

Classificazione morfologica dei torrenti alpini

2.1 Introduzione

I diversi criteri di classificazione dei sistemi fluviali, riportati nel primo capitolo, consentono un'adeguata descrizione delle tipologie morfologiche dei corsi d'acqua pedemontani e di pianura. Meno dettagliate sono, invece, le distinzioni delle tipologie morfologiche dei torrenti montani, caratterizzati da un andamento planimetrico prevalentemente rettilineo, da variazioni altimetriche talvolta accentuate del fondo del canale, da pendenze elevate ($> 2-4\%$), e da una granulometria notevolmente più variegata e grossolana.

Un primo tentativo di sintesi delle differenti definizioni e distinzioni per i corsi d'acqua montani è stato condotto da alcuni ricercatori (Schälchli, 1991; Rosport e Dietrich, 1995), dai quali può desumersi un quadro delle varie tipologie in uso e del loro significato (Tab. 2.1).

Le differenti terminologie utilizzate per caratterizzare osservazioni di campo simili oppure confrontabili derivano dalla diversità dei parametri utilizzati per distinguere le varie forme di fondo e, talvolta, dalla difficoltà nell'assegnare confini precisi fra le varie morfologie.

Una metodologia recentemente proposta da Montgomery e Buffington (1997) costituisce, invece, un tentativo di sviluppare un sistema di classificazione più articolato delle unità morfologiche che caratterizzano i corsi d'acqua montani. Come verrà di seguito illustrato, particolare attenzione è stata dedicata dagli autori alla distinzione e descrizione delle varie forme di fondo che si possono incontrare nei torrenti di tipo alpino. Sugerendo alcune integrazioni e puntualizzazioni alla classificazione di Montgomery e Buffington, in questo capitolo verrà anche presentata una scheda di rilevamento delle unità morfologiche, già testata con successo in alcuni torrenti del Triveneto.

2.2 Classificazione morfologica dei torrenti montani

La classificazione proposta da Montgomery e Buffington (1997) prevede l'articolazione delle unità morfologiche, che caratterizzano i corsi d'acqua montani, in cinque principali tipologie:

- *Rapida* (cascade);
- *Step pool*;

Terminologia	Descrizione Morfologia	Tipo di flusso in condizione di magra	Autore	Nomenclatura originaria	Pendenza [%]	Diametri Caratteristici [m]	Altezza step
Alveo scabro ("rough bed")	Singoli ciottoli omogeneamente distribuiti sul letto del torrente Non si formano i "transverse rib" (allineamento di ciottoli disposti ortogonalmente alla corrente)	Flusso uniforme ed elevata sommergezza relativa	Grant	Riffles / Pools	1.0 - 2.0	D_{s4}	
			Schälchli	Flat, rough bed	1.5 - 5.0	D_{max} : 0.5-0.7	
Riffle-Step	Allineamenti di ciottoli in forma irregolare (irregular "rib"). I rib possono essere obliqui, o perpendicolari al flusso - occupare tutta o parte la larghezza dell'alveo, - essere disposti ad arco I riffle sono separati da corti pool	Tratti alternati di corrente supercritica e subcritica La granulometria del letto affiora parzialmente	Grant	Rapids	2.0 - 3.5		
			Schälchli	Riffles and Pools	1.5 - 7.0	D_{s4} : 0.4-0.6 D_{max} : 0.6-0.9	$0.7 D_{max}$
			Hayward	Riffle-Steps	< 5.0		
Step-Pool (Gradinate)	Insieme di massi e ciottoli incastrati che formano un gradino. I gradini (step) si dispongono: - perpendicolari al flusso - su tutta la larghezza dell'alveo - formando un salto definito Gli step sono separati da corti pool e da tratti in corrente rigurgitata	"Tumbling flow" Convergenza del flusso nelle pool I grossi massi emergono parzialmente anche per deflussi elevati	Peterson e Mohanty	Steps and Pools			
			Hayward	Boulder-Steps Rocksteps	> 5.0		
			Grant	Cascades	3.0 - 7.0	D_{s4} : 0.6-1.2	$1.0 D_{s4}$
			Schälchli	Steps and Pools	3.5 - 12.5	D_{max} : 0.9-1.2	$1.0 D_{max}$
			Whittaker, Judd e Peterson	Steps and Pools	5.0 - 20.0		
Cascade Glides (Salti idraulici o Scivoli)	Impilamento di elementi molto grossolani (massi, blocchi, roccia affiorante, tronchi d'albero) che formano salti di fondo, cascate o scivoli. Questi sono disposti: - perpendicolari al flusso - su tutta la larghezza dell'alveo - in modo da agire come uno sbarramento I salti sono separati da pozze profonde	"Tumbling flow" anche con deflussi sostenuti: la massa d'acqua in regime supercritico rotola sopra i grossi massi formando dei salti idraulici nelle pool; la velocità ritorna quindi in regime subcritico	Grant	Bedrock-Boulder-Log-Steps	4.5 - 40	$D_{max} > 1.5$	$0.7 D_{max}$ $1.3 D_{max}$
			Schälchli	Boulder-Steps Glides e Pools	9.0 - 30	D_{max} : 1.1-2.0	$1.0 D_{max}$ $2.5 D_{max}$

Tab. 2.1 - Caratteristiche delle principali unità morfologiche dei torrenti montani (da D'Agostino e Lenzi, 1997)

- Letto piano (plane bed);
- Riffle pool;
- Dune ripple.

Alle unità morfologiche sopra elencate sono poi da aggiungere i corsi d'acqua *colluviali*, i quali definiscono una tipologia addizionale volutamente distinta da quelle precedenti per la presenza di materiale alluvionale fine. In genere i corsi d'acqua colluviali sono piccoli torrenti, localizzati sulla testata del bacino idrografico, che defluiscono all'interno di una vallecchia moderatamente incisa su un substrato fine, mentre il corso d'acqua fa registrare un debole o effimero trasporto solido.

2.2.1 Rapida

Con l'espressione rapida, o "cascade" secondo la terminologia originaria di Montgomery e Buffington (1997), s'intende un tratto caratterizzato da una corrente a velocità sostenuta, flusso a getto e a separazione di corrente ("tumbling flow" e "jet and wake flow") sopra o attorno ai grossi clasti. Il fenomeno del tumbling flow, determinato dalla presenza di grossi elementi lapidei, e la forte turbolenza a esso associata dissipa la maggior parte dell'energia meccanica posseduta dalla corrente (Fig. 2.1 A), favorendo in tal modo la stabilità del tratto.

Quando si utilizza il termine "rapida" s'intende una situazione morfologica variabile, che può essere riferita a un intero tratto di corso d'acqua oppure a una singola unità (Bisson et al., 1982; Grant et al., 1990).

Le rapide sono presenti, generalmente, in quei corsi d'acqua che defluiscono su pendenze accentuate con un alveo confinato e con una certa disorganizzazione trasversale e longitudinale del materiale lapideo, tipicamente costituito da massi e ciottoli (Fig. 2.1 A). La disposizione caotica dei grossi massi favorisce la formazione di una serie di gradini (step) e di pool, piuttosto frequenti, di dimensioni inferiori alla larghezza del canale.

Gli elementi più grossolani presenti all'interno dei tratti individuati come rapide sono tipicamente immobili durante i deflussi ordinari, mentre possono diventare parzialmente o totalmente mobili durante gli eventi idrologici meno frequenti, ossia per tempi di ritorno superiori ai 50-100 anni (Grant et al., 1990; Kondolf et al., 1991; Whittaker, 1987_a, 1987_b). La mobilitazione di questi grossi massi è accompagnata da un elevato tasso di trasporto di sedimento dovuto al rilascio di materiale fine intrappolato sotto o attorno ai grossi massi (Sawada et al., 1983; Warburton, 1992). Infatti, la struttura dell'alveo di molti torrenti alpini è costituita da dei depositi alluvionali, più o meno recenti, in cui del materiale a grana grossa funge da sostegno, mentre i vuoti sono parzialmente riempiti con sedimento più fine. Gli elementi di maggiori dimensioni, in genere, sono a contatto fra di loro, formando una sorta di scheletro in grado di reggersi in modo autonomo, mentre la parte restante è occupata da materiale più fine, indicato in letteratura con il termine di matrice. Indagini condotte da diversi autori (Plu-ney, 1948; Komura, 1963; Carling e Reader, 1982) hanno dimostrato come, negli

alvei a granulometria composta, ossia con la presenza di elementi a grana grossa e fine, la matrice possa costituire dal 20% al 30% del peso complessivo del campione. Nei torrenti alpini sono abbastanza frequenti alvei nei quali il materiale fine supera, più o meno abbondantemente, il 30% del peso totale del campione, favorendo una sorta di "galleggiamento" dei grossi massi all'interno della matrice. In tale condizione manca un reciproco contatto fra gli elementi di maggiori dimensioni, tanto da suggerire il termine di alvei "supportati dalla matrice" (Lenzi, 1992).

In entrambi i casi si forma uno strato di protezione superficiale composto da elementi più grossolani rispetto al materiale immediatamente sottostante. In genere lo strato protettivo superficiale, indicato anche come "armour layer", è considerato da diversi autori (Frostick et al., 1984; Parker et al., 1987) come un derivato del sottostrato, in seguito a un processo di selezione o cernita del materiale fine durante la fase calante di una piena. Proprio questa parte superficiale dell'alveo è ancora oggetto di numerose ricerche, per meglio comprendere la resistenza al moto e l'inizio del trasporto solido al fondo. Lo strato grossolano superficiale funge quasi da "scudo" per il materiale più fine, impedendone il movimento e l'erosione anche per portate modeste. Questo aspetto è di fondamentale importanza e non deve essere trascurato nella stima del trasporto solido potenziale. Infatti, la presenza di uno strato superficiale protettivo condiziona la stabilità dell'alveo e inibisce l'erosione del letto. Nei corsi d'acqua con alveo supportato dalla matrice, il trasporto solido può innescarsi solo quando la corrente è in grado di rompere lo strato di elementi superficiali. Si comprende, quindi, come non vi siano dei valori molto differenziati per il trasporto delle diverse granulometrie, ma si tenda piuttosto ad avere un valore quasi univoco di portata liquida in grado prima di mobilizzare gli elementi di maggiori dimensioni e quindi di asportare anche il materiale più fine del sottostrato.

Jackson e Beschta (1982) hanno proposto un modello di trasporto articolato in due momenti. La prima fase comprende quelle situazioni in cui la portata non è in grado di demolire lo strato superficiale (armour layer). Questa prima fase è stata definita da Carling (1987) come "winnowing flow": gli unici elementi trasportati dalla corrente sono quelli di minori dimensioni presenti in superficie. La seconda fase inizia quando viene a mancare la resistenza dell'armour layer. Da questo momento in poi, definito da Carling (1987) come "scouring flow", la quantità di sedimento disponibile al trasporto è illimitata e la granulometria delle varie particelle diviene trascurabile.

Durante i deflussi meno intensi è la ghiaia a essere mobilizzata dai siti a bassa energia e trasportata al fondo ("bedload") sopra i clasti più grossolani che formano il letto del torrente (Griffiths, 1980; Schmidt e Ergenzinger, 1992). La ghiaia e il materiale fine sono localmente immagazzinati in depositi a forma di scia e nelle zone protette dalle ostruzioni della corrente, per esempio in prossimità di grossi massi o di detriti vegetali.

Queste osservazioni suggeriscono che vi sono due portate soglia per l'innescamento del trasporto solido nei corsi d'acqua caratterizzati dalla presenza di rapide. Durante gli eventi con moderato deflusso, il materiale che alimenta il bedload è

rapidamente ed efficacemente trasportato sopra gli elementi grossolani che compongono il fondo, i quali presentano un limite di mobilità raggiunto solo durante gli eventi più intensi. La mancanza di un significativo immagazzinamento (Kondolf et al., 1991) e la rapida asportazione dai siti di deposito durante i deflussi intensi suggerisce come il trasporto di sedimento risulti fortemente limitato nei corsi d'acqua caratterizzati da rapide a gradini. Gli studi sul trasporto al fondo dimostrano, infatti, una limitata disponibilità di alimentazione solida nei corsi d'acqua con la presenza d'unità morfologiche riconducibili alle rapide, essendo gli input di sedimento solo di carattere stagionale o stocastico (Nanson, 1974; Griffiths, 1980; Ashida et al., 1981; Whittaker, 1987a). A causa dell'alta capacità di trasporto solido, i tratti a rapida sono delle zone in grado di trasferire in modo repentino i sedimenti ai tratti a più bassa pendenza del fondo.

2.2.2 Step pool

In molti corsi d'acqua montani, con un gradiente superiore al 2-3% e una granulometria in alveo molto assortita, i riffle si accorciano, dando luogo a un'unità morfologica a gradino, comunemente indicata con il termine di "step".

Gli step sono costituiti da un gruppo di massi fortemente incastrati fra loro e posti di traverso rispetto alla corrente, lungo una linea retta o curva, in modo tale da costituire una sorta di gradino (Fig. 2.1 B). Lo spazio fra uno step e il successivo è occupato dalle pool che, essendo composte da materiale più fine, evidenziano una differenziazione granulometrica molto netta rispetto agli step (Ashida et al., 1976, 1981; Griffiths, 1980; Whittaker e Jaeggi, 1982; Whittaker e Davies, 1982; Whittaker, 1987a, 1987b; Chin, 1989; Grant et al., 1990). Il tirante d'acqua all'interno della pool varia, anche in modo cospicuo, da monte verso valle. La maggiore profondità è localizzata, generalmente, subito a valle dell'immissione del flusso, ossia in prossimità al piede dello step di monte, mentre nella porzione terminale della pool il tirante d'acqua si riduce, anche di un ordine di grandezza, rispetto al punto più profondo.

