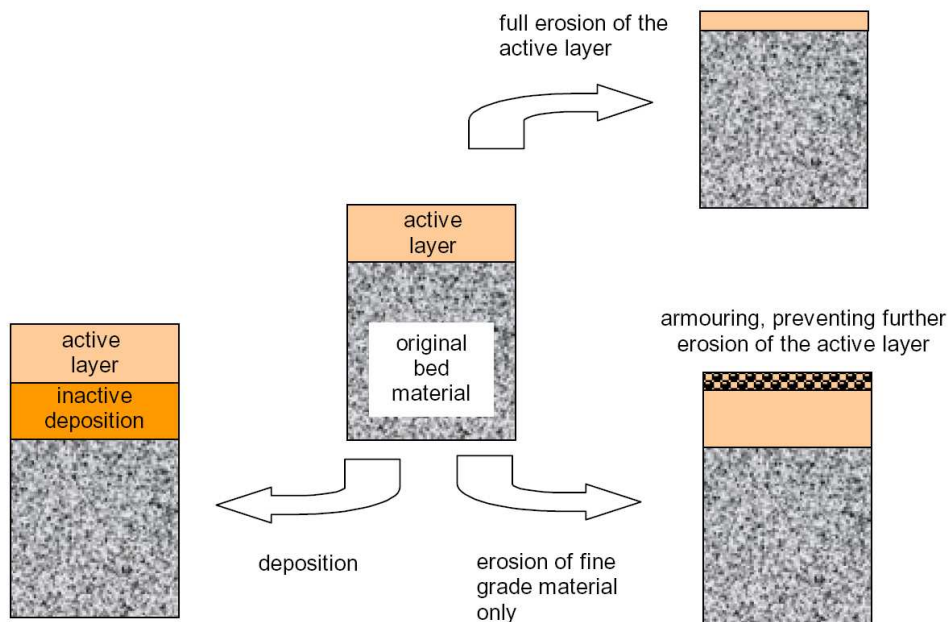


Figura 38: Schematizzazione del processo di assortimento e corazzamento in GSTARS.

La posizione dei confini dei tubi di flusso varia con il variare delle condizioni di flusso e della geometria della sezione. Le procedure descritte sopra sono eseguite separatamente all'interno

di ciascun tubo di flusso. La composizione del materiale del letto è memorizzata alla fine di ogni step di calcolo in ogni sezione. All'inizio del successivo step, dopo che sono state calcolate le nuove posizioni dei tubi di flusso, questi valori sono utilizzati per calcolare lo spessore dei nuovi strati e la composizione del materiale all'interno di ciascun tubo di flusso.

3.4.2.3 Minimizzazione dello Stream Power

GSTARS può calcolare non solo le variazioni verticali del letto ma anche le modificazioni della larghezza dello stesso. La teoria di base che determina gli aggiustamenti in senso verticale o laterale è basata teoria del rapporto di minimizzazione dell'energia dissipata (Yang e Song, 1986) e della teoria di minimizzazione dello stream power (Chang, 1979).

La teoria di minimizzazione dell'energia dissipata afferma che, quando un sistema chiuso e dissipativo raggiunge lo stato di equilibrio dinamico, il suo rapporto di energia dissipata raggiunge il suo valore minimo. Il valore minimo dipende dalle condizioni al contorno applicate al sistema. Se il sistema non è in una condizione di equilibrio dinamico, il rapporto di energia dissipata non è al valore minimo, ma il sistema tenderà ad aggiustarsi in maniera da ridurre il rapporto dell'energia dissipata ad un valore minimo e riconquistare l'equilibrio. Un corso d'acqua naturale a causa delle condizioni variabili del regime idrico e delle condizioni del sedimento è raramente in una condizione di equilibrio ma tenderà ad aggiustare la sua geometria, pendenza, rugosità al fine di minimizzare il rapporto dell'energia dissipata in funzione della portata e del trasporto solido proveniente da monte.

GSTARS usa lo stream power totale Φ_T , esso è definito dalla formula:

$$\Phi_T = \int \gamma \cdot Q \cdot S \cdot dx \quad (3.20)$$

dove:

γ = peso unitario dell'acqua;

Q = portata liquida;

S = pendenza.

La direzione della variazione del letto è definita dalla minimizzazione di Φ_T nelle differenti sezioni. Questo processo è ripetuto per ciascuno step di calcolo. Se la variazione di larghezza del canale determina una diminuzione del valore di stream power rispetto ad un abbassamento o innalzamento del letto, allora la modificazione del canale avverrà nella direzione laterale altrimenti la variazione avverrà nella direzione verticale (Figura 39).

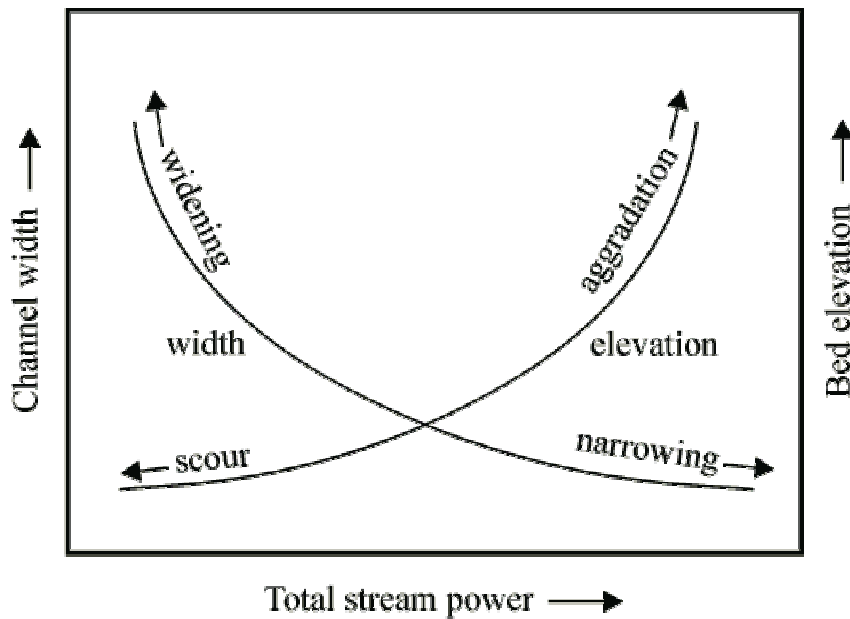


Figura 39: Variazione dello stream power totale in funzione delle modifiche d'alveo.

3.5 Modelli bidimensionali

I modelli bidimensionali hanno maggiori possibilità di utilizzo rispetto ai modelli 1D perché utilizzano un reticolo strutturato per definire la topografia, questi modelli consentono di simulare i moti di flusso trasversali. È così che dai primi anni 90 la ricerca in campo idraulico si è concentrata su di essi (Papanicolau et al., 2008; Langendoen, 2001; Lane et al., 1999). Questi modelli sono vantaggiosi poiché sono capaci di simulare complesse situazioni di flusso come canali meandriformi dove è presente un significativo flusso trasversale. Sfortunatamente la maggior complessità dei modelli richiede un maggior numero di dati di input rispetto ai modelli monodimensionali ma consentono però di fornire una soluzione esplicita del campo di flusso e una descrizione più accurata dell'idrodinamica (Waddle et al., 2000; Papanicolau et al., 2008; Langendoen, 2001).

Se le variazioni del flusso e la quantità dei sedimenti sono sufficientemente piccole, le loro variazioni su piano orizzontale o nella direzione trasversale possono essere approssimate integrando le equazioni di Navier-Stokes sulla profondità media in regime di moto non stazionario. La turbolenza è presa in considerazione attraverso il coefficiente di viscosità turbolenta (eddy viscosity). Il reticolo di calcolo è definito da nodi e da confini interni ed esterni.

Le equazioni dinamiche e di continuità integrate sulla profondità sono riportate nelle equazioni che seguono (Khan et al., 2000; Khan & Koshino, 2000; Zhang, 2006; Jia e Wang, 2001; Khan, 2003; Langendoen, 2001).

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = 0 \quad (3.21)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial x} = \frac{1}{\rho h} \frac{\partial h \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \frac{\partial h \tau_{xy}}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho h} + f_{cor} v \quad (3.22)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial n}{\partial y} = \frac{1}{\rho h} \frac{\partial h \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \frac{\partial h \tau_{yy}}{\partial x} - \frac{\tau_{by}}{\rho h} + f_{cor} u \quad (3.23)$$

dove:

h = profondità del flusso

u = componente longitudinale della velocità

v = componente trasversale della velocità

t = tempo

g = accelerazione di gravità

n = quota della superficie libera

ρ = densità dell'acqua

τ_{xx} τ_{yy} τ_{xy} e τ_{yx} = sforzi tangenziali di Reynolds mediati sulla profondità

τ_{by} e τ_{bx} = sforzi tangenziali di fondo

f_{cor} = parametro di Coriolis

In maniera simile ai modelli non stazionari le condizioni al contorno vanno poste sia a monte che a valle dell'asta modellata attraverso il reticolo bidimensionale.

Comunemente, per una modellazione a flusso stazionario, viene assegnata una portata entrante nella sezione di monte e una altezza idrometrica a valle; nel caso di flusso non stazionario a monte viene posto un idrogramma, mentre a valle una scala delle portate.

Gran parte delle applicazioni in canali aperti viene risolta con le equazioni alle acque basse perché l'effetto dei moti verticali è trascurabile.

Gran parte dei modelli risolvono poi le equazioni di continuità, di conservazione della quantità di moto e le equazioni di Navier-Stokes attraverso soluzioni alle differenze finite, agli elementi finiti o ai volumi finiti (Papanicolau et al., 2008).

Similarmente ai modelli monodimensionali i modelli bidimensionali trovano limitazione nel mediare la velocità rispetto al tirante (Lane et al., 1999; Langemdoen, 2001; Wu, 2001; Zhang, 2006).

Un modello 2D calcola lo sforzo di trazione come funzione della velocità mediata rispetto al tirante e quindi impedisce una accurata rappresentazione del fenomeno in presenza di variazioni verticali della velocità.

Vari sono i modelli bidimensionali attualmente a disposizione, nel seguito è riportata una tabella non esaustiva (Tabella 2).

In definitiva i modelli 2D sono limitati dalla precisione della topografia, dalla capacità di calcolo del sistema e dal fatto che la velocità è mediata sulla verticale. Così dove il flusso è essenzialmente monodimensionale sia i modelli 2D che i modelli 1D riproducono una accurata ricostruzione dell'andamento dei sedimenti e delle variabili idrauliche in senso longitudinale sull'intera asta. Qualora l'obiettivo sia quello di definire come mutano le variabili idrauliche e sedimentologiche spazialmente in presenza di significativi flussi laterali solo i modelli bidimensionali o tridimensionali possono rappresentare adeguatamente il fenomeno (Waddle et al, 2000).

Modello	Flow	Trasporto di fondo	Trasporto in sospensione	Miscela di sedimento	Sedimenti coesivi	Scambio dei sedimenti	Eseguibile	Source code
SERATRA: Sediment and Radionuclide Transport; Onishi and Wise (1982)	Unsteady	Si	Si	No	Si	Advection-diffusion	C	C/LD
SUTRENCH- 2D: Suspended sediment transport in TRENCHes; van Rijn and Tan (1985)	Quasi steady	Si	Si	No	No	Advection-diffusion	C	LD
TABS-2; Thomas and McAnnally (1985)	Unsteady	Si	Si	No	Si	Entrainment and deposition	C	C
MOBED2: Mobile BED; Spasojevic and Holly (1990a)	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C	C
ADCIRC: Advanced CIRCulation; Luetlich et al. (1992)	Unsteady	Si	Si	No	Si	Advection-diffusion	C/LD	C/LD
MIKE 21: Danish acronym of the word microcomputer; Danish Hydraulic Institute (1993)	Unsteady	Si	Si	No	Si	Entrainment and deposition	C	P
UNIBEST- TC: UNIform Beach Sediment Transport - Transport Cross-shore; Bosboom et al. (1997)	Quasi steady	Si	Si	No	No	Entrainment and deposition	C	LD
USTARS: Unsteady Sediment Transport models for Alluvial Rivers Simulations; Lee et al. (1997)	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	PD/C	P
FAST2D: Flow Analysis Simulation Tool; Minh Duc et al. (1998)	Unsteady	Si	Si	No	No	Entrainment and deposition	LD	P
FLUVIAL 12; Chang (1998)	Unsteady	Si	Si	Si	No	Entrainment and deposition	C	P
Delft 2D; Walstra et al. (1998)	Unsteady	Si	Si	No	Si	Advection-diffusion	C	LD
CCHE2D: The National Center for Computational Hydroscience and Engineering; Jia and Wang (1999)	Unsteady	Si	Si	Si	No	Advection-diffusion	PD/C	LD

Note: V=Version; C=copyright; LD=limited distribution; P=proprietary; PD=public domain; and F=FORTRAN.

Tabella 2: Caratteristiche dei principali modelli bidimensionali.

3.5.1 Il modello CCHE2D

Fra i modelli bidimensionali particolarmente interessante risulta il modello CCHE2D; sviluppato dal National Center for Computational Hydroscience and Engineering, esso tiene in considerazione gli effetti dei flussi elicoidali nelle curve variando la direzione degli sforzi tangenziali di fondo (Duan et al., 2001; Langendoen, 2001).

Una simulazione eseguita con CCHE2D richiede la disposizione di una mesh strutturata, il fissare delle condizioni iniziali idrauliche e sedimentologiche nella sezione di monte e di valle (Zhang, 2006; Jia & Wang, 2001a; Jia & Wu, 2007; Khan, 2003). La procedura per eseguire una simulazione numerica comporta quindi le seguenti fasi: generazione della mesh, specificare le condizioni al contorno, assegnare i parametri sedimentologici ed idraulici, esecuzione e infine visualizzazione dei risultati.

Il CCHE2D è basato sulle equazioni di Navier-Stokes integrate sulla profondità media in regime di moto non stazionario. Il modello tiene conto degli sforzi turbolenti mediante le approssimazioni di Boussinesq e del trasporto di sedimento non coesivo e coesivo in sospensione e al fondo partendo dalla condizione di non-equilibrio.

Le equazioni del modello sono risolte con un metodo che utilizza sia gli elementi che i volumi finiti, chiamato metodo dell'elemento efficiente.

Per il calcolo del coefficiente di viscosità turbolenta (eddy viscosity), il modello mette a disposizione tre diversi metodi. Il primo lega ad una distribuzione parabolica il valore della viscosità turbolenta; il secondo usa la formulazione mixing layer multistrato e il terzo il modello k-epsilon. Il modello utilizzato di default è quello parabolico, tutti i modelli sono descritti in dettaglio da Zhang (2006).

Un valore di portata (nel caso di flusso stazionario) o un idrogramma (nel caso di flusso non stazionario) è richiesto come condizione nella sezione di monte (Khan & Koshino, 2000; Zhang, 2006). Una delle seguenti quattro condizioni può invece essere applicata a valle: valore noto dell'altezza idrica, una funzione che lega l'altezza idrometrica al tempo (stage hydrograph), una funzione che lega un valore di altezza alla portata (rating curve) e infine la condizione di open boundary che, basandosi sulla teoria dell'onda cinematica, diventa molto utile quando non si conoscono le altezze idriche a valle.

La rugosità può essere definita assegnando un coefficiente di scabrezza di Manning, o un'altezza media di rugosità o con una formula di scabrezza (Zhang, 2006). Le formule di scabrezza che incluse nel modello sono quelle di Wu e Wang (1999) e di Van Rijn (1986). Le

formule richiedono come parametri i diametri caratteristici D_{16} , D_{50} , D_{90} e un coefficiente di calibrazione; il valore di default del coefficiente di calibrazione è 1.

Per realizzare una simulazione a fondo mobile possono pertanto essere scelti diversi metodi per calcolare la scabrezza. Si può introdurre nel file della geometria un coefficiente di scabrezza di Manning o un'altezza media di rugosità, ovvero la scabrezza può essere calcolata in base ai diametri caratteristici D_{90} o D_{50} . Infine si possono utilizzare le formule di Van Rijn (1986) e quella di Wu & Wang (1999). Il primo è sviluppato per altezze di scabrezza in alveo (Δ), tali che:

$$\frac{\Delta}{h} = 0.11 \left(\frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T}) (25 - T) \quad (3.24)$$

dove h è la profondità, T è un numero adimensionale che rappresenta il surplus dello sforzo tangenziale di fondo rispetto al valore critico, d_{50} ed d_{90} sono i diametri caratteristici del materiale dell'alveo.

T viene calcolato attraverso la formula:

$$T = \left(\frac{U_*'}{U_{*cr}} \right)^2 - 1 \quad (3.25)$$

dove U_*' è la velocità attrito riferita al grano, U_{*cr} è la velocità di attrito critica per l'inizio del moto del sedimento data dal diagramma di Shields;

$$U_{*cr} = U_g^{0.5} / [18 \cdot \log(4h/d_{90})] \quad (3.26)$$

Il secondo approccio (Wu & Wang, 1999) determina il coefficiente di scabrezza di Manning:

$$n = \frac{d^{\frac{1}{6}}}{A} \quad (3.27)$$

dove d [m] è il diametro del materiale dell'alveo e A è il parametro di scabrezza empirico relativo alla gradazione, forma e distribuzione del materiale dell'alveo, alle forme di fondo ed alle condizioni del moto. Per un alveo piano con materiale d'alveo non-uniforme si considera, il diametro pari d_{50} ed A pari a 20.

3.5.1.1 La mesh di calcolo

Il modello CCHE2D risolve una serie di equazioni differenziali non lineari alle derivate parziali in un dominio fisico che è discretizzato e rappresentato da una mesh di calcolo strutturata (Jia & Wang, 2001a; Khan & Koshino, 2000; Zhang & Jia, 2007). Questo schema richiede un sistema a maglia quadrangolare in cui i nodi sono gli elementi centrali; le variabili sono calcolate in corrispondenza dei nodi cosicché vi sono otto nodi che costituiscono il vicinato (Figura 40), la soluzione utilizza funzioni di interpolazione quadratica per approssimare le variabili e le loro derivate e progredisce elemento per elemento. Zhang e Jia

(2007) affermano che, nonostante il metodo numerico utilizzato, la corretta soluzione delle equazioni differenziali non lineari alle derivate parziali dipende in larga misura dalla qualità della griglia di calcolo.

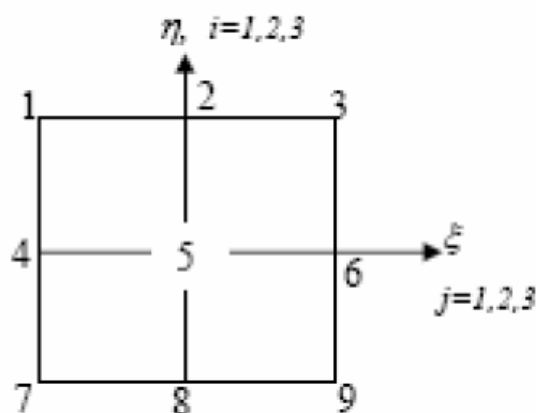


Figura 40: Elemento di calcolo (Jia & Wang, 2001a).

Essi descrivono anche le caratteristiche che deve avere una griglia di alta qualità: deve contenere una risoluzione sufficiente nelle zone di interesse, deve raccordare in maniera dolce aree a differente densità e deve interessare una porzione d'alveo sufficientemente lunga in modo che le sezioni di monte e di valle siano adeguatamente distanti dalle zone di interesse.

3.5.1.2 Il trasporto solido nel modello CCHE2D

Il modello CCHE2D può simulare il trasporto di sedimento con distribuzione granulometrica non – uniforme secondo tre approcci adattandosi alla situazione reale di un corso d'acqua (Wu, 2001).

Il primo approccio simula il solo trasporto di fondo, il secondo simula il trasporto in sospensione, il terzo tratta il trasporto di fondo e in sospensione separatamente. Una volta scelto il tipo di approccio bisognerà selezionare l'appropriata formula di capacità di trasporto; il modello CCHE2D permette l'utilizzo di quattro diverse formule per i sedimenti non coesivi, tutte le formule proposte tengono conto del nascondimento. Le equazioni del modello sono quelle di Wu. et al. (2001), di Ackers e White, di Engelund e Hansen modificata, e il modulo SEDTRA (Garbrecht et al., 1995) che comprende le equazioni di Yang, Laursen, e Meyer-Peter e Müller. Precisamente il modulo di Laursen è utilizzato per classi di sedimenti con diametro compreso tra 0.01 to 0.25 mm, quello di Yang per sedimenti di diametro compreso tra 0.25 to 2.0 mm ed infine il modulo di Meyer-Peter e Müller per classi comprese tra 2.0 e 50.0 mm.

4 INDAGINI DI CAMPO

Le indagini di campo hanno preso in considerazione l'alveo e il bacino del torrente Resia, sito nella Regione Friuli Venezia Giulia in Provincia di Udine e affluente sinistro del Fiume Fella presso Resiutta.

Le indagini di campo hanno visto l'esecuzione di diverse attività alcune delle quali hanno interessato l'intera asta mentre altre si sono concentrate nel tratto terminale (ultimi 4-5 km) prima cioè della confluenza nel fiume Fella.

I rilievi delle caratteristiche morfologiche dei tratti e delle sezioni del torrente si sono infatti sviluppati sull'intera asta, anche i rilievi sedimentologici hanno interessato quasi tutta l'asta ad eccezione dei tratti in forra e colluviali, i rilievi topografici e le simulazioni idrauliche sono stati invece eseguiti fra le località di Tigo e Povici ossia nel tratto terminale.

4.1 Descrizione generale del torrente

Il torrente trae origine dall'unione di diversi rii che scendono dal crinale di confine italo-sloveno compreso tra il Monte Canin (2573 metri) a nord e il Monte Guarda (1720 metri) a sud. Solca la Valle di Resia, dove sorgono le varie frazioni che formano l'omonimo Comune. Tra i suoi affluenti i Rii Laschi, Mlicina, Berenice, Malicen, Patoc, Barman, Nero, Resartico e Serai.

Il solco vallivo entro cui si snoda il percorso del torrente Resia segue una direzione ESE-ONO (Figura 44), la valle ha un'estensione di 23 km ed è compresa fra quota 310 circa slm, in prossimità dell'imbocco con la piana del Fella, e 1100 m slm, al piede dei rilievi lungo lo spartiacque.

I centri abitati, Resiutta, Prato, S Giorgio, Oseacco, Gniva, Zamlin e Stolvizza si concentrano nel tratto medio e di fondovalle, mentre Coritis occupa il settore più montano. Il bacino alla sezione di chiusura ha un'estensione di 107 km².

Lungo il torrente Resia tratti in roccia o a rapida con elevata pendenza e capacità di trasporto (Figura 42) si alternano a zone assai sviluppate a bassa pendenza. In queste ultime, corrispondenti ad ampie piane alluvionali di origine glaciale, l'accumulo del materiale proveniente da monte tende a superare la capacità di trasporto e di erosione del letto (Figura 41).



Figura 41: Estesi corpi sedimentari mediani e laterali fra Poclanaz e case Oblase (sez 53).



Figura 42: Alveo incassato entro ripide pareti rocciose, a sud di Ladina.

L'alternanza tra ampie zone a ridotta pendenza e tratti in roccia a gradiente più sostenuto è l'elemento fisiografico peculiare del torrente, risultato dell'assetto morfologico della valle e dell'azione pregressa dei ghiacciai quaternari.

Il modello digitale delle elevazioni (DEM) del bacino ha consentito di ricavare un primo profilo longitudinale del corso d'acqua; sono state, quindi, calcolate le pendenze parziali dell'asse della valle (Figura 43).

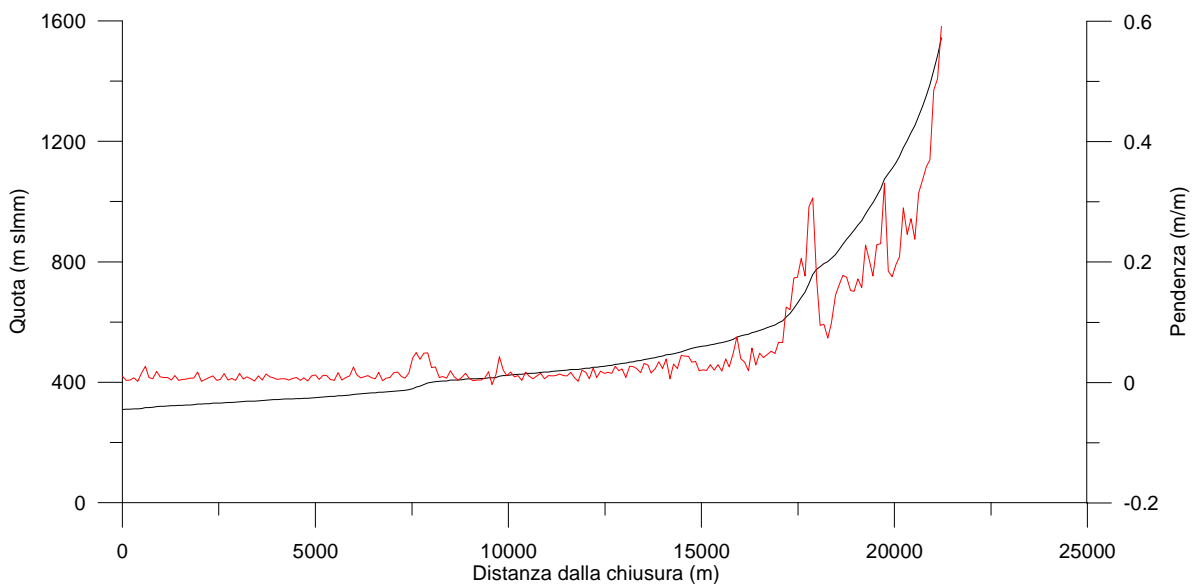


Figura 43: Profilo longitudinale e variazione delle pendenze lungo il torrente Resia.

Il torrente Resia è contraddistinto da un'elevata disponibilità di sedimenti in alveo, spesso mobilizzati in concomitanza di piene di una certa entità; tali eventi possono, in particolare

nelle ampie zone a bassa pendenza, creare fenomeni di sovralluvionamento a causa della limitata capacità di trasporto che caratterizza tali tratti.

Il grado di confinamento possiede un ruolo essenziale nella morfologia del torrente. Nelle zone a bassa pendenza con ampie piane alluvionali, il corso d'acqua può adattare liberamente la sua forma trasversale e l'andamento planimetrico in funzione della portata e dell'apporto di sedimenti.

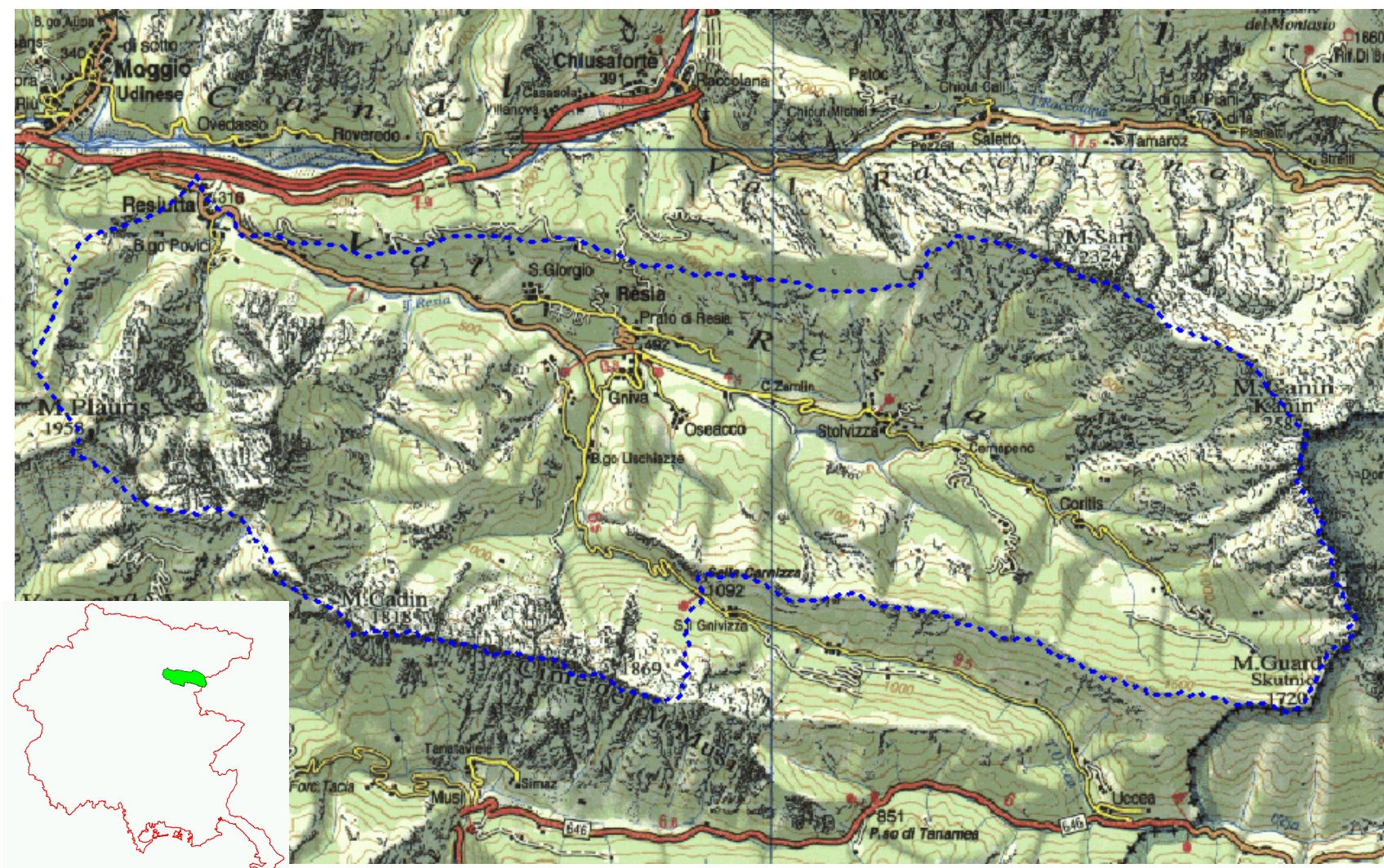


Figura 44: Corografia della Val Resia.

Mano a mano che i versanti si avvicinano al fondovalle, determinando un maggior confinamento laterale, l'interazione tra questi ed il corso d'acqua è più importante, non solo dal punto di vista della costrizione laterale, ma anche e soprattutto in ragione dell'apporto di materiale grossolano proveniente da crolli di versante. Questo aspetto è evidente nel tratto compreso fra il Ponte in corrispondenza del bivio per Gniva e la confluenza del torrente Barman, dove numerosi sono i depositi di materiale lapideo.

Gli affluenti rappresentano un'ulteriore fonte di perturbazione per il torrente. Nei rii Barman, Resartico, Nero, Serai, durante gli eventi meteorici straordinari, sono abbastanza frequenti i fenomeni di colate detritiche e/o di intenso trasporto solido di fondo (Figura 45).



Figura 45: Tratto confinato, a moderato gradiente, con riffle e step pool.(sez 124).

Gli assetti morfologici che dominano nel torrente Resia variano in funzione della pendenza



Figura 46: Tratto di letto piano a valle di Braida.

dell'asse vallivo e del confinamento della valle. I lunghi tratti corrispondenti alle pianie alluvionali (Figura 46) manifestano prevalentemente una tendenza alla deposizione dei sedimenti; trattasi di lunghi tratti definibili come deposizionali, nei quali il materiale viene accumulato e rimaneggiato durante le piene ordinarie e di magnitudine superiore. Questi tratti,

ricchi di depositi in forma di barre d'accumulo, fanno assimilare il torrente ai corsi d'acqua ghiaiosi di fondo valle o pedemontani (gravel bed rivers), piuttosto che ad un torrente tipicamente montano.

Laddove la valle si fa più confinata e la pendenza aumenta, si rilevano morfologie tipiche dei torrenti montani ad elevata pendenza (morfologie a rapida, Figura 42), cui si accompagnano generalmente dimensioni granulometriche del materiale superficiale superiori rispetto ai tratti

di bassa pendenza. Sono presenti anche tratti in roccia madre (bedrock), condizionati sia lateralmente che longitudinalmente dalla morfologia della valle.

Gli assetti morfologici del torrente Resia risultano, in definitiva, riassumibili in poche tipologie morfologiche. Queste rispondono prevalentemente all'andamento della pendenza dell'asse vallivo e del grado di confinamento della valle, nonché all'affioramento o meno del substrato roccioso. Si può affermare che la morfologia del corso d'acqua dipende molto dai condizionamenti esercitati dalla morfometria della valle, risultato dell'azione combinata della tettonica e dei ghiacciai quaternari.

4.2 Inquadramento geologico e litologico

La valle, nel suo caratteristico profilo morfologico ad U, pur nella differente escavazione dei due versanti, mostra con netta evidenza l'impronta del ghiacciaio negli estesi depositi che ammantano buona parte del tratto inciso lungo il corso principale, ma anche sul tributario che forma la val Lischiazze.

L'asimmetria dei due versanti si deve alla diversa natura litologica dei depositi: dolomie in un unico ammasso omogeneo in sponda destra, dolomie soprastanti ai termini più erodibili, sulla sponda opposta.

Nel settore vallivo inferiore il complesso detritico sciolto del postglaciale va ad aggiungersi alla copertura quaternaria più antica, con i consistenti apporti dei numerosi collettori laterali che disegnano estese conoidi nella zona d'immissione.

Le facies affioranti si possono raggruppare nei termini che coprono periodi compresi fra il Carnico e il Norico. Il Carnico inferiore e medio è rappresentato da varie alternanze di materiale disposto in strati più o meno sottili marnosi grigiastri, associato a calcari marnosi grigi, a dolomie cariate e ad arenarie quarzose verdi azzurrognole o, a tratti, rossastre, e di marne grigio scure o argilloscisti, spesso sostituiti da banchi di gesso saccaroide. Il complesso sfuma negli ammassi calcarei dolomitici stratificati del Carnico superiore, in successione con i banchi norici di dolomia saccaroide da bianca a grigiastra, a scura, quest'ultima con interclusioni bituminose, in passato oggetto di sfruttamento minerario. Il complesso dolomitico raggiunge uno spessore notevole, valutato intorno agli 800-1000 m (Figura 47).