Gli step pool sono forme di fondo che caratterizzano in modo evidente la morfologia di molti torrenti montani. Il profilo longitudinale del corso d'acqua assume un aspetto a gradinata (sequenze a step-pool), molto simile a quello che si ottiene con una serie di briglie di consolidamento. Lo stesso step, che è costituito dall'embriciamento dei massi di maggiori dimensioni presenti in alveo (Billi et al., 1998; D'Agostino, 1996; Lenzi et al., 1997), è assimilabile a una piccola opera trasversale d'altezza non rilevante (0.3-2.5 m). Va peraltro sottolineato come l'eterogeneità granulometrica del sedimento e la pendenza siano i fattori che condizionano in modo prioritario lo sviluppo della morfologia a gradinata. Infatti, le sequenze a step-pool sono frequenti in quelle situazioni dove la dimensione del materiale d'alveo, compreso il materiale vegetale (ramaglia e tronchi o "vegetative debris"), è dello stesso ordine della larghezza del canale e le pendenze di fondo scendono raramente al di sotto del 5%. Judd e Peterson (1969) osservarono la formazione di step anche con pendenze inferiori al 1%,

ma notarono anche come queste unità morfologiche fossero più chiaramente definite e regolari nei tratti d'alveo con pendenze superiori al 3%. In genere la morfologia a step pool è associata a gradienti particolarmente elevati (> 5%), con un confinamento laterale del letto, dovuto ai versanti, particolarmente pronunciato e un rapporto contenuto fra larghezza e tirante. Le dimensioni dei massi che formano gli step sono dello stesso ordine di grandezza della profondità della corrente registrata con piene a frequenza annuale.

Le sequenze a gradinata sono state trascurate per diversi anni nell'ambito degli studi di geomorfologia fluviale, nonostante la loro presenza sia ricorrente nei corsi d'acqua montani. L'analisi della letteratura evidenzia una notevole disparità di trattamento fra i riffle pool e gli step pool: i primi vengono trattati in modo ampio e dettagliato, mentre i secondi sono descritti in modo piuttosto conciso. Solo in questi ultimi anni le esperienze e gli studi compiuti nel campo degli step pool hanno cominciato ad avere una certa diffusione (Lenzi e D'Agostino, 1998; Lenzi, 1999).

In assenza di una specifica conoscenza dell'argomento, c'è la tendenza a ipotizzare una certa analogia fra riffle pool e step pool, anche se ciò non è sempre corretto. L'analogia principale fra le due tipologie di sequenze è il ripetersi ciclico, lungo il corso d'acqua, di un "disturbo" arrecato alla corrente. I riffle pool, infatti, sono delle unità morfologiche tipiche dei corsi d'acqua a pendenza medio bassa (< 3%), ma non mancano anche nei torrenti a pendenza più elevata. La loro lunghezza d'onda è compresa fra 5 e 7 volte la larghezza del canale e sono associati, in genere, alla formazione di barre laterali con un andamento planimetrico del corso d'acqua sinuoso. Le sequenze a step pool caratterizzano i corsi d'acqua con pendenze più elevate e presentano un andamento planimetrico tendenzialmente rettilineo; la loro lunghezza d'onda è molto più corta rispetto ai riffle pool (1-4 volte la larghezza del canale) e assume dei valori abbastanza variabili e diversamente correlati con la larghezza del canale (Keller e Melhorn, 1978; Keller e Tally, 1979; Grant et al., 1990; Church e Gilbert, 1975; Leopold et al., 1964; Ergenzinger, 1992). Altro elemento di possibile comparazione è l'assortimento granulometrico differenziato fra le pool, costituite da sedimenti più fini, e i riffle e gli step, costituiti da materiale più grossolano (Whittaker, 1982). Anche questa similarità, però, è soltanto parziale poiché le taglie granulometriche dei clasti costituenti gli step superano mediamente le corrispettive dei riffle di un ordine di grandezza.

La pendenza di fondo di un corso d'acqua, il regime idrologico e le dimensioni del materiale solido condizionano positivamente o negativamente la formazione delle sequenze a gradinata. Nei corsi d'acqua in cui sono presenti dei grossi blocchi lapidei d'origine glaciale oppure in condizioni di elevato trasporto solido difficilmente si possono osservare delle sequenze a gradinata, in quanto gli step pool tendono a formarsi in situazioni intermedie, ossia in condizioni in cui la corrente è appena in grado di trasportare gli elementi di maggiori dimensioni (Abrahams et al., 1995). La formazione delle sequenze a gradinata avviene con portate notevoli, mentre in condizioni ordinarie essi si presentano molto stabili. Proprio nelle condizioni di basso deflusso si possono osservare,

con maggiore nitidezza, la lunghezza d'onda, ossia la distanza da step a step, e la variazione di quota fra lo step di monte e quello di valle.

Le strutture a step pool si possono formare anche in alvei scavati in roccia oppure gli stessi step possono essere costituiti da degli affioramenti rocciosi. In questi casi si preferisce parlare di "rock step", unità morfologiche la cui dinamica è fortemente legata alla litologia locale.

Nei bacini idrografici con un'elevata copertura arborea e/o arbustiva in prossimità dell'alveo possono innescarsi dei fenomeni di discreto trasporto di materiale vegetale durante gli eventi più intensi. La ramaglia e i tronchi caduti accidentalmente in alveo e successivamente incorporati nel letto del corso d'acqua diventano parte integrante della morfologia torrentizia, edificando un'unità morfologica cui si attribuisce il nome di "log step". I detriti vegetali, ponendosi di traverso rispetto alla direzione del flusso, favoriscono l'instaurarsi di un'ostruzione con conseguente deposito di materiale grossolano a monte. La disposizione del materiale organico in alveo è spesso indicata anche come "organic stepping" (Keller e Swanson, 1979) e alcuni studi condotti su queste unità morfologiche hanno messo in evidenza forti somiglianze con gli step in grossi massi ("boulder step"). La lunghezza d'onda, in entrambi i casi, ricade entro un campo di variazione compreso fra 1 e 2 volte la larghezza del canale (Keller e Swanson, 1979). Sebbene i log step siano costituzionalmente diversi dai boulder step, alcuni autori concordano nell'attribuire a entrambi un ruolo simile soprattutto nel processo di dissipazione dell'energia in eccesso posseduta dalla corrente, la quale, specie per forti pendenze, potrebbe indurre un incremento dell'erosione del fondo e delle sponde (Heede, 1981). Nonostante le similitudini riscontrabili fra log step e boulder step, è da sottolineare come queste due unità morfologiche sembrano avere poco in comune per quanto riguarda la meccanica di formazione.

In alternativa a una descrizione di tipo morfologico, le sequenze a gradinata possono essere studiate anche sotto il profilo idraulico. In questo caso esse possono essere viste come una serie di piccole cascate (step) più o meno regolari, ove l'acqua defluisce, in certi tratti, a elevata velocità e forte turbolenza, con associati fenomeni di emulsione con l'aria.

In condizioni di bassa portata liquida l'acqua defluisce in condizioni critiche sopra lo step (numero di Froude della corrente prossimo all'unità) e in regime subcritico nella pool, con la perdita di una buona parte dell'energia cinetica nel moto vorticoso che si genera all'interno della pool. Le pool, infatti, sono aree a deflusso lento con pendenza del pelo libero quasi nullo, mentre i massi sporgenti dal pelo libero (macroscabrezze) sono limitati o assenti.

Nel descrivere il regime idraulico della corrente in una sequenza a step pool, Peterson e Mohanty (1960) utilizzano il termine di "tumbling flow" per indicare il deflusso dell'acqua sopra lo step. La vicinanza con lo step successivo favorisce il mantenimento, nel complesso, di un moto fortemente turbolento e caratterizzato al tempo stesso dal ripetersi ciclico, nello spazio, di una perdita energetica nella pool. Da questo punto di vista le sequenze a gradinata possiedono la capacità di dissipare energia, rendendo meno gravose, sotto l'aspetto

erosivo, le forti pendenze. Studi condotti su quest'argomento hanno stimato come il 95% circa dell'energia potenziale posseduta sopra lo step sia dissipata nella pool sottostante nella formazione di vortici turbolenti (Hayward, 1978, 1980; Heede, 1981). Tale perdita d'energia, generata dalla caduta libera della corrente dalla testa di uno step alla pool successiva (Leopold et al., 1964; Judd e Peterson, 1969; Hayward, 1978, 1980), conferisce in definitiva una maggiore stabilità all'alveo. Per questo motivo, le sequenze a gradinata sono di fondamentale importanza nelle zone montane, dove la limitata ampiezza delle valli inibisce un aggiustamento del letto e una dissipazione dell'energia della corrente in senso laterale. Nei corsi d'acqua interessati da queste unità morfologiche la resistenza al flusso offerta dalla granulometria dell'alveo ("grain resistance") assume un'importanza secondaria rispetto alle situazioni dissipative più macroscopiche precedentemente descritte.

La formazione degli step pool può anche essere vista come un'onda cinematica (Langbein e Leopold, 1968) o come un'antiduna su grande scala (McDonald e Banerjee, 1971). Nel primo caso la formazione di una zona di congestione di materiale grossolano causa un incremento della resistenza locale al flusso e un ulteriore incremento delle particelle più grossolane che si vanno ad accumulare (Church e Jones, 1982).

La formazione degli step pool si verifica con elevate portate e scarsa disponibilità di sedimento (Ashida et al., 1981; Whittaker e Jaeggi, 1982). Grant et al. (1990) suggeriscono che la bassa disponibilità di sedimento e le infrequenti portate capaci di movimentare i clasti più grossolani sono fondamentali per lo sviluppo di sequenze a gradinata. Altri studi, condotti da Grant e Mizuyama (1991), aggiungono che la formazione degli step pool richiede una granulometria assortita e una condizione di flusso prossima a quella critica. Inoltre, la spaziatura degli step sembra non discostarsi molto dalla condizione di massima resistenza al flusso, favorendo, anche secondo questa ipotesi, la stabilità dell'alveo (Whittaker e Jaeggi, 1982; Abrahams et al., 1995).

D'Agostino e Lenzi (1996 e 1997), Lenzi et al. (1997), Lenzi (1999_a) invocano una maggiore complessità nel processo di formazione delle sequenze a step pool e sottolineano l'importanza della durata di eventi alluvionali significativi, capaci cioè di riorganizzare la struttura del letto.

Nei corsi d'acqua caratterizzati da sequenze a step pool non esiste un solo limite d'innescio del trasporto solido in quanto gli elementi grossolani di maggiori dimensioni, che compongono gli step, sono mobili solo durante gli eventi idrologici meno frequenti (Whittaker, 1987_a, 1987_b; Grant et al., 1990; Lenzi, 1999_a). Alcune ricerche di laboratorio (Whittaker, 1982, 1987) hanno dimostrato la stabilità delle sequenze a step pool fino a piene con tempi di ritorno di 30-40 anni, mentre per deflussi più elevati queste strutture possono distruggersi per riformarsi in differenti tratti dell'alveo o trasformarsi parzialmente. Un movimento significativo di tutti i grani di maggiori dimensioni si ha durante gli eventi più intensi, durante i quali la morfologia a gradinata tende a riformarsi nella fase calante dell'idrogramma di piena (Sawada et al., 1983; Whittaker, 1987_b; Warbuton, 1992). Nel caso di eventi più frequenti si ha invece un tra-

sporto del materiale più fine che si trova intrappolato prevalentemente nelle pool e che viene mobilizzato come bedload sopra i clasti stabili (Ashida et al., 1981; Whittaker, 1987_a, 1987_b; Ergenzinger e Schmidt, 1990; Grant et al., 1990; Schmidt e Ergenzinger, 1992). Gli studi condotti sulle sequenze a step pool hanno anche evidenziato una complessa relazione tra la portata e il trasporto solido: l'entità del trasporto solido dipende dalla stagione, dagli input casuali di sedimento, dalla durata della piena, dal tipo di eventi verificatisi in precedenza (Nanson, 1974; Griffiths, 1980; Ashida et al., 1981; Sawada et al., 1983; Whittaker, 1987_a, 1987_b; Warburton, 1992; Lenzi, 1999_b).

Sebbene i corsi d'acqua caratterizzati da una morfologia a step pool e rapide riflettano entrambi una "limitata disponibilità di sedimento", essi sono distinti da una differente densità e organizzazione spaziale dei grossi massi. La spaziatura regolare degli step pool, molto probabilmente, rappresenta la comparsa di un'organizzazione morfologica fluviale nei corsi d'acqua alluvionali, mentre la disorganizzazione dei grossi clasti nei tratti definiti come rapide può includere dei depositi guidati da processi di tipo non fluviale (per esempio colate detritiche, glaciazioni, frane per crollo, ecc.).

2.2.3 Riffle pool

Un aspetto morfologico di molti corsi d'acqua è rappresentato dalla successione di tratti a pendenza più sostenuta e profondità di flusso modeste ("riffle"), con tratti a profilo più piatto e tiranti d'acqua più elevati ("pool"). L'alternanza dei riffle e pool caratterizza, seppure in condizioni diverse, quasi tutti i corsi d'acqua naturali (Leopold e Wolman, 1957; Leopold et al. 1964) ed è accompagnata dal susseguirsi ritmico di barre longitudinali in prossimità dei riffle e delle pool (Leopold et al., 1964; Fig. 2.1 D).

La presenza delle barre laterali, come elemento caratteristico di queste unità morfologiche, consente di distinguere i corsi d'acqua a riffle pool dalle altre tipologie discusse in questo capitolo (Fig. 2.2 D). Le pool sono delle depressioni topografiche all'interno del canale, mentre le barre corrispondono a punti sopraelevati: queste due forme d'alveo sono in genere concatenate e contribuiscono ciascuna alla definizione dell'altra (O'Neil e Abrahams, 1984). Le pool sono ritmicamente alternate, distanziandosi mediamente di una lunghezza d'onda pari a 5-7 volte la larghezza del canale (Leopold et al., 1964; Keller e Melhorn, 1978), mentre nei corsi d'acqua con un alto trasporto di detrito legnoso i riffle pool evidenziano una spaziatura delle pool anche inferiore (Montgomery et al., 1995).

Nei riffle si concentrano le granulometrie più grossolane dell'alveo ma, nonostante siano presenti ciottoli o grappoli di ciottoli, questi non sono organizzati in allineamenti trasversali ("transverse rib") (Brayshaw et al., 1983). I riffle sono zone in regime subcritico con locali instabilità della superficie dell'acqua e piccoli risalti idraulici lungo il tratto attraversato. In condizioni di basso deflusso il pelo libero presenta una superficie increspata con un tirante d'acqua ridotto e una velocità superiore rispetto a quella delle pool. In condi-

zioni di magra o morbida solo il 5-10% dell'area occupata dal riffle evidenzia un regime supercritico per la presenza di risalti idraulici od onde stazionarie. Nei riffle, come nelle pool, il deflusso avviene quindi, nel complesso, in corrente lenta (Peterson e Mohanty, 1960).

Tratti a riffle pool si hanno in corsi d'acqua con pendenze da moderate a basse e con sezioni trasversali d'alveo poco confinate e delimitate da una discreta pianura alluvionale. Le dimensioni del substrato nei corsi d'acqua a riffle pool varia dalla sabbia ai sassi, anche se risulta tipica la presenza di ghiaia.

La topografia delle barre e delle pool, generata dalla convergenza locale e dalla divergenza della corrente, può essere indotta dalla sezione trasversale del canale, dal trasporto di sedimento o imposta da un andamento curvilineo del canale o da ostruzioni (Lisle et al., 1991).

La formazione naturale di sequenze a riffle pool si origina inizialmente da una perturbazione interna della corrente, che causa una convergenza del flusso e un'escavazione alternata delle sponde del canale. A valle di ciascuna convergenza si crea una divergenza del flusso che è favorita dalla formazione di accumuli localizzati, ossia dalle barre. Topograficamente l'accelerazione guidata della corrente rinforza la convergenza e la divergenza del modello di deflusso e quindi la morfogenesi dei riffle pool (Dietrich e Smith, 1983; Dietrich e Whiting, 1989; Nelson e Smith, 1989). Lo sviluppo di barre alluvionali richiede un rapporto fra larghezza e tirante sufficientemente ampio e materiale d'alveo di piccole dimensioni, tale da essere facilmente mobilizzato e ridepositato dalla corrente. La formazione delle barre nei corsi d'acqua naturali appare essere limitata a gradienti inferiori al 2% (Ikeda, 1977; Florsheim, 1985), sebbene studi condotti in ambiti fluviali indichino che l'alternanza delle barre si può originare anche per pendenze più elevate (Bathurst et al., 1983; Lisle et al., 1991).

I tratti a riffle pool evidenziano un'elevata eterogeneità granulometrica. Lungo i riffle si assiste alla presenza di uno strato superficiale grossolano e di un substrato di materiale più fine (Leopold et al., 1964). I tratti di corsi d'acqua tipicamente corazzati, quali i riffle, mostrano un valore limite al movimento, per un significativo e generale movimento del materiale d'alveo, prossimo a quello delle sponde (Parker et al., 1982; Jackson e Beschta, 1982; Andrews, 1984; Carling, 1988; Buffington, 1995). Il movimento dei grani superficiali rilascia anche materiale fine intrappolato dai grani più grossi, esponendo i sedimenti più fini del letto alla corrente e contribuendo a un maggiore trasporto di fondo (Milhous, 1973; Jackson e Beschta, 1982; Emmett, 1984). Il movimento del letto è sporadico e discontinuo, dipendendo dalla sporgenza del grano (Fenton e Abbott, 1977; Kirchner et al., 1990), dall'angolo di attrito (Kirchner et al., 1990; Buffington et al., 1992), dall'embriciamento (Komar e Li, 1986), dal grado di "sepoltura" dei ciottoli (Hammond et al., 1984; Buffington et al., 1992), dall'elevata velocità di ripulitura dell'alveo. Molto raro è il totale movimento dell'alveo, poiché il materiale eroso da un riffle è depositato, in genere, in prossimità del riffle di valle.

I corsi d'acqua a riffle pool, come i tratti a letto piano, mostrano una disponibilità di sedimenti abbastanza limitata e dipendente dal grado di corazzamento dell'alveo e dal conseguente valore soglia di mobilità. Dietrich et al.

(1989) hanno osservato che un corso d'acqua non corazzato indica una capacità di trasporto superiore alla disponibilità di sedimenti, mentre una superficie corazzata indica delle condizioni di disponibilità di sedimento limitate. Quando però la corazzatura dell'alveo viene rotta, i valori di trasporto al fondo sono generalmente correlati con la portata liquida, dimostrando che il trasporto solido non è più limitato dalla disponibilità di sedimento in alveo. Le fluttuazioni osservate relativamente alle intensità di trasporto riflettono un comportamento stocastico della mobilità dei grani causato da un'interazione fra i grani e da un transitorio intrappolamento degli stessi da parte delle forme d'alveo (Jackson e Beschta, 1982; Sidle, 1988). La quantità di materiale trasportato al fondo può anche variare per eventi di piena simili, dipendendo dalla cronologia degli eventi di trasporto precedenti (Milhous, 1973; Reid et al., 1985; Sidle, 1988). Sebbene i riffle pool e i letti piani mostrino entrambi un certo equilibrio fra la disponibilità e il trasporto di sedimento, la presenza di forme di deposito nei corsi d'acqua a riffle pool suggerisce una capacità di trasporto più limitata rispetto ai tratti classificati come letti piani.

2.2.4 Letto piano

Il termine letto piano ("*plane bed*") è utilizzato per indicare dei tratti d'alveo con un profilo longitudinale regolare e senza brusche variazioni altimetriche. Quest'unità morfologica può essere osservata sia nei corsi d'acqua di pianura sia nei torrenti montani. Infatti, con il termine "piano" non deve intendersi un corso d'acqua pianeggiante o a scarsa pendenza, ma piuttosto avente un profilo di fondo a gradiente uniforme.

La definizione di "*plane bed*" è stata applicata sia per descrivere quanto osservato nei corsi d'acqua sabbiosi (Simons et al., 1965), sia in quelli con ghiaia o ciottoli (Florsheim, 1985). I corsi d'acqua caratterizzati da un letto piano mancano di barre laterali distinte, una condizione che è associata con un ridotto rapporto fra larghezza e profondità (Sukegawa, 1973; Ikeda, 1975, 1977). I tratti a letto piano si instaurano in corsi d'acqua con un valore di pendenza da moderato ad alto, manifestandosi in tratti relativamente rettilinei che possono essere confinati o non confinati dalle pareti della valle. Essi tipicamente sono composti da una granulometria che va dalla sabbia fino ai piccoli massi, con una predominanza di ghiaie e ciottoli.

I letti piani differiscono morfologicamente sia dagli step pool, sia dai riffle pool per la mancanza di una successione ritmica delle forme di fondo e sono caratterizzati da lunghi tratti d'alveo relativamente piani e di lunghezza pari, in qualche caso, anche a oltre 10 volte la larghezza al bankfull (larghezza dell'alveo in corrispondenza della piena avente un tempo di ritorno compreso fra 1.5 e 2.33 anni) (Fig. 2.1 C). L'assenza di un regime di tumbling flow e una bassa scabrezza relativa distinguono i tratti a letto piano dai tratti a rapida e dai tratti a step pool. Nei tratti a letto piano manca una sufficiente energia convergente laterale per sviluppare una morfologia a riffle pool (dovuta al basso rapporto fra larghezza e tirante) e non vi è una scabrezza sufficiente a decomporre

il flusso laterale in piccole celle di circolazione secondaria. In qualche caso l'introduzione di un'ostruzione al flusso può forzare la formazione locale di pool e barre laterali.

Talvolta, i tratti d'alveo piani mostrano un letto corazzato con un valore di mobilità prossimo a quello posseduto dagli elementi lapidei in prossimità delle sponde. L'elevata disponibilità di sedimento può favorire la presenza di una tessitura fine e dunque una più bassa soglia di mobilità del materiale. I letti piani che possiedono una corazzatura del fondo indicano una capacità di trasporto superiore all'approvvigionamento di sedimento, mentre quelli non corazzati mostrano un bilancio tendenzialmente in pareggio tra il trasporto di sedimento e la disponibilità di sedimento (Dietrich et al., 1989). Si osserva per altro che, oltrepassato il limite di una significativa mobilità, molti dei corsi d'acqua ghiaiosi corazzati a letto piano esibiscono una soddisfacente corrispondenza fra il tasso di trasporto al fondo e la portata liquida (Milhous, 1973; Jackson e Beschta, 1982; Sidle, 1988). Le osservazioni appena esposte suggeriscono che i corsi d'acqua caratterizzati da alvei piani rappresentano una condizione di passaggio fra una morfologia limitata dall'alimentazione solida e una limitata dalla capacità di trasporto dei sedimenti.

2.2.5 Tratti a dune ripple

I corsi d'acqua con un basso gradiente e con materiale d'alveo costituito prevalentemente da sabbia possono sviluppare una morfologia a *dune ripple*, ossia delle piccole dune o increspature al fondo (Fig. 2.1 E). Anche un canale con un fondo in ghiaia, durante un evento di portata estremo, può sviluppare delle forme di fondo riconducibili alla morfologia a dune ripple (Griffiths, 1989; Dinehart, 1992; Pitlick, 1992). In questi corsi d'acqua la resistenza al flusso è fornita prevalentemente dalle forme di fondo mobili (Kennedy, 1975).

La configurazione del letto dei tratti a dune ripple dipende dalla profondità e velocità della corrente, dalle dimensioni del materiale dello strato superficiale e dal tasso di trasporto (Gilbert, 1914; Middleton e Southard, 1984). Generalmente le forme di fondo in sabbia si trasformano al variare della profondità del flusso e della velocità media: nei letti piani interessati da bassi valori di portata si ottengono prevalentemente increspature, onde di sabbia e dune, mentre con una maggiore portata prevalgono le antidune (Gilbert, 1914; Simons et al., 1965; Harms et al., 1975). Una vasta gamma di forme di fondo possono coesistere in un corso d'acqua con morfologia a dune ripple: increspature dovute al trasporto di fondo ("bedload sheets") e piccole dune possono formarsi sopra delle dune mobili di grosse dimensioni. In particolare le "bedload sheets", costituite da accumuli di materiale fine, possono formarsi quando viene trasportato del sedimento da moderatamente a scarsamente assortito (Whiting et al., 1988). Una completa spiegazione teorica per lo sviluppo di questa gamma di forme d'alveo non esiste ancora, ma esse sono tipicamente associate a bassi valori relativi di scabrezza. Nei corsi d'acqua con dune ripple sono anche presenti delle barre laterali o altre forme d'alveo imposte dalla geometria del canale. In contrasto

con i corsi d'acqua a letto piano e con quelli a riffle pool, i tratti a dune ripple mostrano chiaramente un "alveo vivo" per il trasporto (Henderson, 1963), nel quale un trasporto significativo avviene molto frequentemente. In effetti, i corsi d'acqua a dune ripple possono considerarsi "limitati" dalla capacità di trasporto nel senso che quest'ultima, essendo largamente inferiore all'alimentazione solida ("sediment supply"), ne condiziona la dinamica evolutiva.

La frequenza della mobilità dell'alveo e la presenza di increspature e/o dune distingue i corsi d'acqua a dune ripple da quelli a riffle pool.

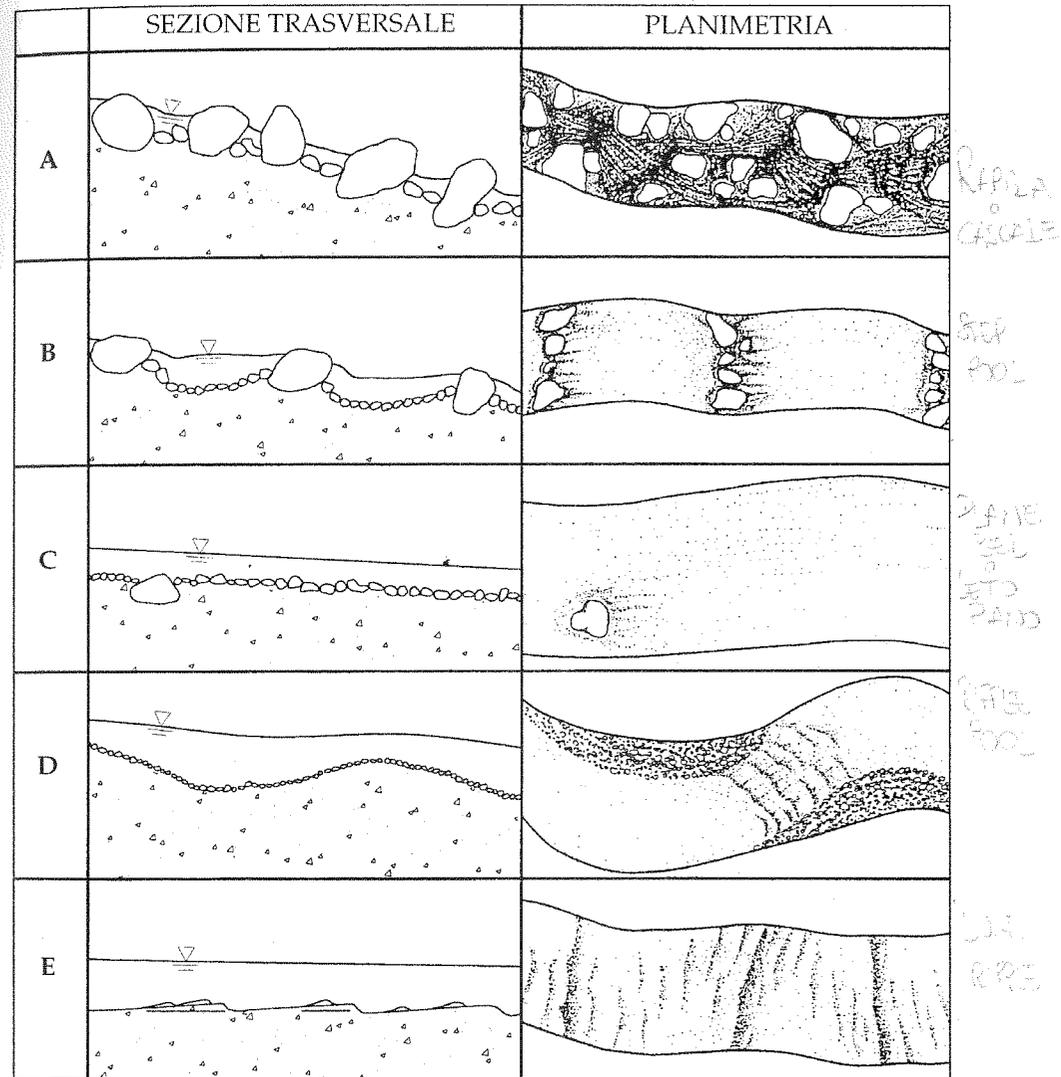


Fig. 2.1 - Unità morfologiche tipiche dei corsi d'acqua alluvionali: (A) rapida; (B) step pool; (C) letto piano; (D) riffle pool; (E) dune ripple (modificato da Montgomery e Buffington, 1997)

2.2.6 Tratti colluviali

I tratti così detti colluviali (*colluvial*) appartengono ad alvei d'ordine gerarchicamente inferiore (aste di primo ordine) e rappresentano i tratti di testata del reticolo idrografico. Hanno generalmente dimensioni molto ridotte e si formano su depositi colluviali e di versante. La loro attività in termini di trasporto solido è tipicamente intermittente e impulsiva; essi possono pertanto essere assimilati anche a forme incipienti di "gullies" o "river gullies" (Lenzi et al., 1997).