Le formazioni marnoso arenacee del Carnico, distribuite in strati di marna generalmente sottili, a volte lamellari, con intercalazioni bituminose, alternati a calcari marnosi generalmente fratturati, sono facilmente erodibili, specie su versanti esposti, dove producono abbondante sfaticcio soggetto a trasporto ed accumulo a valle.

La loro scarsa permeabilità ostacola la percolazione dell'acqua proveniente dagli orizzonti dolomitici superiori e produce localmente diffusi fenomeni di emergenza della falda. Gli

ammassi di dolomia sono meno aggredibili e danno luogo a versanti generalmente più stabili, ma in corrispondenza di disturbi tettonici si presentano più intensamente fratturati e soggetti a sfasciame, con conseguente incremento del loro grado di permeabilità per fessurazione. Ai fini del presente studio, molto importante è la presenza di una estesa copertura quaternaria, che ammantava il settore medio basso dei due versanti ed il fondovalle.

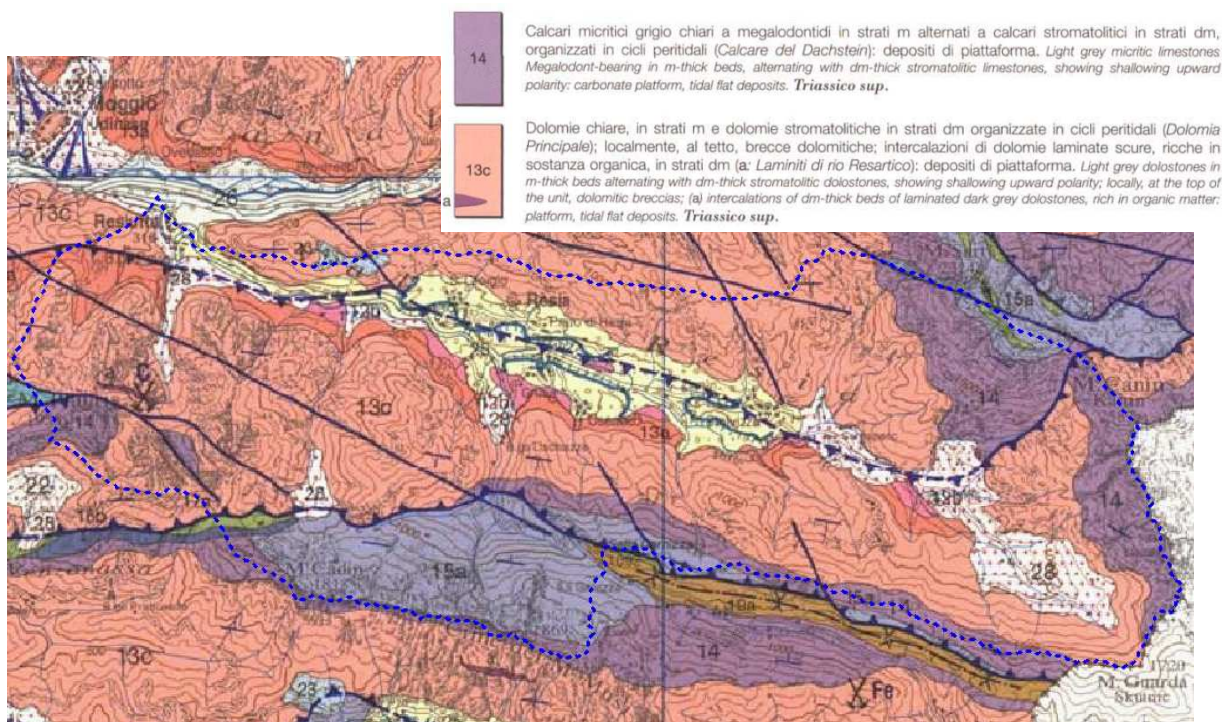


Figura 47: Geologia della zona (tratta da G. B. Carulli, carta Geologica della Regione FVG, scala 1:150.000).

Le alluvioni più antiche, limo argillose, rappresentano le tracce di uno specchio lacustre prodotto dall'ostruzione del solco vallivo principale ad opera del ghiacciaio stadiale insediato nella valle del Barman, dove si attesta una serie di archi morenici ancora ben conservati (Figura 48). Residui dell'antico fronte glaciale, proteso per un breve tratto lungo il torrente Resia, appaiono gli enormi massi erratici calcareo dolomitici, disseminati sui versanti e in alveo, in località Gost, Gniva e S. Giorgio.

Allo stato attuale il deposito argilloso forma l'orizzonte impermeabile superficiale che dà luogo ad emergenze in alcune zone limitate della valle e, in particolare in sponda destra a Zamlin.

Le argille, il cui spessore è valutabile nell'intorno di 3-5 m, sono grigio chiare o giallastre, ben cementate e conferiscono una buona stabilità ai versanti di sponda sui quali poggia parte del piccolo abitato. Entrambi i versanti sono occupati, nel settore medio e basso fino alle pendici del Canin, da materiale morenico prodotto dall'ultima glaciazione, quasi sempre

ricoperto da sfasciume detritico sciolto che, localmente, innesca estesi fenomeni di instabilizzazione, soprattutto al piede e in corrispondenza dei collettori laterali.

Alla confluenza della val Lischiazze con la val di Resia affiora, invece, il più esteso dei depositi interglaciali costituenti i resti di una antica piana alluvionale risalente al Mindel-Riss. È formato da materiale ghiaioso e sabbioso fortemente cementato, ma in stato di avanzato disfacimento per intensa fessurazione.

Le alluvioni attuali sono le più frequenti ed estese e costituiscono i terrazzi di fondovalle e l'alveo. I componenti granulometrici variano da sabbie a ghiaie e ciottoli quasi sempre associati a massi, in percentuale progressivamente maggiore verso monte. I ciottoli, arrotondati o a spigoli vivi, derivano in prevalenza dalla degradazione delle rocce calcaree dolomitiche carniche e sono spesso immersi in abbondante matrice sabbiosa o più raramente limo-argillosa.

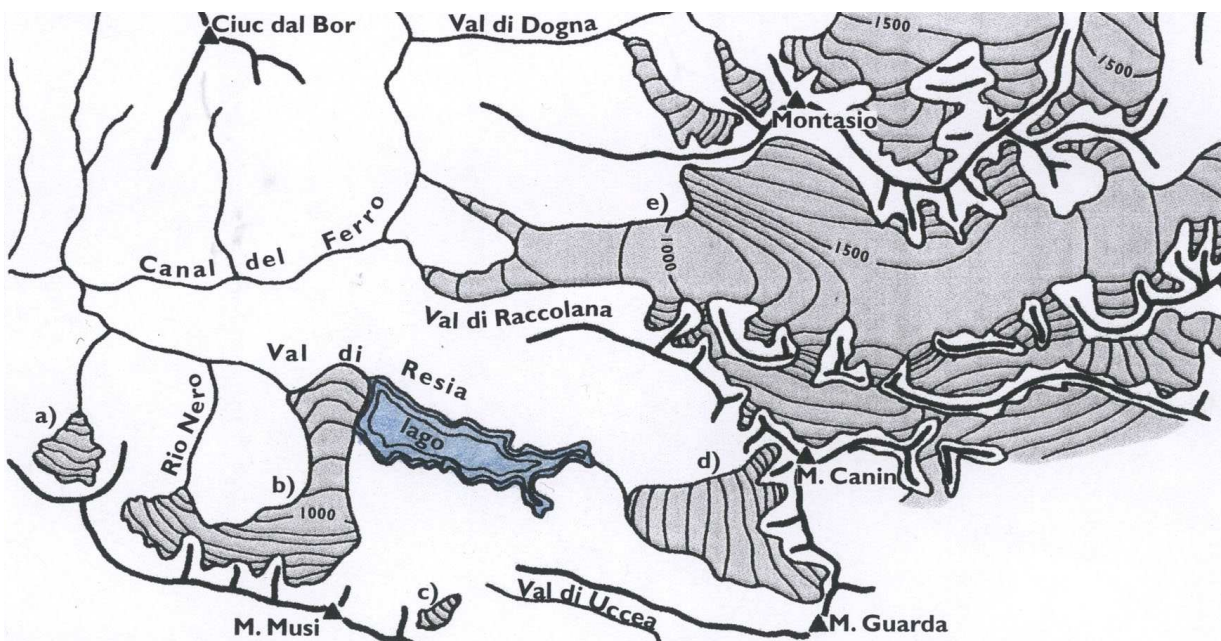


Figura 48: Schema rappresentante il complesso dei ghiacciai in una fase tardiva dell'ultima glaciazione (da A. Desio, 1927).

Dal punto di vista strutturale, la valle è impostata su una grossa linea di dislocazione ad andamento est-ovest, con piano di scivolamento inclinato verso sud, originata dall'azione compressiva della zolla africana sulla continentale europea. L'impatto ha prodotto faglie e piani di scorrimento di alcune centinaia di metri, permettendo il contatto di formazioni diverse per età e natura litologica. In direzione parallela alla linea primaria si sono poi delineate numerose faglie minori prevalentemente orientate in senso NW-SE, lungo le catene dolomitiche sulle quali hanno prodotto

una intensa fratturazione. Sulla traccia disegnata dalle linee di disturbo tettonico, l'innescò di fenomeni erosivi ha quindi messo in atto le dinamiche di formazione del reticolo idrografico e giocato un ruolo essenziale sull'attuale conformazione morfologica della valle stessa.

I processi di assestamento, ancora in atto, connotano tuttora l'instabilità tettonica di tutta la fascia prealpina e quindi il suo alto grado di sismicità.

4.3 Le caratteristiche idrologiche

Per determinare il regime annuale delle portate sono state eseguite numerose analisi di tipo idrologico.

Lo studio idrologico ha avuto come obiettivo principale la determinazione dei valori di portata del torrente per diversi tempi di ritorno in corrispondenza della sezione di chiusura posta a valle del tratto oggetto di simulazione numerica ma rappresentativa del regime delle portate dello stesso, sono state analizzate poi le curve di piena dei più significativi eventi registrati nell'ultimo triennio.

Il primo obiettivo è stato raggiunto attraverso l'applicazione del metodo afflussi-deflussi elaborando dati pluviometrici provenienti dalle stazioni di monitoraggio già di proprietà del Magistrato alle acque, le quali sono presenti in buon numero nell'ambito del bacino.

Dapprima è stato necessario effettuare l'esame dell'uso del suolo, della piovosità ed eseguire l'analisi ipsometrica per ricavare informazioni utili per l'applicazione del metodo afflussi-deflussi.

4.3.1 Uso del suolo

I dati utilizzati si riferiscono ad un precedente studio (Zini e Peressi, 1996) il quale aveva portato a determinare l'influenza percentuale delle diverse tipologie di uso del suolo.

I risultati sono sintetizzati in tabella:

TIPO DI COPERTURA	AREA %	COEFF. DI DEFLUSSO
Aree antropizzate	0,92	0,5
Aree adibite a pascolo ed a incolti produttivi	22,54	0,35
Aree a copertura detritica	3,08	0,2
Aree a roccia affiorante	9,35	0,45
Aree a bosco	64,11	0,4
Totale	100	0,39

Tabella 3: Tabella riassuntiva del valore del coefficiente di deflusso e della distribuzione della copertura vegetale.

Dall'analisi si ricava un coefficiente di deflusso medio del bacino pari a 0,39.

4.3.2 Piovosità

I caratteri del clima costituiscono uno dei parametri più importanti nella determinazione del comportamento morfogenetico ed idrogeologico di un bacino montano.

In particolare il valore delle precipitazioni medie mensili, stagionali ed annuali è necessario per il calcolo del regime pluviometrico del territorio in esame, per una migliore comprensione ed interpretazione del meccanismo di formazione dei deflussi nelle reti idrauliche e per l'applicazione di metodologie che ne permettano la previsione o la predeterminazione in assenza di rilievi diretti di portata (idrografi).

Nella vallata le precipitazioni medie mensili sono maggiori nei mesi di maggio e ottobre mentre le minori si hanno nel mese di febbraio. L'intensità della precipitazione è però più alta in novembre con valori medi di 32,95 mm/g.p.

L'altezza media delle precipitazioni annuali è 2455 mm con 115 giorni piovosi l'anno, pari ad un'intensità media di 21,4 mm/g.p..

Da quanto detto si può quindi riconoscere nel bacino del torrente Resia il tipico regime pluviometrico di tipo montano alpino (Tonini, 1966).

L'intensità delle precipitazioni diminuisce con l'aumentare della loro durata: le piogge brevi sono cioè più intense di quelle lunghe e l'altezza totale di precipitazione cresce meno che proporzionalmente alla durata.

Sono state calcolate le linee segnalatrici di possibilità pluviometrica (LSPP) regolarizzando le altezze di pioggia massime annuali per ciascuna durata con l'utilizzo della legge probabilistica di Gumbel. Le LSPP sono state elaborate costruendo le curve per diversi tempi di ritorno nella forma:

$$h = a \cdot t^n$$

dove h [mm] rappresenta l'altezza di pioggia per durata t [ore] dell'evento, mentre a ed n sono parametri rappresentativi della stazione. I valori di a ed n sono stati ricavati per tutte le stazioni analizzate, per i tempi di ritorno di 1.5, 50, 100 e 200 anni.

PLUVIOMETRO	a	n	Tr
STOLVIZZA	29.78	0.503	1.5
	118.26	0.415	50
	133.78	0.411	100
	149.24	0.408	200
OSEACCO	34.70	0.547	1.5
	80.13	0.567	50
	88.07	0.568	100
	95.99	0.569	200
RESIA	33.52	0.531	1.5
	81.33	0.510	50
	89.67	0.508	100
	97.98	0.507	200
MUSI	39.54	0.460	1.5
	95.11	0.420	50
	104.81	0.417	100
	114.48	0.415	200
UCCEA	31.72	0.563	1.5
	90.17	0.533	50
	100.38	0.531	100
	110.56	0.530	200
VENZONE	34.08	0.425	1.5
	90.81	0.369	50
	100.72	0.365	100
	110.60	0.362	200
MOGGIO UDINESE	27.55	0.458	1.5
	69.78	0.453	50
	77.16	0.453	100
	84.51	0.453	200

Tabella 4: I parametri delle LSPP delle stazioni afferenti al bacino del torrente Resia.

4.3.3 Analisi ipsometrica

L'analisi ipsometrica (Strahler, 1965) mette a confronto, nell'ambito di un bacino idrografico, le aree di sezioni planimetriche successive con le relative altitudini rispetto alla quota di chiusura.

I valori delle aree e dei dislivelli, espressi come % dell'area e del dislivello totale del bacino, riportati rispettivamente in ascissa ed ordinata di un diagramma cartesiano, danno origine a delle curve dagli andamenti caratteristici, dette curve ipsometriche.

La forma di tali curve e l'area percentuale della porzione di diagramma sotto le curve stesse (integrale ipsometrico), sono indici importanti delle condizioni di equilibrio morfologico.

La curva del torrente Resia presenta una forma convessa verso il basso, con valori bassi dell'integrale ipsometrico (0,31) a significare condizioni di equilibrio ed una fase matura di evoluzione (Figura 49).

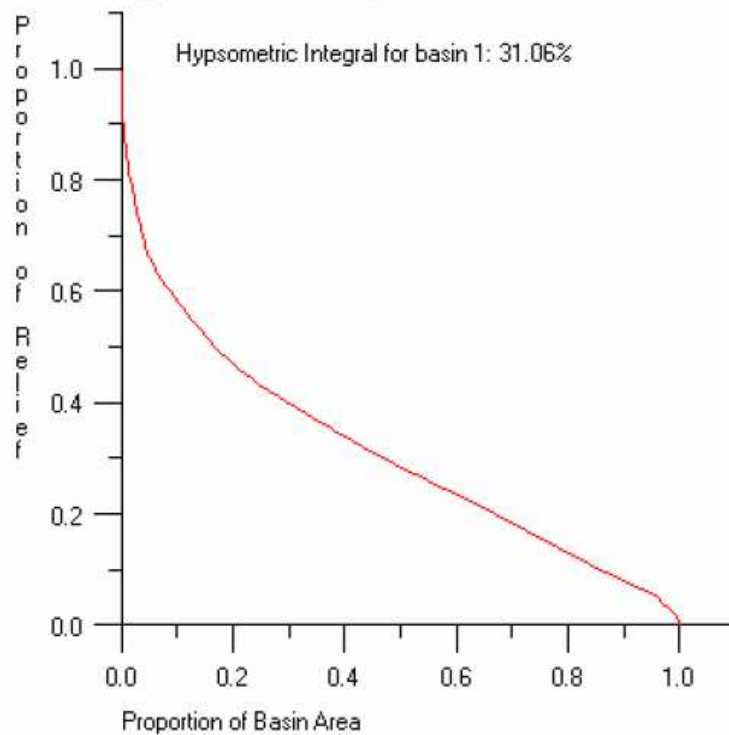


Figura 49: Curva ipsografica.

Il fondo della Val Resia è infatti depresso, quasi tutto ormai sotto la quota dei 500 metri dall'altezza di Stolvizza in poi (addirittura solo 315 metri alla fine della valle a Resiutta).

L'analisi ipsometrica permette poi di ricavare il valore della quota media utile per determinare i valori di portata attraverso la formula del "metodo razionale".

L'elaborazione dei dati è stata eseguita con il programma TAS (Terrain Analysis System) dell'Università di Manchester elaborando il modello digitale del terreno ricavato dalla carta tecnica regionale numerica (CTRn) alla scala 1:25.000 secondo una griglia regolare del passo di 20 metri (Figura 50, Figura 51).

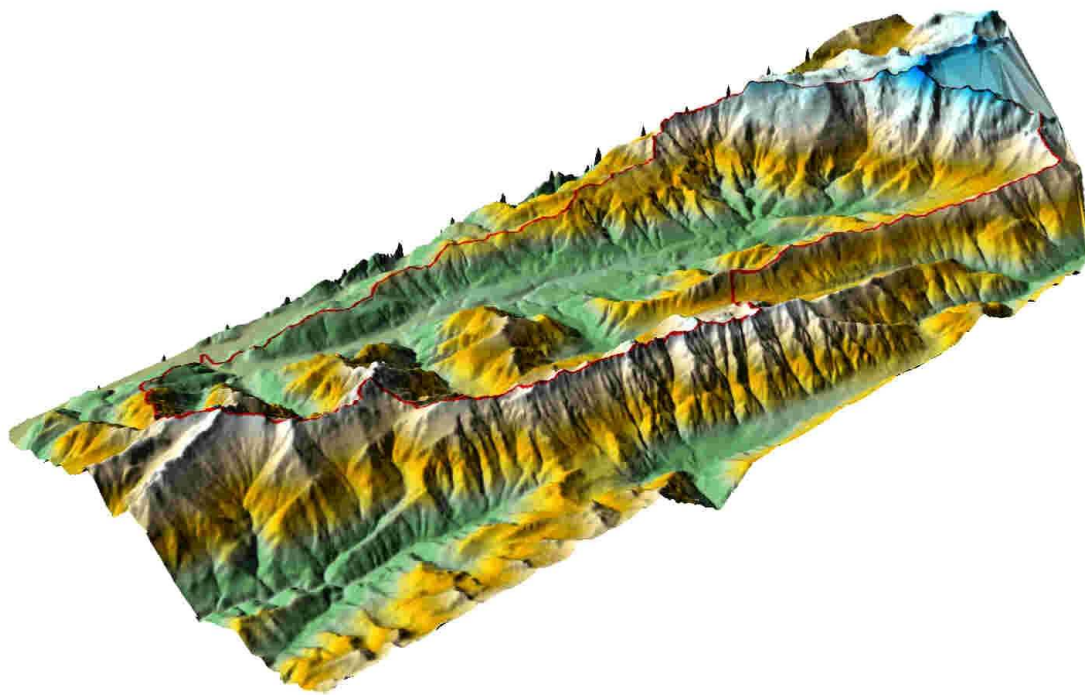


Figura 50: Rappresentazione 3D del bacino del torrente Resia.

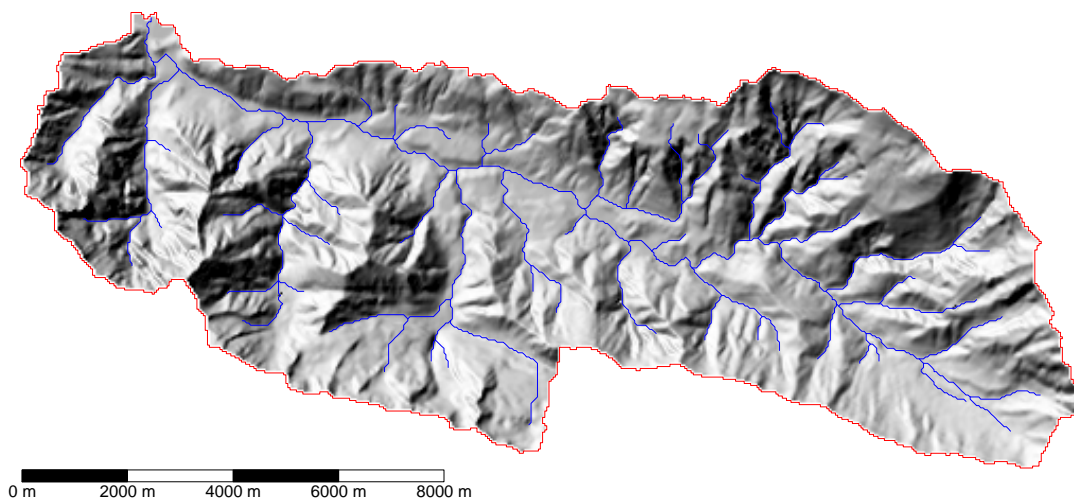


Figura 51: Bacino e reticolo idrografico principale.

L'elaborazione ha permesso inoltre di ricavare alcuni parametri geomorfici caratteristici del bacino i cui valori sono riportati nella Tabella 5.

DATI DI BASE	
Area totale del bacino (km ²)	107.36
Quota massima (m.s.l.m.m.)	2587
Quota minima (m.s.l.m.m.)	307
Quota media (m.s.l.m.m.)	1001
Lunghezza bacino (m)	19338
Perimetro bacino (m)	68700
Pendenza media bacino (°)	32
Altezza max asta princ. (m.)	1498
Lunghezza massima (m)	23192
Lunghezza dell'asta principale (m)	22411
Lunghezza totale delle aste (km)	107.5
Numero aste del I° ordine	53
Numero totale delle aste	71
Ordine del bacino	4

DATI DERIVATI	
Larghezza bacino (m)	5551
Pendenza media asta princ. (%)	5.31
Rilievo del bacino (m)	2280
Rilievo relativo (m/m)	0.033
Fattore di forma	0.29
Rapporto di circolarità	0.28
Rapporto di elongazione	0.60
Coefficiente di uniformità	1.87
Indice di compattezza	1.86
Numero di Melton	0.22
Rapporto di sinuosità	1.16
Densità di drenaggio	1.00
Ruggedness number	2283
Rapporto di pendenza	0.085
Frequenza di drenaggio	0.66
Densità di drenaggio relativa	0.66
Coefficiente di torrenzialità	0.49

Tabella 5: Parametri geomorfici del bacino del torrente Resia.

4.4 Calcolo delle portate

Il calcolo delle portate attese per diversi tempi di ritorno è stato eseguito con la formula del “metodo razionale”.

Il valore di pioggia critica è stato calcolato sulla base delle curve di possibilità pluviometrica. Per individuare la porzione di bacino pertinente a ciascuna stazione pluviometrica è stato utilizzato il metodo dei topoieti o di Thiessen, il valore di pioggia critica è stato quindi introdotto nella formula in funzione dell’incidenza percentuale sul bacino o sulla porzione del bacino considerata.

A tal fine è stata utilizzato il programma Idrisi utilizzando le coordinate delle stazioni pluviometriche dell’ex Ufficio Idrografico i quanto contenenti le serie statistiche utilizzate nel calcolo della portata (Figura 52).

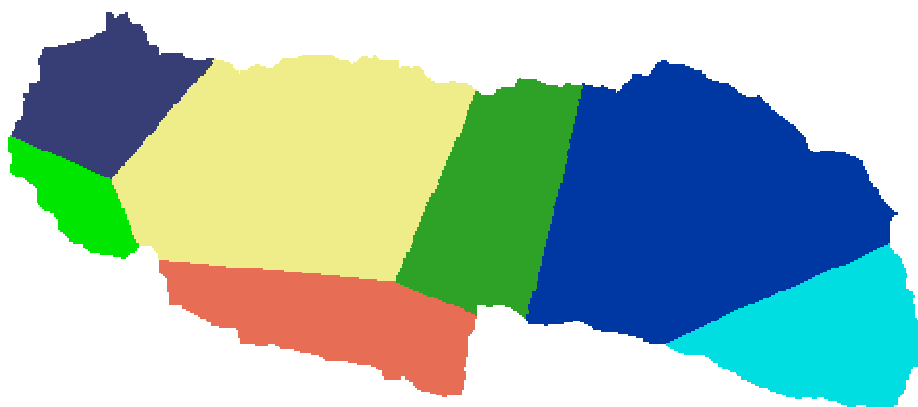


Figura 52: Suddivisione del bacino in aree di pertinenza con il metodo di Thiessen.

Dall’elaborazione emerge che le percentuali di pertinenza dei diversi pluviometri rispetto all’intero bacino alla sezione di chiusura sono così ripartite.

PLUVIOMETRO	Incidenza %	
STOLVIZZA	29.4	Dark Blue
OSEACCO	11.9	Green
RESIA	26.6	Yellow
MUSI	10.3	Red
UCCEA	10.6	Cyan
VENZONE	3.3	Light Blue
MOGGIO UDINESE	7.9	Light Blue
	100	

Si è quindi proceduto al calcolo del tempo di corrivazione e al calcolo della portata con la nota formula di Giandotti (1973):

$$tc = \frac{4 \cdot \sqrt{A} + 1.5 \cdot L}{0.8 \cdot \sqrt{h}}$$

$$Q_{\max} = \frac{C \cdot Pt \cdot A}{3.6 \cdot tc}$$

dove:

L = lunghezza massima dell'asta principale prolungata fino allo spartiacque (23192 m);

A = superficie totale del bacino in km² (107.36 km²);

h = dislivello fra l'altitudine media del bacino e la quota di chiusura (1001-307 m);

C = coefficiente di deflusso 0.4;

Pt = mm di pioggia critica;

tc = tempo di corrivazione.

Nel nostro caso la quota media è stata ricavata dalla curva ipsografica.

I valori dei mm di pioggia critica sono stati ricavati per le diverse stazioni pluviometriche dalle curve di possibilità per tempi di ritorno di 1.5 – 50 – 100 – 200 anni e quindi rapportati alla percentuale di influenza dei diversi pluviometri rispetto l'area totale.

Si ricava che il bacino, alla sezione di chiusura ha tempo di corrivazione pari a 3.62 ore e portate pari a:

Tempo di ritorno (anni)	1.5	50	100	200
Q (m ³ /s)	211.3	587.8	653.1	718.0

La portata con tempo di ritorno pari a 1.5 anni fornisce indicazioni di massima circa il valore della portata formativa dell'asta.

4.5 Elaborazione dei dati idrometrici

Fondamentale è comunque la presenza di una stazione idrometrica automatica in località Ponte Povici poco a monte la sezione di chiusura del bacino e a valle del tratto oggetto delle simulazioni numeriche. L'idrometro fa parte della rete di monitoraggio della Regione Friuli Venezia Giulia (Figura 53), i dati a disposizione partono dall'anno 2001 e, pertanto, non sono utilizzabili per derivare le curve di portata attraverso analisi statistiche.



Figura 53: La stazione idrometrica di Ponte Povici.

Le altezze idrometriche registrate vanno correlate a valori di portata. Non essendoci misure dirette è stato necessario modellare attraverso il programma HEC-RAS il manufatto su cui è posto l'idrometro per ricavare la scala di portata (Figura 54).

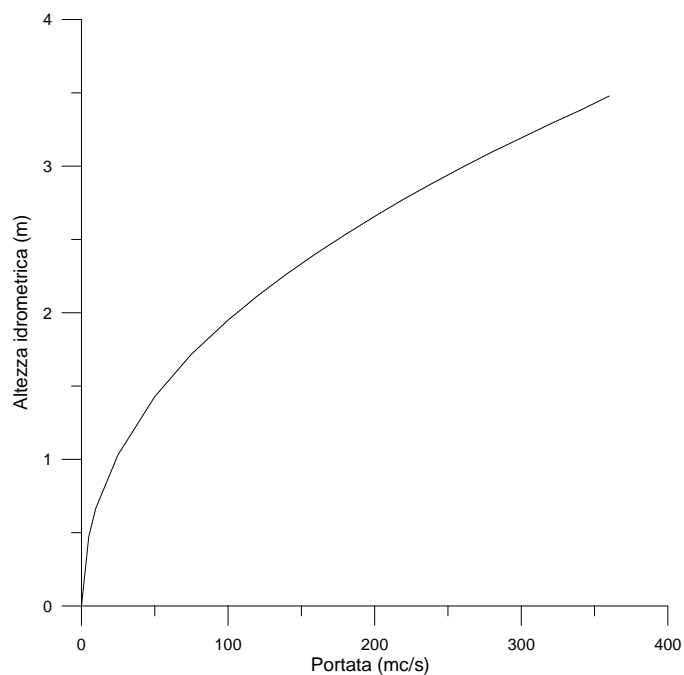


Figura 54: Scala delle portate in località Ponte Povici.

Per eseguire le simulazioni numeriche si è preso come anno di riferimento significativo il 2002 che ha visto il susseguirsi di una serie di eventi di tipo non catastrofico ma capaci di incidere sull'assetto della morfologia d'alveo (Figura 55).

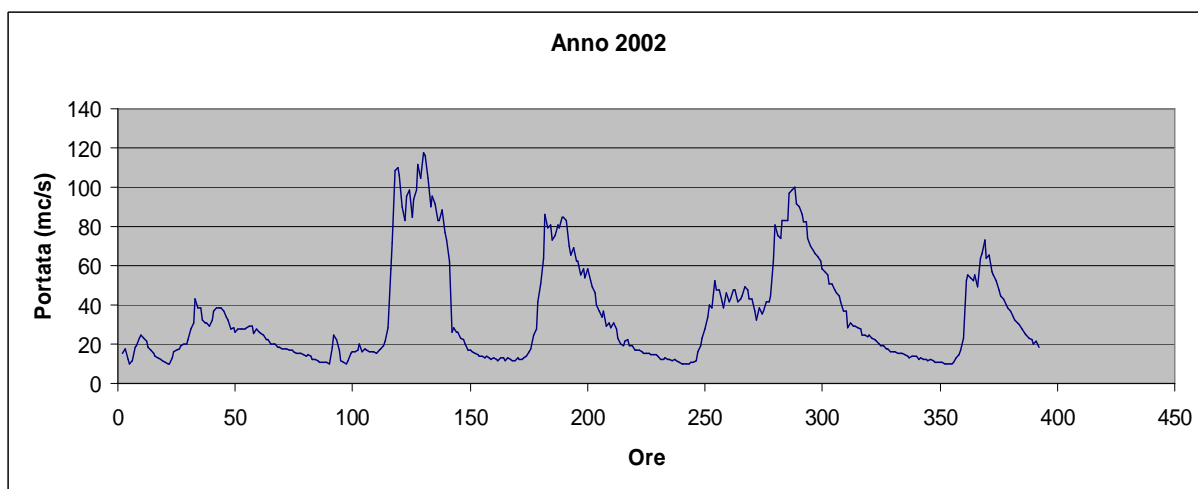


Figura 55: Idrogramma per l'anno 2002 utilizzato nelle simulazioni.

Sebbene sia intuitivo che la morfologia dell'alveo è modellata dalla corrente, è chiaro che le portate molto basse non sono in grado di effettuare un trasporto solido significativo. Il trasporto solido, infatti, è un fenomeno discontinuo, legato alle piene. Tuttavia le piene eccezionali, pur effettuando un trasporto solido veramente ingente, sono così rare da non influire significativamente sulla morfologia abituale dell'alveo. La portata che influisce maggiormente su quest'ultima (detta perciò portata formativa o dominante) corrisponde in genere alla portata della piena con tempo di ritorno di 1-2 anni: una portata di per sé capace di veicolare un trasporto solido modesto, ma così frequente da effettuare cumulativamente, nel lungo periodo, il maggior trasporto solido (Figura 24). Ad essa corrisponde il livello ad alveo pieno (bankfull stage), cioè quel livello che riempie completamente l'alveo fino alla quota della piana inondabile (floodplain).

La portata formativa nel nostro caso è pari a circa $200 \text{ m}^3/\text{s}$.

L'idrogramma che si è utilizzato è stato depurato dei valori di portata inferiori ad $1/10$ del valore della portata formativa al fine di non incidere sui tempi di calcolo.

4.6 Descrizione e interpretazione morfologica quantitativa dei tratti fluviali

I dati raccolti consentono in prima analisi di individuare tratti specifici per caratteristiche morfologiche e sedimentologiche distinte in unità o in sequenze e identificano i condizionamenti che intervengono sul tracciato planoaltimetrico del canale. La correlazione e la sintesi dei vari parametri, proposti e descritti in un ambito di continuità, offrono nel

contempo anche una visione d'insieme dell'idrosistema, della sua strutturazione, permettendo una qualche affidabile previsione sulla dinamica evolutiva, se sia o no controllata dalla capacità di trasporto solido o dagli apporti da monte.

Questa chiave di lettura, infatti, partendo dal rilievo delle più frequenti morfologie d'alveo: le rapide, i riffle-step e gli step-pool in alternativa ai tratti deposizionali, a barre e a riffle pool, segnala se prevale il corazzamento del letto, e quindi la stabilità, rispetto all'apporto solido maturato dai processi erosivi a monte, di versante e di sponda.

Il confinamento verticale, come si è già detto, si ottiene dal rapporto tra la larghezza dell'area di esondazione e la larghezza del pelo libero, corrispondente al valore della portata a piene rive.

Il rapporto larghezza/profondità, infine, si deduce sempre dal valore della larghezza a piene rive e dall'altezza media ricavata mediante il rapporto fra l'area della sezione bagnata, con T_r di 1,5 anni, e la larghezza massima della stessa sezione (Top Wide).