Poche ricerche si sono concentrate sui corsi d'acqua colluviali, anche se i collettori di primo ordine costituiscono approssimativamente metà del totale della lunghezza dell'intera rete idrografica (Montgomery, 1991). Dietrich et al. (1982) hanno riconosciuto come il basso tirante nei corsi d'acqua di testata offra una scarsa opportunità di asportare i sedimenti che provengono dai versanti, generando in tal modo un progressivo riempimento della vallecchia. Benda e Dunne (1987) hanno esaminato i sedimenti presenti all'interno dei corsi d'acqua di primo ordine e hanno concluso che, al di sotto di uno strato grossolano modellato dall'acqua, il materiale di riempimento della valle consiste di materiale colluviale relativamente non assortito proveniente dai versanti circostanti. I bassi ed effimeri deflussi nei corsi d'acqua colluviali appaiono pertanto insufficienti a mobilitare il sedimento che è introdotto nel canale, favorendo un processo di immagazzinamento (Dietrich e Dunne, 1978; Dietrich et al., 1982; Benda, 1990). La presenza di grossi massi, detriti vegetali, gradini in roccia e vegetazione in alveo contribuisce ulteriormente a ridurre l'energia disponibile per il trasporto di sedimento. Deflussi intermittenti possono rimaneggiare alcune porzioni della superficie del materiale accumulato, ma esse non governano il processo di sedimentazione, selezione o trasporto del materiale di riempimento della valle (Montgomery e Buffington, 1997).

Nei corsi d'acqua di tipo colluviale si possono osservare degli episodici fenomeni di massa, quali le colate detritiche. Un bilancio del sedimento, eseguito per un piccolo bacino della California, ha indicato che i debris flow possono contribuire a più della metà del sedimento prodotto nel lungo termine (Lehre, 1982). Swanson et al. (1982) hanno stimato che solo il 20% del totale del sedimento prodotto da un canale di primo ordine nella regione del Cascade Range (Oregon) alimenta il trasporto fluviale, mentre la porzione non mobilizzata tende ad accumularsi nel tempo lungo la rete colluviale, fino a quando non è trasportata a valle da fenomeni quali le colate detritiche o il trasporto iperconcentrato.

Dietrich e Dunne (1978) hanno anche riconosciuto che il tempo di permanenza del sedimento nei corsi d'acqua ripidi localizzati alle testate dei bacini è dell'ordine di un centinaio di anni, mentre Kelsey (1980) ha stabilito che l'accumulo di sedimento nei corsi d'acqua di primo e secondo ordine è asportato da colate detritiche, in media, ogni 300-500 anni.

Benda (1990) ha proposto un modello concettuale per la valutazione della morfologia dei collettori di testata dei bacini. Il modello considera cicliche alterazioni della morfologia d'alveo, che passa dalla ghiaia ai massi, alla roccia, in risposta a episodiche immissioni di sedimento. L'accumulo di materiale nelle

valli colluviali durante il periodo fra due eventi catastrofici di escavazione indica che la capacità di trasporto, piuttosto che il rifornimento di materiale solido, limita la mobilità dei sedimenti nei corsi d'acqua colluviali. Questa limitazione è evidentemente ancor più forte di quella relativa alla morfologia a dune ripple.

2.2.7 Tratti in roccia

I tratti in roccia sono contraddistinti dall'assenza, in modo continuo, di un letto alluvionale. Sebbene un po' di materiale possa essere momentaneamente accumulato nelle occasionali buche o a tergo delle ostruzioni del flusso, le vallecchie riempite di sedimento sono assenti o piuttosto limitate. I canali in roccia sono spesso confinati dalle pareti della valle e subiscono difficilmente significative modificazioni di tipo planimetrico. Diverse indagini in campo indicano che, a parità di area drenata, i canali in roccia sono più ripidi dei colluviali (Howard e Kerby, 1983; Montgomery et al., 1996). La mancanza di depositi alluvionali in alveo è da attribuire all'elevata capacità di trasporto associata a una forte pendenza del canale e/o a un elevato tirante (Gilbert, 1914).

Sebbene i corsi d'acqua in roccia nella parte meno acclive del bacino idrografico riflettano la capacità di trasferire notevoli quantità di sedimento, questi nella porzione più pendente possono anche indicare processi d'escavazione avvenuti di recente.

2.2.8 Morfologie imposte

Le ostruzioni del flusso possono forzare la morfologia di un tratto di canale, in modo tale da differenziarla da quella formatasi naturalmente in una condizione analoga di rifornimento di sedimento e di capacità di trasporto. Nelle regioni boscate, per esempio, i bacini idrografici dispongono di una larga quantità di materiale vegetale; questo può forzare la formazione di locali escavazioni, divergenze del flusso e accumuli di detrito che rispettivamente danno luogo a pool, barre e step. In un esempio estremo Montgomery et al. (1996) hanno descritto una particolare situazione nella quale del materiale vegetale creava delle ostruzioni, favorendo a tal punto il deposito di materiale solido che l'originale alveo in roccia veniva ad assumere la configurazione tipica di un alveo alluvionale.

I riffle pool e gli step pool sono le più frequenti morfologie imposte da ostruzioni nei bacini montani forestati. Una morfologia a riffle pool, in luogo di un'altra unità morfologica, può formarsi in seguito all'ostruzione prodotta da materiale vegetale, mentre una sequenza a step pool può essere generata da detriti vegetali di grosse dimensioni (tronchi) posti trasversalmente al corso d'acqua (gli step in questo caso vengono anche denominati "log step"). Le morfologie imposte si possono estendere anche oltre il range delle condizioni geometriche e di alimentazione solida che solitamente caratterizza le corrispondenti morfologie formatasi liberamente (Montgomery e Buffington, 1997).

2.3 Tipologie morfologiche caratteristiche dei torrenti alpini

A giudizio di Montgomery e Buffington (1997) le tipologie morfologiche proposte sono sufficientemente rappresentative delle unità che si possono osservare soprattutto in ambiente montano. Gli autori, tuttavia, non escludono la necessità di individuare altre configurazioni morfologiche intermedie, le quali si possono rivelare utili per la comprensione e l'interpretazione di alcune situazioni particolari. Esempi di morfologie intermedie sono:

- *tratti a riffle pool e letto piano;*
- *tratti a step pool e letto piano;*
- *tratti a step pool e cascate;*
- *tratti a step pool e rapide.*

A partire dalla classificazione proposta da Montgomery e Buffington (1997), si è ritenuto opportuno introdurre una serie di integrazioni, in modo da prevedere una gamma più articolata di tipologie morfologiche che si possono riscontrare nei torrenti alpini e tenere conto, al contempo, dei condizionamenti esterni più frequenti. Questi si sovrappongono talora alla morfologia di base e possono anche dare luogo a delle morfologie imposte. A tal fine è stata messa appunto una scheda di rilevamento, già testata con successo in campo (Fig. 2.2), e che deve essere compilata per ogni tipologia morfologica. In essa trovano spazio, oltre alle indicazioni sul tipo di unità morfologica, anche le informazioni concernenti gli eventuali condizionamenti, la forma della sezione trasversale della valle e la granulometria dominante del letto. La lunghezza dei singoli tratti non può essere, ovviamente, definita a priori in quanto varia in funzione della morfologia osservata in campo. Nelle situazioni di maggiore uniformità tipologica i tratti possono essere anche piuttosto lunghi (fino a qualche centinaio di metri), mentre per contesti morfologicamente più tormentati possono ridursi anche a una decina di metri.

Nella fase di revisione delle tipologie previste da Montgomery e Buffington (1997), si è ritenuto opportuno introdurre delle nuove configurazioni morfologiche, le quali rappresentano, a seconda dei casi, delle puntualizzazioni all'interno delle unità già definite oppure delle unità non considerate da Montgomery e Buffington (1997) e risultate, invece, piuttosto ricorrenti in ambiente alpino.

In quest'ottica le rapide sono state suddivise in *rapide a scivolo* e *rapide a gradino*. Le prime sono caratterizzate da macroscabrezze ben distribuite all'interno del canale, mentre le seconde presentano al loro interno un parziale grado di organizzazione trasversale degli elementi lapidei. Il flusso, su di una rampa a gradini in condizioni di bassa sommergezza, è condizionato dagli allineamenti trasversali delle macroscabrezze presenti all'interno dell'unità morfologica. Queste macroscabrezze non occupano necessariamente tutta la larghezza del canale, assumendo lunghezze d'onda talora regolari ma, molto più frequentemente, irregolari.

Gli step pool che si osservano nei corsi d'acqua alpini possono essere degli step pool isolati oppure degli step pool "concatenati" che danno luogo a una

TIPOLOGIA DEI TRATTI

Numero tratto

sequenza isolato

RAPIDA a gradini a scivolo

STEP POOL sequenza isolato

POOL ISOLATA **LOG STEP** **RIFFLE-STEP POOL**

TRANSVERSE RIB **CASCATE** **LETTO PIANO** **TRATTO SISTEMATO**

RIFFLE POOL laterali **DUNE RIPPLE**

TRATTO DEPOSIZIONALE A BARRE E RAGGRUPPAMENTI mediani **MEANDRIFORME**

TRATTO INCISO **COLLUVIALE**

CONDIZIONAMENTI

Massi in alveo **Affioramenti rocciosi** in alveo **Vegetazione** in alveo **Legname** sulle sponde

sulle sponde

Frana **Immissione di collettori** **Colata detritica**

Forma della valle

Granulometria dominante

alveo sponde

argilla-limo

sabbie

ghiaie

ciontoli

massi

Note:

- lunghezza del tratto:
- pendenze:
- larghezza al bankfull:
- osservazioni:

Fig. 2.2 - Scheda di rilevamento delle unità morfologiche nei torrenti alpini

sequenza regolare. Altro particolare interessante è la tipologia di step rilevabili: step in massi (*boulder step*), in roccia (*rock step*) o formati da legname (*log step*).

Un discorso analogo agli step pool vale anche per i riffle pool. Essi si possono presentare come unità isolate oppure in sequenza. Pure in questo caso vi può essere l'interazione con affioramenti rocciosi e/o materiale vegetale nella definizione dell'unità morfologica.

In molti corsi d'acqua alpini non è rara la presenza di pool di grandi dimensioni, localizzate, a esempio, a valle di un tratto a rapida. Viste le dimensioni di queste unità morfologiche si è ritenuto conveniente tenerle distinte dalle altre tipologie. La terminologia utilizzata per individuare queste singole pool è quella di *pool isolata*.

Nel caso dei letti piani si ritengono molto appropriate, anche per i torrenti alpini, le osservazioni di Montgomery e Buffington (1997). Sulla base delle esperienze di campo si è osservato tuttavia che, accanto a tratti a "letto piano" di una certa lunghezza e che si presentano come unità morfologiche autonome e ben evidenti, si possono riscontrare, su di uno stesso torrente, anche tratti a letto piano di lunghezza più limitata (anche solo 1.5-3 volte la larghezza della bunkfull) e che fungono da brevi tratti di collegamento di unità morfologiche dello stesso tipo o di tipo diverso.

Rispetto alla classificazione di Montgomery e Buffington (1997) sono state previste delle ulteriori tipologie come i *riffle-step pool*, i *transverse rib*, le *cascade*, i *tratti a barre e raggruppamenti* (o "cluster"), i *tratti deposizionali*, i *tratti incisi* e i *tratti meandriformi*.

I riffle-step pool sono delle unità morfologiche composte da un gradino edificato da un insieme di sedimenti di larghezza superiore alla media e con un profilo disteso verso valle. Un riffle-step si configura, quindi, come una rampa molto corta alla quale segue una pool. Queste unità si possono presentare isolate oppure in sequenza, alla stregua degli step pool classici. Se confrontati con le rapide o con gli step pool si tratta di unità meno regolari.

Alcuni autori hanno definito come step i "transverse rib" (Ashida et al., 1976; Hayward, 1978; Leopold et al., 1964; O'Loughlin, 1969). In realtà questi ultimi 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. L'elemento diagnostico che permette la distinzione fra i transverse rib e gli step è la mancanza di interrimento a monte del gradino. In altre parole, supponendo di essere in condizioni di assenza di flusso e osservando la struttura da monte, sarà possibile apprezzare l'elevazione dei massi che costituiscono il transverse rib, cosa non riscontrabile per un boulder step al quale il profilo di fondo si raccorda con continuità a partire dal piede dello step di monte. La somiglianza fra step e transverse rib è allora apparente, in quanto i boulder step evidenziano una struttura saldamente concatenata intorno ad alcune particelle chiave, particolarità questa non comune ai transverse rib. La formazione di queste strutture è stata osservata durante prove di laboratorio in canali artificiali, tentando di simulare e riprodurre le condizioni idrauliche e morfologiche predisponenti la costituzione delle unità a gradinata. Più sporadi-

ca, invece, è la loro presenza in campo rispetto ai boulder step, anche se Church e Jones (1982) indicano come piuttosto comune la loro formazione nei corsi d'acqua ad alveo ghiaioso, dove il materiale è più uniformemente suddiviso. I "transverse rib" si presentano nei torrenti alpini caratterizzati da gradienti variabili tra l'1.5% e il 7% e da diametri caratteristici D_{84} e D_{max} del materiale dell'alveo compresi, rispettivamente, tra i 0.2-0.6 m e tra i 0.4-0.9 m. La presenza di sequenze a "transverse rib" in un alveo torrentizio è un buon indicatore, come nel caso degli step, di un assetto morfologico tendenzialmente stabile.

Le cascade sono dei salti più o meno verticali, in genere isolati e di altezza superiore ai 3 metri. Le cascade si formano frequentemente per cause litologiche e sono il risultato di una forma di erosione del letto che, manifestandosi nel tempo su di uno strato alluvionale o di roccia poco compatta, mette a nudo una massa rocciosa resistente il cui approfondimento è molto più lento rispetto al tratto di corso d'acqua di valle. Le cascade, pur potendo evolvere in una forra d'incisione attraverso un processo guidato da diaclasi e fratture (Castiglioni, 1979), rappresentano per il collettore una soglia morfologica a trasformazione molto lenta.

I tratti a barre e raggruppamenti ("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 ("jet and wake flow"). Le barre possono essere mediane o laterali, ma non risultano così estese come quelle che si possono riscontrare nei tratti deposizionali. La capacità di trasporto nei tratti a barre è appena inferiore all'alimentazione solida proveniente da monte. Per questo motivo i tratti a barre possono evolvere verso tratti deposizionali se intervengono erosioni di sponda o condizionamenti esterni che tendono ad allargare la sezione di deflusso.