La raccolta globale dei parametri morfologici significativi consente, nell'insieme, di suddividere il corso per tratti omogenei rispetto alla pendenza, al rapporto di confinamento e al rapporto larghezza/profondità.

Si rileva così un primo tratto, a partire dai piedi delle testate fino alla sez 173, a quota 578,99 slmm, in cui la pendenza ha un graduale decremento dal 50% al 4%, su alveo decisamente ristretto (10 m) ed altezza media d'acqua variabile da 15 a circa 40 cm. Il tratto è unicursale e la granulometria dominante in alveo è formata da roccia o massi (boulders).

All'interno di questa unità si isolano microzone con valori elevati del rapporto larghezza/profondità cui, a volte, corrisponde anche un rapporto di confinamento superiore a 1,4.

In ogni caso la dinamica morfologica del tratto, date le condizioni al contorno e le pendenze in genere elevate, è molto limitata, mentre alto è il trasporto solido totale.

A quello appena descritto, segue un altro tratto relativamente omogeneo, con gradiente moderato, compreso entro valori del 2-3%, fino alla sezione 150.

Il rapporto di confinamento, si mantiene piuttosto basso e il rapporto larghezza / profondità molto variabile, con valori sempre di molto superiori a 12, per lo scarso tirante d'acqua rispetto alla larghezza a piene rive del canale (20-25 m). La presenza di massi in alveo è ancora determinante. Nel tratto successivo, dalla sezione 150 alla 128, sempre unicursale, con bankfull largo 25-35 m, si assiste ad un calo generale delle pendenze, attestate su valori tipici dei corsi pedemontani, ma con brusche cadute ad intervalli regolari, mentre il rapporto di confinamento, così come il rapporto di larghezza su profondità, si mantengono elevati. Ai

massi si sostituisce gradatamente la frazione ciottolosa, ma l'alimentazione dei sedimenti rimane consistente.

Dalla sez 128 alla 1, alla quota di confluenza, fatta eccezione per un breve segmento, il canale diventa per ampi tratti pluricursale, dove l'alveo si amplia sensibilmente rispetto alle sezioni medie poste immediatamente a monte. La larghezza del bankfull raggiunge i 110 m, nella sez.106, m 130 nella sez 66, m120, nella sez 56, m 160 nella sez 46, m 250, nella sez 44, m185, nella sez 42, m 150, nelle sez 39 e 40, m 120, nella sez 22, m215, nella sez 10. In questi stessi tratti l'alveo manifesta una certa caoticità nella strutturazione dei rami intrecciati, per possibili interferenze con i vari immissari. Le pendenze, da un massimo del 3%, si riducono progressivamente fino a valori prossimi allo 0, a monte della confluenza con il Fella. Le condizioni di alta energia, favorite da abbondanti apporti sedimentari, da elevato trasporto al fondo e da erosione delle sponde, produce alvei poco incavati, separati da barre longitudinali ed isole.

Dalla sez 84 alla 79 il canale assume una configurazione del tutto particolare, per la massiccia presenza in alveo degli erratici interglaciali, che ostruiscono buona parte della sezione d'alveo e incidono soprattutto sul gradiente.

In definitiva, quello che emerge con evidenza dall'analisi è che i diversi tratti del canale risultano sufficientemente in linea con le tipologie di sistemi fluviali proposte da Rosgen, anche se i parametri non sempre sono inquadrabili negli schemi prefissati. Nel tracciato più montano sussiste una effettiva concordanza con i parametri riferiti al gradiente e al rapporto di confinamento oltre che una certa coerenza dimensionale del materiale d'alveo.

I risultati del tracciato intermedio e di buona parte di quello inferiore, mentre rispondono in linea generale ai gradienti specifici per queste tipologie, risentono manifestamente dell'erosione glaciale che ha determinato la caratteristica sezione ad U della valle. In questo caso il grado di confinamento del flusso non varia più in funzione dell'entità delle piene. Nel tratto più a valle il corso evidentemente risente di troppe variabili esterne legate soprattutto alle immissioni laterali, che, scompaginando la configurazione morfologica del collettore principale, ne condizionano in modo determinante anche i parametri.

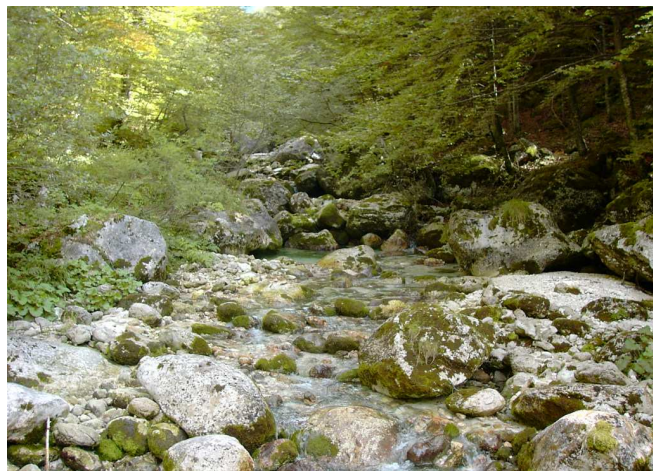


Figura 56: Sequenza di step sui rami di testa (sez 196).

4.6.1 Riffle, step, riffle pool, step pool

I rilievi delle sezioni più monte, a nord est di Coritis, mostrano lunghi tratti di un canale molto ristretto e occupato da una sequenza quasi ininterrotta di step, con dislivello variabile dai 100 ai 150 cm, su alveo pressoché asciutto (sezioni da 205 a 188). La tipologia corrisponde alle categorie A1 ed A2, tipiche di torrente ad elevata pendenza, confinato ed inciso nella valle, dotato di elevata energia e capacità di trasporto solido. Poco a valle dello stesso abitato, una brusca caduta di gradiente muta la configurazione morfologica del canale sul quale si instaurano brevi tratti a riffle pool alternati a riffle step pool, con dislivello approssimativo di

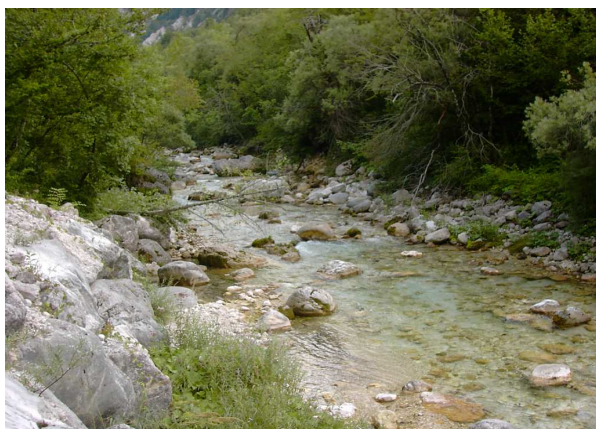


Figura 57: Tratto a riffle (sez 170).

1 m circa nei segmenti con pendenza più sostenuta (sez da 170 a 167).

Il tracciato successivo corre ora strettamente incassato entro ripide pareti rocciose, ora su sezioni che si ampliano in corrispondenza di piccoli slarghi della vallecchia. Anche qui l'alveo è occupato da riffle e step pool, sempre in sequenze ad intervalli di 20 - 30 m e dislivelli di poco superiori al metro (sezioni dalla 148 alla 147). Nel tratto

immediatamente a valle, la successione di riffle-step è irregolare, con cadenza di 25 m e piccolo dislivello (25-30 cm), a monte del ponte di Stolvizza, e di 80 -120 m, con dislivello più marcato (130 cm), a sud.

La situazione rimane pressoché inalterata fino alla sezione 123, con un insieme continuato ed ordinato di riffle pool, dopodiché la valle si apre e inizia un lungo tratto piano limitato da versanti detritici o rocciosi sui quali spesso si innescano le azioni erosive del canale, che si

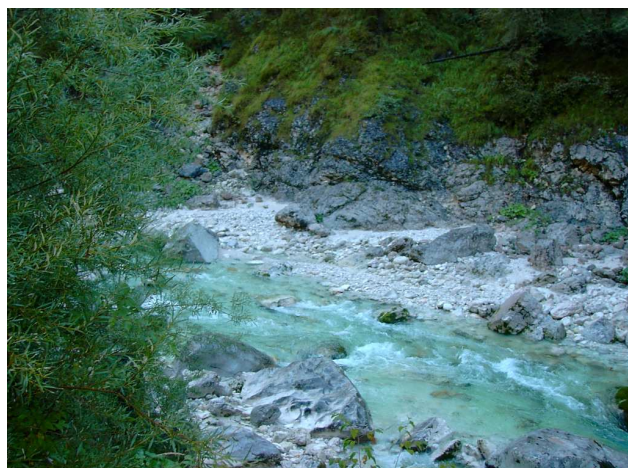


Figura 58: Sequenza di riffle e step pool (sez 147).

sdoppia all'altezza della sezione 120.

Il corso, fino all'altezza della sezione 123, rientra nella categoria B2, a gradiente moderato, confinamento verticale ed elevata stabilità su sponde localmente erodibili.

I riffle pool riappaiono poco a valle, nella sezione 118, dove la morfologia del corso è complicata dall'interferenza dell'immissario laterale in sponda sinistra e

il collettore principale si divide in più rami, uno dei quali corre rasente al versante destro, intaccandone l'esteso affioramento argillitico.

I riffle non abbandonano il corso fino alla sez 114, dove la presenza di grossi massi determina la formazione di pool estese per una quindicina di metri. Segue un lungo tratto piano corrispondente al significativo affioramento di argille lacustri, in sponda destra, all'altezza dell'abitato di Zamlin.



Figura 59: Pool a valle del ponte di Braida (sez 100).



Figura 60: Massi ciclopici in alveo, a monte della ex Centrale idroelettrica (sez. 78).



Figura 61: Opere di difesa spondale a monte del campo sportivo di Resia (sez 92-93).

Di nuovo alternanza di segmenti a riffle e a letto piano si succedono fino a nord del ponte di Braida (sez 107-105) dove il grosso apporto di materiale ad opera del R. Potoch, disegna una situazione morfologica particolarmente disordinata, con suddivisione della corrente in molteplici rami, formazione di riffle, e, in concomitanza di un incremento più sensibile della pendenza, anche di piccole rapide a scivolo.

La tipologia di questo tratto si inquadra nella categoria D3, tipica di sezioni più ampie, con sponde altamente erodibili ed alveo occupato da canali multipli intrecciati divisi da barre prevalentemente longitudinali.

A valle del ponte di Braida gli affioramenti calcarei in sponda destra si protendono all'interno dell'alveo, consentendo la formazione di ampie pool, estese per una quindicina di metri ed profonde all'incirca 1,30 m. Il canale è solcato anche da una sequenza di riffle-pool, con passo di 40 m. (sez 101-100-99), che proseguono per i 100 metri successivi (sez 98). Segue un lungo tratto piano su percorso più aperto entro versanti calcarei, in sponda destra e un

ampio terrazzamento su materiale gessoso ricoperto da coltre vegetazionale, sulla sponda opposta, lungo la quale è collocata una serie di quattro pennelli a gradinate, in calcestruzzo. (da sez 97 a 90). La tipologia fluviale in questo segmento appartiene alla categoria C3, caratteristica di canali a pendenza ridotta e zona di espansione laterale durante le piene.

I 300 metri successivi accolgono un segmento a riffle pool, con cadenza di 60 m (sezioni da 90 a 87), su un sistema bicursale, per la presenza di barre longitudinali allungate in posizione centrale. La tipologia di questo tratto è ascrivibile alla categoria B3. Il canale prosegue su letto piano fino alla sez 83, a valle del ponte di Resia, dove emergono i massi ciclopici che conferiscono all'alveo un aspetto d'insieme particolarmente suggestivo. Le unità tipologiche dominanti sono gli step -pool, isolati dai grossi erratici e distribuiti disordinatamente su tutta la sezione del canale. Le pool più prossime alla sponda, in periodo di magra, sono asciutte e mostrano, a fronte del masso, la caratteristica conca d'erosione ricoperta di materiale sabbioso. La grossolanità del materiale produce step, con dislivelli anche superiori ai 2-3 m. La tipologia fluviale viene fatta corrispondere alla categoria B2.

Il ponte della centrale idroelettrica, poco a monte dell'immissione del Rio Barman, segna l'inizio di un tratto ad alveo più ampio, ascrivibile alla categoria C3, su versanti spondali più aperti, ma con presenza ancora significativa di trovanti e materiale grossolano particolarmente eterogeneo che dà origine a sequenze di riffle pool e riffle-step pool, con cadenza di 30 m, fino alla sez 72.

Fa seguito un breve tratto, per circa 300 m, a letto piano, con formazione di corpi sedimentari su entrambe le sponde e presenza sporadica di qualche trovante. (sez 68). Nei 100 m successivi prende corpo una grossa barra che occupa il settore centrale dell'alveo, dividendolo in due rami attraversati da una sequenza di riffle-pool ad intervallo di 50 m l'uno dall'altro. L'isola si allunga per circa 300 m (sez 66-67, 66, 65, 64) immettendo, a valle, su un breve tratto piano unicursale, prima della passerella di Tigo, dove un affioramento calcareo in alveo, genera uno step, esteso per 30 m lungo tutta la sezione d'alveo, con dislivello di oltre 1,50 m. Poco a valle ancora un breve tratto a riffle (sez 62-63), è seguito da letto piano per circa 3 km. In corrispondenza della sez 32, il versante sinistro franoso e la presenza di barre laterali producono un restringimento dell'alveo segnato da un riffle pool, con gradino di 80 - 100 cm, seguito dal successivo a distanza di oltre 100 m. Queste condizioni morfologiche producono il passaggio dalla categoria D3, del tratto precedente, alla C3.



Figura 62: Dalla passerella di Tigo verso monte. Tratto di step-pool e barra mediana (sez 64-65).



Figura 63: A valle di Coritis, inizio tratto a barra mediana (sez. 171).

Il tracciato seguente è piano, pluricursale, ascrivibile alla categoria D4 fino all'immissione nel Fella, ma la struttura morfologica dell'alveo è molto caotica, approssimandosi all'immissione del Rio Mainuzze e del conoide del Resartico, dove appare un breve segmento corrispondente alla categoria C4. (da sez 19 a sez 15-16).

4.6.2 Barre

Le barre, in questo rilievo, hanno rappresentato una delle unità fisiografiche più importanti, data la loro costante presenza lungo quasi tutti i tratti, in modo più o meno marcato, fatta eccezione per i segmenti più a monte, al piede delle testate. Qui la rete idrografica disegna alvei ristretti e poco incassati, posti principalmente su materiale detritico

glaciale (foto sez188-189), con prevalenza di massi grossolani incastrati e disposti in senso trasversale alla corrente, a formare una successione quasi continua di step. Le barre cominciano a formarsi più a valle, lateralmente al corso della corrente, in senso alterno, aderenti ora all'una, ora all'altra sponda, dove le pendenze sono meno accentuate (sez.170-171-172). I primi tratti significativi appaiono a sud dell'abitato di Coritis, dove il torrente, per un breve tratto, divaga entro una valle relativamente ampia, incisa lateralmente dai due collettori montani più importanti: il rio Slatina, in sponda sinistra e il rio Ronch su quella opposta. I due tributari apportano un discreto quantitativo di materiale solido che si accumula nell'area di immissione, dando luogo a depositi caotici, parzialmente consolidati dalla vegetazione (sez 171). Poco a valle l'alveo si restringe gradatamente, costretto entro pareti rocciose (sez 167) fino all'altezza del ponte in prossimità di Stolvizza.

Il tracciato, per lunghi segmenti rettilineo, ad elevato grado di confinamento, ha una buona capacità di trasporto solido, in concomitanza con pendenze abbastanza accentuate. Scarsi sono gli apporti dai collettori laterali, incisi in roccia, che in area d'immissione depositano deboli conoidi (sez 147-148).

Solo all'altezza del promontorio su cui si adagia l'agglomerato di Ladina, il percorso diventa sinuoso, l'alveo si amplia e un aumento dell'alimentazione solida consente un progressivo incremento dei corpi sedimentari



Figura 64: Tratto bicursale, con piani di deflusso posti a differenti livelli, divisi da una barra mediana (sez. 140).



Figura 65: Barra laterale in corrispondenza della sez 118. Sul versante affioramento argillitico soggetto ad erosione.

in alveo che emergono più pronunciati e oblunghi. A valle del ponte, in corrispondenza della prima ansa, alcuni grossi erratici hanno creato ragguardevoli sbarramenti, dando luogo alla formazione di un'isola mediana, ben consolidata, per l'affermarsi di una salda colonizzazione vegetale arbustiva. La formazione divide l'alveo in due corsi (alveo bicursale) posti a livelli differenti: quello di destra più elevato di oltre un metro e mezzo rispetto all'altro (sez 141-140). È questa una situazione che si

ripeterà ancora a valle, sempre in presenza di sbarramenti analoghi.

L'isola segna l'inizio di un lungo tratto ad anse curvilinee, su un alveo che produce erosione in corrispondenza di materiale ora argillitico, ora detritico, affiorante sulle sponde ed accumula depositi laterali formati da materiale eterogeneo, ma prevalentemente grossolano. A sud di Stolvizza, il



Figura 66: Barra mediana, in corrispondenza degli affioramenti spondali di argilla lacustre a Zamlin (sez 111).

tributario Tasalason, regimato per gran parte del suo percorso, non incide sull'assetto morfologico, per gli scarsi apporti laterali, mentre risulta molto più incisivo il piccolo collettore di sponda sinistra, in località Driniza, che produce un sensibile rimaneggiamento dei sedimenti in alveo e dà forma ad un sistema bicursale (sez 115). In prossimità di Zamlin, dove la piana si espande, le formazioni sedimentarie in alveo si estendono nel senso della corrente e il materiale che le costituisce occupa un ampio intervallo granulometrico, ma con graduale prevalenza della frazione ciottolosa, soprattutto in concomitanza degli affioramenti spondali argillosi interglaciali (sez 112-111).



Figura 67: Isola a fronte dell'immissione del R. Nero (sez 46).

Più a valle, l'immissione del Potoch, in sponda destra, imprime una particolare configurazione caotica all'assetto morfologico del Resia, sull'alveo del quale si distribuisce un complesso di accumuli sedimentari incisi dalla corrente, divisa in diversi rami (sez 105)

Questa situazione precede, a valle del ponte di Braida, un lungo tratto rettilineo, relativamente ampio, con una caratteristica asimmetria spondale, per la presenza di versanti ripidi, impostati su calcare, da una parte, e di

ammassi gessosi quasi spianati, sulla sponda opposta. Qui le formazioni a barre laterali e mediane si susseguono quasi ininterrottamente, in lunghi filoni, in entrambe le sponde (sez 97 e 96).

Il ponte di Prato immette su un percorso tortuoso, tracciato dai grossi massi erratici residui del fronte del ghiacciaio proveniente dalla Val Lischiazze e distribuiti in una lunga successione sull'alveo, entro il quale hanno prodotto una serie di pool più o meno estese (sez 79-78).

Ancora massi isolati di grosse dimensioni od affioramenti rocciosi, a monte di Tigo, determinano la formazione di isole piuttosto estese (la maggiore intorno ai 300 m) e colonizzate da vegetazione arbustiva ed

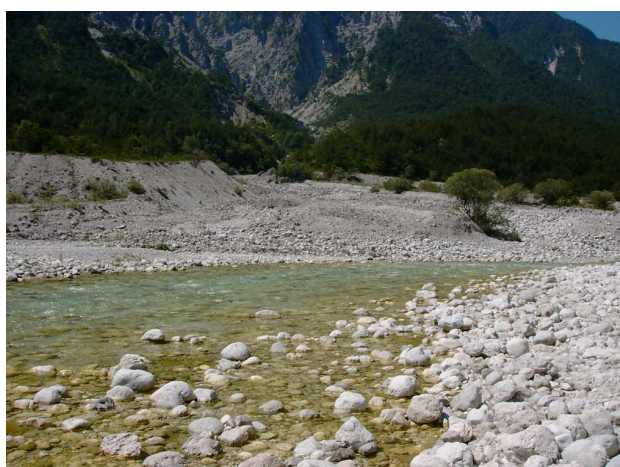


Figura 68: Conoide alla confluenza del R. Mainuzze.

arborea, mentre le barre laterali si alternano su sponde opposte, allungate in fasce sottili prevalentemente ciottolose.(sez 62-63).

A valle del ponte di Tigo inizia il tratto in cui, nel seguito, sono state eseguite le simulazioni numeriche. In tale tratto l'alveo diviene molto più ampio, bicursale, poco confinato, con abbondanza di corpi sedimentari mediani e laterali sempre più estesi, fra Poclanaz, Case Oblase (53-55-49) e giù ancora fino all'immissione del rio Nero, in sponda sinistra.

Qui il tratto deposizionale in corrispondenza del collettore secondario determina una struttura



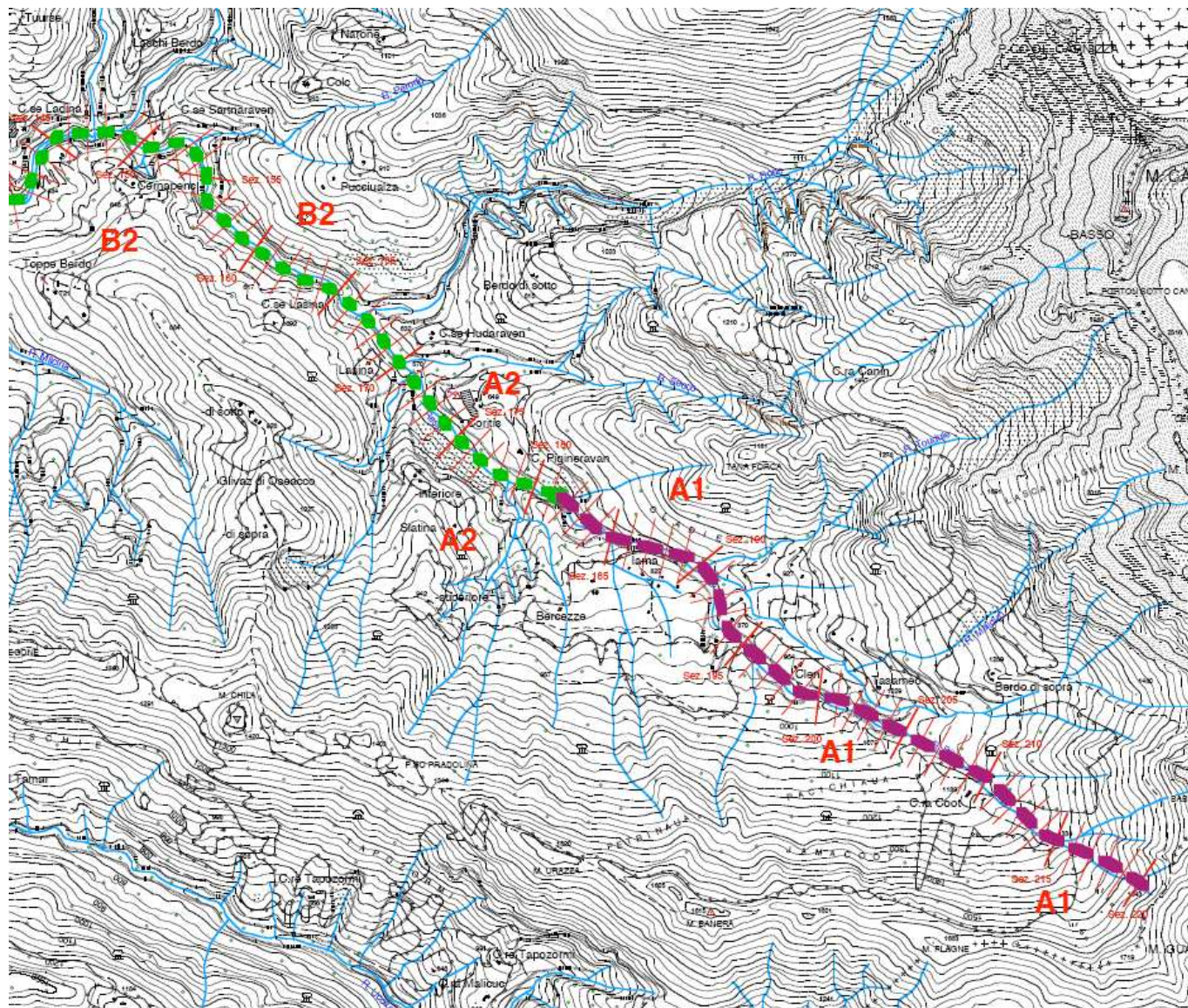
Figura 69: Immissione del R. Serai, a valle del ponte di Povici. (sez 11).

morfologica piuttosto disordinata, con accumuli consistenti di materiale all'imbocco, variamente incisi dalla corrente, un ramo della quale ha solcato, dividendola a metà, l'isola, di fronte all'area d'immissione (sez 46-47-44). Poco discosto, e a valle dal precedente, il rio Mainuzze configura una situazione morfologica del tutto analoga alla precedente, con depositi di conoide ampiamente rimaneggiati (sez 40) e

abbondanza di sedimenti eterogenei in alveo.

Il tratto deposizionale più vistoso appare ancora a valle, prodotto dal Resartico che apporta un grosso quantitativo di materiale solido dal suo bacino e, nel corso delle sue molteplici divagazioni, nel tratto d'immissione, ha inciso con diversi filoni la sua stessa conoide. Il risultato di queste azioni produce sull'alveo del Resia una serie di depositi alloctoni estremamente eterogenei, anche con formazione di estese lingue sabbiose (sez17-18)

L'ultimo tratto prima della confluenza con il Fella descrive due ampie anse su un alveo ulteriormente ampliato e rimaneggiato dalle opere di sistemazione lungo il tracciato di percorrenza e all'imbocco dell'immissario in sponda sinistra, il Serai (sez 7 e12).



CARTA DELLA TIPOLOGIA DEI TRATTI FLUVIALI

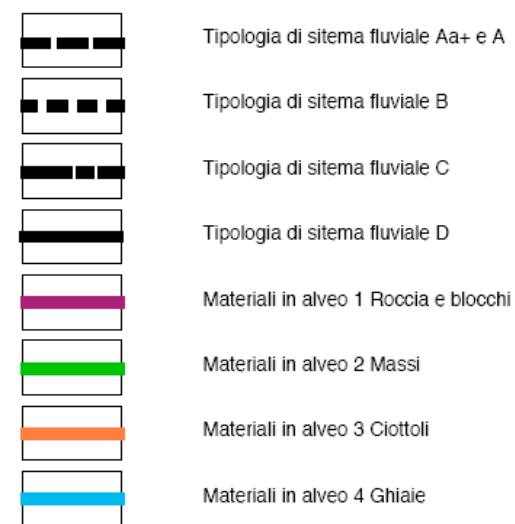


Figura 70: Carta della tipologia dei tratti fluviali settore dalla sorgente alla località di Ladina.

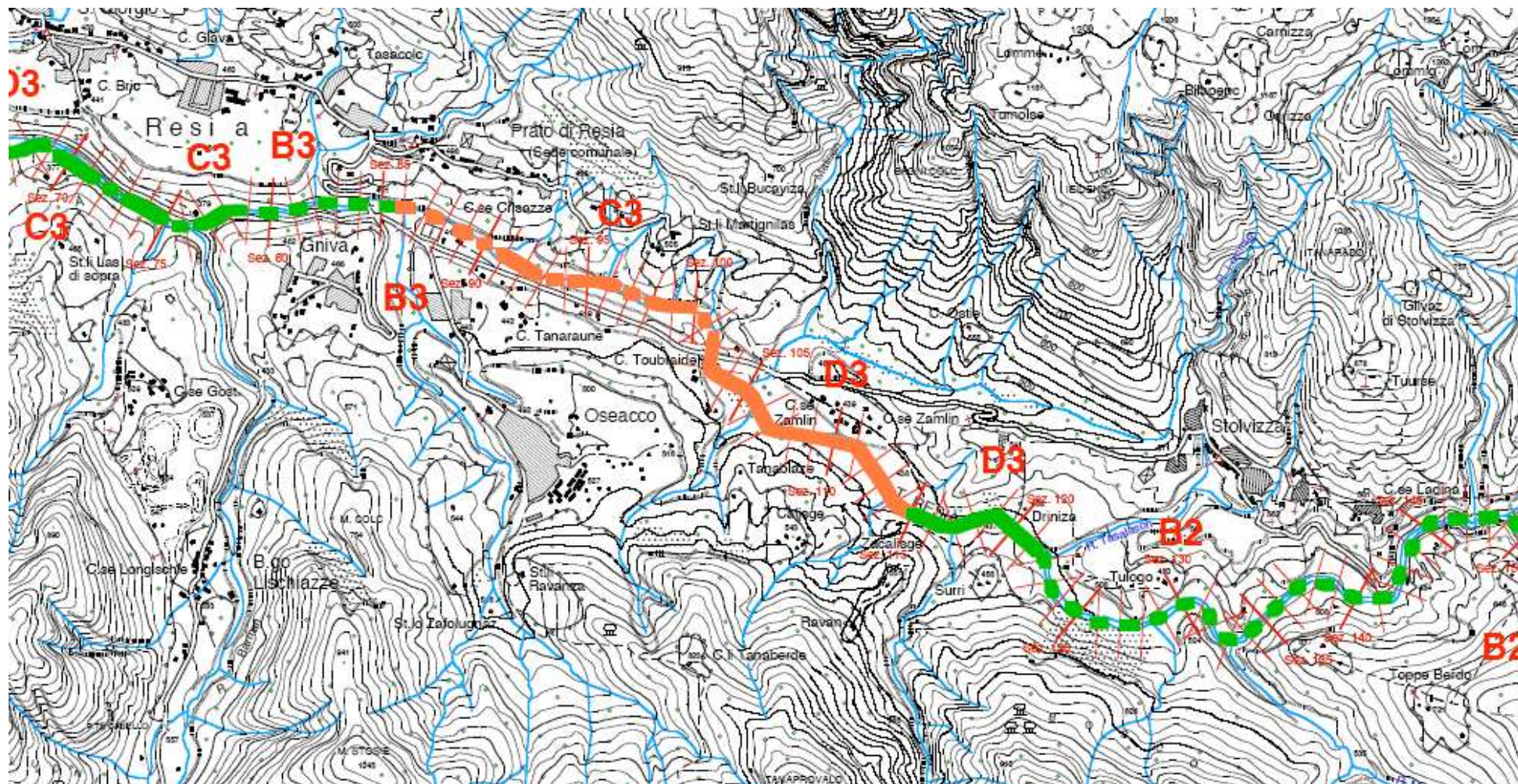


Figura 71: Carta della tipologia dei tratti fluviali settore dalla località di Ladina a Resia.

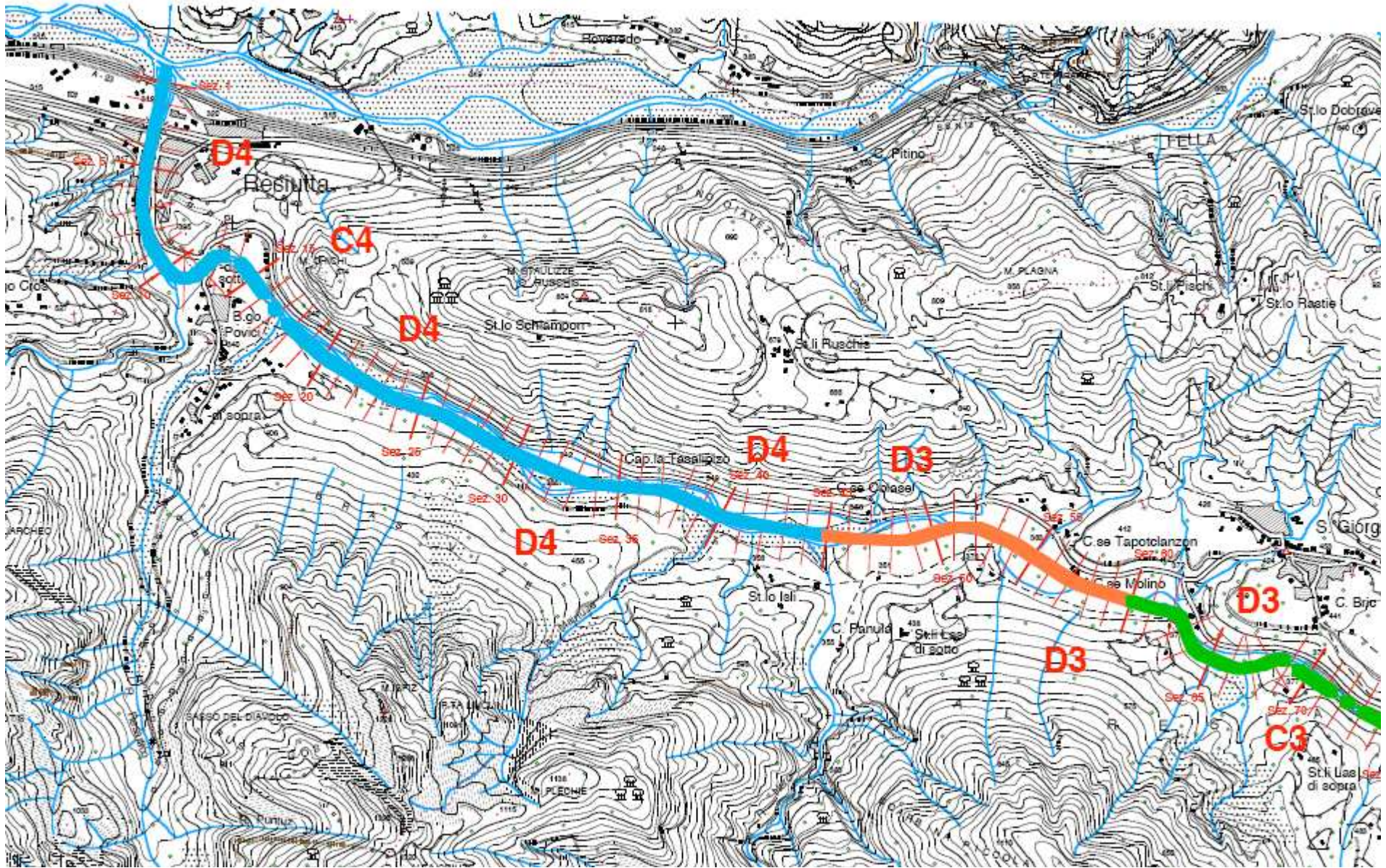


Figura 72: Carta della tipologia dei tratti fluviali settore da Resia a Resiutta.