I tratti a barre possono anche ripulirsi dai sedimenti e trasformarsi in tratti a riffle pool o a step pool se, per effetto di un aumento di pendenza (dovuta per esempio ad una erosione regressiva) vedono accresciuta la loro capacità di trasporto.

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. In corrispondenza dei tratti in cui si può osservare questa morfologia si assiste a un confinamento laterale ridotto e ad una pianura alluvionale ben sviluppata. I filoni di magra ramificati, che si sviluppano all'interno dei depositi, evidenziano anche una certa tortuosità. In condizioni di forte alimentazione solida da monte, accompagnata da una larga pianura alluvionale edificata su granulometrie medio fini, i tratti deposizionali possono dar luogo a una morfologia a rami intrecciati del tutto simile a quella che si riscontra nei tratti pedemontani (Fig. 2.30). Nell'ambito di questa tipologia si possono far rientrare anche molti tratti di torrente che si sviluppano su conoide. In quest'ultimo caso si osservano le testimonianze silenti (paleo-alvei, depositi, relitti di colate detritiche, massi ciclopici) delle divagazioni subite dal torrente sul conoide nel corso dei secoli.

Nei tratti incisi il processo dominante è completamente opposto a quello che governa i tratti deposizionali: la capacità di rimozione e trasporto dei sedimenti prende il sopravvento sulla alimentazione solida da monte, dando luogo a un approfondimento della valle. Un tratto d'alveo contraddistinto da una pronunciata tendenza all'erosione delle sponde e/o del fondo inibisce o comunque ostacola fortemente la possibilità che il canale possa organizzarsi secondo una configurazione morfologica ben definita e dotata di un certo grado di stabilità. Le erosioni d'alveo molto accelerate non consentono, infatti, se non in forma embrionale, la strutturazione dell'alveo. La mancanza di una strutturazione è ancora più marcata rispetto ai tratti deposizionali, giacché in questi ultimi si può osservare, in qualche caso, una certa autosimilitudine fra le forme dei corpi sedimentari presenti.

In ambiente alpino i tratti meandrici si sviluppano prevalentemente sulla testata dei bacini, in aree in cui la valle si allarga notevolmente e il torrente scorre su una pianura alluvionale morfologicamente evoluta. Il tracciato planimetrico mostra delle anse curvilinee, che si susseguono in modo discontinuo e irregolare. 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 2.0). I sedimenti sono prevalentemente fini, ma possono anche riscontrarsi tratti ghiaiosi.

La dinamica di questi alvei, in occasione delle piene straordinarie, ha come effetto più immediato l'esondazione delle acque nella pianura alluvionale. Essi rimangono comunque meandrici al variare della portata, ma non è escluso che spostino il loro tracciato all'interno della valle (Fig. 2.28 e 2.29). Essendo caratterizzati da pendenze molto modeste (0.01-0.001) i corsi d'acqua montani ad andamento meandrico sono piuttosto rari. Ciò dipende probabilmente dalla difficoltà con cui si verifica un'ampia concomitanza di situazioni morfologiche e di fattori geomorfologici, sedimentologici e tettonici.

Nell'ottica di una classificazione più esaustiva dei torrenti è opportuno anche rilevare quei tratti in cui sono stati compiuti degli interventi di sistemazione più o meno intensi. Questi tratti possono indicarsi in modo del tutto generico come "tratti sistemati". Anche se questi tratti rappresentano una alterazione della morfologia originaria, tuttavia la loro identificazione risulta fondamentale sia per valutare a distanza di tempo l'efficacia dell'intervento, sia per tenere conto dell'influenza che un tratto sistemato può esplicare su tratti limitrofi non sistemati.

Al fine di visualizzare in modo organico l'ampliamento appena proposto alla classificazione di Montgomery e Buffington (1997), si riporta di seguito un quadro di sintesi di tutte le unità morfologiche introdotte, accompagnandole con le caratteristiche più salienti che permettono una loro rapida identificazione.

1. Rapida ("cascade") (Fig. 2.4 e 2.5)

- Pendenza: > 3 - 4%;
- Granulometria dominante: sassi e ciottoli (> 6.4 cm) e massi;
- Organizzazione elementi lapidei: molti massi disordinati e indipendenti; disorganizzazione longitudinale e trasversale;

- Regime idraulico: tumbling e jet-and-wake flow sopra e attorno ai grossi massi;
- Morfologia valle: tratti a maggiore pendenza con confinamento laterale;
- Aspetto: si presenta come una "ideale" lunga rampa con accentuata macroscabrezza:

1a - Rapida a scivolo: pur essendoci grosse macroscabrezze queste sono ben distribuite;

1b - Rapida a gradini: i gradini lungo la rapida non sono regolari e non occupano, necessariamente, tutta la larghezza trasversale del canale.

- Altre caratteristiche: presenza sporadica di piccole pool di dimensioni inferiori alla larghezza del canale.

2. Step pool (Fig. 2.6 e 2.7)

- Pendenza: > 2 - 3%;
- Granulometria dominante: elementi lapidei di maggiori dimensioni in corrispondenza degli step e materiale fine all'interno delle pool;
- Organizzazione elementi lapidei: negli step i grossi massi sono organizzati in modo trasversale su tutta la larghezza dell'alveo, mentre nelle pool i massi sporgenti sono limitati o assenti, prevalendo la granulometria più fine;
- Regime idraulico: alternanza fra regime critico o supercritico (sopra gli step) e subcritico (nelle pool);
- Morfologia valle: tratti pendenti; confinamento laterale dei versanti;
- Aspetto: sequenza di gradini seguiti da pozze;
- Altre caratteristiche: sono necessari almeno tre step in successione per dare luogo a una sequenza a step pool morfologicamente ben definita;
- La presenza in alveo di tronchi d'albero disposti trasversalmente rispetto alla direzione della corrente può dar luogo a step in legname denominati log step (Fig. 28).

3. Riffle pool (Fig. 2.11 e 2.12)

- Pendenza: da moderata a bassa (<2-3%);
- Granulometria dominante: variabile dalle sabbie ai sassi, più frequenti le ghiaie (da 0.2 a 6.4 cm);
- Organizzazione elementi lapidei: elementi di maggiori dimensioni in superficie e più fini nel sottostrato; concentrazione delle granulometrie più grossolane lungo i riffle;
- Regime idraulico: solo il 5-10 % dell'area occupata dal riffle evidenzia un regime supercritico;
- Morfologia valle: alveo generalmente poco confinato, pianura alluvionale ben sviluppata;
- Aspetto: letto ondulato che definisce una sequenza di barre (spesso alternate), accompagnate a riffle e pool;
- Altre caratteristiche: tipica presenza di barre laterali. Nonostante siano presenti dei ciottoli o grappoli di ciottoli questi non sono organizzati in "transverse rib".

4. Letto piano (Fig. 2.14 e 2.15)

- *Pendenza*: uniforme (frequentemente < 4 - 5 %);
- *Granulometria dominante*: sabbia, ghiaia e ciottoli (dai 3-4 cm, ai 10-15 cm); può essere presente, in forma isolata, qualche masso;
- *Organizzazione elementi lapidei*: fondo dell'alveo regolare e privo di macroscazzature;
- *Regime idraulico*: assenza del tumbling flow e di jet-and-wake flow;
- *Morfologia valle*: alveo confinato o non confinato dai versanti della valle;
- *Aspetto*: assenza di barre laterali apprezzabili;
- *Altre caratteristiche*: pelo libero molto regolare; la presenza di ostruzioni al flusso può indurre solo occasionalmente la formazione di pool; è spesso, non sempre, un'unità di collegamento fra unità morfologiche.

5. Riffle-step pool (Fig. 2.10)

- *Pendenza*: da moderata ad alta (2-20%);
- *Granulometria dominante e organizzazione elementi lapidei*: elementi di maggiori dimensioni in corrispondenza dei riffle-step; nelle pool dominano elementi di minore dimensione che sono ancor più fini nel sottostrato;
- *Regime idraulico*: regime critico o supercritico sopra i riffle-step e subcritico nelle pool;
- *Aspetto*: i riffle-step presentano, rispetto agli step, un gradino disteso verso valle che li rende simili a delle rampe molto corte;
- *Altre caratteristiche*: isolati o organizzati in sequenze contenenti riffle-step e step.

6. Transverse rib (Fig. 2.16 e 2.17)

- *Pendenza*: 1.5 - 7 %;
- *Granulometria dominante*: il D_{84} e il D_{max} del materiale superficiale d'alveo sono compresi, rispettivamente, tra i 0.2 - 0.6 m e 0.3 - 0.9 m;
- *Organizzazione elementi lapidei*: massi, anche di medie dimensioni, disposti in modo trasversale sull'intera larghezza ed elevati rispetto alla quota di base del letto; assenza di interrimento a monte;
- *Regime idraulico*: da subcritico a supercritico;
- *Morfologia valle*: confinamento laterale limitato;
- *Aspetto*: sequenze di allineamenti trasversali di massi di altezza più ridotta rispetto agli step;
- *Altre caratteristiche*: la loro presenza è un buon indicatore di un assetto morfologico stabile.

7. Cascata (Fig. 2.3)

- *Pendenza*: fino alla verticale (salto anche strapiombante);
- *Granulometria dominante*: roccia affiorante;
- *Morfologia valle*: il confinamento può essere da debole a molto accentuato e dipende dalle caratteristiche litologiche della roccia;
- *Altre caratteristiche*: altezza del salto superiore a 3 m; soglia morfologica a evoluzione molto lenta.

8. Tratti a barre e raggruppamenti (Fig. 2.18-2.22)

- *Pendenza*: raramente oltre il 10%;
- *Granulometria dominante*: ghiaia grossa, ciottoli, massi;
- *Organizzazione elementi lapidei*: presenza di barre piuttosto disorganizzate e di dimensioni tali da essere facilmente rimaneggiate in caso di piena;
- *Regime idraulico*: fortemente condizionato dalla geometria delle barre;
- *Aspetto*: si distinguono dai riffle pool per una maggiore irregolarità delle barre e dalle rapide per minori fenomeni di getto e separazione della corrente;
- *Altre caratteristiche*: possono facilmente evolvere verso altre tipologie;

9. Tratto deposizionale (Fig. 2.23, 2.24 e 2.30)

- *Pendenza*: < 3-4%;
- *Granulometria dominante*: sabbia, ciottoli;
- *Organizzazione elementi lapidei*: i tratti deposizionali possono assumere uno sviluppo longitudinale molto accentuato e possono essere in parte consolidati dalla vegetazione;
- *Regime idraulico*: subcritico;
- *Morfologia valle*: piana alluvionale molto sviluppata e tale da minimizzare, da un punto di vista idraulico, il confinamento laterale;
- *Aspetto*: in condizioni di magra si formano tipicamente dei filoni di magra che si ramificano intorno ai depositi;
- *Altre caratteristiche*: la morfologia deposizionale può aver luogo anche su conoide: in questo caso la ramificazione è più rara ed è sostituita dalla possibile divagazione del letto.

10. Tratto inciso (Fig. 2.25 e 2.26)

- *Pendenza, granulometria, regime idraulico*: tutti questi fattori sono combinati in modo da mantenere attivo il processo erosivo;
- *Morfologia della valle*: l'incisione e il burronamento possono dare luogo a un confinamento anche molto pronunciato dell'alveo; il grado di confinamento non ha comunque alcun carattere di stabilità;
- *Altre caratteristiche*: nei torrenti incisi di tipo alpino che scorrono su depositi morenici è frequente la presenza nel letto e sulle sponde di materiale molto fine entro il quale "galleggiano" blocchi e massi di grosse dimensioni.

11. Dune ripple (Fig. 2.27)

- *Pendenza*: < 0.5%;
- *Granulometria dominante*: sabbia, ghiaia fine;
- *Regime idraulico*: da critico a subcritico;
- *Morfologia valle*: l'alveo può essere anche confinato, ma presenta una larghezza un po' superiore alla media;
- *Aspetto*: ondulazioni regolari del fondo, che si localizzano solitamente a valle di zone di separazione della corrente;
- *Altre caratteristiche*: nei torrenti alpini è molto raro che questa morfologia si

presenti con continuità; essa si accompagna, frequentemente, alla presenza di barre.

12. Pool isolata (Fig. 2.13)

- *Pendenza*: negativa (innalzamento del profilo di fondo della pool verso valle);
- *Granulometria dominante*: sabbia, ghiaia, ciottoli;
- *Organizzazione elementi lapidei*: se sono presenti molti ciottoli può aver luogo una sorta di pavimentazione della pool; in caso di granulometrie assortite queste tendono a divenire più grossolane spostandosi dal punto più profondo della pool verso valle;
- *Regime idraulico*: globalmente subcritico con presenza di vortici ad asse orizzontale e verticale;
- *Aspetto*: pozza di notevole estensione, specie in senso longitudinale; il tirante lungo la pool varia anche di un ordine di grandezza rispetto al punto più profondo;
- *Altre caratteristiche*: in genere si localizza a valle di una cascata, di un tratto a rapida o al termine di una sequenza a step pool piuttosto pendente.

13. Tratto meandriforme (Fig. 2.28 e 2.29)

- *Pendenza*: le pendenze sono modeste, solitamente 1% - 1‰;
- *Granulometria dominante*: sedimenti piuttosto fini e coesivi in genere compresi nel campo dei limi e delle sabbie; sono anche possibili alvei meandriformi in presenza di ghiaie;
- *Regime idraulico*: subcritico;
- *Morfologia valle*: piana alluvionale;
- *Altre caratteristiche*: sinuosità compresa in genere tra 1.5 e 2; il tratto tende a rimanere meandriforme anche in condizioni di piena eccezionale, mutando solo parzialmente il tracciato planimetrico.

14. Tratto sistemato

- *Aspetto*: in questi tratti si è intervenuti artificialmente per regimare il trasporto solido, consolidare il fondo e/o evitare erosioni di sponda (sistemazioni trasversali e longitudinali);
- *Altre caratteristiche*: le briglie di trattenuta di tipo non filtrante inducono a monte tratti di tipo deposizionale intrinsecamente stabili e dove prevale la sedimentazione del materiale medio-fine costituente il letto; gli effetti di tutti gli interventi devono essere valutati caso per caso nel medio e lungo periodo.