4.7 Caratteristiche morfologiche del tratto oggetto di simulazione

Il tratto a valle del ponte di Tigo, presentando una sinuosità bassa o medio bassa (fra 1,3 – 1,5), barre laterali alternate e un solo canale attivo principale con un canale secondario aderente ad una delle sponde (canale di taglio), rappresenta la tipica morfologia fluviale pseudo-meandriforme (wandering).

Con tale termine si intende una configurazione intermedia tra i sistemi a canali intrecciati (braided) e quelli meandriformi.

La caratteristica principale di questi corsi è la variazione di sinuosità al variare della portata.

Il primo a descrivere la tipologia fluviale wandering fu Mollard (1973) cui però attribuì la denominazione “anastomosing”. Tale morfologia viene definita dall’autore come canali ad alta energia, bassa sinuosità che si sviluppano fra isole vegetate.

Una classificazione simile è data da Schumm (1985) che però utilizza il termine “anabranching” per descrivere canali che meandreggiano attorno a larghe isole, mentre i canali anastomizzati non vengono descritti.

Più recentemente Church (1992) presenta uno schema di classificazione concettuale per i fiumi che combina i concetti di Mollard e Schumm ma enfatizza il ruolo del sedimento. La stabilità laterale del canale è considerata poi come ulteriore parametro utile per la classificazione.

Church distingue i canali di tipo wandering da quelli anastomizzati sulla base del calibro dei sedimenti, in particolare i canali anastomizzati trasportano sedimento più fine. In precedenza anche Schumm sottolineava l’importanza del trasporto solido (in sospensione, di fondo) quale fattore condizionante la morfologia fluviale.

Più recentemente Nanson e Knighton (1996) hanno voluto fare chiarezza rispetto alla nomenclatura definendo i canali con alveo ghiaioso e tendenza all’evoluzione laterale con il nome di wandering. Essi sono ben distinguibili dai canali pluricursuali definiti anabranching per l’elevato valore dello stream power, per l’elevata dimensione dei sedimenti e da ripe meno coesive.

I canali wandering posseggono similarità sia con i canali di tipo braided sia con i canali anastomizzati (Knighton e Nanson, 1993) ma mostrano altresì parecchie caratteristiche singolari, ossia canali singoli che si snodano fra larghe isole vegetate anche durante le piene. La morfologia dell’alveo è dominata dall’erosione e mobilizzazione dei sedimenti accumulati nella piana alluvionale, gli affluenti possono introdurre significativi apporti solidi.

I sedimenti grossolani si accumulano in zone di sedimentazione instabili (Church, 1983) che possono portare un certo grado di braiding e sono separate dalle vicine e stabili zone di trasporto.

La sedimentazione lungo il canale è variabile spazialmente e temporalmente. Le zone di sedimentazione aumentano localmente l'altezza del tirante idrico causando alluvionamento.

Sulla base delle considerazioni sopra riportate e, come vedremo nel seguito, i modelli quantitativi di evoluzione di canali wandering sono di difficile realizzazione e interpretazione mentre i modelli fisici, stante l'elevata difficoltà di replicare le zone vegetate, non sono realizzabili.

5 CARATTERISTICHE SEDIMENTOLOGICHE

Il rilievo delle caratteristiche sedimentologiche può essere articolato secondo vari metodi da individuare e definire in funzione degli obiettivi che si vogliono raggiungere. Di qui la necessità di scegliere i criteri, le metodologie e la strumentazione migliori al fine di ottenere la distribuzione delle dimensioni delle particelle che compongono il fondo al livello conoscitivo desiderato.

La caratterizzazione sedimentologica del materiale d'alveo è stata condotta con lo scopo di ottenere le proprietà fondamentali delle particelle come ammasso (*bulk properties*), necessarie alla stima della capacità di trasporto solido dei corsi d'acqua esaminati. In questo modo, mediante l'impiego dei dati acquisiti e degli strumenti di analisi scelti, è possibile valutare e comprendere la dinamica d'alveo.

5.1 Rilievi sedimentologici

La caratterizzazione del materiale costituente l'alveo è stata effettuata mediante l'analisi di una serie di campioni di sedimenti sui corsi d'acqua considerati. L'ubicazione di tali campionamenti è stata scelta con l'obiettivo di caratterizzare il materiale disponibile al trasporto. A tal fine durante la campagna di rilievi morfologici, sono stati ricercati ambiti sedimentologici omogenei dai quali è possibile estrarre campioni maggiormente rappresentativi. Successivamente sono state valutate le differenti problematiche che si affrontano quando si deve studiare alvei caratterizzati da una determinata granulometria dominante.

Il campionamento nei corsi d'acqua con alveo in ciottoli e ghiaia è molto complesso e difficoltoso, in quanto richiede la raccolta di numerose informazioni. Molto spesso sono presenti più unità morfologiche, e quindi l'area da analizzare deve essere molto estesa; i sedimenti dello strato superficiale sono più grossolani di quelli del sottostrato, in base al grado di corazzamento del letto, e pertanto i due strati devono essere identificati e poi campionati separatamente mediante differenti tecniche. Inoltre occorre evidenziare le difficoltà pratiche ad operare con massi di grosse dimensioni.

La procedura utilizzata per la stima analitica della distribuzione granulometrica superficiale, trattandosi di sedimenti prevalentemente grossolani, con taglie comprese fra le sabbie e i massi, fa ricorso ad un metodo che prevede la descrizione di una curva granulometrica in cui le percentuali passanti si riferiscono a frequenze numerali dei diametri del campione. Nella operazione di raccolta del materiale, viene misurato sul campo il diametro intermedio della particella, campionata mediante due diversi sistemi, entrambi di tipo numerale:

- a bindella o cordella metrica (pebble o line counts)
- a griglia (grid counts)

Nel primo caso si seleziona, prelevandole a mano, un prefissato numero di particelle ad intervalli regolari lungo più sezioni trasversali parallele fra loro, aventi direzione preferenziale nel senso della corrente, fino a ricoprire un'area relativamente piccola ($\sim 100 \text{ m}^2$).

Il rilievo in esame prevede due sezioni parallele fra loro e di lunghezza pari a 20 m, con un intervallo di prelievo di 0,5 m, per un totale di 82 misurazioni di particelle.

Nel secondo caso si misurano, sempre prelevandole a mano, le particelle in corrispondenza dei nodi di una griglia, a maglie quadrate, che ricopre una piccola area (1 m^2). Le maglie hanno dimensioni leggermente superiori all'unità spaziale di riferimento (cioè del diametro dei massi più grossi presenti nell'area di misura).

La griglia utilizzata nel rilievo in oggetto è realizzata in modo da poter variare in posto l'intervallo del reticolato, adattandolo alle varie situazioni granulometriche contingenti.

Per la distribuzione granulometrica del sottostrato, posto inferiormente alla pavimentazione superficiale del letto ad opera degli elementi più grossolani, si procede alla rimozione di uno

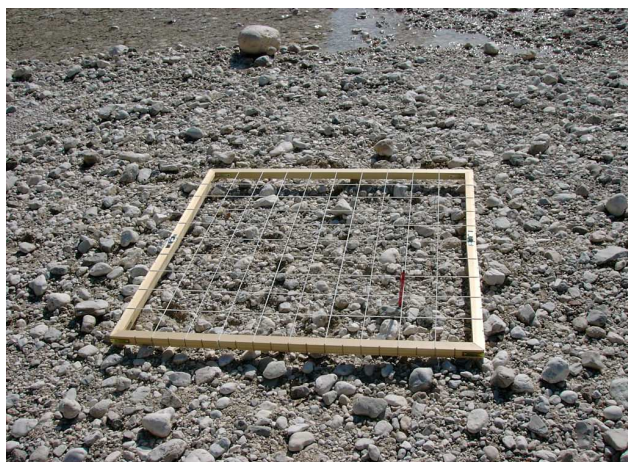


Figura 74: Campionatura a reticolo, mediante griglia (grid counts).

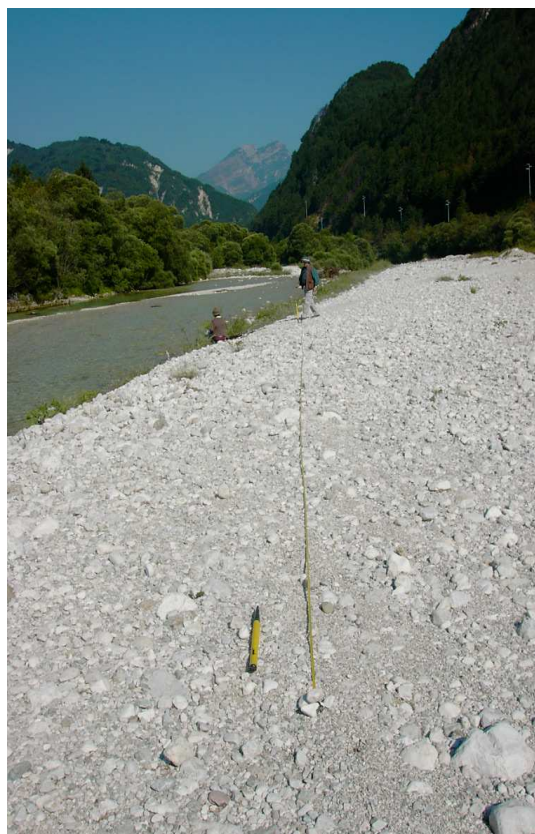


Figura 73: Campionatura del materiale in linea, mediante cordella metrica (line counts).

spessore significativo, pari alla corazzatura (armour layer), e alla successiva raccolta del materiale sottostante per l'analisi granulometrica ponderale. Per definire lo spessore dell'armour layer si possono utilizzare diversi criteri, ma nel nostro caso si è preferito adottare la misura dell'asse più corto del diametro più grande della particella D_{\max} presente sulla superficie (Simons and Sentürk 1992).

5.2 Analisi granulometriche

I campioni di sedimenti prelevati sono stati rappresentati mediante le classi granulometriche di Udden-Wentworth, arrangiate secondo la scala di $\frac{1}{2} \Phi$, dove Φ è definito (Krumbein, 1942) come: $\Phi = -\log_2 D$, con D diametro della maglia del setaccio espressa in mm.

I risultati ottenuti dalle analisi granulometriche sono stati poi elaborati attraverso la costruzione di istogrammi (ottenuti riportando in ordinate la percentuale passante del materiale ricadente in una determinata classe e in ascisse l'intervallo di classe corrispondente), attraverso curve di distribuzione di frequenza cumulata (ottenute riportando in ordinate la sommatoria delle frequenze relative fino ad una certa classe e in ascisse la classe corrispondente) ed il calcolo, con il metodo dei momenti, dei principali parametri statistici che li descrivono.

I sedimenti, lungo tutto il corso, appaiono più o meno assortiti, in dipendenza di vari fattori, i più significativi dei quali si fanno risalire al materiale d'origine e al processo erosivo che questo ha subito.

Per misurare la frequenza delle diverse componenti granulometriche all'interno dei depositi, nei vari tratti, si procede ad una tabulazione dei dati del rilievo di campagna, raggruppati in classi dimensionali, costituenti una distribuzione discontinua. Gli stessi dati possono essere rappresentati più semplicemente su un istogramma, le cui ascisse riportano le dimensioni dei granuli e le ordinate le frequenze (numero granuli contati) nelle rispettive classi. Attraverso l'esame visivo della geometria dei grafici si possono così apprezzare qualitativamente i caratteri delle distribuzioni granulometriche.

La classe di massima frequenza, ad esempio, si chiama modale ed è facile da individuare nel rettangolo di maggior altezza, cui però possono associarsi altre classi, rappresentanti mode secondarie (con picchi minori). Nel primo caso parleremo di sedimenti unimodali, nel secondo di sedimenti plurimodali.

Emergono poi altri caratteri immediati, come la dispersione o variabilità: questa risulta elevata se il sedimento è molto assortito o eterometrico, bassa se i granuli sono distribuiti in classi limitate attorno alla modale. In questo caso si dice che il sedimento è ben cernito. L'asimmetria del grafico, intorno alla classe modale ci indica poi un eccesso di componenti fini, o, viceversa, grossolane se la tendenza si sposta o in un senso o nell'altro del grafico.

Se, a parità di dispersione, si ha una moda più elevata e quindi una minor dispersione intorno al settore centrale della distribuzione, il sedimento si dice leptocurtico, se invece il picco della moda è meno appuntito il grafico risulta più piatto e il sedimento si dice platicurtico. Gli stessi caratteri, anche se con meno evidenza, si possono cogliere anche nella curva cumulativa

o di frequenza, rielaborata dalle stesse informazioni seguite al rilievo mediante cordella metrica.

Così si può osservare che tanto più è ridotto lo spettro granulometrico entro cui si sviluppa la curva, tanto più il sedimento è classato, cioè meno assortito.

Accanto a questa, che rappresenta una semplice valutazione immediata di tipo qualitativo, è però opportuno ricercare anche i valori quantitativi dei parametri della distribuzione, cui sono vincolati i dati della tabulazione e che misurano i valori:

- della “tendenza centrale” attraverso la media, che rappresenta la dimensione media dei granuli ed esprime per così dire il “centro di gravità”, in dipendenza della grossezza del materiale, al contrario della mediana che ricade semplicemente nel “centro geometrico” della distribuzione.
- della dispersione attorno alla tendenza centrale della distribuzione, o deviazione standard, che esprime il grado di selezione di un sedimento. I valori della deviazione standard sono legati ad una serie di classi che connotano diversi gradi di classazione, secondo la Tabella 6 proposta da Friedman (1962) e modificata da Ricci Lucchi (1980).

Deviazione standard	Grado di classazione	Coefficiente di cernita
< 0,35	Estremamente classato	1,00 - 1,17
0,35 - 0,50	Ben classato	1,17 - 1,20
0,50 - 0,80	Discretamente classato	1,20 - 1,35
0,80 - 1,40	Mediamente classato	1,35 - 1,87
1,40 - 2,00	Poco classato	1,87 - 2,75
2,00 - 2,60	Scarsissimamente classato (assortito)	2,75 - n.d.
>2,60	Non classato (estremamente assortito)	n.d.

Tabella 6: Grado di classazione in funzione della deviazione standard.

I valori di deviazione standard sono sempre messi in relazione al coefficiente di cernita o di classazione, s_0 , espresso dal rapporto tra i quartili Q_1 e Q_3 , essendo $Q_1=25^\circ$ percentile in mm e $Q_3=75^\circ$ percentile in mm.

Questo rapporto è sempre >1 ; per $s_0 = 1$ si ha la massima cernita, poiché questa migliora quando il valore del coefficiente diminuisce e quindi diminuisce l’assortimento.

- della asimmetria o “skewness” (s_k), che fornisce una stima dello scostamento dalla distribuzione normale ed è condizionata dalla presenza o assenza di materiale più fine o più grossolano rispetto alla moda. Nel caso di curva normale, cioè perfettamente simmetrica, assume il valore 0.

Se l'asimmetria è positiva si assiste ad un eccesso di materiale fine rispetto alla moda, se negativa, succede il contrario, cioè abbondanza di materiali grossolani.

- dell'appuntimento o "Kurtosis", che mette a confronto l'assortimento agli estremi della distribuzione, con quelli della parte centrale.

Se il valore dell'appuntimento è pari o prossimo a 1, la curva è definita mesocurtica; nel caso in cui non sia presente una classe centrale prevalente sulle altre, con valore <1, la curva è detta platicurtica, se, viceversa, l'appuntimento è >1, la curva viene denominata leptocurtica. Nella Tabella 7 è riportata la classificazione in base ai valori del coefficiente di appuntimento.

Appuntimento	Classificazione	Definizione
<0,67	molto platicurtica	frequenza di distribuzione molto piatta
0,67-0,90	platicurtica	piatta
0,90-1,11	mesocurtica	appuntimento normale
1,11-1,50	leptocurtica	appuntimento elevato
>1,50	molto leptocurtica	appuntimento molto elevato

Tabella 7: Classificazione di una distribuzione granulometrica in funzione dell'appuntimento.

Dall'analisi mediante correlazione di tutti i dati granulometrici emerge alla fine il significato sedimentologico dei parametri caratteristici nei vari tratti del sistema fluviale. Così il valore di tendenza centrale è associato a un processo meccanico che determina la capacità di trasporto della corrente, mentre la velocità massima è legata al granulo di diametro massimo (competenza). Il coefficiente di cernita esprime la capacità classatrice, cioè la capacità di prelevare o depositare granuli uniformi, abbandonando o trascinando gli estremi (quelli più grossolani e quelli più fini). Nel nostro caso prevalgono i sedimenti mal classati, soggetti a deposizione immediata, in massa, e sottratti in questo modo al ripulimento.

In generale la classazione ottimale si raggiunge con una mediana di 0,1-0,2 mm, mentre peggiora sia al di sopra che al di sotto di questo valore. L'ipotesi è che i granuli di sabbia fine siano i più facilmente rimovibili e tendano più spesso a smistarsi, facendo aumentare la classazione dove si depositano.

Il coefficiente di asimmetria indica l'omogeneità di una popolazione di granuli, quindi, spesso un coefficiente molto elevato rivela una bi o pluri modalità, determinata da aggiunta di materiale di popolazione diversa o da rimozione di granuli di certe classi granulometriche. L'asimmetria è perciò frutto di processi meccanici selettivi, così come l'appuntimento.

Le informazioni granulometriche vengono completate con i parametri che misurano il grado di uniformità e della gradazione. Il primo è dato dal rapporto fra il diametro al passante del 60% e il diametro al passante del 10% (D_{60}/D_{10}), mentre la gradazione è risultante della

sommatoria fra il rapporto del diametro al passante dell'84% e il diametro al passante del 50% con il rapporto fra il diametro al passante del 50% e il diametro al passante del 16% ($0.5(D_{84}/D_{50} + D_{50}/D_{16})$)

Il complesso dei sedimenti osservato nel corso del rilievo speditivo, ad una analisi indicativa, immediata è apparso generalmente ben assortito, per cui si è ritenuto opportuno procedere alla raccolta di materiale nel cosiddetto “sottostrato”, avendo quello superficiale grossolano prodotto una sorta di pavimentazione del letto.

Su questo stesso deposito si sono effettuate le prove granulometriche di tipo ponderale, i risultati delle quali vengono messi a confronto con quelle numerali.

A conclusione è doveroso precisare che l'accuratezza delle misure in posto e del campionamento non bastano per ricostruire ed interpretare il meccanismo e l'ambiente di origine di un sedimento, che deve essere sempre valutato in un contesto di più ampie osservazioni e raccolta di dati. Servono il rilievo sistematico degli affioramenti, la litologia, le strutture sedimentarie, la freschezza del materiale, la stima visiva per confronto.



Figura 75: In prossimità della confluenza con il Fella, ciottoli immersi in matrice sabbioso ghiaiosa (sez 4-5).

5.2.1 Granulometrie numerali

Le granulometrie riguardano tratti caratteristici del canale, entro il tracciato intermedio e basso, compresi fra le sezioni 4-5 e 116, trascurando il settore più a monte, dove

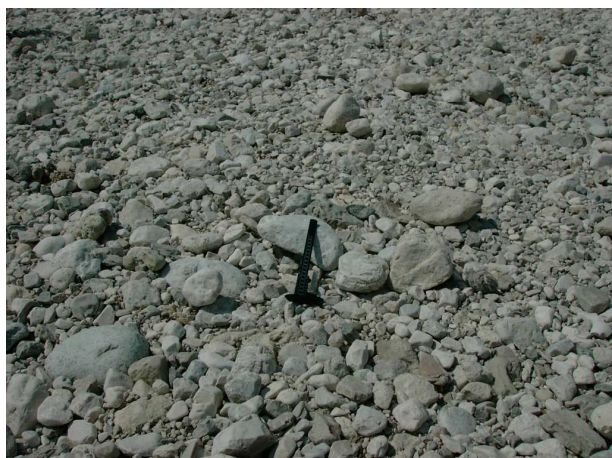


Figura 76: Particolare di sedimento con distribuzione granulometrica ben assortita.

l'assortimento relativamente basso del materiale si sposta verso componenti grossolane e le mobilizzazioni appaiono meno significative su tiranti d'acqua minimi e di natura impulsiva.

L'evidenza dei parametri caratteristici, ad iniziare dall'area di confluenza fino al tratto deposizionale immediatamente a monte (sez da 4-5 a 12, 12.1 12.2), mette in luce sedimenti in cui la distribuzione è molto

ampia e ben graduata in tutte le sue componenti, quindi un deposito con diametro medio delle particelle variabile dai 3 ai 6 cm, poco classato, mal selezionato, con forte asimmetria, ora verso le piccole, ora verso le grandi dimensioni, da platicurtico a mesocurtico. La situazione morfologica dell'alveo in effetti predispone a questo tipo di risultato, poiché la sezione è molto ampia, pluricursale, disturbata per ampi tratti dai prodotti di deposizione di un collettore laterale (R. Serai).

Il tratto successivo, corrispondente alla sez 15-16 risente ancora dell'apporto deposizionale del collettore secondario, il rio Resartico, che ha abbandonato sul letto una vasta conoide, variamente incisa dalla corrente di magra ed ha abbondantemente rimaneggiato i corpi sedimentari estesi nel senso di percorrenza del

canale. I parametri caratteristici indicano un deposito mediocrementemente classato e moderatamente selezionato, con asimmetria rivolta alle piccole dimensioni e una curva platicurtica, sulla striscia oblunga di materiale medio fine depositato dal tributario.

In antitesi alla precedente, la sez.19-20 è popolata da materiale prevalentemente grossolano, mediocrementemente classato e mal selezionato, con forte asimmetria verso le grandi dimensioni e un diametro medio delle particelle pari a circa 4 cm.

La deviazione interquartile, espressa dal coefficiente di appuntimento, risulta elevata, disegnando una curva leptocurtica.



Figura 78: Sedimento poco classato, mal selezionato platicurtico, presso la confluenza la confluenza con il R. Nero.



Figura 77: Massi (20-50 cm) embriciati in matrice sabbiosa. (Barra mediana in sez 55).

Nel tratto corrispondente alle sez 28 e 30 si viene a delineare con maggiore chiarezza un alveo popolato sempre più frequentemente da erratici, che, seppure non incidano sull'andamento generale del canale, tuttavia predispongono alla deposizione di materiale eterometrico. Lo scarso grado di appuntimento è prodotto dai detriti provenienti da una estesa manifestazione franosa di versante, che apporta sedimenti assortiti, arricchiti di matrice fine.

Le sezioni seguenti, fino alla 49, aggiungono poco alle osservazioni finora espresse, se non che i depositi si fanno marcatamente più grossolani, con incremento sensibile dell'assortimento ed asimmetria verso le grandi dimensioni, con curve costantemente

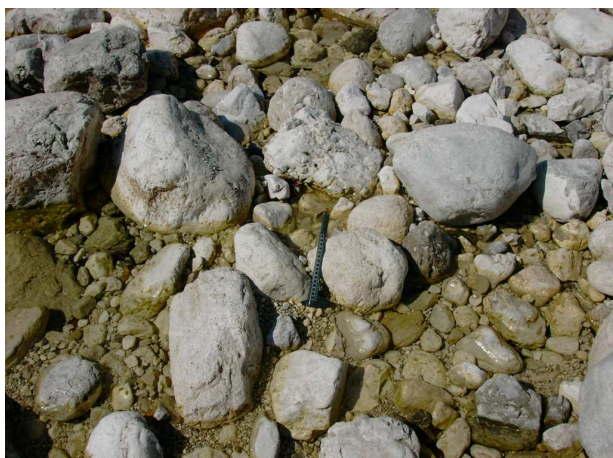


Figura 79: Processo di “pavimentazione” del letto con materiale grossolano superficiale (*armour layer*).

platicurtiche. A Poclanaz, nella sez 54-55 il sedimento ha un diametro medio di circa 7 cm, risulta ancora poco classato, mal selezionato, platicurtico, ma con asimmetria verso le piccole dimensioni, per la relativa abbondanza di apporti laterali di fine, da parte di un tributario in sponda destra. A monte dello step in roccia di Tigo, nei depositi molto assortiti e mal selezionati, appare una forte asimmetria verso le piccole dimensioni, confermata dalle vaste plaghe

di materiale relativamente fine nelle barre che si estendono sia lateralmente, sia nel settore mediano.

La situazione si ripete a monte, in corrispondenza della sez 96, dove l'asimmetria è determinata dagli apporti del collettore in sponda destra, insediato su versanti argillitici franosi, che rilasciano un certo quantitativo di frazione granulometrica fine. Alla confluenza del r. Potoch il sedimento ha un diametro medio di 7 cm e mezzo, è ancora molto assortito, mal selezionato, ma distribuito equamente nelle varie frazioni granulometriche.

5.2.2 *Granulometrie ponderali*

Per determinare qualitativamente l'assortimento verticale del materiale d'alveo vengono analizzate le curve granulometriche ponderali del sottostrato e messe a confronto con le equivalenti numerali effettuate nelle stesse sezioni o in aree prossimali, in condizioni pressoché simili, con la cordella metrica. L'analisi qualitativa delle curve nel sottostrato mette in luce la costante presenza di una frazione sabbiosa, in percentuale variabile dal 15 al 20%,

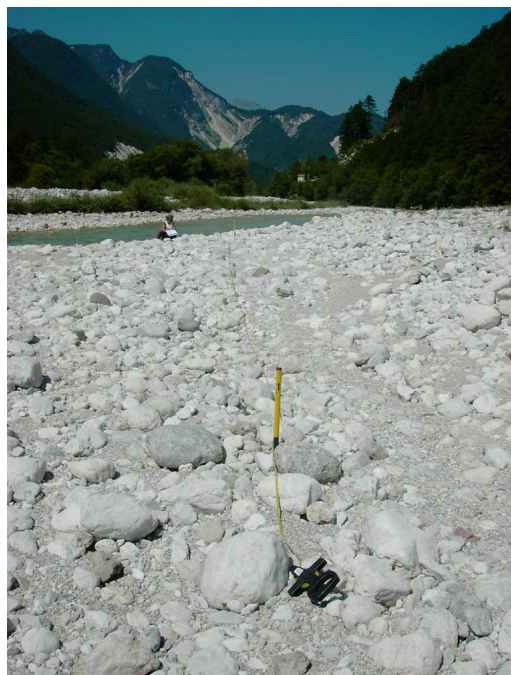


Figura 80: Materiale assortito di una vasta barra laterale (sez. 39).

quasi sempre assente in superficie, per la sottrazione dei granuli più fini da parte della corrente di piena calante. Dopo l'asporto, infatti, sull'alveo rimane una frazione più grossolana che produce il cosiddetto corazzamento statico. Dal confronto con le sovrastanti granulometrie numerali si è stimato il fattore di nascondimento che è risultato variabile ma in media pari a 2-3.

5.2.3 *Modalità delle curve*

Anche la modalità delle curve offre alcune significative indicazioni sulla dinamica dei processi fluviali, isolando tratti caratteristici, prodotti dal “pulsare” delle correnti, per piene e magre e variazioni di sezione e gradiente, da erosione e deposizione selettiva, da apporti di affluenti o da abrasione legata alla mancanza di certe taglie. Così il tratto che va dalla confluenza fino alla sezione 12 le curve mostrano una accentuata plurimodalità, legata alla maggior influenza che assumono le portate di piena e gli apporti sensibili dei collettori laterali. In corrispondenza della sez 28 la bimodalità della curva, in corrispondenza di componenti grossolane, si lega ad un sedimento scarsissimamente classato, con forte asimmetria verso le grandi dimensioni, in alveo a canali intrecciati e formazione di una vasta barra mediana, così come si verifica nella sez 49, in corrispondenza dell'immissione del R. Nero. La plurimodalità caratterizza anche i tratti successivi, fino oltre la sezione 116, cioè per tutta l'estensione del percorso intermedio.



Figura 81: Canale in secca ricoperto da sedimento sabbioso, in prossimità dell'immissione del R. Barman (sez 75).

5.2.4 *Assortimento longitudinale*

L'assortimento longitudinale (downstream fining) è il processo che indica la diminuzione delle dimensioni del materiale d'alveo superficiale muovendosi verso valle. Il meccanismo che origina l'assortimento dipende essenzialmente dal diverso grado di abrasione subito dai sedimenti negli urti/contatti fra loro e dal trasporto selettivo legato al potenziale di mobilità delle particelle. In corrispondenza delle barre, ad esempio, l'assortimento è sensibilmente elevato, con notevole presenza della frazione granulometrica grossolana nel thalweg della corrente.

La variabilità spaziale della granulometria d'alveo viene ricavata da un diagramma che associa le distanze delle sezioni progressive dalla foce, in ascissa, al diametro dei percentili caratteristici della distribuzione granulometrica, in ordinata.

Il grafico riporta una variabilità graduale più uniforme nel diametro medio e una più sostenuta nei diametri D₉₅, D₉₀ e D₈₄.

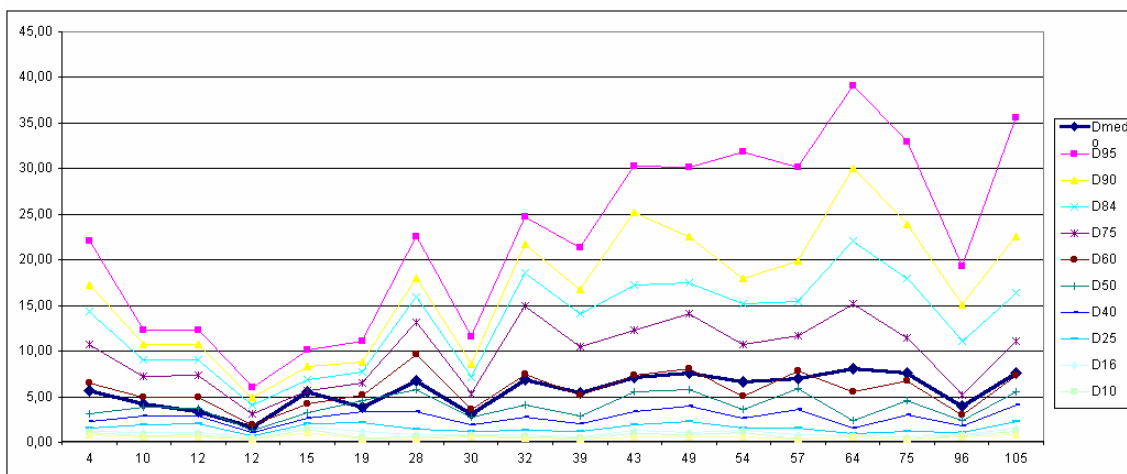
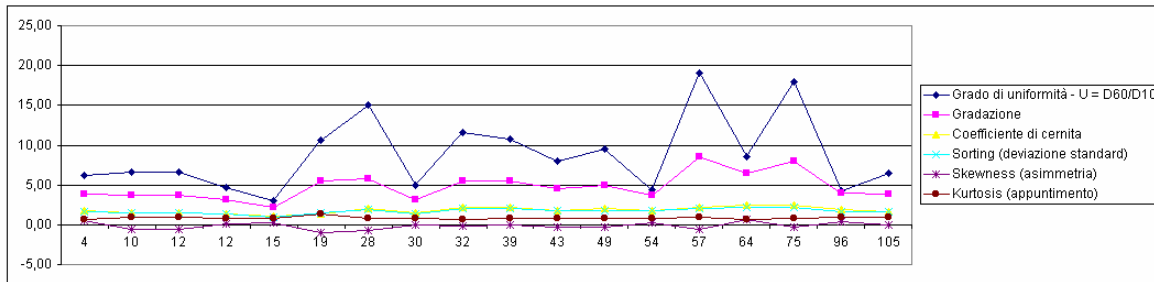


Figura 82: Andamento dei parametri e diametri caratteristici delle curve granulometriche in ascissa il numero di sezione riportata nelle Figg. 70-72.

Nell'assortimento longitudinale rispetto ai valori quantitativi dei parametri della distribuzione è il grado di uniformità del materiale d'alveo soggetto a maggior variabilità.

6 CARTOGRAFIA TEMATICA A SUPPORTO DELL'ANALISI DELLA DINAMICA D'ALVEO

La conoscenza delle diverse tipologie morfologiche e dei processi ad esse associati rappresenta un valido strumento rivolto alla caratterizzazione dello stato attuale del sistema fluviale, e consente di comprenderne anche la tendenza evolutiva, seppure in misura molto limitata, per la complessità dei fattori di cambiamento e la casualità nel ripetersi di questi.

Una volta compresi i meccanismi dinamici che regolano l'assetto dell'alveo adattandolo ai propri regimi di deflusso e agli apporti sedimentari, si può pensare anche ad un recupero ambientale dell'idrosistema disturbato.

Rosgen propone una tabella che associa ciascun tipo morfologico a diverse intensità dei fattori fisico-ambientali, quali la sensibilità agli elementi di disturbo, la produzione di sedimento, l'erosione di sponda potenziale, l'influenza della vegetazione sulla stabilità dell'alveo e infine il recupero potenziale, una volta corretto il disturbo.

Gli elementi perturbatori sono legati essenzialmente agli incrementi di portata e di trasporto solido, la produzione di sedimento riguarda il trasporto solido di fondo ed in sospensione generato dall'erosione dell'alveo e delle sponde, mentre l'influenza dalla vegetazione viene esercitata soprattutto sul rapporto larghezza/profondità media.

L'applicazione della tabella al sistema fluviale in esame ha permesso la redazione di 5 carte di sintesi, ognuna delle quali corrisponde ad un singolo fattore fisico ambientale messo in relazione con la tipologia del tratto fluviale.

Ogni carta è suddivisa nei tratti caratteristici determinati dalla tipologia e che corrispondono agli intervalli di variabilità rispetto al fattore fisico-ambientale di volta in volta considerato.

Mi soffermerò in particolare su una delle carte, ossia quella relativa alla erosione di sponda potenziale in quanto la più legata alla dinamica fluviale (Figura 83).

La carta ben individua la zona a valle di Stolvizza quale area particolarmente esposta all'erosione laterale; qui i versanti di sponda sono occupati da estesi ammassi argillitici, mentre nel tratto più a valle, la sezione si allarga, in un alveo pluricursale a bassa pendenza, accentuando la sinuosità del corso. Quest'ultima produce la migrazione laterale della corrente, con relativo scalzamento al piede del materiale di sponda che, nei tratti d'immissione, subisce anche l'azione congiunta ed amplificatrice dei collettori laterali.

Segue poi una zona con bassa o molto bassa propensione all'erosione laterale (da Tigo sino a valle dell'abitato di Zamlin) in corrispondenza di tratti confinati, con limitata disponibilità di sedimento e quindi scarsa mobilità totale dell'alveo.

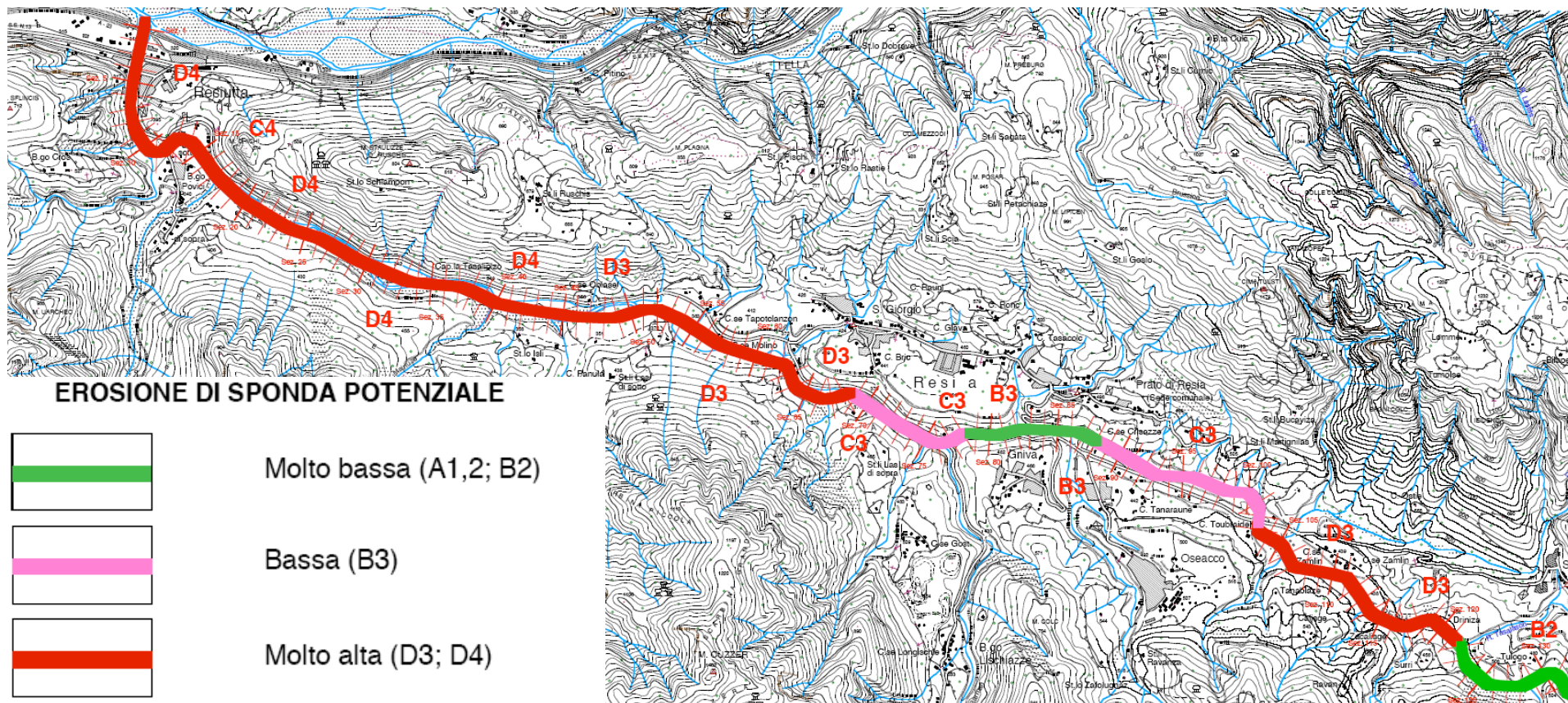


Figura 83: Carta dell'erosione di sponda potenziale.

Fra Tigo e Resiutta, in corrispondenza di aree deposizionali ed alveo molto ampio, il sistema pluricursale e non confinato determina poi un'alta propensione all'erosione laterale, propensione accentuata poi dai collettori laterali di sponda sinistra che determinano, con i loro conoidi, la migrazione laterale della corrente.

6.1 Significato sedimentologico dei coefficienti granulometrici

Gli indici ottenuti dall'elaborazione dei rilievi granulometrici (media, asimmetria, deviazione standard) servono sia a confrontare e descrivere mediante numeri le curve granulometriche, sia a fornire informazioni significative sulla tendenza del corso d'acqua ad erodere o sedimentare, sulla velocità della corrente in queste varie fasi (velocità meglio definita come "competenza" della corrente) e sul carattere pulsante o meno della stessa.

I parametri sono calcolati per ciascuna delle stazioni di campionatura; essi sono in grado di dare significato ad alcuni aspetti geomorfologici della zona esaminata e consentono di valutarne le variazioni per confronto nelle singole sezioni del bacino. Più precisamente la media è funzione diretta della velocità della corrente; l'asimmetria è messa in relazione con la tendenza della corrente all'erosione (asimmetria verso le frazioni grossolane, s_k basso) o alla sedimentazione (asimmetria verso le frazioni più fini, s_k alto), la deviazione standard è messa in relazione con le caratteristiche della corrente (correnti costanti hanno selezioni migliori e quindi σ basso, correnti pulsanti hanno scarsa selezione e σ alto); il kurtosis sembra avere significato analogo a quello della deviazione standard, per quanto il suo significato sedimentologico non sia ancora chiaro (Tirelli e Vaia, 1975).

Il discreto numero di analisi granulometriche eseguite (in particolare nel settore compreso fra l'immissione del Fella e l'abitato di Zamlin) ha consentito di produrre, anche in questo caso, delle carte tematiche che unitamente alle carte descritte in precedenza permettono di comprendere ulteriori aspetti della dinamica del torrente.

In particolare sono state prodotte le carte della tendenza della corrente e delle caratteristiche della corrente.

La prima di queste è molto significativa in quanto ben individua i tratti in erosione ed in deposizione (Figura 84). Sembra ben rispondere a quanto osservabile in campagna dove tratti in deposizione si alternano a tratti in erosione, sono state così individuate delle zone in forte deposizione come quella posta a monte della traversa nei pressi del ponte sul Resia in corrispondenza dello svincolo per Gniva (punto di analisi 17) e nei pressi della località di Tigo (p.a. 15) oltre che in corrispondenza del tratto finale nei pressi dell'abitato di Resiutta (p.a. 1). In sedimentazione è anche, come ben osservabile in campagna, la zona a monte della strettoia del Ponte Povici (p.a. 4 e 5) e la zona nei pressi di Tapotclanzon (p.a. 13).

In forte erosione risulta la zona a valle del Ponte Povici (p.a. 2 e 3), forse per il disequilibrio causato dagli apporti del Rio Serai che immette sedimenti grossolani che determinano una asimmetria verso le frazioni grossolane, in tale zona l'erosione è comunque controllata dalla presenza di alcune soglie poste a valle. Di difficile comprensione l'indicazione di forte erosione che proviene nel tratto posto a monte dell'immissione del rio Resartico (p.a. 6 e 7), in questo tratto la conformazione a letto piano con barre e raggruppamenti spesso con vegetazione pioniera sono indicativi di un tratto in sedimentazione in cui l'erosione è assente o è esplicita lateralmente come indicato anche dalla carta derivata dalla classificazione di Rosgen. Stesso discorso per i tratti in forte erosione individuati dai punti di analisi 12 e 14 e quelli in erosione individuati dai punti di analisi 9 e 11 situati in zone ove la morfologia prevalente è quella di letto piano a barre.

La carta delle caratteristiche della corrente (Figura 85) sembra ben rappresentare il carattere torrentizio del corso d'acqua, tutti i punti di analisi indicano il carattere pulsante della corrente (alto valore della deviazione standard). In particolare i punti di analisi eseguiti sui tratti a letto piano forniscono come indicazione la presenza di una corrente pulsante che diventa molto pulsante nelle zone a maggior confinamento come nella zona compresa fra le località di Tigo e Gniva.

6.2 Confronto fra le carte tematiche

Risulta difficile eseguire un confronto fra le carte tematiche prodotte, ossia quelle derivate in seguito alla classificazione morfologica di Rosgen e quelle derivate dall'analisi degli indici delle curve granulometriche (media, asimmetria, deviazione standard) la comprensione della dinamica fluviale trova giovamento da una lettura combinata delle stesse e pertanto un confronto sull'attendibilità dell'una e dell'altra diventa improponibile.

Come visto in precedenza, indicazioni più rispondenti alle osservazioni eseguite in campagna sembrano venire dalle carte tematiche derivate dalla classificazione di Rosgen anche se alcune di esse forniscono informazioni più qualitative e meno direttamente correlabili con la dinamica dell'asta (sensibilità agli elementi di disturbo, influenza della vegetazione sulla stabilità dell'alveo e recupero potenziale).

La carta delle tendenze della corrente derivata dagli indici delle curve granulometriche sembra essere condizionata dalle contaminazioni che gli apporti dei collettori laterali o dei franamenti di sponda determinano sui sedimenti dell'asta principale, tali contaminazioni rendono talvolta poco attendibili le informazioni che si possono ricavare.

Una buona attendibilità e rispondenza si riscontra per la carta delle caratteristiche della corrente ricavata dallo studio dei valori della deviazione standard delle curve granulometriche; c'è da dire che tali informazioni si desumono facilmente attraverso l'analisi idrologica.



Figura 84: Carta della tendenza evolutiva sulla base del valore dell'asimmetria delle curva granulometriche.

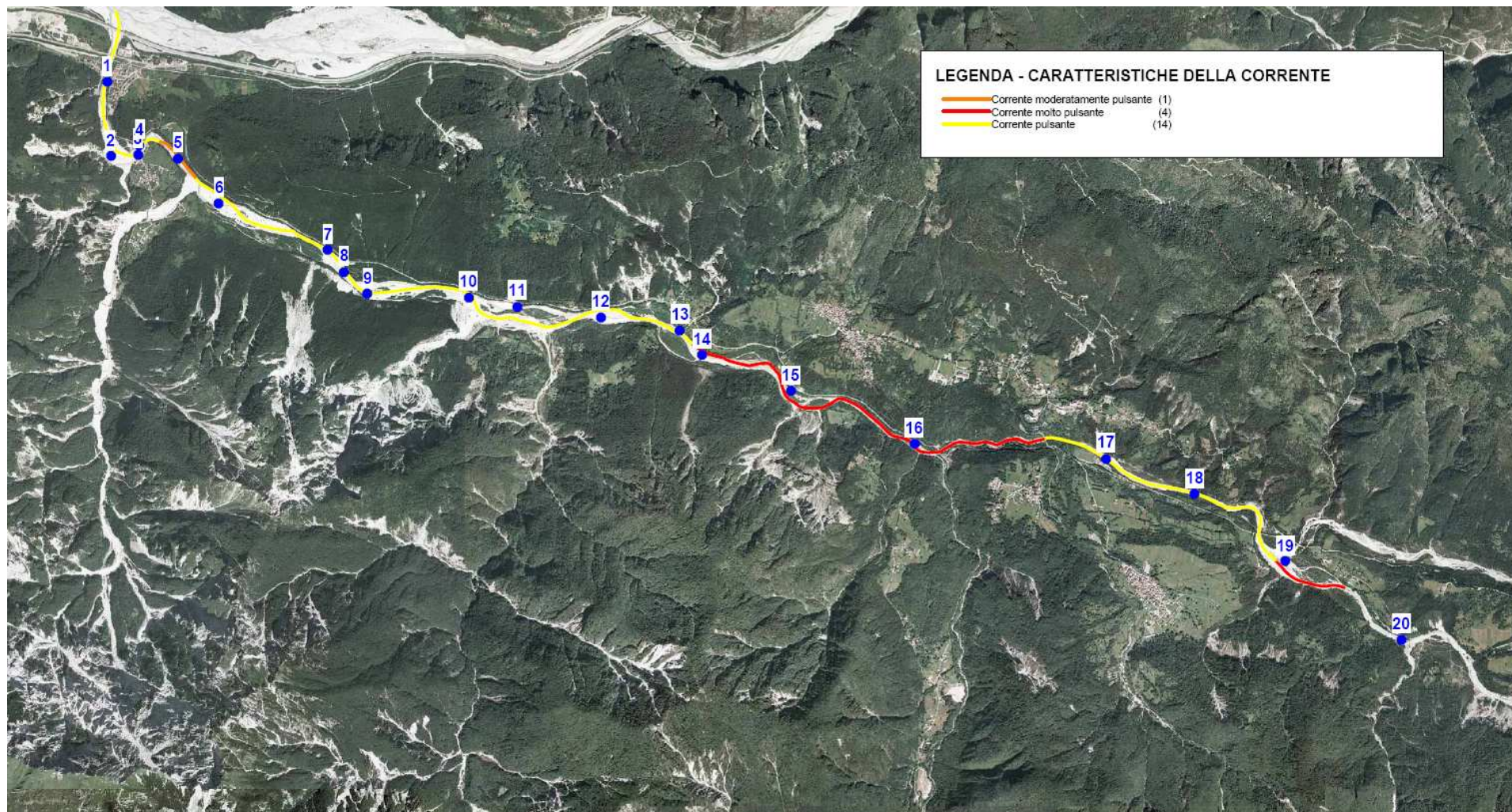


Figura 85: Carta delle caratteristiche della corrente sulla base del valore della deviazione standard.

7 SIMULAZIONE NUMERICA DELLA DINAMICA FLUVIALE

7.1 Generalità

L'analisi dei processi dinamici che caratterizzano il trasporto solido rappresenta un capitolo fondamentale degli studi idraulici finalizzati alla sistemazione dei bacini.

Con il metodo di Rosgen si è arrivati ad una valutazione qualitativa della dinamica fluviale, ma l'utilizzo di modelli numerici permette di determinare i quantitativi solidi mobilizzati, la loro ripartizione lungo il profilo longitudinale, nonché le modalità con cui i fenomeni si presentano in corrispondenza di eventi di piena.

Il trasporto solido di un alveo naturale è influenzato da numerosi fattori che possono essere riassunti in due gruppi principali:

- fattori morfologici geometrici;
- fattori idraulici.

Al primo gruppo appartengono l'andamento plano-altimetrico dell'asta, la forma delle sezioni trasversali, la distribuzione delle forme fluviali e la distribuzione granulometrica dei sedimenti, i fattori idraulici comprendono la distribuzione e l'entità delle portate liquide.

Tutte queste grandezze variano fortemente nello spazio e nel tempo, è necessario pertanto effettuare una semplificazione individuando tratti fluviali uniformi dal punto di vista del trasporto solido.

L'asta in esame è stata pertanto suddivisa in tratti omogenei tenendo conto di:

- presenza di affluenti;
- variazioni della geometria della sezione trasversale;
- variazioni di pendenza;
- presenza di opere trasversali;
- andamento planimetrico;
- forme geomorfologiche riscontrate in sede di rilevamento;
- caratteristiche granulometriche dei sedimenti d'alveo.

Il calcolo del trasporto solido può essere effettuato su varie scale spaziali e temporali.

Ad esempio si può calcolare la portata solida istantanea (Q_s) associata ad una data portata liquida (Q), il volume solido (V_s) o il peso (P_s) mobilitato durante un intervallo di tempo T prescelto (ad esempio un evento di piena o un anno).

La verifica a scala di evento può essere utile al fine di valutare la risposta dell'alveo a eventi di piena eccezionali, mentre per valutare operazioni di ricalibratura, pianificare interventi di cavazione, l'intervallo significativo è, per lo meno, pari all'anno.

Il calcolo del trasporto solido medio annuo consente di comprendere al meglio la dinamica d'alveo ed individuare le zone sede di erosione o soggette a deposito.

Le analisi hanno riguardato la zona compresa tra le località di Povici e Tigo ove si disponeva di un dettagliato rilievo con metodologia Laser-scanning (Figura 86).

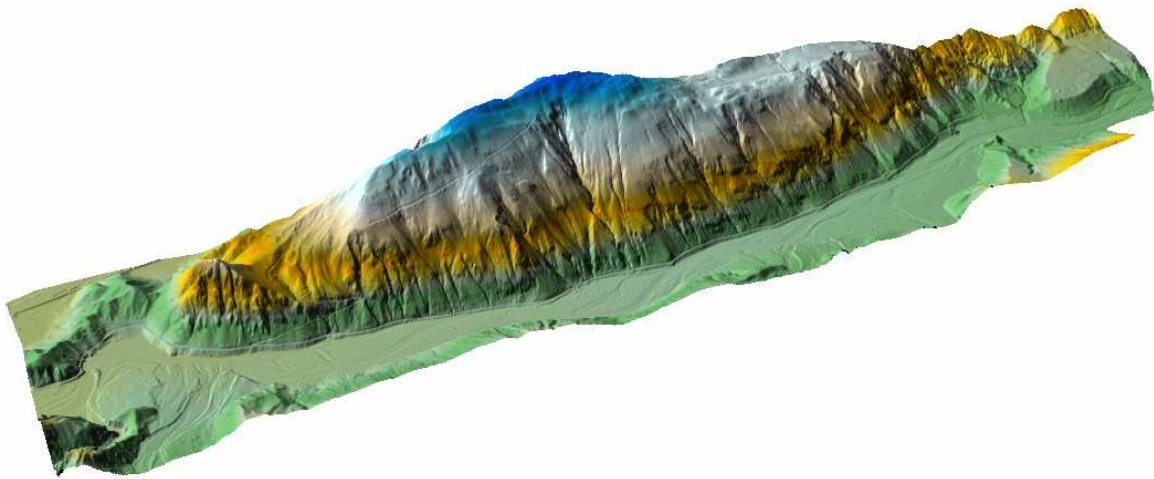


Figura 86: Il rilievo laser-scan della zona oggetto di analisi numerica.

Il torrente Resia presenta i seguenti aspetti idraulici e morfologici:

- regime delle portate liquide spiccatamente torrentizio, con colmi di piena elevati in virtù di brevi tempi di corrivazione associati a ridotti effetti di laminazione;
- bassi valori della profondità della corrente rispetto alle irregolarità del letto con conseguenze rilevanti sulla distribuzione di velocità, sulla legge di resistenza e sulla condizione di inizio moto dei sedimenti;
- elevati valori del numero di Froude ($F_r > 0,4$);
- notevole assortimento del materiale d'alveo dal punto di vista granulometrico e litologico, con netta predominanza della frazione granulare rispetto alla matrice limo-argillosa;
- diffusa presenza in alveo di uno strato corazzato (amouring), cioè di uno strato superficiale grossolano che protegge dall'azione erosiva della corrente il sottostante livello di sedimenti più fini impedendone l'asportazione e riducendo così la quantità di materiale convogliato a valle e i fenomeni erosivi a carico del letto fluviale;

– marcata selettività ed intermittenza del trasporto solido con conseguenze importanti sui caratteri morfologici e sedimentologici dell'alveo.

7.2 Analisi numerica monodimensionale

Le simulazioni sono state eseguite con il codice di calcolo GSTARS ponendo in input le sezioni ricavate dal rilievo laser-scan in un tratto che va dalla confluenza del Rio Resartico alla località di Potclanaz posta a monte della confluenza del Rio Nero.

Al fine di valutare la tendenza evolutiva a media scala è stato posto in input in idrogramma della lunghezza pari ad un anno depurato dei valori di portata al di sotto di 1/10 del valore della portata formativa (assunta pari a circa 200 m³/s) al fine di non incidere sui tempi di calcolo.

Come detto nel capitolo relativo all'elaborazione dei dati idrometrici, si è preso come anno di riferimento significativo il 2002 che ha visto il susseguirsi di una serie di eventi di tipo non catastrofico ma capaci di incidere sull'assetto della morfologia d'alveo (Figura 55).

Non si sono considerati apporti laterali.

Le elaborazioni a fondo mobile sono state eseguite assegnando alla sezione di valle coppie di valori di portata e altezza idrometrica precedentemente ricavate dalla simulazione a moto permanente.

La formula scelta per il calcolo del trasporto solido è quella di Yang (1973), (1979), e (1984), che ben si adatta ad un alveo ghiaioso quale quello in esame (gravel bed river); la sezione di monte è stata ipotizzata introdurre un trasporto solido proporzionale alla portata liquida entrante.

Sono state eseguite due diverse elaborazioni la prima utilizzando una curva granulometrica media del tratto e la seconda assegnando le curve granulometriche misurate in alveo ai diversi tratti di pertinenza. Tale differenziazione è stata utile per valutare l'influenza della stima e della precisione del rilievo granulometrico sul bilancio sedimentologico e sulla valutazione della dinamica d'alveo in genere.

Come si vede dalla tabella in seguito riportata (Tabella 8) la differenza dei valori di trasporto solido totale, in media, è abbastanza contenuta (5%) ma vi sono delle sezioni ove si ha una netta inversione di tendenza (da sedimentazione a erosione) e delle differenze significative a parità di condizioni al contorno.

Granulometria media		Granulometrie rilevate		Differenza %	Station	Sezione
Deposito (tonn)	Deposito (m ³)	Deposito (tonn)	Deposito (m ³)			
-7.39E+02	-4.65E+02	-6.07E+02	-3.82E+02	4.9%	1	15
-2.64E+02	-1.66E+02	-1.78E+02	-1.12E+02	9.7%	2	16
-3.72E+02	-2.34E+02	-3.06E+02	-1.93E+02	4.9%	3	17
-3.01E+02	-1.89E+02	-2.78E+02	-1.75E+02	2.0%	4	18
1.81E+00	1.14E+00	1.09E+02	6.84E+01	-48.4%	5	19
-4.79E+01	-3.01E+01	-6.49E+01	-4.08E+01	-7.6%	6	20
1.82E+02	1.15E+02	1.42E+02	8.94E+01	6.2%	7	21
4.40E+02	2.77E+02	3.82E+02	2.40E+02	3.5%	8	22
7.45E+01	4.68E+01	-4.29E+01	-2.70E+01	Cambio di tendenza	9	23
-5.36E+02	-3.37E+02	-7.38E+02	-4.64E+02	-8.0%	10	24
-2.21E+03	-1.39E+03	-2.35E+03	-1.48E+03	-1.6%	11	25
3.49E+02	2.19E+02	1.39E+02	8.76E+01	21.5%	12	26
6.37E+01	4.01E+01	-6.86E+01	-4.32E+01	Cambio di tendenza	13	27
8.71E+02	5.48E+02	7.69E+02	4.84E+02	3.1%	14	28
2.42E+02	1.52E+02	1.72E+02	1.08E+02	8.5%	15	29
-9.28E+02	-5.84E+02	-9.14E+02	-5.75E+02	0.4%	16	30
1.42E+02	8.96E+01	4.98E+01	3.13E+01	24.1%	17	31
-9.16E+02	-5.76E+02	-9.40E+02	-5.91E+02	-0.6%	18	32
1.36E+03	8.56E+02	1.55E+03	9.76E+02	-3.3%	19	33
6.25E+02	3.93E+02	7.39E+02	4.65E+02	-4.2%	20	34
-5.18E+01	-3.26E+01	1.58E+02	9.94E+01	Cambio di tendenza	21	35
-1.50E+03	-9.41E+02	-1.50E+03	-9.45E+02	-0.1%	22	36
1.55E+03	9.73E+02	1.71E+03	1.07E+03	-2.5%	23	37
4.65E+02	2.92E+02	5.11E+02	3.21E+02	-2.3%	24	38
3.75E+01	2.36E+01	2.17E+02	1.37E+02	-35.3%	25	39
-7.08E+02	-4.45E+02	-5.12E+02	-3.22E+02	8.0%	26	40
-4.69E+02	-2.95E+02	-6.13E+02	-3.86E+02	-6.7%	27	41
1.56E+03	9.81E+02	1.58E+03	9.97E+02	-0.4%	28	42
-1.50E+03	-9.44E+02	-1.33E+03	-8.38E+02	3.0%	29	43
-3.05E+02	-1.92E+02	-3.07E+02	-1.93E+02	-0.2%	30	44
-2.93E+02	-1.84E+02	-4.13E+02	-2.60E+02	-8.5%	31	45
7.28E+02	4.58E+02	7.78E+02	4.90E+02	-1.7%	32	46
7.28E+02	4.58E+02	7.68E+02	4.83E+02	-1.4%	33	47
4.73E+01	2.98E+01	3.32E+02	2.09E+02	-37.5%	34	48
-2.23E+03	-1.40E+03	-2.03E+03	-1.27E+03	2.4%	35	49
4.25E+02	2.67E+02	2.40E+02	1.51E+02	13.9%	36	50
-3.47E+03	-2.19E+03	-2.84E+03	-1.79E+03	5.0%	Totale	

Tabella 8: Confronto tra i risultati in termini di trasporto solido totale delle simulazioni numeriche.

Per analizzare e confrontare tra loro i risultati delle simulazioni sono state prodotte delle cartografie di sintesi che illustrano rispettivamente:

- il bilancio sedimentologico nei diversi tratti in cui è stata suddivisa la porzione d'asta in esame;
- l'andamento dello stream power;
- la direzione prevalente del cambiamento morfologico.

La prima carta (Figura 87 e Figura 88) evidenzia come l'erosione sia la tendenza prevalente nella parte terminale del tratto esaminato forse per ripristinare il disequilibrio provocato dagli apporti solidi del rio Resartico mentre nel tratto centrale la tendenza alla sedimentazione o il sostanziale equilibrio sono interrotti da riprese erosive a valle di strettoie o restringimenti d'alveo in corrispondenza di alcune grosse barre laterali vegetate e stabilizzate.

La carta dello stream power (Figura 89 e Figura 90) ha un andamento molto più regolare nel caso della simulazione effettuata inserendo i valori di tutte le curve granulometriche rilevate (Figura 90).

La carta della direzione prevalente del cambiamento sembra la più significativa (Figura 91 e Figura 92). Quella ricavata dalla simulazione eseguita con tutte le curve granulometriche sembra aderire meglio alla realtà evidenziando la tendenza all'erosione laterale in corrispondenza dell'apporto della conoide del rio Resartico, la tendenza all'erosione verticale dopo il restringimento provocato dalla barra vegetata presso le sezioni 13-14 e la prevalente tendenza all'erosione laterale nella parte centrale con la formazione di meandreggi.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - BILANCIO SEDIMENTOLOGICO

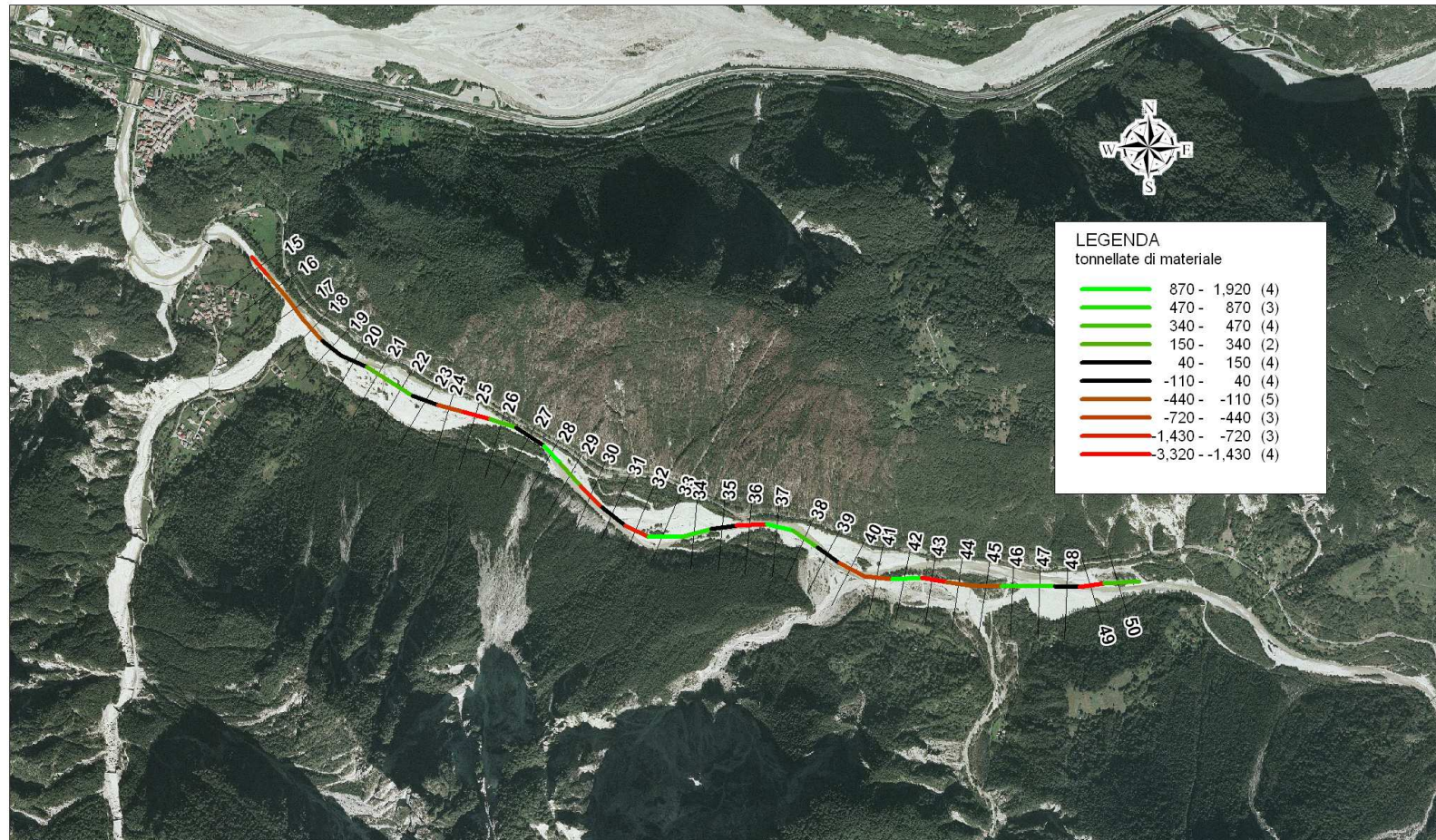


Figura 87: Bilancio sedimentologico con curva granulometrica media.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - BILANCIO SEDIMENTOLOGICO

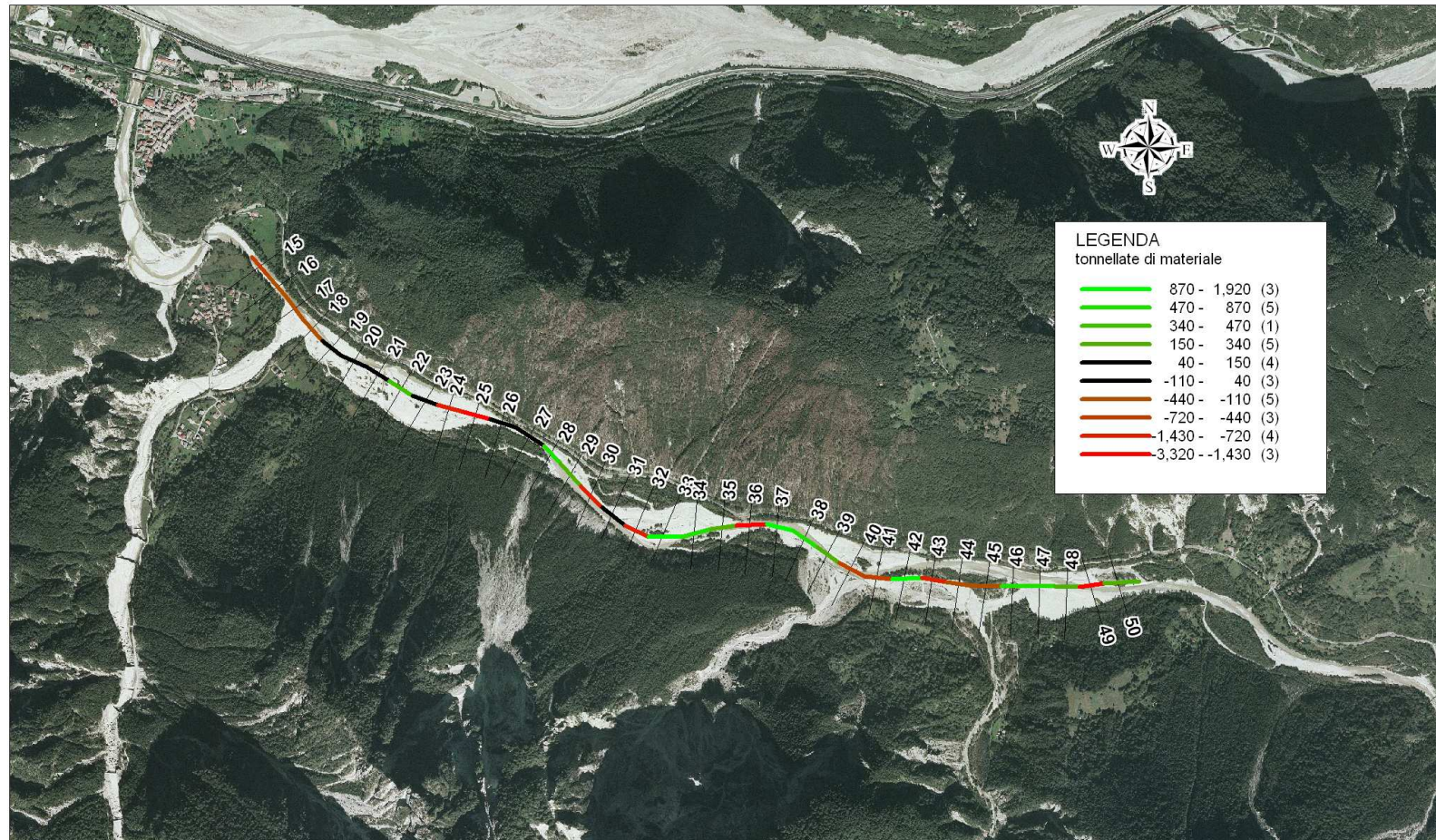


Figura 88: Bilancio sedimentologico con tutte le curve granulometriche rilevate.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - STREAM POWER