15. Tratto colluviale (Fig. 2.31)

- *Pendenza*: sostenuta (> 15-20%)
- *Granulometria dominante*: sedimenti a grana fine;
- *Organizzazione elementi lapidei*: assenza di unità morfologiche ben definite;
- *Regime idraulico*: da debolmente rapido a rapido;

- *Morfologia valle*: confinamento laterale accompagnato, in genere, a una incisione poco pronunciata del talweg;
- *Aspetto*: spesso congestinato da depositi di materiale vegetale vivo e/o morto; possibile la presenza di qualche masso e di affioramenti rocciosi;
- *Altre caratteristiche*: localizzato nei tratti di testata del bacino.

2.4 Condizionamenti e forma della valle

Nella preparazione di una scheda riassuntiva che inquadri per tratti la morfologia di un torrente, le unità fisiografiche descritte al precedente paragrafo possono risultare non sempre sufficienti a rappresentare in modo adeguato la dinamica torrentizia del corso d'acqua. Talora, infatti, i condizionamenti esterni possono dimostrarsi così influenti sulla morfologia del collettore, da far passare quest'ultima in secondo piano nella descrizione delle peculiarità del tratto. Si pensi a esempio a un torrente percorso quasi ogni anno da colate detritiche. La morfologia potrà comprendere molti tratti incisi, frammisti a tratti a letto piano, a step pool isolati e a depositi disordinati di materiale. In ogni caso la morfologia risulterà sempre precaria e pesantemente condizionata dal passaggio dell'ultima colata detritica.

Per questa ragione si ritiene di primaria importanza, specie se la classificazione del collettore ha come obiettivo la valutazione delle ipotesi di un intervento sistematorio, affiancare l'identificazione morfologica delle unità al riconoscimento dei condizionamenti più significativi che a questa si accompagnano. Nella scheda di campo (Fig. 2.2), dopo la parte dedicata alla tipologia dei tratti, è pertanto riportata la voce "condizionamenti" con la quale si è cercato di tenere conto dei fattori di condizionamento più ricorrenti in ambiente alpino: massi, affioramenti rocciosi, vegetazione, legname, frane, confluenze e colate detritiche. Molti di questi fattori possono coesistere all'interno di una stessa unità combinandosi con modi e pesi differenti. Alcune osservazioni puntuali sulla loro influenza possono essere riportate nelle "Note" (Fig. 2.2), definendo ancor più esaurientemente il tratto in esame.

Nella scheda di campo sono state, inoltre, introdotte otto tipologie di sezione trasversale (da A ad H), le quali, seppure in modo schematico, esprimono la forma della valle, intesa come grado di incisione e confinamento laterale del torrente. In particolare sono evidenziate la larghezza del pelo libero, corrispondente al valore della portata a piene rive ("bankfull discharge"), e la larghezza dell'area di esondazione. Le principali caratteristiche di tali sezioni (Fig. 2.2) sono di seguito riportate.

- *Tipo A*: indica la dominanza di una forma a V e di un grado elevato di confinamento laterale della sezione accompagnato dalla possibilità che eventuali frane prospicienti l'alveo possano direttamente contribuire alla alimentazione solida del collettore.
- *Tipo B*: indica come la precedente la dominanza di una forma a V, ma con un fondo più piatto e una minore acclività dei versanti prospicienti il collettore.

- *Tipo C*: indica una sezione che dà luogo a una forte variazione del suo grado di confinamento passando da un deflusso di piena di tipo ordinario a uno di carattere straordinario (tempo di ritorno superiore ai 10 anni). L'estensione e la pendenza delle piane di inondazione che delimitano l'alveo di piena ordinaria può indurre, in occasione delle piene eccezionali, diverse potenzialità e modalità di immissione dei sedimenti provenienti dai versanti instabili.
- *Tipo D*: tipica sezione a U con fondo piatto; può essere determinata da erosione glaciale o anche da erosione idrica di tipo regressivo in terreni pseudo-coerenti (gullies); non si escludono sezioni di questo tipo anche in corsi d'acqua che scorrono su piane alluvionali a debole pendenza e sono caratterizzate da terreni a grana fine (anche altamente organici). Il grado di confinamento del flusso non varia con l'entità delle piene.
- *Tipo E*: valgono considerazioni analoghe a quelle espresse per la sezione A, con la sola differenza che le sponde e i versanti prospicienti l'alveo di piena ordinaria risultano terrazzati. Questa tipologia si sviluppa in genere quando delle sponde in roccia mediamente degradabili danno luogo, disfacendosi, a un alveo di magra di tipo alluvionale.
- *Tipo F*: si verifica per lo più in alvei di tipo alluvionale contenenti, in una certa percentuale, terre coesive. Il perdurare nel tempo di uno sbandamento del filone principale della corrente (ad esempio una brusca curva) induce una forte asimmetria della sezione.
- *Tipo G*: è tipica delle situazioni a basso grado di confinamento del flusso anche per tiranti modesti. In condizioni di piena ordinaria il flusso, per la presenza di barre longitudinali, dà luogo a uno o a due filoni principali e più filoni secondari; tali ramificazioni vanno progressivamente scomparendo al crescere dei deflussi. Questa tipologia di sezione è spesso associata a tratti a barre e raggruppamenti o a tratti di tipo deposizionale.
- *Tipo H*: sezione a U a fondo piatto di dimensioni contenute; a differenza della sezione di tipo D le pendenze in gioco non sono in grado di incidere profondamente la piana alluvionale. Il grado di confinamento varia quindi in modo notevole passando da deflussi modesti (con tempi di ritorno anche inferiori a un anno) alle portate di piena; in quest'ultimo caso la sezione di deflusso può risultare anche una piana di inondazione di dimensioni molto estese. Questa sezione è caratteristica dei corsi montani di tipo meandriforme.

A completamento della compilazione della scheda di campo si è infine previsto un riconoscimento di tipo qualitativo della granulometria dominante sull'alveo e sulle sponde (Fig. 2.2). Anche se dietro questa scelta può talora celarsi un certo margine di soggettività dell'operatore, essa può rivelarsi estremamente utile per verificare se vi sia una buona corrispondenza fra la tipologia del tratto e i sedimenti costituenti l'alveo (cosa che non sempre avviene nelle morfologie imposte dai condizionamenti esterni) e per valutare, a distanza di tempo, le variazioni granulometriche.

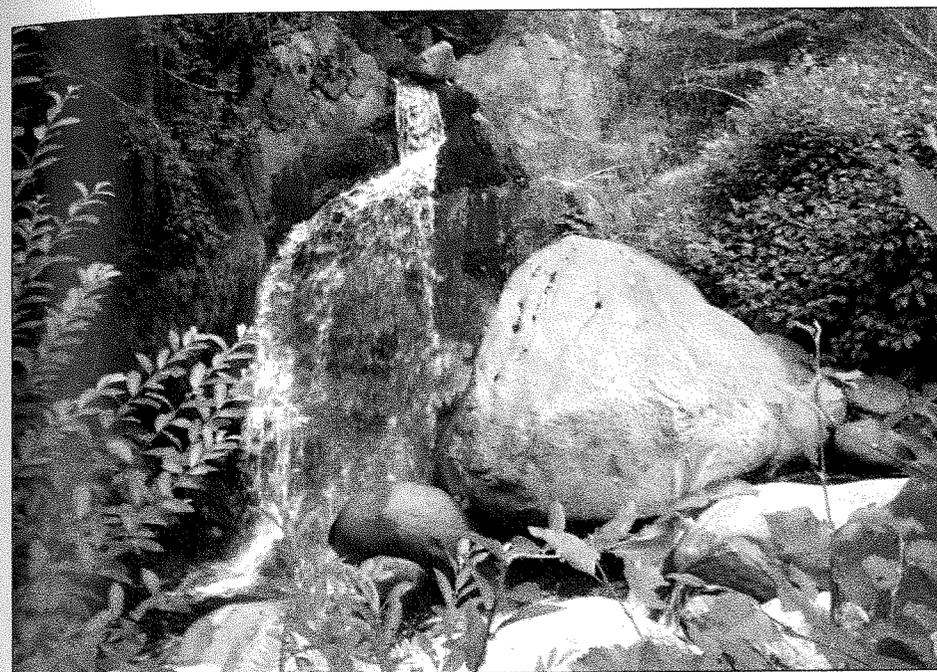


Fig. 2.3 - Morfologica a cascata

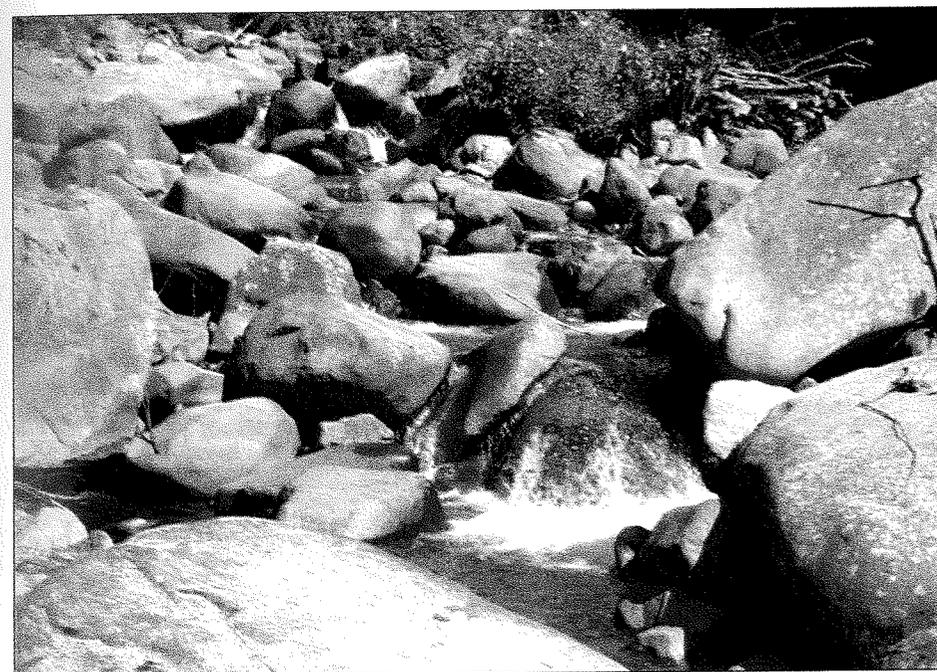


Fig. 2.4 - Rapida a gradini

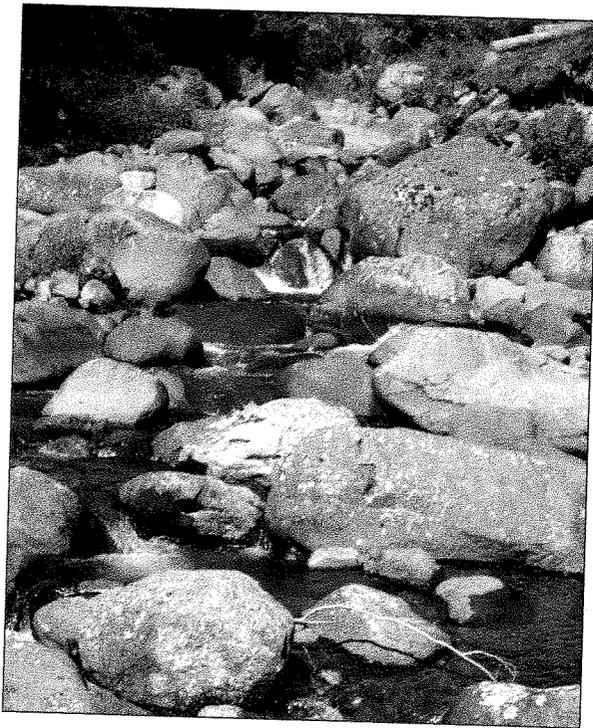


Fig. 2.5 - *Rapida a scivolo*

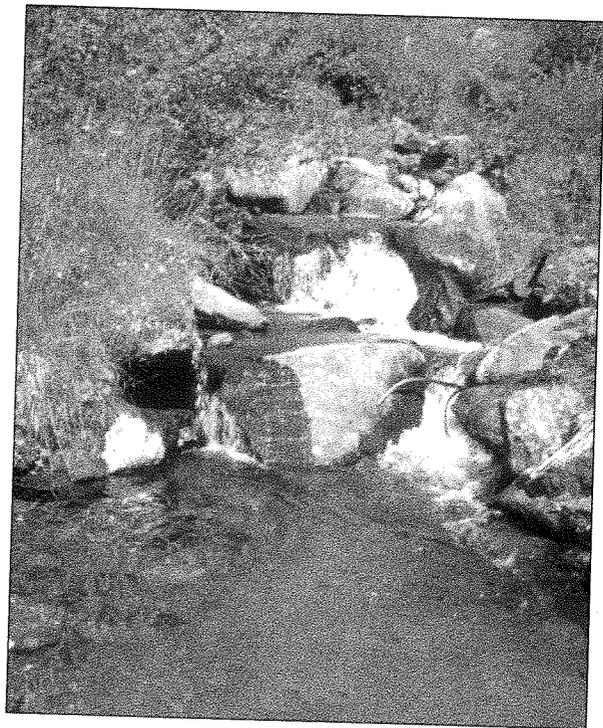


Fig. 2.6 - *Sequenza a step pool*



Fig. 2.7 - *Sequenza a step pool*



Fig. 2.8 - *Log step*



Fig. 2.9 - Riffle-step pool

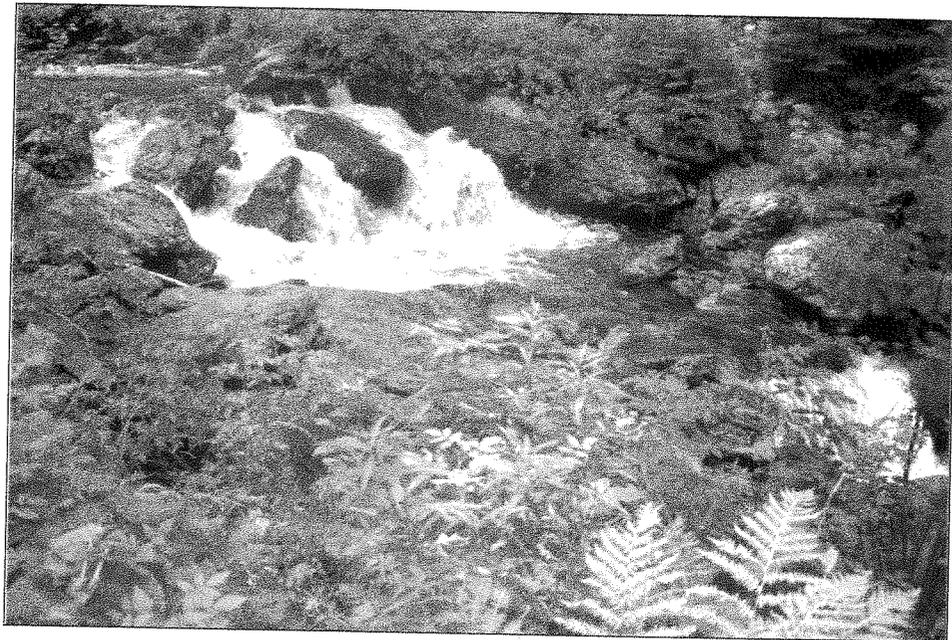


Fig. 2.10 - Riffle-step pool



Fig. 2.11 - Riffle pool



Fig. 2.12 - Riffle pool

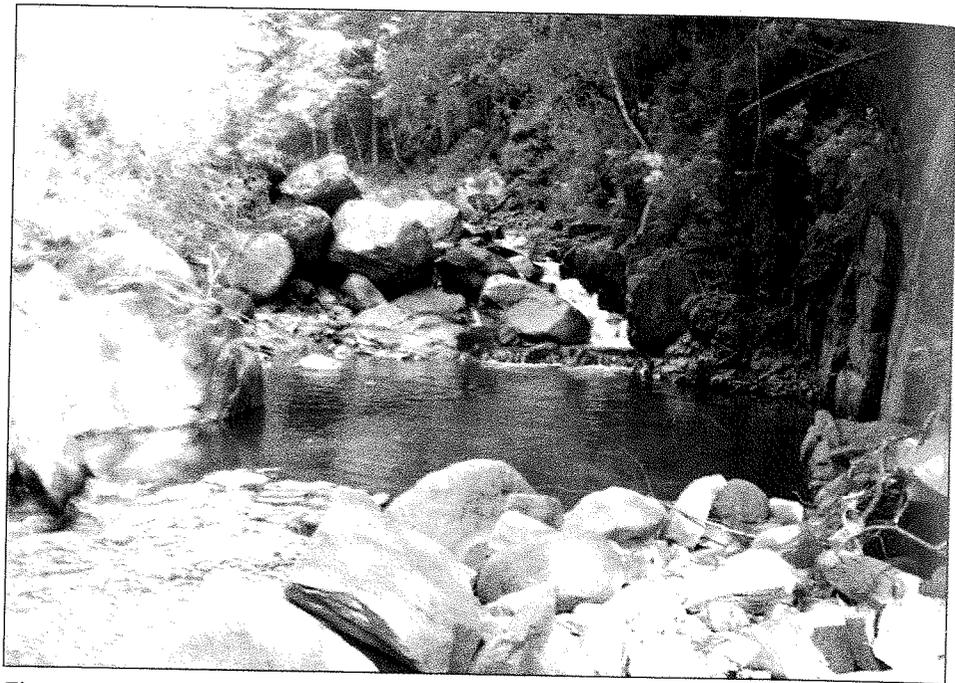


Fig. 2.13 - *Pool isolata*



Fig. 2.14 - *Letto piano*



Fig. 2.15 - *Letto piano*



Fig. 2.16 - *Transverse rib*



Fig. 2.17 - *Tranverse rib*



Fig. 2.19 - *Barra laterale*

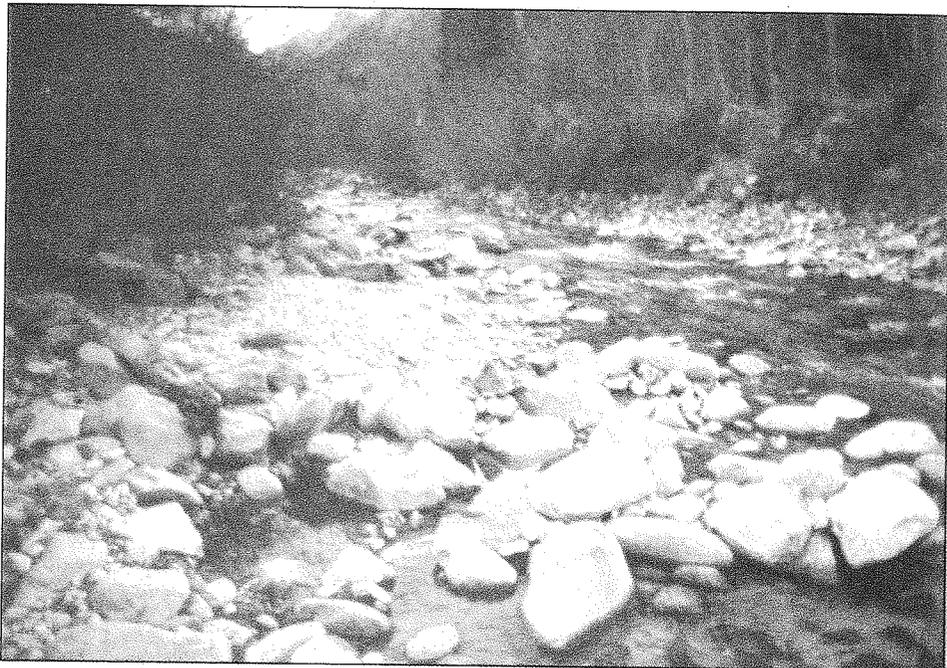


Fig. 2.18 - *Barra laterale*



Fig. 2.20 - *Barra mediana*

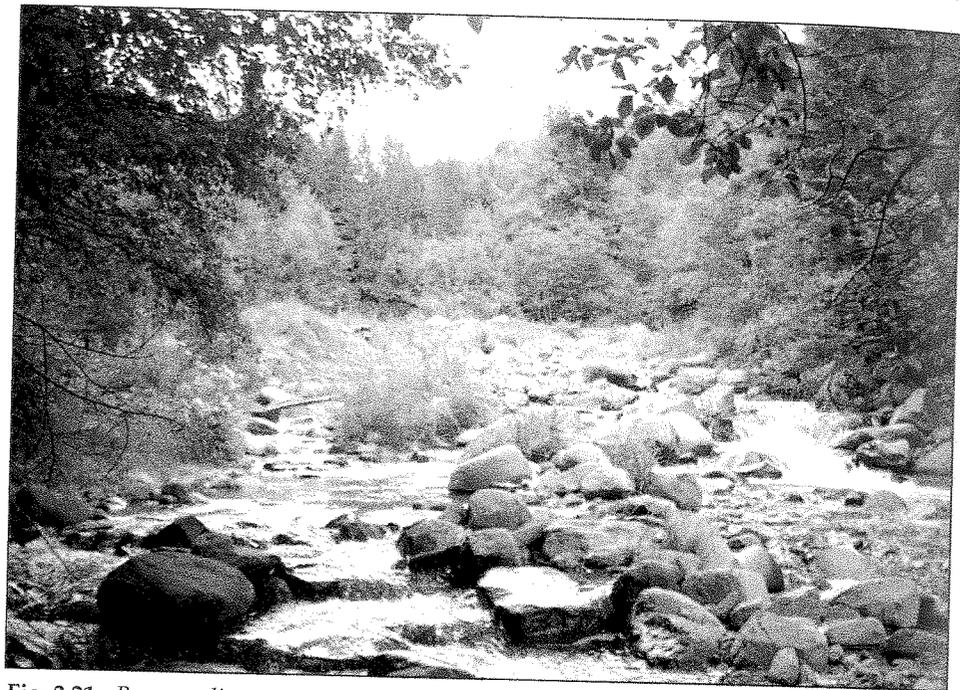


Fig. 2.21 - Barra mediana

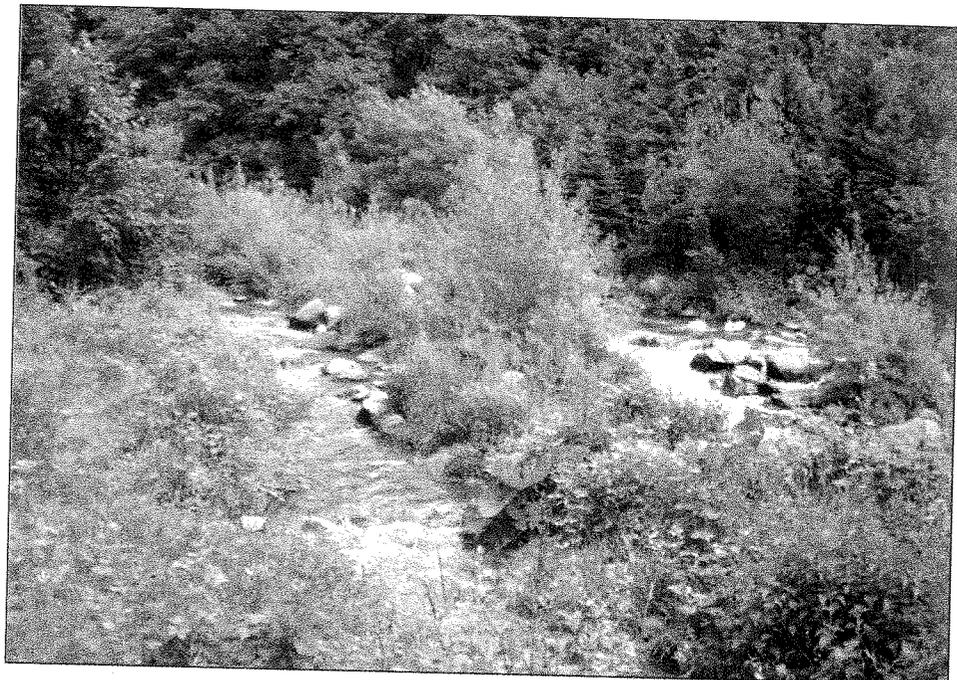


Fig. 2.22 - Barra mediana

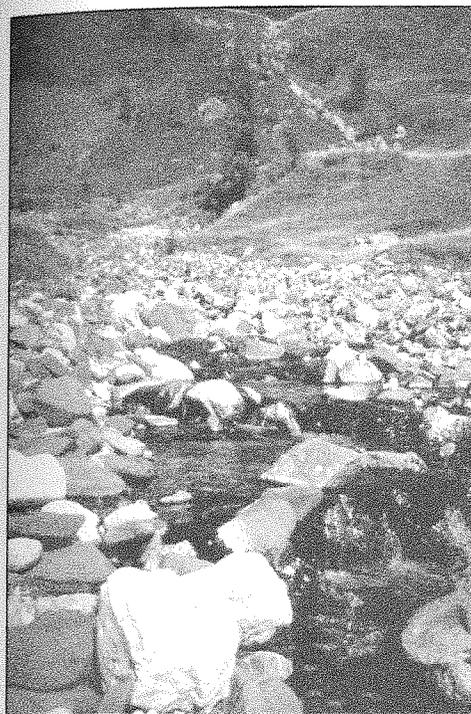


Fig. 2.23 - Tratto deposizionale



Fig. 2.24 - Tratto deposizionale



Fig. 2.25 - Corso d'acqua inciso



Fig. 2.26 - Corso d'acqua inciso e condizionato dalla presenza di massi



Fig. 2.27 - Dune ripple



Fig. 2.28 - Corso d'acqua montano ad andamento meandriforme



Fig. 2.29 - Corso d'acqua montano con andamento planimetrico leggermente meandriforme

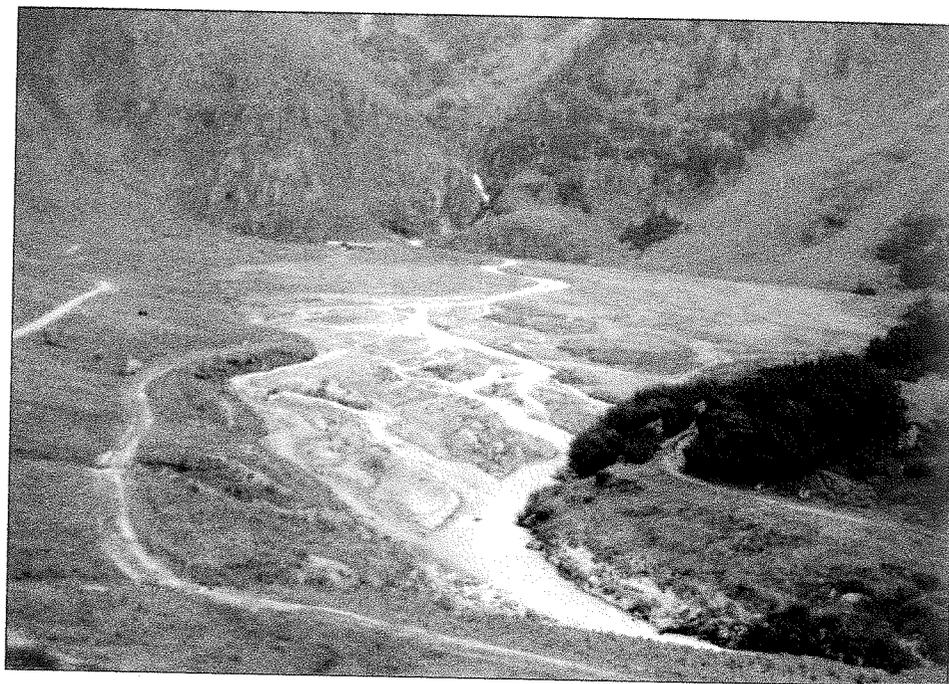


Fig. 2.30 - Tratto deposizionale che ha sviluppato una morfologia a rami intrecciati



Fig. 2.31 - Corso d'acqua colluviale

2.5 Conclusioni

Nei torrenti alpini è possibile individuare dei tratti caratterizzati da unità fluviomorfologiche e sedimentologiche specifiche organizzate in unità singole oppure in sequenza. La presenza di eventuali condizionamenti esterni (massi, affioramenti rocciosi, vegetazione, ecc.) è in grado di esercitare un'influenza talvolta rilevante sul confinamento laterale dell'alveo e sul tracciato plano-altimetrico del canale. I torrenti mostrano di solito lungo il loro corso una variazione accentuata di configurazioni. Esse si alternano senza soluzione di continuità e danno luogo a una distribuzione spaziale che non è sempre riferibile ai modelli tradizionali di classificazione ed evoluzione morfologica evidenziati nel primo

capitolo. Riconoscendo questa difficoltà e ritenendo che uno specifico metodo di classificazione risulti comunque necessario, si è cercato di integrare e ampliare lo schema proposto da Montgomery e Buffington (1997). L'idea guida del metodo proposto è stata quella di descrivere con continuità la strutturazione e l'alternanza delle unità fluviomorfologiche e di valutare se la linea di tendenza evolutiva del corso d'acqua sia dominata dalla capacità di trasporto dei sedimenti piuttosto che dalla alimentazione solida da monte ("sediment supply"). Nel primo caso le morfologie per le quali l'alveo assume una sorta di "macrocorazzamento" del letto (rapide, riffle-step, step-pool) sono prevalenti sui tratti deposizionali, sui tratti a barre e sui riffle pool, mentre le presenze percentuali di questi due gruppi s'invertono quando gli apporti solidi derivanti dai processi erosivi a livello di versante e di sponda tendono a "congestionare" di sedimenti la rete idrografica.