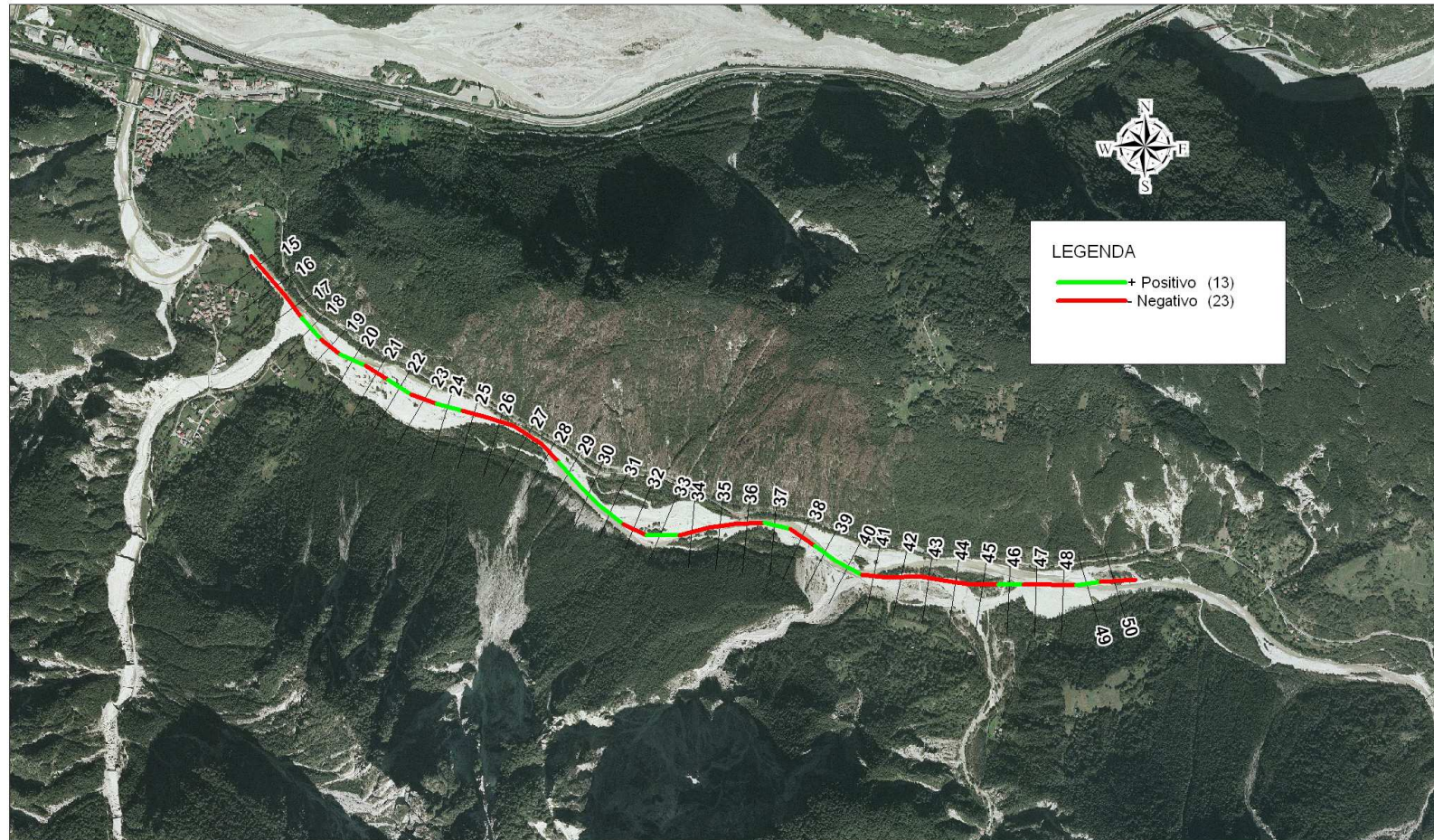


Figura 89: Stream power con curva granulometrica media.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - STREAM POWER

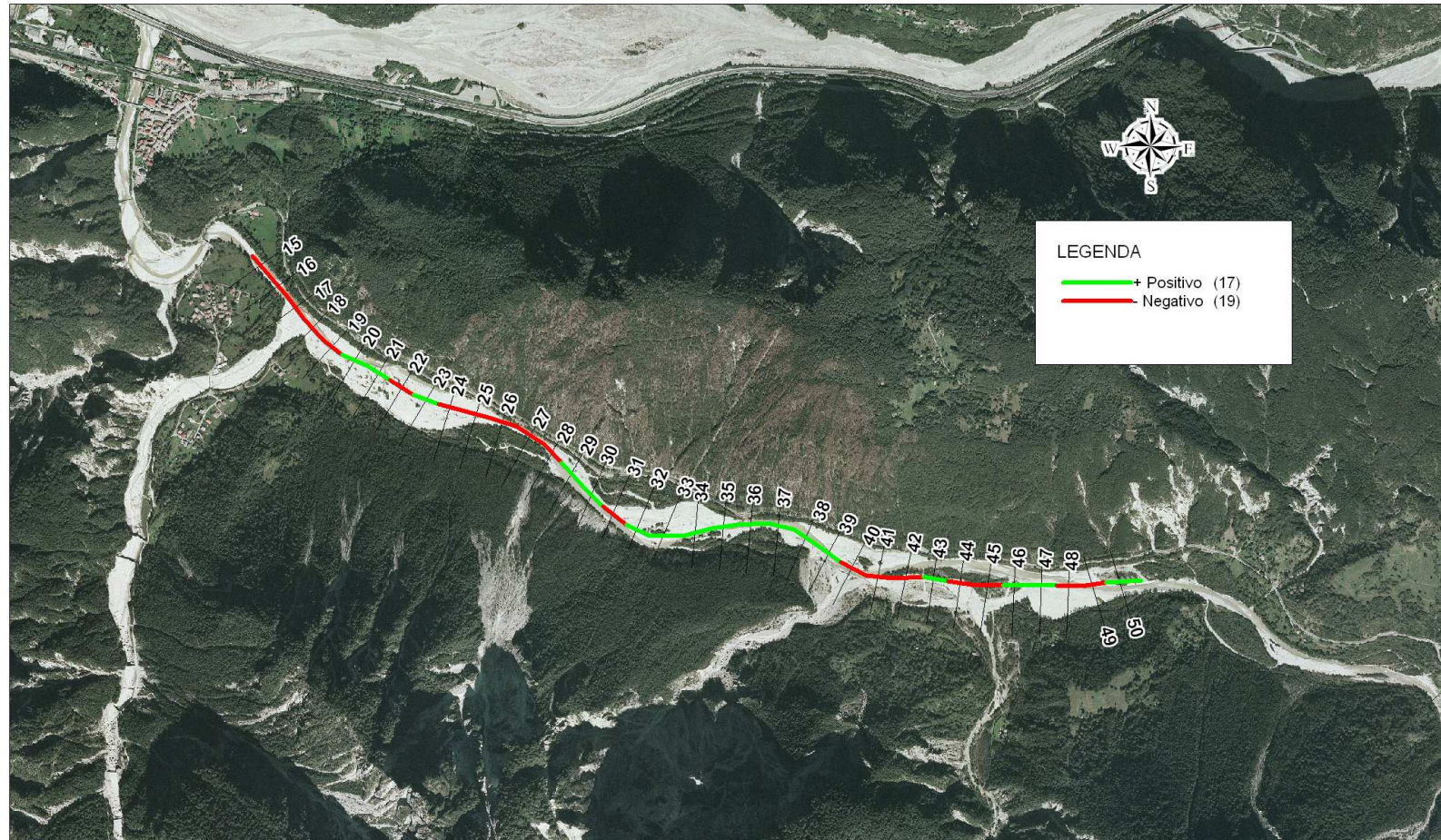


Figura 90: Stream power con tutte le curve granulometriche rilevate.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - DIREZIONE DEL CAMBIAMENTO

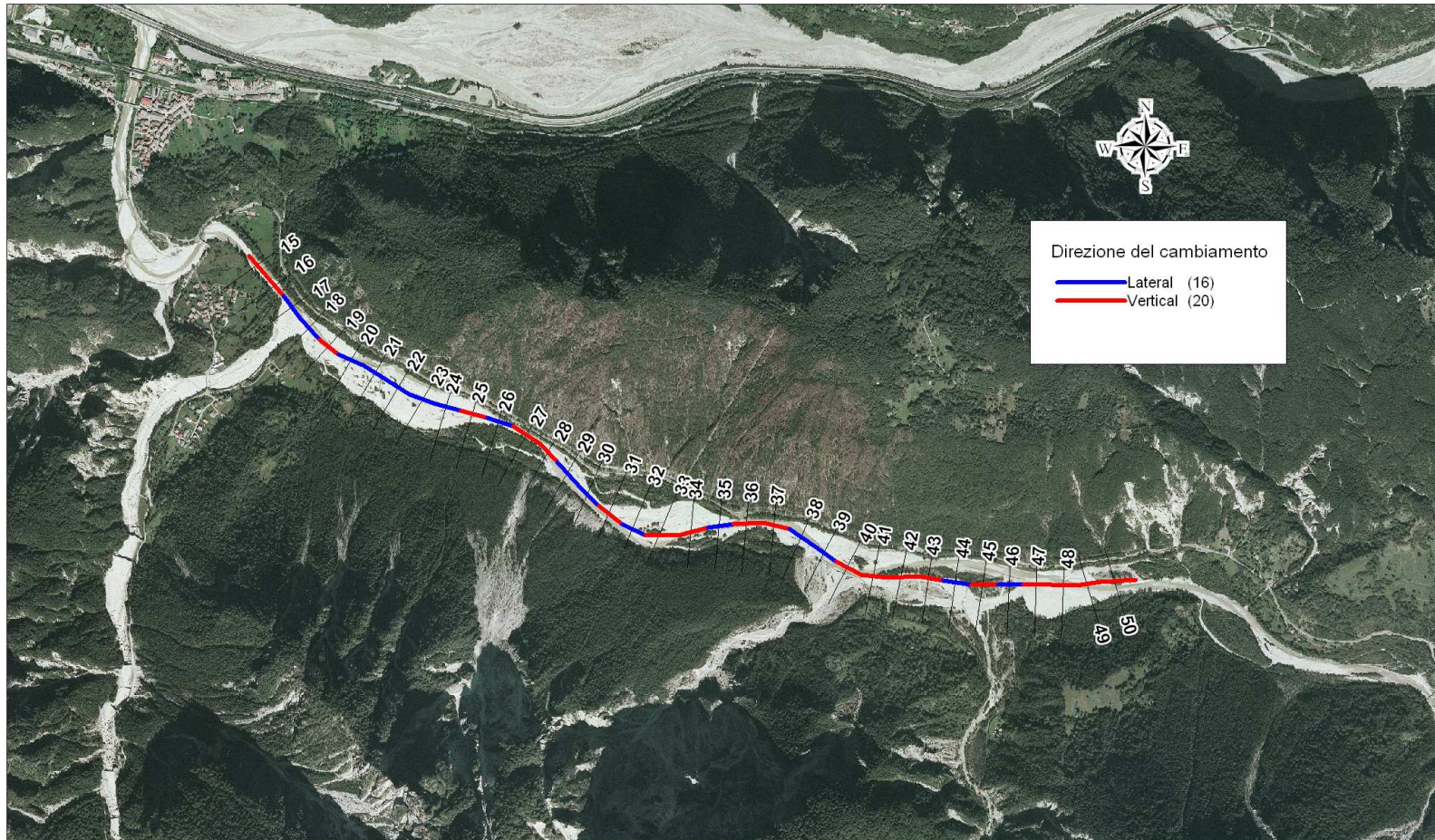


Figura 91: Direzione prevalente del cambiamento con curva granulometrica media.

TORRENTE RESIA: SIMULAZIONE A FONDO MOBILE CON GSTAR - DIREZIONE DEL CAMBIAMENTO

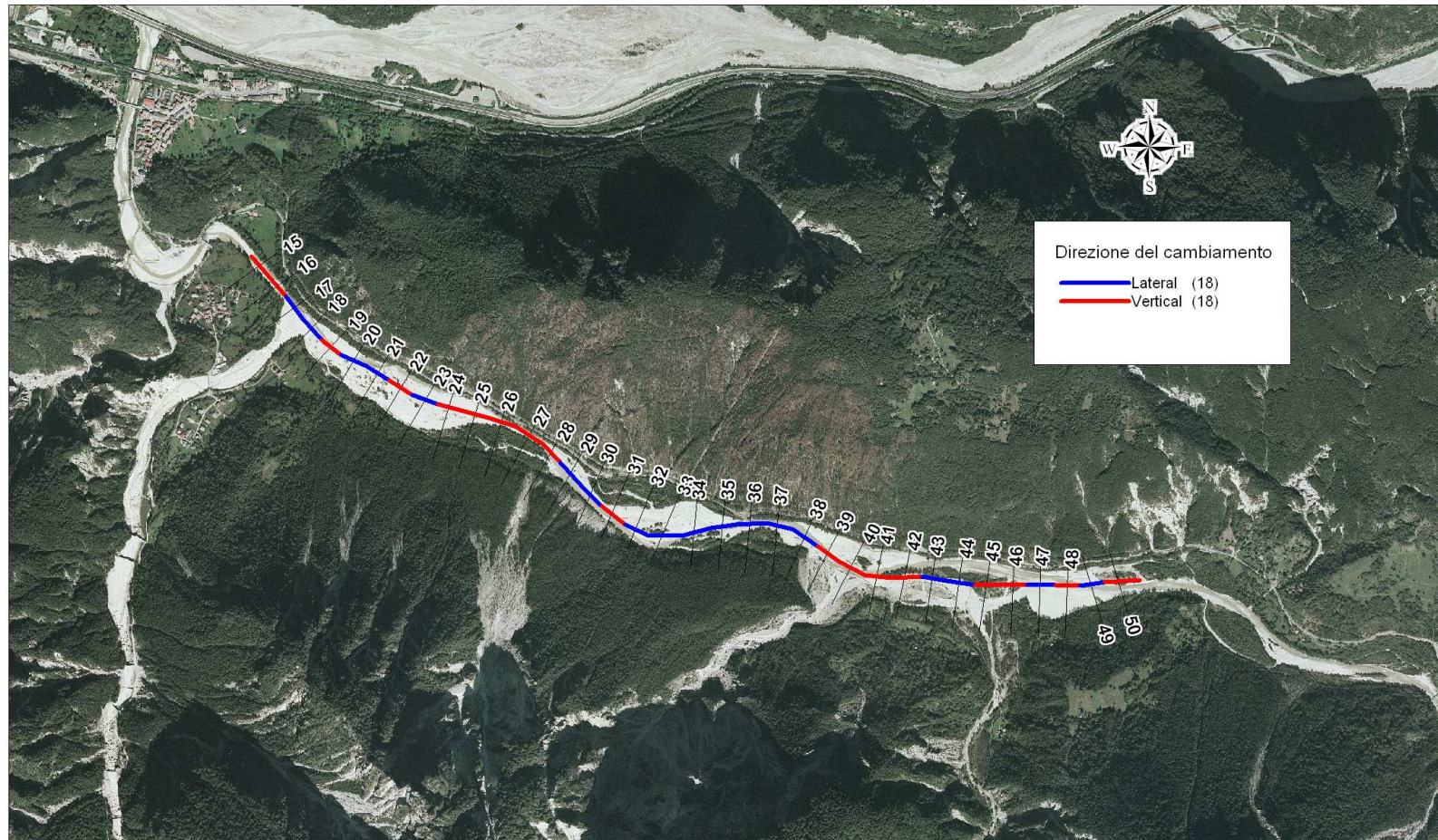


Figura 92: Direzione prevalente del cambiamento con tutte le curve granulometriche rilevate.

7.2.1 Simulazione del trasporto solido a scala di evento

La simulazione a scala di evento eseguita con GSTARS è risultata utile per tarare i parametri della simulazione a media scala, l'esame dei risultati prodotti ha fornito alcuni spunti di riflessione e l'occasione per illustrare quantitativamente alcuni concetti già espressi in forma teorica.

L'evento considerato è stato un evento di piena dell'ottobre 2004 del valore comparabile a quello di una piena formativa ($200 \text{ m}^3/\text{s}$).

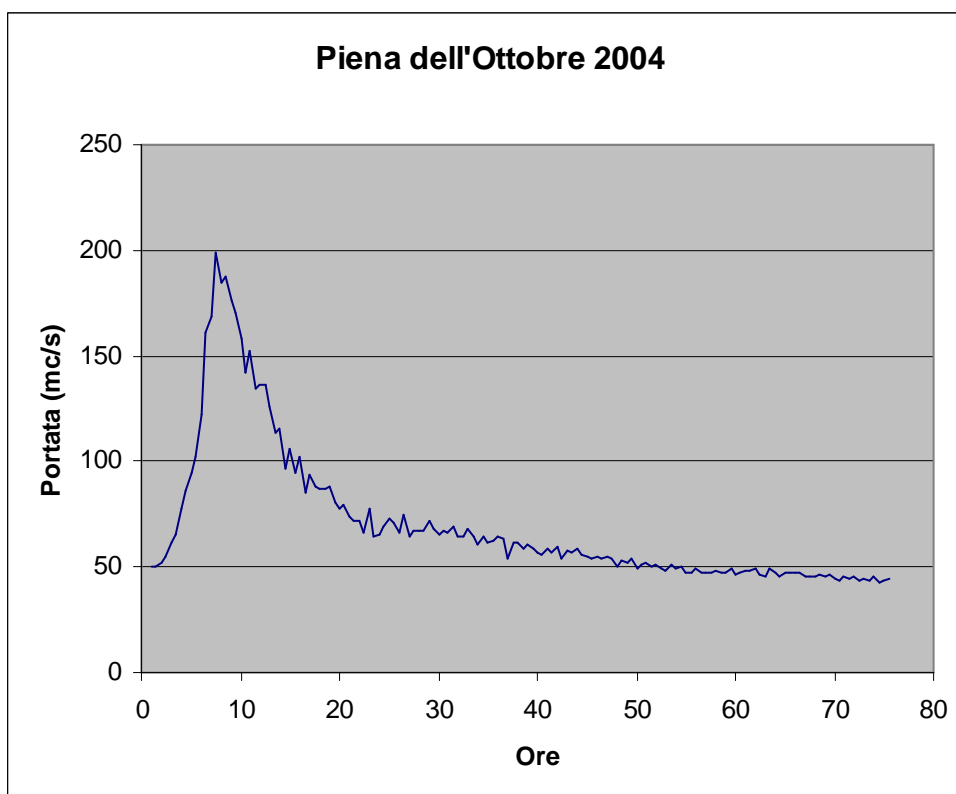


Figura 93: Andamento della piena del 2004.

La simulazione è stata eseguita nello stesso tratto descritto in precedenza e porta ad un generale processo di erosione (anche in questo caso non sono stati però introdotti gli apporti laterali) (Figura 94).

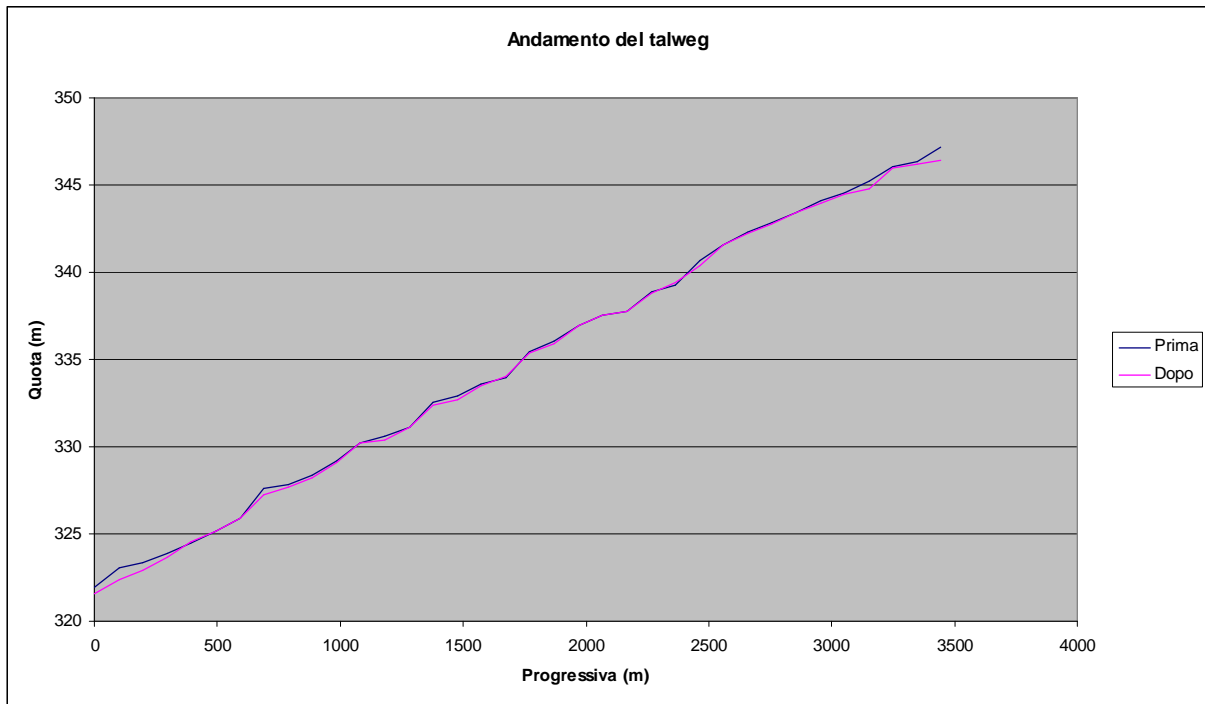


Figura 94: Variazione del talweg a seguito dell'evento di piena simulato.

Interessante risulta notare che, mentre alcune sezioni presentano una tendenza evolutiva costante (Figura 95), altre presentano una inversione della tendenza (da erosione a sedimentazione) con il procedere dell'evento (Figura 96).

Nella sezione 35 poi vi è poi uno sfasamento tra il valore della portata massima e quello della massima erosione osservata nel talweg indicativo di una certa inerzia del sistema.

È utile ricordare che, dal momento che interviene una variazione dello stato energetico di un corso d'acqua, è necessario un certo tempo perché quest'ultimo si riadatti ad una morfologia caratteristica in equilibrio con il nuovo stato energetico. Il tempo necessario perché ciò avvenga può essere più o meno lungo ed è funzione delle caratteristiche interne al sistema. Quando avviene una perturbazione dovuta ad un qualsiasi processo geomorfologico il sistema, per un certo periodo, non subisce alcuna reazione ed è necessario un certo lasso di tempo perché inizi la reazione all'impulso.

Il modello tenendo conto dell'assortimento e corrazzamento del materiale al fondo e della minimizzazione del valore dello stream power sembra descrivere bene questa inerzia.

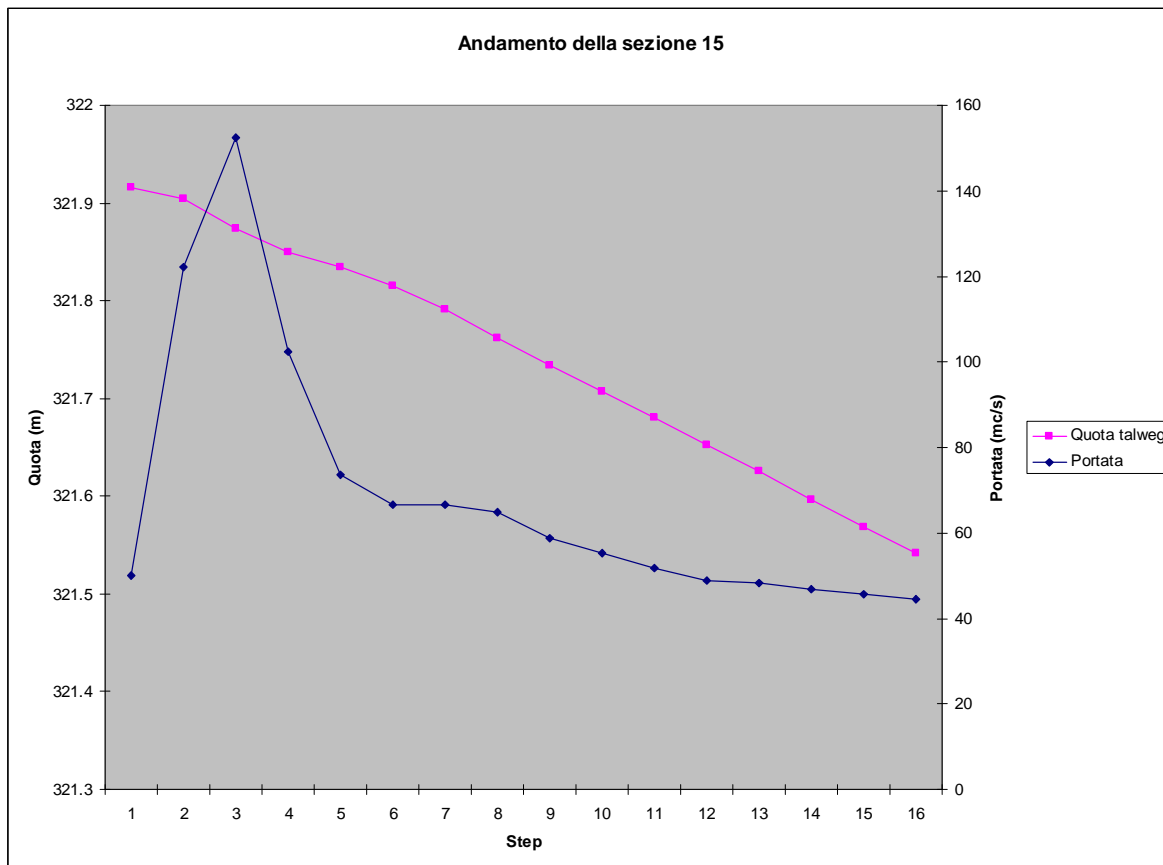


Figura 95: Confronto tra l'andamento della piena e la quota del talweg per la sezione 15.

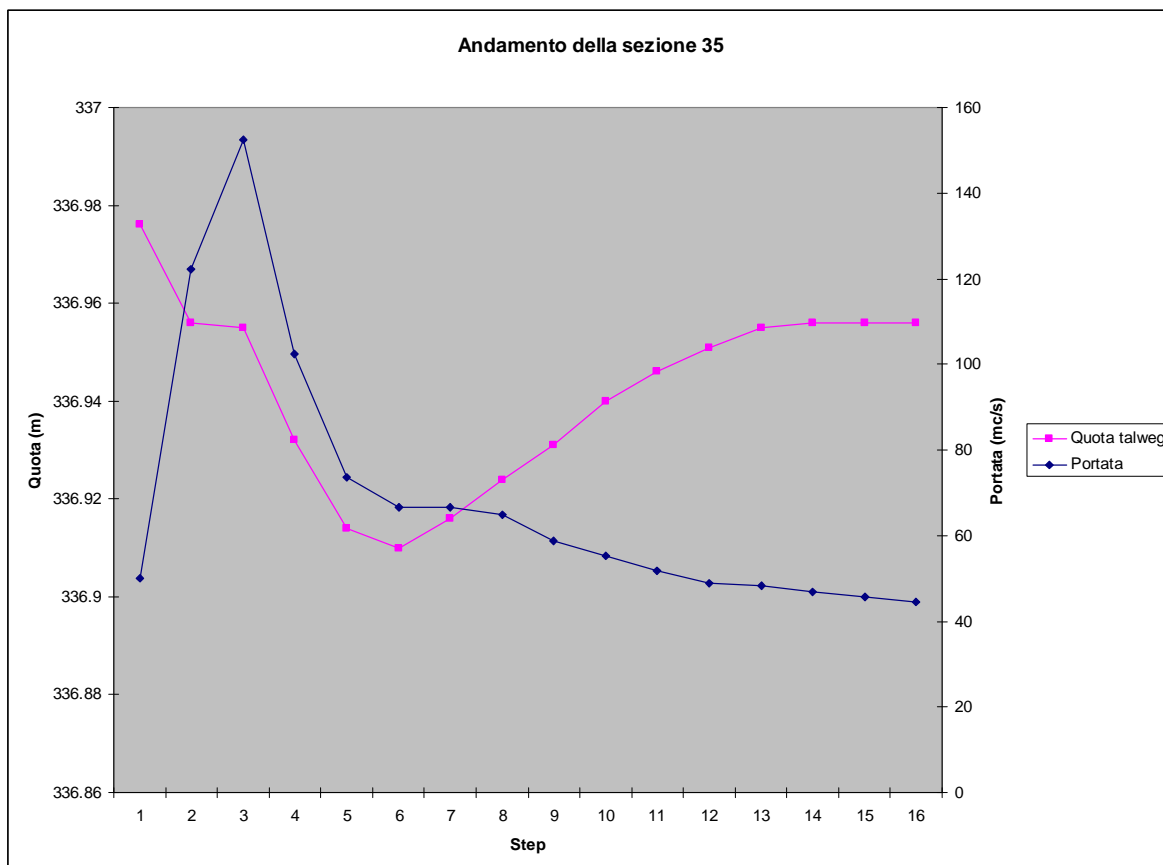


Figura 96: Confronto tra l'andamento della piena e la quota del talweg per la sezione 35.

7.3 Confronto dei risultati delle simulazioni monodimensionali con le carte tematiche qualitative

Difficile risulta eseguire un confronto delle risultanze della simulazione numerica con le carte tematiche descritte nei capitoli precedenti e derivate dalla classificazione di Rosgen e dall'analisi dei coefficienti granulometrici in quanto, soprattutto le prime, sono rappresentative di una tendenza a scala ancor maggiore ovvero pluriennale, mentre la simulazione numerica ha preso in considerazione il succedersi di una serie di piene verificatesi in un solo anno.

La carta dell'erosione di sponda potenziale ricavata dalla classificazione di Rosgen che nel tratto analizzato attraverso la modellazione risulta appartenere alla classe "molto alta" è in accordo con la carta della direzione prevalente del cambiamento ricavata dalla simulazione numerica (Figura 92). In tale carta infatti la parità degli intervalli in cui prevale l'erosione laterale e quella verticale sembra dettagliare meglio la tendenza evolutiva dell'asta che, come evidenziato dal bilancio sedimentologico (Figura 88) risulta in prevalente erosione.

La tendenza all'erosione ricavata attraverso il bilancio sedimentologico con tutte le granulometrie rilevate (Figura 88) non contrasta, anzi è quasi sovrapponibile, alla carta della tendenza della corrente ricavata dall'analisi dei coefficienti delle curve granulometriche rilevate in campagna.

Un certo disaccordo si nota nel confronto dei risultati riferiti alle prime sezioni (di valle) ove le curve granulometriche rilevate in alveo sono condizionate dagli apporti solidi del torrente Resartico. Probabilmente in tale tratto è però la simulazione numerica poco attendibile in quanto la sezione di chiusura è localizzata a monte della stretta generata dal Ponte Povici, in una zona a prevalente sedimentazione, e quindi non in equilibrio pertanto la condizione al contorno imposta (stage discharge) risulta debole.

Nella tabella sotto riportata trovano sintesi le informazioni ricavate limitatamente al tratto in cui è stata eseguita l'analisi numerica.

Station	Sezione	Direction of change	Stream power	Deposito (tonn)	Rosgen	Erosione di sponda potenziale	Tendenza della corrente	Caratteristiche della corrente
1	15	Vertical	-	-6.07E+02	C4	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
2	16	Vertical	-	-1.78E+02	C4	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
3	17	Lateral	-	-3.06E+02	C4	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
4	18	Lateral	-	-2.78E+02	C4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
5	19	Vertical	-	1.09E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
6	20	Lateral	+	-6.49E+01	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
7	21	Lateral	+	1.42E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
8	22	Vertical	-	3.82E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
9	23	Lateral	+	-4.29E+01	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
10	24	Vertical	-	-7.38E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
11	25	Vertical	-	-2.35E+03	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
12	26	Vertical	-	1.39E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
13	27	Vertical	-	-6.86E+01	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
14	28	Vertical	-	7.69E+02	D4	Molto alta	Tratto in forte erosione	Corrente moderatamente pulsante
15	29	Lateral	+	1.72E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
16	30	Lateral	+	-9.14E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
17	31	Vertical	-	4.98E+01	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
18	32	Lateral	+	-9.40E+02	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
19	33	Lateral	+	1.55E+03	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
20	34	Lateral	+	7.39E+02	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
21	35	Lateral	+	1.58E+02	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
22	36	Lateral	+	-1.50E+03	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
23	37	Lateral	+	1.71E+03	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
24	38	Lateral	+	5.11E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
25	39	Vertical	+	2.17E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
26	40	Vertical	-	-5.12E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
27	41	Vertical	-	-6.13E+02	D4	Molto alta	Tratto in equilibrio	Corrente moderatamente pulsante
28	42	Vertical	-	1.58E+03	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
29	43	Lateral	+	-1.33E+03	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
30	44	Lateral	-	-3.07E+02	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
31	45	Vertical	-	-4.13E+02	D4	Molto alta	Tratto in erosione	Corrente moderatamente pulsante
32	46	Vertical	+	7.78E+02	D3	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
33	47	Lateral	+	7.68E+02	D3	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
34	48	Vertical	-	3.32E+02	D3	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
35	49	Lateral	-	-2.03E+03	D3	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante
36	50	Vertical	+	2.40E+02	D3	Molto alta	Tratto in sedimentazione	Corrente moderatamente pulsante

Tabella 9: Risultanze tabellari della simulazione monodimensionale.

7.4 Analisi numerica bidimensionale

Prima di eseguire le simulazioni 2D sul caso reale sono state eseguite alcune simulazioni su un modello sintetico al fine di tarare alcuni parametri e valutare la risposta del sistema a diverse condizioni al contorno.

7.4.1 Riproduzione del modello fisico mediante CCHE2D

Al fine di testare il codice numerico ed eseguire alcune sperimentazioni sulla risposta morfologica a diverse sollecitazioni, è stato prodotto un modello di forma e pendenza simile al tratto di studio, ossia una valle alluvionale lunga 2 km e larga 140 metri entro cui meandreggia un canale largo 15 metri che presenta una profondità costante di 1 metro (Figura 97).

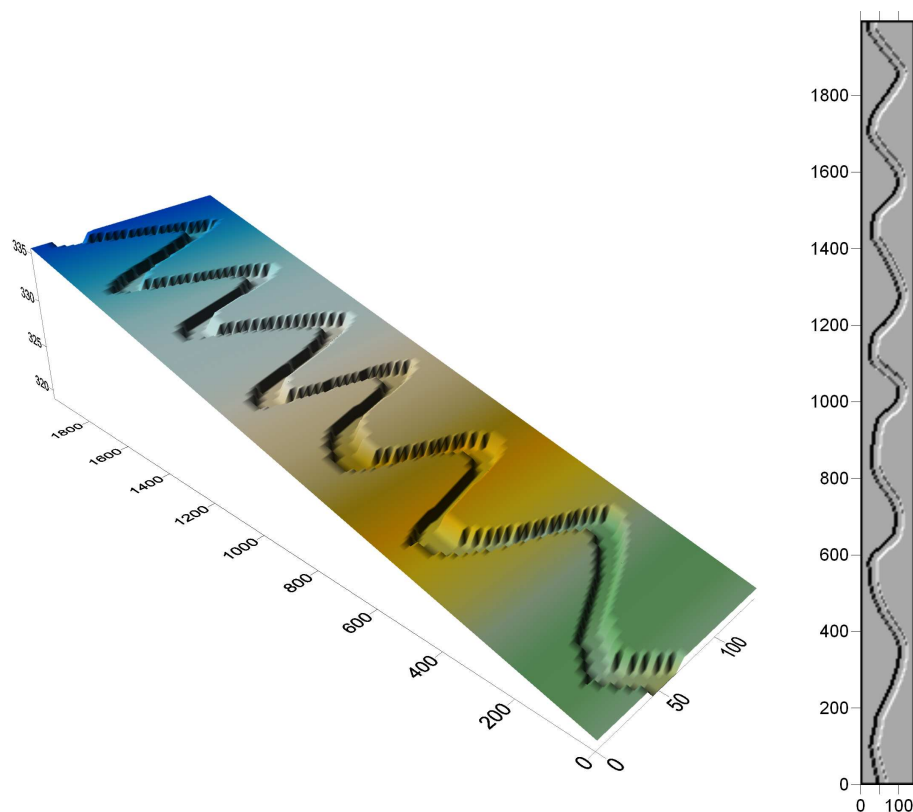


Figura 97: Il modello sintetico utilizzato per la taratura dei parametri.

Sono stati così messi in input 3 eventi della stessa magnitudo che si differenziano fra loro per il fatto che il primo va considerato come l'evento reale con una fase di salita della piena ed una di discesa di minor pendenza (riproduce una piena formativa “tipica” del Resia). Il secondo e il terzo sono le corrispondenti “curve di durata” dello stesso evento espresse secondo la classica forma discendente e in forma ascendente (Figura 98).

La piena analizzata ha durata di circa 36 ore.

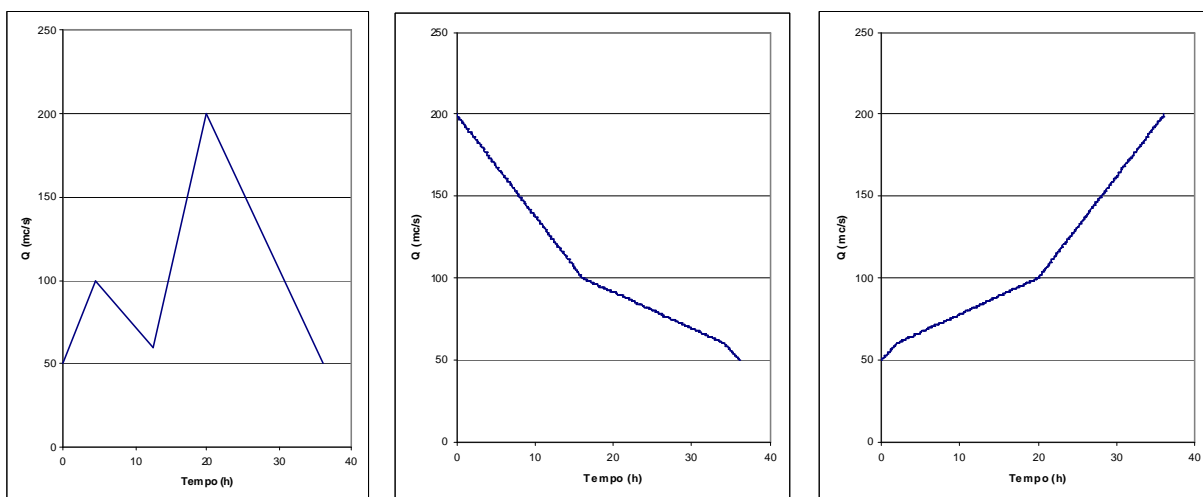


Figura 98: I tre idrogrammi posti in input nel modello sintetico.

Dalle simulazioni si ottengono risultati del tutto confrontabili in termini di bilancio sedimentologico ma abbastanza diversi in termini di morfologia d'alveo. Mentre nel primo caso otterremo la formazione di braided forse più realistici nel secondo e terzo caso i canali sono più incisi definiti e regolari (Figura 99).

Per quanto riguarda i volumi le differenze sono contenute al massimo al 6.5 % (Tabella 10).

	Volume sedimentato (m³)	Volume eroso (m³)	Differenza (sedimentazione) (m³)	Diff. %
Caso 1: evento	91578	33157	58421	0.00%
Caso 2: curva di durata discendente	99841	40485	59356	1.60%
Caso 3: curva di durata ascendente	97692	35524	62168	6.41%

Tabella 10: Differenze al livello di bilancio sedimentologico per le diverse simulazioni eseguite.

Il risultato non è di poco conto in quanto, se da una parte l'uso di idrogrammi o di curve di durata porta ad errori contenuti in termini di bilancio sedimentologico (almeno a scala di evento), dall'altra la previsione delle variazioni morfologiche attraverso l'utilizzo di curve di durata fornisce indicazioni molto diverse rispetto a quanto ottenibile modellando l'alveo con l'idrogramma e/o gli idrogrammi che hanno dato origine alla curva di durata.

Nel seguito si analizzano nel dettaglio le differenze morfologiche riscontrate nei tre diversi casi visualizzandone l'evoluzione in step di 6 ore.

CASO 1 - Ciclo

CASO 3 - Curva di durata ascendente

CASO 2 - Curva di durata discendente

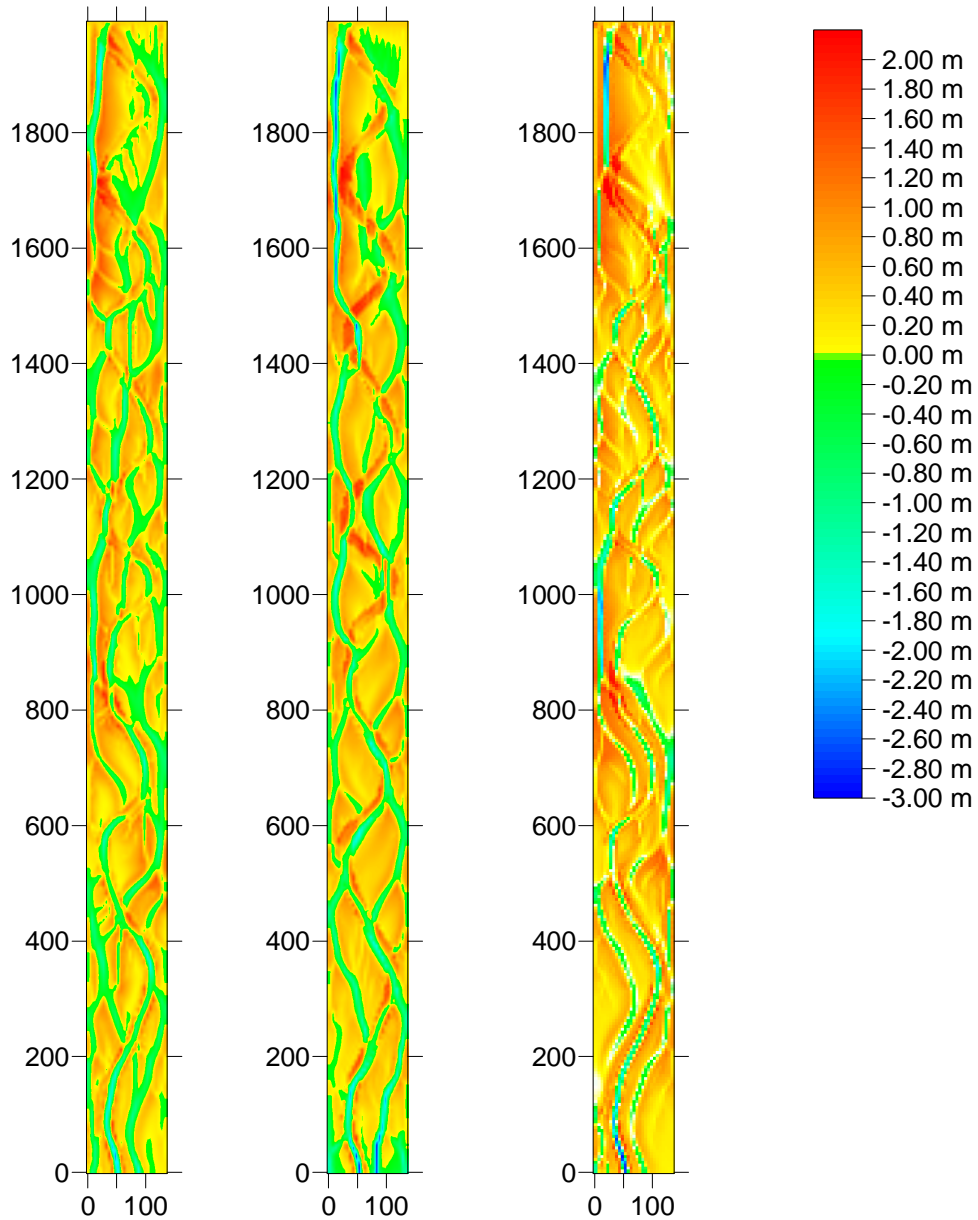


Figura 99: I risultati delle simulazioni con i tre diversi idrogrammi.

Nel caso dell'evento il canale principale si mantiene attivo e anzi si approfondisce, solo al montare del picco principale si ha la formazione di canali secondari (Figura 100).

EVENTO

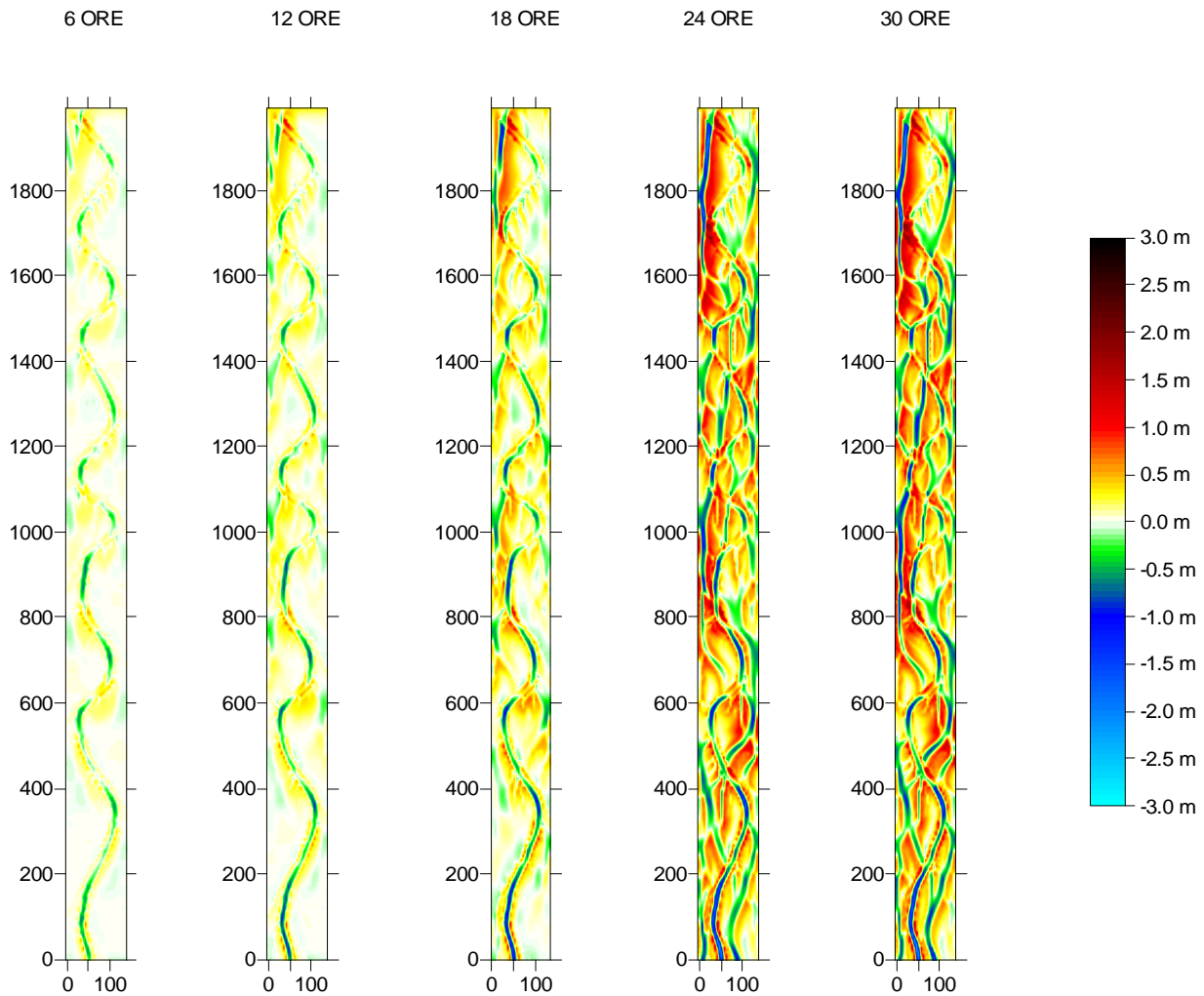


Figura 100: Variazioni morfologiche per un evento di piena formativa.

Diverso è il caso della curva di durata che maschera il canale principale sedimentandolo con formazione e incisione di nuovi canali (Figura 101).

CURVA DI DURATA DECRESCENTE

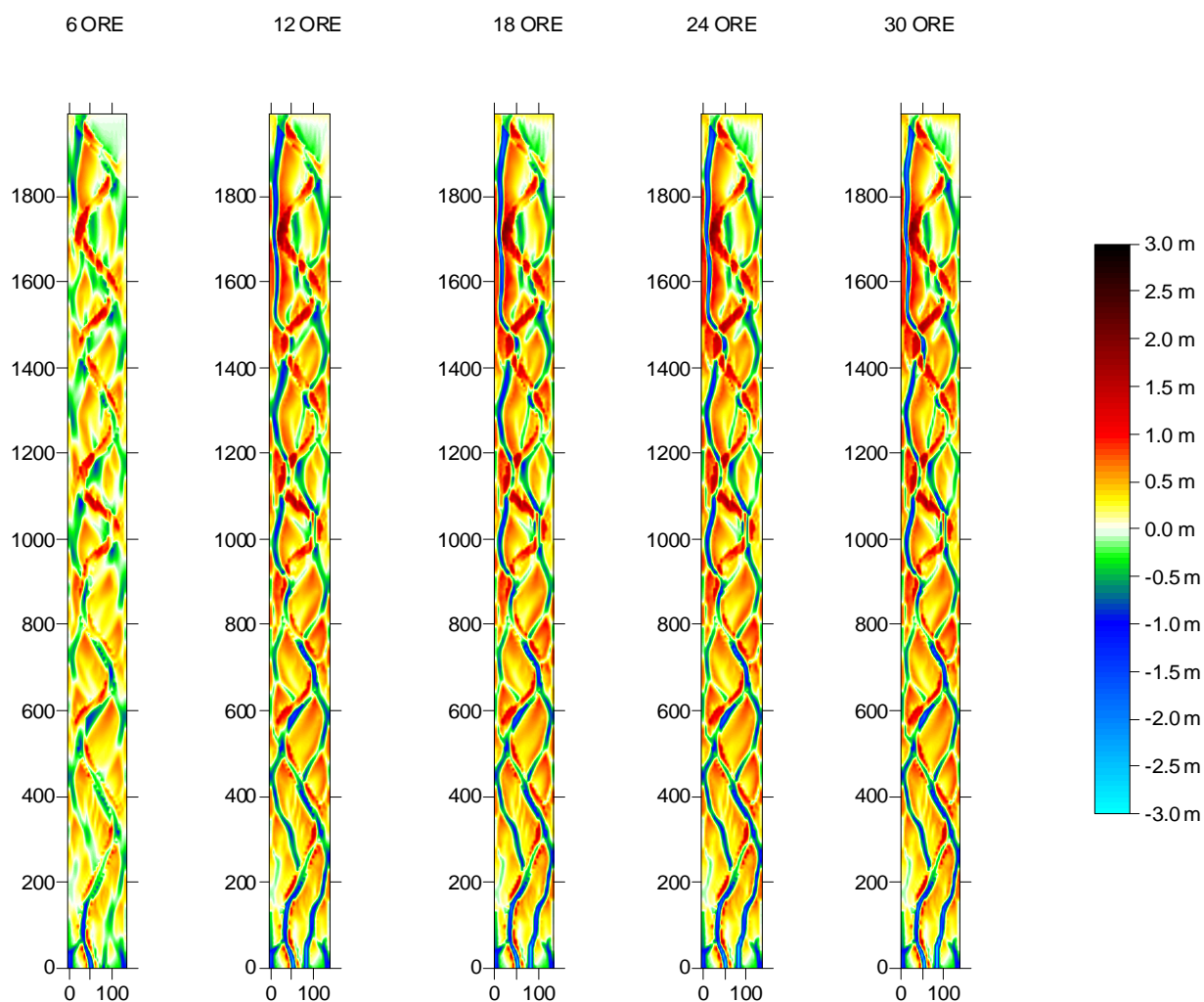


Figura 101: Variazioni morfologiche per una portata formativa espressa in termini di curva di durata.

In caso di curva di durata crescente il canale principale rimane attivo e solo attorno ai 100 m³/s (12 ore) incominciano a formarsi i canali secondari che si presentano però molto regolari e definiti (Figura 102).

CURVA DI DURATA CRESCENTE

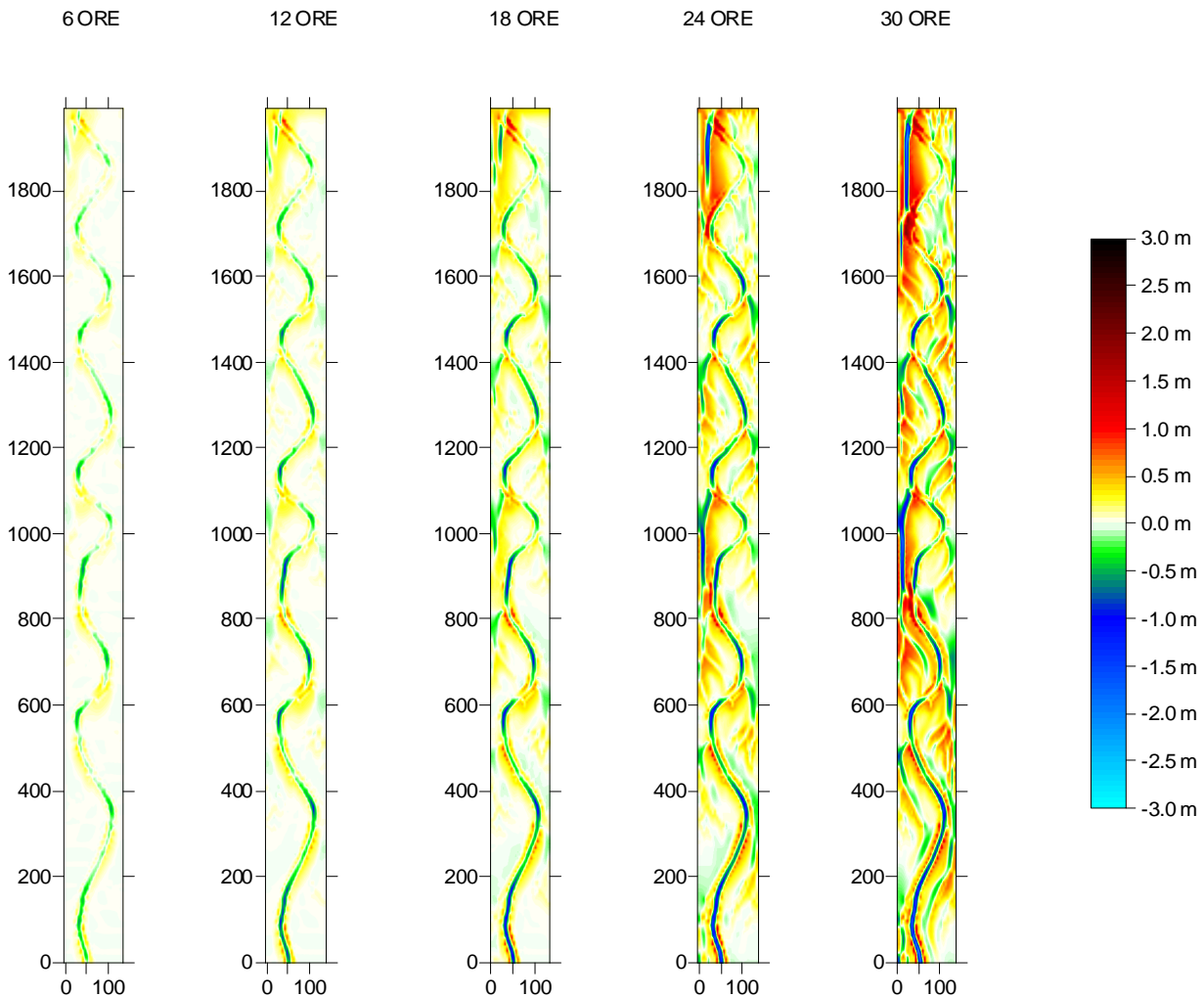


Figura 102: Variazioni morfologiche per una portata formativa espressa in termini di curva di durata crescente.

7.4.2 Modellazione numerica bidimensionale sul torrente Resia

La simulazione eseguita sul torrente Resia ha preso in considerazione un tratto di circa 4500 metri dalla località Povici (a valle del ponte ove è posta la stazione idrometrica) sino ai pressi della località Tigo.

La griglia di calcolo del modello bidimensionale è stata ricavata dal rilievo laser scan già utilizzato per ricavare le sezioni da porre in input al modello 1D. La dimensione media degli elementi quadrangolari è tale da descrivere al meglio la conformazione del territorio senza tuttavia comportare un eccessivo numero di elementi e un conseguente inutile appesantimento dell'algoritmo di risoluzione numerica.

Essendo una griglia curvilinea le dimensioni sono variabili ma, in media, la larghezza lungo la direzione trasversale è pari a 7 metri mentre nella direzione del moto è pari a 19 metri per un totale di un'area media della cella di 133 m².

7.4.2.1 Parametri impiegati nelle simulazioni

Le condizioni al contorno idrauliche assegnate al modello sono state imposte: a monte un l'idrogramma di piena formativa (portata di picco 200 m³/s) ed a valle la condizione di "open boundary". Oltre alle condizioni al contorno relative alla fase liquida è necessario definire anche le condizioni al contorno morfologiche.

Nel caso in esame, data la durata limitata del fenomeno studiato che si riduce alla simulazione di una singola onda di piena, è stata considerata a monte una situazione di equilibrio morfologico, imponendo quindi una variazione nulla del fondo alveo.

Per quanto riguarda il trasporto di sedimento dato che questo è esclusivamente di fondo per il movimento di ghiaie è stata utilizzata la formulazione empirica di Wu, et al (2000). Questa formula è comunemente usata nei casi di torrenti di media ed elevata pendenza e con distribuzione granulometrica dei sedimenti del fondo alveo simili a quella del tratto di studio.

Nel modello bidimensionale sono stati definiti due tipi di scabrezza uno per l'alveo attivo (canale di magra) ed uno per l'alveo inattivo (sponde, aree golenali vegetate). Il limite tra l'alveo attivo e l'alveo inattivo è stato assegnato attraverso fotointerpretazione.

In generale per il canale attivo è stato utilizzato un n di Manning pari a 0,03 (m^{-1/3}s), mentre per le zone golenali il valore è stato assunto pari a 0,05.

7.4.2.2 Simulazione dell'evento formativo e confronto fra i modello 1D e 2D

Il tentativo di valutare la tendenza evolutiva sul ciclo idrologico con un modello bidimensionale si è rilevata non praticabile per l'eccessivo tempo di calcolo e la difficoltà di tarare i parametri e di eseguire un'analisi di sensitività degli stessi che aiutasse poi a formulare un giudizio sui risultati ottenuti.

Un confronto fra i risultati delle simulazioni numeriche può, in questo caso, essere eseguito solo a scala di evento, nel nostro caso la simulazione è avvenuta prendendo in considerazione l'evento formativo avvenuto nel 2004 e utilizzato anche per l'analisi con il modello monodimensionale (Figura 103).

Poiché il modo migliore per valutare le differenze nell'analisi di un corso d'acqua con differenti modelli è quello di affrontare lo studio di uno stesso tratto fluviale e con le condizioni al contorno il più possibile confrontabili, diremo subito che nella presente analisi

questa condizione non è stata rispettata in quanto i due modelli presentano diverse formulazioni disponibili per il calcolo del trasporto solido.

È però fondamentale ricordare la necessità di valutare in maniera approfondita l'applicabilità delle singole espressioni della capacità di trasporto solido analizzando le modalità con le quali gli autori sono pervenuti alla loro definizione, le caratteristiche dei corsi d'acqua nei quali sono state sperimentate e la corrispondenza di tali ambiti con quello da esaminare.

Un altro aspetto utile da ricordare deriva dal fatto che i modelli matematici monodimensionali e bidimensionali richiedono una diversa rappresentazione del dominio fisico di calcolo.

Dato che i modelli utilizzati non permettevano un comparazione “diretta” nell'eseguire il confronto si porrà in particolare l'accento sulle indicazioni di carattere morfologico ed evolutivo che si possono trarre dall'utilizzo dei due modelli.

Nel modello bidimensionale si nota, come nel modello monodimensionale, un'alternanza di zone di deposizione e sedimentazione.

I risultati delle simulazioni effettuate rivelano una tendenza alla variazione della geometria dell'alveo essenzialmente di tipo planimetrico; non vi sono, se non localmente, importanti variazioni altimetriche, piuttosto si nota una redistribuzione del sedimento con una propensione al progressivo allargamento della sezione di deflusso.

In particolare il modello bidimensionale eseguito su dati Lidar acquisiti nel 2002 ha ben evidenziato la tendenza evolutiva avvenuta in corrispondenza del km 3+700 della Strada Provinciale (Figura 104).

In questo punto un'erosione laterale del torrente ha costretto l'ente gestore della strada ad intervenire realizzando un'opera di difesa (scogliera) come ben evidenziato dal confronto fra le ortofotocarte del 2002 (Figura 105) e del 2007 (Figura 106).

In questo caso è stato possibile cogliere un effetto locale che con il modello monodimensionale non veniva ben rappresentato e, soprattutto, puntualmente individuato.

I modelli 1D devono pertanto essere usati solo per una prima valutazione del comportamento morfodinamico dell'alveo e per determinati corsi d'acqua, quelli cioè privi di correnti secondarie e meandri, mentre difficilmente possono essere utilizzati per alvei a canali intrecciati.

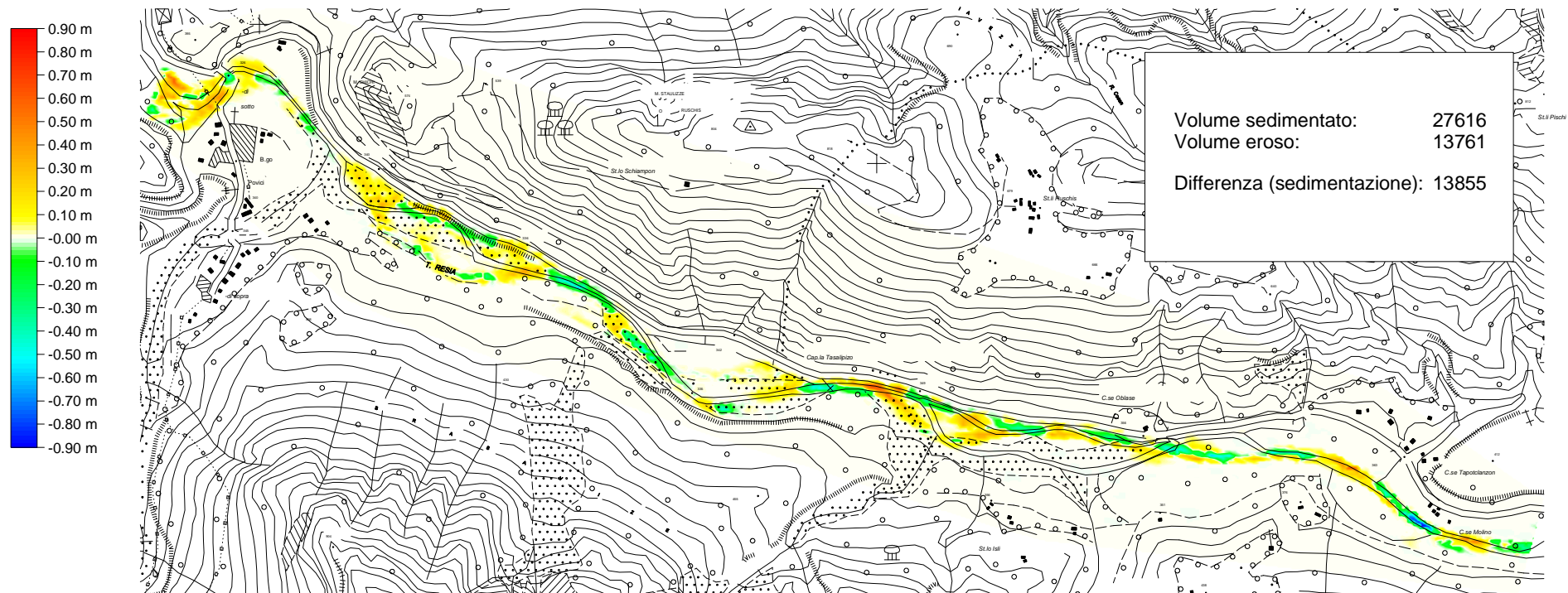


Figura 103: I risultati della simulazione dell'evento formativo.

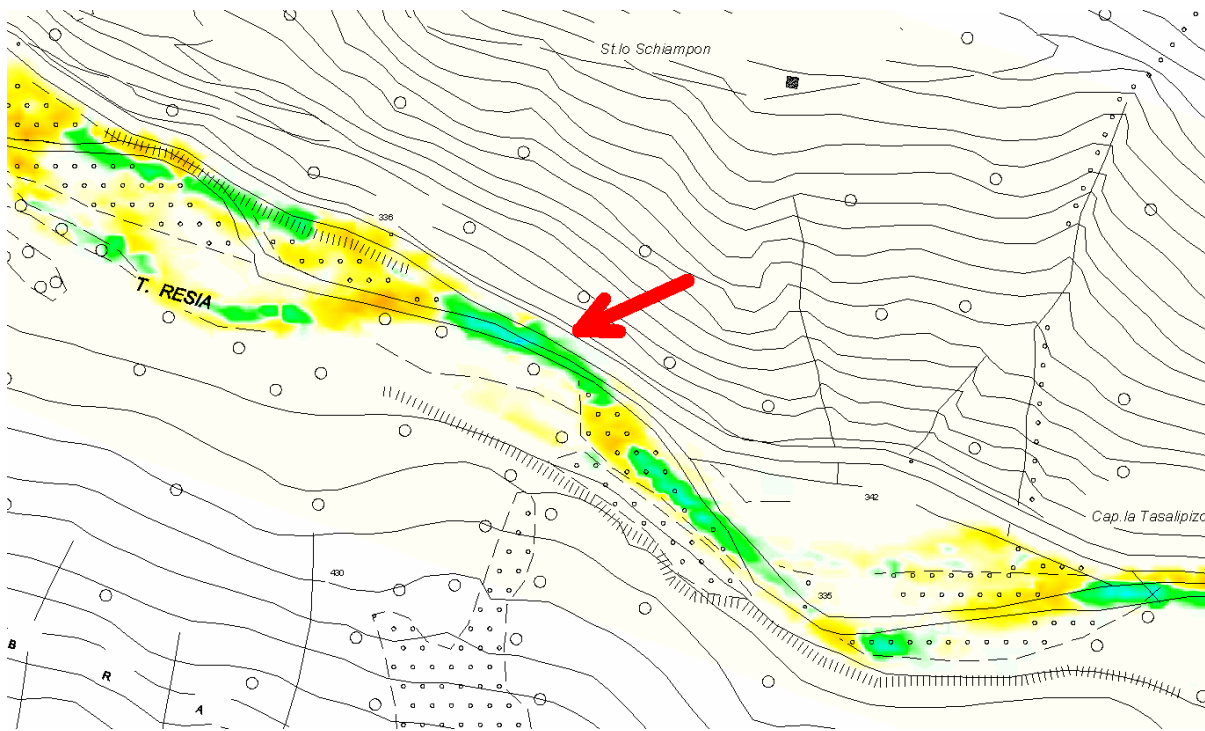


Figura 104: Indicazione dell'erosione modellata in corrispondenza al km 3+700 della strada provinciale.



Figura 105: Ortofotocarta del 2002 (non vi è la presenza di opere di difesa).



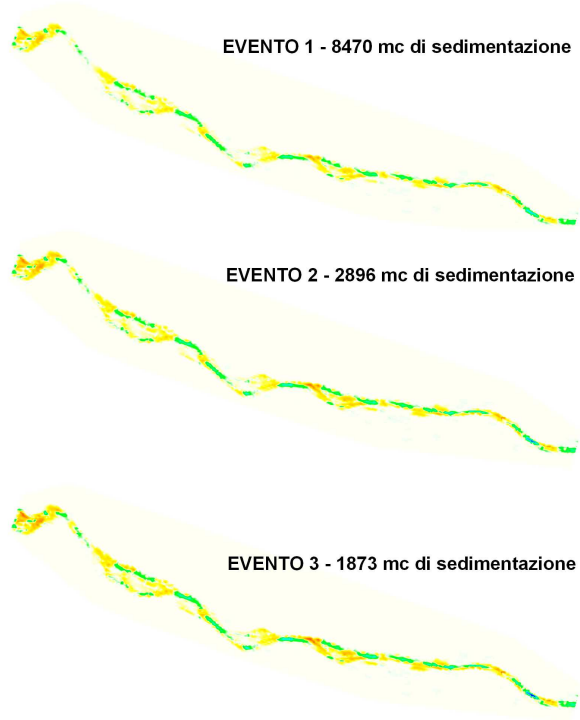
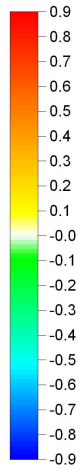
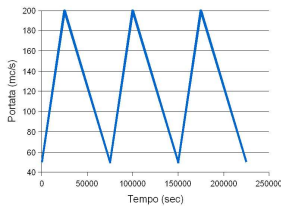
Figura 106: Ortofotocarta del 2007 con indicazione del punto di erosione e delle opere di difesa spondale eseguite.

Al fine di testare la validità del modello è stata eseguita un'ulteriore verifica a partire dalla considerazione che idrogrammi in sequenza delle stesse caratteristiche danno luogo a trasporto solido di intensità minore.

Tale tendenza è verificata con qualsiasi forma dell'idrogramma ossia sia che l'idrogramma sia breve e con magnitudo elevata sia se l'idrogramma è lungo con magnitudo modesta. La causa del fenomeno è però da attribuire a due fenomeni diversi.

Nel primo caso (idrogramma breve con magnitudo elevata) si verifica la tendenza della corrente a lasciare esposti in superficie gli elementi grossolani per infiltrazione di sedimenti fini (kinematic sorting). Nel secondo caso (idrogramma è lungo con magnitudo modesta) tale tendenza si verifica poiché la corrente tende a stabilizzare l'alveo riorganizzando gli elementi superficiali e a creare minor scabrezza il che riduce l'esposizione degli elementi grossolani.

Tale tendenza è ben rappresentata dalla modellazione bidimensionale eseguita sul tratto in esame (Figura 107), la sequenza di 3 idrogrammi con valori di picco prossimi alla portata formativa dell'alveo produce infatti una considerevole riduzione del trasporto solido.



EVENTO 1 - 8470 mc di sedimentazione

FINE EVENTO 1
 Volume sedimentato: 20743
 Volume eroso: 12273
 Differenza (sedimentazione): 8470

EVENTO 2 - 2896 mc di sedimentazione

FINE EVENTO 2
 Volume sedimentato: 25011
 Volume eroso: 13645
 Differenza (sedimentazione): 11366

EVENTO 3 - 1873 mc di sedimentazione

FINE EVENTO 3
 Volume sedimentato: 28909
 Volume eroso: 15670
 Differenza (sedimentazione): 13239

Figura 107: Il trasporto solido per una sequenza di eventi.

8 CONCLUSIONI

Il presente lavoro ha analizzato un tratto del torrente Resia (un sottobacino del Fiume Fella sito in provincia di Udine) per definire dapprima su base geomorfologica e quindi su base numerica la tendenza evolutiva di una sezione dell'asta.

Sono stati eseguiti una serie di rilievi di campagna che hanno portato alla classificazione morfologica dell'intero corso d'acqua sulla base del metodo di Rosgen e all'individuazione delle principali forme morfologiche.

Il lavoro di campagna è consistito altresì nell'esecuzione di numerosi rilievi granulometrici ponderali del letto per definirne l'esatta composizione e le sue caratteristiche tessiturali.

L'analisi del trasporto solido è stata eseguita sia a scala media annua sia a scala di evento basandosi su una sequenza di eventi registrati dall'idrometro posto in località Povici poco a monte la sezione di chiusura del bacino e a valle del tratto oggetto delle simulazione numerica.

Per quanto riguarda il trasporto solido a scala media annua la modellazione è stata eseguita con il codice di calcolo monodimensionale GSTARS che ricava le relazioni del regime basandosi sulla descrizione dei principali processi fisici caratterizzanti il fenomeno dell'automodellamento dei corsi d'acqua. La determinazione del problema viene ottenuta mediante criteri di ottimizzazione. Yang (1976) e Chang (1980) ipotizzano che il processo di adattamento di un alveo naturale sia tale da minimizzare l'energia dissipata dalla corrente.

Le tendenze evolutive ottenute sono state poste a confronto con le osservazioni raccolte durante lo studio geomorfologico del torrente.

Lo studio della dinamica d'alveo si presenta come un fenomeno complesso in cui è necessario fissare con adeguata precisione i termini e le condizioni di analisi. Le condizioni da imporre sono essenzialmente:

- geometrico - planimetriche: sponde non erodibili, alvei artificiali, manufatti, ...
- geometrico - altimetriche: soglie naturale e artificiali;
- apporti solidi: frane, trasporto da affluenti;
- apporti liquidi: ingresso dalla sezione di monte + afflussi distribuiti e concentrati.

Le condizioni al contorno devono essere definite nello spazio e nel tempo.

Per quanto riguarda le caratteristiche plano-altimetriche si è fatto ricorso ad un dettagliato rilievo laser-scan, il modello tiene conto di eventuali apporti laterali causati dall'erosione delle sponde, mentre vista l'analisi di un anno medio è lecito trascurare gli apporti solidi degli affluenti alcuni dei quali, è bene ricordare, in particolari condizioni sono sede di trasporto

solido di massa e colate detritiche che si riversano sull'asta principale del torrente Resia provocando deviazioni della corrente principale.

L'anno preso a riferimento ha visto il susseguirsi di una serie di eventi di tipo non catastrofico ma capaci di incidere sull'assetto della morfologia d'alveo, per ridurre il tempo di calcolo sono stati esclusi dall'idrogramma posto in input al programma i valori di portata inferiori ad 1/10 della portata formativa.

La formula scelta per il calcolo del trasporto solido è quella di Yang, che ben si adatta ad un alveo ghiaioso quale quello in esame.

Il paragone con le tendenze ricavate dall'analisi geomorfologica è stato eseguito per mezzo di carte tematiche appositamente create che facilitano il confronto e l'analisi dei dati.

La comparazione è risultata difficile; la comprensione della dinamica fluviale trova giovamento da una lettura combinata delle informazioni ricavate dalle osservazioni ed elaborazioni dei dati di natura geomorfologica ed i risultati della modellazione numerica, nonostante questo si possono fare alcune considerazioni.

Le carte tematiche derivate dalla classificazione di Rosgen e dall'analisi dei coefficienti granulometrici sono rappresentative di una tendenza a scala pluriennale, mentre la simulazione numerica ha preso in considerazione il succedersi di una serie di piene verificatesi in un solo anno.

La tendenza all'erosione ricavata attraverso il bilancio sedimentologico è però, nel tratto ove è stata eseguita l'analisi numerica, quasi sovrapponibile alla carta della tendenza della corrente ricavata dall'analisi dei coefficienti delle curve granulometriche rilevate in campagna.

Le indicazioni che si ricavano dall'analisi degli indici granulometrici sembrano fornire indicazioni molto interessanti, essi sono però condizionati dall'effettiva rappresentatività del settore in cui è stata eseguito il rilievo e dalle contaminazioni che gli apporti dei collettori laterali o dei franamenti di sponda determinano sui sedimenti dell'asta principale.

La modellazione bidimensionale è stata utilizzata, nel caso in esame, a scala di evento; il tentativo di valutare la tendenza evolutiva sul ciclo idrologico con un modello bidimensionale si è rilevata non praticabile per l'eccessivo tempo di calcolo e la difficoltà di tarare i parametri.

La modellazione a scala di evento risultata utile per descrivere effetti locali che con i modelli monodimensionali non vengono ben rappresentati e, soprattutto, puntualmente individuati.

9 BIBLIOGRAFIA

- ACKERS, P. AND WHITE W.R. (1973). Sediment transport: new approach and analysis, Proc. Hydraulics Div., ASCE, 99 (HY11), pp. 2041-2060.
- ALLEN J.R.L. (1974). Reaction, Relaxation and Lag in Natural Sedimentary Systems: General Principles, Examples and Lessons. Earth Sciences Rev., 10, pp. 263-342.
- ANDREWS, E.D. (1983). Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. Geol. Soc. Am. Bull. 94, pp. 1225-1231.
- BAGNOLD R.A. (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics. USGS Professional Paper, 422-J, Washington D.C..
- BAGNOLD R.A. (1980). An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. London: Royal Society of London Proceedings A405: pp. 369-473.
- BENNETT J.P., AND NORDIN C.F. (1977). Simulation of sediment transport and armouring, Hydrological Sciences Bulletin, XXII.
- BEVEN K. J., KIRKBY M. J. (1979). A physically based variable contributing area model of catchment hydrology. Hydrological Science Bulletin, 24 (1), pp. 43-69.
- BILLI P. (1994). Morfologia dei corsi d'acqua. Verde Ambiente, 5: 61 - 70.
- BILLI P. E PARIS E. (1992). Bed sediment characterization in river engineering problems. In: Erosion and Sediment Transport Monitoring in River Basins. IAHS Publ. no. 210: pp. 11-20.
- BLONDEAUX P., SEMINARA G. (1983). Formazione dei meandri in alvei incoerenti.. In: Giornata di studio "Corsi d'acqua con letti di materiale grossolano ed incoerente", Napoli, pp. 141-180.
- BRICE J. C. (1975). Air photo interpretation of the form and behavior of alluvial rivers. Final report to the US Army Research office.
- BRICE J. C. (1984). Planform properties of meandering rivers. In: Elliott M. (ed.), River Meandering. Proc. Conf. "Rivers 83", New Orleans, Louisiana, USA, 24 - 26 oct. 1983. Am. Soc. Civ. Eng., New York: 1 - 15.
- BRICE J. C. E BLODGETT J. C. (1978). Counter measures for hydraulic problems at bridges. Vol. 1, Analysis and Assessment. Washington D.C., Federal Highway Administration: pp. 169.
- BROOKES A. (1988) Channelized Rivers Perspectives for Environmental Management. John Wiley & Sons, UK, pp. 336.

- BROOKES A. (1990). Restoration and enhancement of engineered river channels: some European experiences, *Regulated Rivers: Research and Management*, 5, pp. 45-56.
- BROWNLIE (1981). Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels. Phd. Thesis, Pasadena California, pp. 410.
- BRUNSDEN D. (1980). Applicable models of long term landform evolution. *Z. Geomorph. N.F.*, 36, pp. 16-26.
- CHANG H. H. (1992). *Fluvial Processes in River Engineering*. Krieger Publishing Company, Malabar, Florida; 423 pp.
- CHANG H. H. AND HILL J. C. (1976). Computer Modelling of Erodible Flood Channels and Deltas, *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 102(HY10), pp. 1461-77, pp. 1355-6.
- CHANG H.H. (1979). Minimum stream power and river channel patterns, *J. of Hydrology*, 41.
- CHANG H.H. (1980a). Stable alluvial canal design, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 106.
- CHANG H.H. (1980b). Geometry of gravel streams, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 106.
- CHURCH M.A. (1992). Channel morphology and typology. In P. Calow and G.E. Petts (eds.). *The Rivers Handbook*. Blackwell, Oxford, UK, pp. 126-143.
- CHURCH M.A. (1983). Pattern of instability in a wandering, gravel-bed channel. In *Modern and ancient fluvial systems*, J.D. Collinson and J. Lewin [Eds.]. *Int. Assoc. Sedimentology, Special Pub. 6*, 169-180.
- CHURCH M., GOMEZ B. (1989). An assessment of Bed Load Sediment Transport Formulae for Gravel Bed Rivers. *Water Resources Research*, 25, pp. 1161-1186.
- COLBY, B. R. (1964). Discharge of sands and mean-velocity relationships in sand-bed streams. *U. S. Geological Survey Professional Paper 462-A*, pp. 47.
- D'AGOSTINO V. (2003). *Dinamica dei corsi d'acqua e progettazione di interventi di ricostruzione morfologica*. Quaderni, Università degli Studi di Bergamo – Centro Studi sul Territorio: “Corsi d'acqua e aree di sponda: per un progetto di valorizzazione – Tecniche d'intervento sui corsi d'acqua e sulle aree spondali”, Bergamo – University Press, Ed. Sestante, 21 – 34.
- D'AGOSTINO V. (2003). *Dinamica dei corsi d'acqua e progettazione di interventi di ricostruzione morfologica*. Quaderni, Università degli Studi di Bergamo, Bergamo – University Press, Ed. Sestante, 21 – 34.

- D'AGOSTINO V. (2005). Morfologia e dinamica dei corsi d'acqua di montagna. D'Agostino V. & Carraro V. (eds.), *Conoscere il sistema fiume in ambiente alpino*, Pubblicazione del Corso di Cultura in Ecologia, Atti del 41.mo corso, Università di Padova.
- D'AGOSTINO V. (2005). Morfologia e dinamica dei corsi d'acqua di montagna. D'Agostino V. & Carraro V. (eds.), *Conoscere il sistema fiume in ambiente alpino*, Pubblicazione del Corso di Cultura in Ecologia, Atti del 41.mo corso, Università di Padova.
- D'AGOSTINO V., VIANELLO A. (2004). Identificazione morfodinamica del reticolo idrografico: integrazione fra rilievi di campo e tecniche GIS. *Quaderni di Idronomia Montana*, 24, 271 – 290.
- D'AGOSTINO V., LENZI M. A. (1997). Origine e dinamica della morfologia a gradinata (step-pool) nei torrenti alpini ad elevata pendenza. *Dendronatura* 2: 7 - 38.
- D'AGOSTINO V., LENZI M. A., SONDA D. (1999). La gestione dell'erosione; scienza tecnica e strumenti a confronto per il controllo dei fenomeni torrentizi. Atti del Convegno: I. R. S. T.; Povo di Trento, 28 Maggio 1999.
- D'AGOSTINO V., VIANELLO A., ZASSO M. (2007). Analisi fluvio-morfologica del torrente Sarca di Val Genova e progettazione di massima degli interventi riqualificanti a più alta priorità Provincia Autonoma di Trento, 83 pp.
- DARBY, S.E., AND C.R. THORNE (1996). Modelling the sensitivity of channel adjustments in destabilized sand-bed rivers, *Earth Surface Processes and Landforms*, 21 (12), pp. 1109-1125.
- DARBY, S.E., AND C.R. THORNE (1996). Numerical simulation of widening and bed deformation of straight sand-bed rivers. 1. Model development, *Journal of Hydraulic Engineering-Asce*, 122 (4), pp. 184-193.
- DIETRICH W. E., J. W. KIRCHNER, IKEDA H., ISEYA F. (1989). Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bed rivers. *Nature*, 340, 215 – 217.
- DIETRICH W.E., DUNNE T., HUMPHREY N.F, REID L.M. (1982): Construction of Sediment budgets for Drainage Basins. USDA Forest Service, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, pp. 5-23.
- DOWNS P. W. (1995). Estimating the probability of river channel adjustment. *Earth Surface Process and Landforms*, 20, pp. 687-705.
- DUAN J.G., WANG S.S.Y. JIA Y. (2001). The application of enhanced CCHE2D model to study the alluvial channel migration processes. *Journal of Hydraulic Research*, 39(5), 469-480.

- DU BOYS (1879). Le Rhône et les Rivières à Lit Affouillable. Mem. Doc., Ann. Pont et Chaussees, ser. 5, Vol XVIII.
- EINSTEIN H.A. (1950). The bed-load function for sediment transportation in open channel flow, Technical Bulletin n° 1026, Dept. of Agriculture, Washington, D.C.
- ENGELUND F., HANSEN E. (1967). A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams, Denmark Technical University, Hydraulic Laboratory.
- ENGELUND F., HANSEN E. (1972). A monograph on sediment transport in alluvial streams. Teknisk Forlag, Technical Press, Copenhagen, Denmark.
- FERGUSON R.I (1981). Channel form and channel changes, In Lewin, J. (ed) British Rivers, George Allen and Unwin, London. Chapter 4, pp. 90-125.
- FORMANN E., HABERSACK H.M., SCHÖBER S.T. (2007). Morphodynamic river processes and techniques for assessment of channel evolution in Alpine gravel bed rivers. *Geomorphology*, 90, 340-355.
- FRIEDMAN G.M. (1962). On sorting, sorting coefficients, and the log normality of the grain-size distribution of sandstones. *J. Geol.*, 70:737-753.
- GARBRECHT J., KUHNLE R. AND ALONSO C., (1995). A sediment transport capacity formulation for application to large channel networks. *Journal of Soil and Water Conservation*, 50(5):527-529.
- GARDE R.J., RANGA RAJU K.G. (1985). *Mechanics of sediment transportation and alluvial streams problems*, 2nd Edition, Wiley Eastern Ltd
- GIANDOTTI M. (1934). Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua, "Memorie e studi idrografici", Pubbl. 2 del Servizio Idrografico Italiano, Vol. VIII, 107.
- HICKIN E.J. (1983). River channel changes: retrospect and prospect. In: *Modern and ancient fluvial system*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 61-83.
- HJULSTRÖM F. (1935). Studies of geomorphological activity of rivers illustrated by the river Fyris. *Uppsala Univ. Geol. Inst. Bull.*, 25, p. 221-527.
- HOEY T., FERGUSON R. (1994). Numerical simulation of downstream fining by selective transport in gravel bed rivers: Model development and illustration. *Water resources research*, 30, 7, pp. 2251-2260.
- HR WALLINGFORD (1990). *Sediment transport, the Ackers and White theory revised*. Report SR237, HR Wallingford, England.
- JIA Y., & WANG S.S.Y. (2001A). CCHE2D: Two-dimensional hydrodynamic and sediment transport model for unsteady open channel flows over loose bed. Technical Report

- No. NCCHE-TR-2001-1. National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- JIA Y. & WANG S.S.Y. (2001B). CCHE2D Verification and validation test documentation. Technical Report No. NCCHE-TR-2001-2. National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- JIA Y. & WU W. (2007). Numerical and empirical modelling tools development for studying bank erosion and evolution of headcut and tailcut due to sand and gravel mining pits in alluvial rivers. Technical Report No. NCCHE-TR-2007-2. National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- JOHNSON D. H. (2008). The application of a two-dimensional sediment transport model in a Cumberland Plateau mountainous stream reach with complex morphology and coarse substrate, A Thesis Presented for the Master of Science Degree The University of Tennessee, Knoxville.
- INGLIS C.C. (1949). The behavior and control of rivers and canals. Research Publication 13. Poona, India: Central Water-Power, Irrigation and Navigation Research Station.
- KHAN A.A., CADAVID R., WANG, S.S.Y. (2000). Simulation of channel confluence and bifurcation using the CCHE2D model. Institution of Civil Engineers Proceedings, Water and Maritime engineering, 142(2), 97-102.
- KHAN A.A., & KOSHINO K. (2000). Application of three two-dimensional depth-averaged models to flow in river bends. Proc., 2000 4th International Conference on Hydroscience and Engineering, Seoul, Korea, September 26-29, 2000. Korea Water Resource Association, Seoul, Korea.
- KHAN A.A. (2003). CCHE2D-GUI – Graphical user interface for the CCHE2D model user's manual – Version 2.0, Technical Report, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- KELLERHALS R., CHURCH M., BRAY D. I. (1976). Classification and analysis of rivers processes. Journal of Hydraulic Division, ASCE, 102 (7), HY7: 813 - 829.
- KELLERHALS R., NEILL C. R., BRAY D. I. (1972). Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta. In: River Engineering and Surface Hydrology Report, Research Council of Alberta, 72-1, 52 pp..
- KNIGHTON A.D. AND NANSON G.C. (1993). Anastomosis and the continuum of channel pattern. Earth Surface Processes and Landforms, 18, 613-625.
- KOMAR P. (1987). Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis. Journal of Sedimentary Petrology, v. 57, p. 203-211.

- KRUMBEIN W.C. (1942). Settling-velocity and flume-behaviour of non-spherical particles'. Am. Geophys. Union Transact., 23, p. 621-632.
- LANE E.W. (1955). The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, 81, pp. 1-17.
- LANE, S.N., BRADBROOK, K.F., RICHARDS, K.S., BIRON, P.A., ROY, A.G. (1999). The application of computational fluid dynamics to natural river channels: Three-dimensional versus two-dimensional approaches. *Geomorphology*, 20(1), 1-20.
- LANGENDOEN E.J. (2000). CONCEPTS – Conservational Channel Evolution and Pollutant Transport System, Research Report 16, U.S. Department of Agriculture, Agriculture Research Service, USDA-ARS National Sedimentation Laboratory, Oxford, MS.
- LANGENDOEN E.J. (2001). Evaluation of the effectiveness of selected computer models of depth-averaged free surface flow and sediment transport to predict the effects of hydraulic structures on river morphology. Project Report, USDA-ARS National Sedimentation Laboratory, Oxford M.S.
- LANGENDOEN, E.J., & ALONSO, C.V. (2008). Modelling the evolution of incised streams: I. Model formulation and validation of flow and streambed evolution components. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(6), 749-762.
- LAURESEN E.M. (1960). Scour at Bridge Crossings, *ASCE Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 89, N° HY 3.
- LAURSEN E.M.(1958). The total sediment load of streams, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 84.
- LENZI M. A., D'AGOSTINO V., SONDA D. (2000). Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Editoriale BIOS, pp. 208.
- LENZI M.A. (1999). Morfologia dei corsi d'acqua e loro tendenza evolutiva in risposta ad eventi estremi. *Quaderni di idronomia montana*, 19/1, pp. 193-209.
- LENZI M.A., D'AGOSTINO V., SONDA D. (2000). Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Criteri metodologici ed esecutivi. Ed. Bios. Cosenza: 209 pp.
- LENZI M.A., D'AGOSTINO V., SONDA D. (2000). Ricostruzione morfologica e recupero ambientale dei torrenti. Editoriale BIOS, 208 pp.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P. (1957). River channel patterns: braided, meandering and straight. United States Geological Survey Professional Paper 282-B. US Government Printing Office, WASHINGTON, D.C., USA.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P. (1964). Fluvial process in geomorphology. Freeman, San Francisco, CA.: 552 pp.

- LEWIN J. (1980). Available and appropriate time in geomorphology. In: Cullingford E.A., Davidson D.A. (ed) "Timescales in geomorphology", John Wiley & Sons, Toronto, pp. 3-10.
- MARCHETTI M. (2000). Geomorfologia fluviale, Ed. Pitagora, Bologna, 247 pp.
- MAYER-PETER W. AND MÜLLER R. (1948). Formulas for bed-load transport. Proc. 2nd Meeting IAHSR, Stockholm, Sweden, pp. 1-26.
- MAYER-PETER W., MÜLLER R. (1948). Formulas for bed-load transport. Proc. 2nd Meeting IAHSR, Stockholm, Sweden, pp. 1-26.
- MENGONI B. (2000). Studio della dinamica fluviale del torrente Marina in relazione alla realizzazione degli interventi per la riduzione del rischio idraulico. Tesi in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio, Università di Firenze, Italia.
- MOLINAS A., YANG, C.T. (1985). Generalized water surface profile computations, J. of the Hydr. Div. ASCE, 111(HY3).
- MOLINAS A., AND YANG C. T. (1985). Generalized Water Surface Profile Computations, ASCE Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 111, No. 3, pp. 381 – 397.
- MOLLARD J. D. (1973). Airphoto and appropriate time in geomorphology. In Fluvial process and sedimentation, Proc. 9 Conf. Hydr. Symp., Edmonton, pp. 341-380.
- MONTGOMERY D. R., BUFFINGTON J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of American Bulletin, v. 109, n. 5: 596 - 611.
- MONTGOMERY D. R., BUFFINGTON J. M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of American Bulletin, v. 109, n. 5: 596 - 611.
- MONTGOMERY D. R., DIETRICH W. E. (1989). Source areas, drainage density, and channel initiation. Water Resources Research, 25(8), 1907 – 1918.
- MONTOYA CARDONA M. M. (2008). Analisi dinamica-morfologica dei corsi d'acqua pseudo-meandriiformi mediante modelli a fondo mobile. Tesi di Dottorato, Università di Padova, Dipartimento TESAF, Italia, 196.
- NANSON G.C. AND KNIGHTON A.D. (1996). Anabranching rivers: their cause, character and classification. Earth surface Processes and Landforms, 21, 217-239.
- NOVAK I. (1973). Predicting coarse sediment transport: the Hjulström curve revisited. In M. Morisawa (ed) – Fluvial Geomorphology. Proceedings of the fourth Annual Geomorphology Symposia Series Binghamton, 27-28 Sept. 1973, Allen & Unwin, London, pp. 13-25.

- PAPANICOLAOU, A.N., ELHAKEEM, M., KRALLIS, G., PRAKASH, S., EDINGER, J. (2008). Sediment transport modelling review-current and future developments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 134(1), 1-14.
- PARIS E. (1997). *Appunti di Idraulica Fluviale*. Dispense del corso di Idraulica Fluviale. Università degli Studi di Firenze. Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio.
- PARIS E. (2000). Relazione Finale relativa al Programma di Ricerca "Dinamica e regimazione del trasporto solido in relazione alla difesa del territorio montano", pp. 227, Firenze.
- PARKER G. & KLINGEMAN P.C. (1982) On why gravel bed streams are paved. *Wat. Resour. Res.* 18(5), p. 1409-1423.
- PARKER G. (1990). Surface based bedload transport relationship for gravel rivers, *J. of Hydr. Res.*, 28(4), pp. 417-436.
- PARKER, G. AND SUTHERLAND A.J. (1990). Fluvial Armor, *Journal of Hydraulic Research*, 28 (5), pp. 529-544.
- RICCI LUCCHI F. (1980). *Sedimentologia*, Vol.I-III. CLUEB, Bologna.
- RINALDI M. (2000). *Erosione del suolo, fenomeni franosi e dinamica fluviale*. Dispense del corso di Geologia Applicata. Università degli Studi di Firenze. Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio; pp. 180.
- ROSGEN D. L. (1994). A classification of natural rivers. *Lectures Notes in Elsevier Sciences*, B. V., Catena, 22: 169 - 199.
- ROSGEN D. L. (1994). A classification of natural rivers. *Lectures Notes in Elsevier Sciences*, B. V., Catena, 22: 169 - 199.
- ROSGEN, D. L. (1996). *Applied River Morphology*. Wildland Hydrology, Pagosa Springs, Colorado.
- RUBEY W.W. (1933). Equilibrium conditions in debris-laden streams. *Am. Geophys. Union Trans.*, 14th Ann. Meeting. pp. 497-505.
- RUST, B.R. (1978). A classification of alluvial channel systems. In *Fluvial Sedimentology*, eds. A.D. Miall. Canadian Soc. of Petroleum Geologists. Calgary, Alberta.
- SCHOKLITSCH A. (1914). *Über Schleppkraft und Geschiebebewegung*. Engelmann, Leipzig.
- SCHUMM S. A. (1960). The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper 352 - B: 17 - 30*.

- SCHUMM S. A. (1960). The shape of alluvial channels in relation to sediment type. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 352 - B: 17 - 30.
- SCHUMM S. A. (1977). The fluvial system. Wiley, New York, 330 pp.
- SCHUMM S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In: Ethridge F. G., Flores R. M. (Eds.), Recent and ancient non-marine depositional environments: models for exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Pub. N. 31, 19 – 29.
- SCHUMM S.A. LICHTY R.W. (1965). Time, space and casualty in geomorphology. American Journal of Science, 263, p. 110-119.
- SCHUMM S.A., HARVEY M.D. AND WATSON. C.C. (1984). Incised channels: morphology, dynamics, and control. Water Resources Publications, Littleton, CO.
- SEMINARA G. (1999). Equilibrio morfodinamico, stabilità ed evoluzione di correnti a fondo mobile. Convegno su Nuovi sviluppi applicativi dell'idraulica dei corsi d'acqua, Bressanone, pp. 203-258.
- SHIELDS A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitteil. Der Preuss. Versuchsanst. Für Wasserbau und Schiffbau, Heft 26, Berlin, Germany.
- SIMON A., DARBY S.E. (1999). The nature and significance of incised river channels, in A. Simon e S. Darby (eds.), Incised river channel: processes, forms and management, Wiley, Chichester, England, 3-18.
- SIMON, A. (1989). A model of channel response in distributed alluvial channels. Earth Surface Processes and Landforms 14(1): 11-26.
- SIMON, A. AND HUPP (1986). Channel Evolution in Modified Tennessee Streams. In: Proceedings of 4th Federal Interagency Sedimentation Conference, March, Las Vegas, Nev. V. 2, pp. 71-82.
- SIMONS D. B. AND SENTURK F. (1977). Sediment Transport Technology. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
- STARKEL L. (1983). The reflection of hydrology in the fluvial environment of the temperature zone during the last 15.000 years. In: K.J. Gregory (ed). Background to Paleohydrology, Wiley & Sons, New York, pp. 213-235.
- STRAHLER A.N. (1965). Physical Geography, Wiley, New York, 442 p.
- STURM T. (2001). Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, NY.
- SUNDBORG A. (1967). Some aspects an fluvial sediments and fluvial morphology. 1. general views and graphic methods. Geograph. Ann., 49 (A), pp. 333-343.

- THOMAS W. A. (1977). Sediment Transport, Vol. 12, A United States Contribution to the International Hydrological Decade, Hydrologic Engineering Center, US Army Corps of Engineers, Davis, CA.
- THOMAS W. A. (1994). Sedimentation in Stream Networks, HEC-6T User's Manual, Mobile Boundary Hydraulics Software, Inc., Clinton, MS.
- THORNE C. R. (1997). Channel Types and Morphological Classification. Pages 175 to 222 in C. R. Thorne, R. D. Hey and M. D. Newson (editors), Applied Fluvial Geomorphology for River Engineering and Management. John Wiley & Sons, West Sussex, England.
- TIRELLI T. AND VAIA F. (1975). Caratteristiche sedimentologiche e attività morfogenetiche del torrente Cimoliana (Pordenone). Bollettino della Società Naturalisti "S. Zeanari", anno IV, n° 1-2, pp. 7-29.
- TOFFALETI F. B. (1968). Technical Report No. 5. A Procedure for Computation of Total River Sand Discharge and Detailed Distribution, Bed to Surface, Committee on Channel Stabilization, U.S. Army Corps of Engineers.
- TOFFALETI F.B. (1968). Definitive computations of sand discharge in rivers, J. of the Hydr. Div. ASCE, 95.
- TONINI D. (1966). Elementi di idrografia ed idrologia - Libr. Universitaria - Venezia.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (1993). Scour and Deposition in Rivers and Reservoirs: HEC-6 User's Manual, Hydrologic Engineering center, Davis, CA.
- U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (2005). River Analysis System HEC-RAS, Hydraulic Reference Manual Version 3.1.3. U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.
- VAN RIJN (1986). Mathematical modeling of suspended sediment in non-uniform flows. Proceedings of ASCE Journal of Hydraulic Engineering. v12 i6. 1613-1641.
- VANONI V. A. (1975). Sedimentation Engineering, ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice-No. 54, 745 pp.
- WADDLE, T., STEFFLER, P., GHANEM, A., KATOPODIS, C., LOCKE, A. (2000). Comparison of one- and two-dimensional open channel flow models for a small habitat stream. Rivers, 3, 205-220.
- WERRITTY A., FERGUSON R.I. (1980). Pattern changes in a Schotsh braided river over 1, 30, 200 years. In: Cullingford E.A., Davidson D.A. (ed) "Timescales in geomorphology", John Wiley & Sons, Toronto, pp. 53-68.

- WILCOCK P.R., CROWE, J.C. (2003). Surface-based transport model for mixed-size sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, 129(2): pp. 120-128.
- WOLMAN M. G., AND MILLER J. P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, pp. 54-74.
- WOLMAN M. G., AND MILLER J. P. (1960). Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, 68, pp. 54-74.
- WU W. (2001). CCHE2D Sediment Transport Model (Version 2.1). Technical Report No. NCCHE-TR-200 1-3, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- WU W. (2008). *Computational River Dynamics*. Taylor & Francis – Balkema, Leiden, The Netherlands.
- YANG C.T. (1973). Incipient motion and sediment transport, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 99(HY10).
- YANG C.T. (1976). Minimum unit stream power and fluvial hydraulics, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 102.
- YANG C.T. (1979). Unit stream power equations for total load, *J. of Hydrology*, 40.
- YANG C.T. (1984). Unit stream power equation for gravel, *J. of the Hydr. Div. ASCE*, 110.
- YANG CT. (1973). Incipient motion and sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 102, pp. 919-934.
- YANG, C.T., SONG, C.C.S. (1986). Theory of minimum energy and energy dissipation rate, *Encyclopedia of Fluid Mechanics*, Vol. 1, Chapter 11, Gulf Publishing Company, N.P. Cheremisinoff (ed.).
- YANG, C.T., TREVIÑO M.A. AND SIMÕES, F.J.M. (1998). User's manual for GSTARS 2.0 (Generalized Stream Tube model for Alluvial River Simulation version 2.0). U.S. Bureau of Reclamation, Technical Service Center, Denver, Colorado.
- ZHANG Y. (2006). CCHE-GUI – graphical users interface for NCCHE model user's manual – version 3.0. Technical Report No. NCCHE-TR-2006-02, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- ZHANG Y., & JIA Y. (2007). CCHE-MESH: 2D structured mesh generator user's manual – version 3.0. Technical Report No. NCCHE-TR-2007-01, National Center for Computational Hydroscience and Engineering, Oxford, M.S.
- ZINI M., PERESSI G. (1996). Studio Idrogeologico in Comune di Resia per la messa in sicurezza della colonia montana di proprietà del comune di Precenico.