Per l'applicazione pratica del metodo è stata anche messa a punto una specifica scheda di campagna (Fig. 2.2). In essa il tecnico rilevatore è in grado di raccogliere, tratto per tratto, i caratteri più salienti del torrente quali: il tipo di unità morfologica, i condizionamenti esterni, la forma della sezione, la composizione granulometrica dei torrenti. Tutte queste caratteristiche sono previste nella scheda in modo qualitativo, lasciando al rilevatore la possibilità di procedere, ove lo ritenga opportuno, a un'indagine quantitativa di secondo livello. Così a esempio, al riconoscimento delle unità potrà affiancarsi la misura dei principali parametri geometrici, alla forma della sezione un rilievo topografico ed, infine, alla granulometria dominante un'indagine granulometrica di dettaglio.

Si ritiene che lo strumento proposto possa rilevarsi di una certa utilità sia per intervenire nella sistemazione dei torrenti con una maggiore sensibilità nei riguardi del loro assetto morfologico originario sia per monitorare, nel medio-lungo periodo, la dinamica evolutiva dell'idrosistema.

2.6 Bibliografia

1. ABRAHAMS A. D., LI GANG., ATKINSON J. F., 1995 - *Step-pool streams: Adjustment to maximum flow resistance*. Waters Resources Research, Vol. 31, pp. 2593-2602.
2. ANDREWS E. D., 1984 - *Bed material entrainment and hydraulic geometry of gravel-bed rivers in Colorado*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 95, pp. 371-378.
3. ASHIDA K., TAKAHASHI T. and SAWADA T., 1981 - *Processes of sediment transport in mountain stream channels*. Erosion and sediment transport in Pacific rim steeplands; International Association of Hydrological Sciences Publication 132, pp. 166-178.
5. ASHIDA K., TAKAHASHI T., SAWADA T., 1976 - *Sediment yield and transport in a mountainous small watershed*. Bull. DPRI, 26, 240, Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Kyoto, Japan, pp. 119-144.
6. BATHURST J. C., GRAF W. H. and CAO H. H., 1983 - *Bedforms and flow resistance in steep gravel-bed channels*. In Mutlu Sumer M. and Muller A. (Eds.) Mechanics of sediment transport. Rotterdam, Netherlands, A. A. Balkema, pp. 215-221.
7. BENDA L., 1990 - *The influence of debris flows on channels and valley floors in Oregon coast range, USA*. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 15, pp. 457-466.
8. BENDA L. and DUNNE T., 1987 - *Sediment routing by debris flow*. In Beschta R. L., Blinn R., Grant G. E., Ice G. and Swanson F. J. (Eds.), Erosion and sedimentation in the Pacific rim. International Association of Hydrological Sciences Publication 165, pp. 213-233.
9. BILLI P., D'AGOSTINO V., LENZI M. A., MARCHI L., 1998 - *Bedload, slope and channel processes in a high-altitude alpine torrent*. In: Klingeman, P.C., Beschta R.L., Komar P.D., Bradley J.B (Eds.), "Gravel-Bed Rivers in the Environment" Water Resources Publication, LLC, pp. 15-38.
10. BISSON P. A., NIELSEN J. L., PALMASON R. A. and GROVE L. E., 1982 - *A system of naming habitat types in small streams, with examples of habitat utilization by salmonids during low streamflow*. In Armantrout, N.B. (ed.), Proceedings of a Symposium on Acquisition and Utilization of Aquatic Habitat Inventory Information: Portland, Oregon, Western Division of American Fisheries Society, pp. 62-73.
11. BRAYSHAW A. C., FROSTICK L. A., REID L., 1983 - *The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channel*. Sedimentology, 30, pp. 137-143.
12. BUFFINGTON J. M., 1995 - *Effects of hydraulic roughness and sediment supply on surface textures of gravel-bedded rivers [Master's thesis]*; Seattle, University of Washington, 184 pp.
13. BUFFINGTON J. M., DIETRICH W. E. and KIRCHNER J. W., 1992 - *Friction angle measurements on a naturally formed gravel streambed: Implication for critical boundary shear stress*. Water Resources Research, Vol. 28, pp. 411-425.
14. CARLING P. A., READER N. A., 1982 - *Structure, composition and bulk properties of upland stream gravel*. Earth Surf. Processes and Landforms, Vol. 7, pp. 349-366.
15. CARLING P. A., 1987 - *Bed stability in gravel streams, with reference to stream regulation and ecology*. In: Richard K.S. (Ed.) River channels. Environment and Process, Institute of British Geographers, Oxford, pp. 321-347.
16. CARLING P., 1988 - *The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds*. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 13, pp. 355-367.
17. CASTIGLIONI G. B., 1979 - *Geomorfologia*, UTET, 436 pp.
18. CHIN A., 1989 - *Step pools in stream channels*. Progress in Physical Geography, 13, pp. 391-403.
19. CHURCH M. A., GILBERT R., 1975 - *Proglacial fluvial and lacustrine environments*. In: Jopling A.V., Mc Donald (Eds) Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. New York, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 22-100.
20. CHURCH M. A., JONES D., 1982 - *Channel bars in gravel-bed rivers*. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R., Gravel-bed Rivers. Wiley, Chichester, pp. 291-324.
21. D'AGOSTINO V. (1996) - *La rinaturalizzazione dei torrenti montani*. Quaderni del Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-forestali, Università di Padova, 33, 7 pp.
22. D'AGOSTINO V., LENZI M. A., 1996 - *La valutazione del trasporto solido di fondo nel bacino attrezzato del Rio Cordon*. L'Acqua, Vol. 4, pp. 23-40.
23. D'AGOSTINO V., LENZI M. A., 1997 - *Origine e dinamica della morfologia a gradinata (step-pool) nei torrenti alpini a elevata pendenza*. Dendronatura 2, pp. 7-38.
24. DIETRICH W. E. and DUNNE T., 1978 - *Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain*. Zeitschrift für Geomorphologie, supplementband 29, pp. 191-206.
25. DIETRICH W. E., DUNNE T., HUMPHREY N. and REID L., 1982 - *Construction of sediment budgets for drainage basins*. In Swanson F. J., Janda R. J., Dunne T., Swanson D. N. (eds.), Sediments budgets and routing in forested drainage basins: Portland,

- Oregon, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, U. S. Department of Agriculture, Forest Service, General Technical Report PNW-141, pp. 2-23.
26. DIETRICH W. E. and SMITH J. D., 1983 - *Influence of the point bar on flow through curved channels*. Water Resources Research, Vol. 19, pp. 1173-1192.
 27. DIETRICH W. E., and WHITING P., 1989 - *Boundary shear and sediment transport in river meanders of sand and gravel*. In Ikeda S., and Parker G., (eds.), *River meandering*. American Geophysical Union Water Resources Monograph 12, pp. 1-50.
 28. DINEHART R. L., 1992 - *Evolution of coarse-gravel bedform: Field measurements at flood stage*. Water Resources Research, Vol. 28, pp. 2667-2689.
 29. EMMETT W. W., 1984 - *Measurement of bedload in river*. In Hadley R. F. and Walling D. E. (eds.) *Erosion and sediment yield: Some methods of measurement and modeling*. Norwich, United Kingdom, GeoBooks, pp. 91-109.
 30. ERGENZINGER P., 1992 - *River bed adjustments in a step pool system: Lainbach, Upper Bavaria*. In: Hey R.D., Billi P., Thorne C. R. and Tacconi P. (eds). *Dynamics of Gravel Bed Rivers*. Wiley, Chichester, pp. 415-430.
 31. ERGENZINGER P. and SCHMIDT K. H., 1990 - *Stochastic elements of bed load transport in a step-pool mountain river*. In Sinniger R.O. and Monbaron, M., (eds.), *Hydrology in mountainous regions, II - Artificial reservoirs, water and slopes*. International Association of Hydrological Sciences Publication 194, pp. 39-46.
 32. FENTON J. D. and ABBOTT J. E., 1977 - *Initial movement of grains in a stream bed: the effects of relative protrusion*. Proceedings of the Royal Society of London, Vol. 352, pp. 532-537.
 33. FLORSHEIM J. L., 1985 - *Fluvial requirements for gravel bar formation in northwestern California [Master's thesis]*. Arcata, California, Humboldt State University, 105 pp.
 34. FROSTIK L. E., LUCAS P. M., REID I., 1984 - *The infiltration of fine matrices into coarse-grained alluvial sediments and its implications for stratigraphical interpretation*. J. Geo. Soc., Vol. 141, pp. 955-965.
 35. GILBERT G. K., 1914 - *The transportation of debris by running water*. U.S. Geological Survey Professional Paper 86, 263 pp.
 36. GRANT G. E., SWANSON F. J. and WOLMAN M. G., 1990 - *Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 102, pp. 340-352.
 37. GRANT G. E., MIZUYAMA T., 1991 - *Origin of step-pool sequences in high gradient streams: a flume experiment*. In: Taminaga M. (ed.) *Proceedings of the Japan-U.S. Workshop on Snow Avalanche, Landslides and Debris flow Prediction and Control*, Jpn. Sci. and Technol. Agency, Naeth. Res. Inst. for Earth Sci. and Disaster Prev., Tsukuba, pp. 523-532.
 38. GRIFFITHS G.A., 1980. *Stochastic estimation of bed load yield in pool-and-riffle mountain streams*. Water Resources Research, Vol. 16, pp. 931-937.
 39. GRIFFITHS G. A., 1989 - *Form resistance in gravel channels with mobile beds*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 115, pp. 340-355.
 40. HAMMOND F. D. C., HEATHERSHAW A. D. and LANGHORNE D. N., 1984 - *A comparison between Shields' threshold criterion and the movement of loosely packed gravel in a tidal channel*. Sedimentology, Vol. 31, pp. 51-62.
 41. HARMS J. C., SOUTHARD J. B., SPEARING D. R. and WALKER R. G., 1975 - *Depositional environment for Economic Paleontologist and Mineralogists Short Course 2*, 161 pp.
 42. HAYWARD J. A., 1978 - *Hydrology and Stream Sediment in a Mountain Catchment*. Ph. D. thesis (vols. 1-3) University of Canterbury, New Zeland.
 43. HAYWARD J. A., 1980 - *Hydrology and Stream Sediment from Torlesse Stream Catchment*. Special Publication n. 17, Tussock Grasslands and Mountain Lands Institute, Lincoln College, Canterbury, New Zeland, pp. 236.
 44. HEEDE B. H., 1981 - *Dynamics of selected mountain streams in the Western United States of America*. Zeitschrift fur Geomorphologie, 25, pp. 17-32.
 45. HENDERSON F. M., 1963 - *Stability of alluvial channels*. Transactions of the American Society of Civil Engineers, Vol. 128, pp. 657-686.
 46. HOWARD A. D. and KERBY G., 1983 - *Channel changes in badlands*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 94, pp. 739-752.
 47. IKEDA H., 1975 - *On the bed configuration in alluvial channels: their types and condition of formation with reference to bars*. Geographical Review of Japan, Vol. 48, pp. 712-730.
 48. IKEDA H., 1977 - *On the origin of bars in the meandering channels*. Bulletin of the Environmental Research Center, University of Tsukuba, Vol. 1, pp. 17-31.
 49. JACKSON W. L., BESCHTA R., 1982 - *A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast Range Stream*. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 7, pp. 517-527.
 50. JUDD H. E., PETERSON D. F., 1969 - *Hydraulics of large bed elements channels*, Utah Water Research Lab., College of Engineering, Utah State University, Logan, Report PRWG, 17-6, 115 pp.
 51. KELLER E. A., SWANSON F. J., 1979 - *Effects of large organic material on channel form and alluvial processes*. Earth Surface Processes, 4, pp. 361-380.
 52. KELLER E. A., MELHORN W. N., 1978 - *Rhythmic spacing and origin of pools and riffles*. Geological Society of America Bulletin, 89, pp. 723-730.
 53. KELLER E. A., TALLY T., 1979 - *Effects of large organic debris on channel form and fluvial processes in the Coastal Redwood Environment*. In *Adjustments of the fluvial system; Tenth Annual Geomorphology Symposia Series*, Binghamton, New York, D. Rhodes and G. Williams (Editor), Kendall/Hunt Publishing Co., pp. 169-197.
 54. KELSEY H. M., 1980 - *A sediment budget and an analysis of geomorphic process in the Van Duzen River Basin, north coastal California, 1941-1975*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 91, pp. 1119-1216.
 55. KENNEDY J. F., 1975 - *Hydraulic realations for alluvial streams*. In Vanoni V. (ed.) *Sedimentation engineering*. American Society of Civil Engineers Manual 54, pp. 114-154.
 56. KIRCHNER J., DIETRICH W. E., ISEYA F. and Ikeda H., 1990 - *The variability of critical boundary shear stress, friction angle and grain protrusion in water-worked sediments*. Sedimentology, Vol. 37, pp. 647-672.
 57. KOMAR P. D. and LI Z., 1986 - *Pivoting analyses of the selective entrainment of sediment by size and shape with application to gravel threshold*. Sedimentology, Vol. 33, pp. 425-436.
 58. KOMURA S., 1963 - *Sediment transportation mechanisms: introduction and properties*. Proc. ASAE, J. Hydraulics Div., Vol. 89 (HY1), pp. 263-266.
 59. KONDOLF G. M., CADA G. F., SALE M. J., and FELANDO T., 1991 - *Distribution and stability of potential salmonid spawning gravels in steep boulder-bed streams of the eastern Sierra Nevada*. Transaction of the American Fisheries Society, Vol. 120, pp. 177-186.
 60. LANGBEIN W. B. and LEOPOLD L. B., 1968 - *River channel bars and dunes; theory of kinematic waves*. U.S. Geological Survey Professional Paper 422-L, 20 pp.
 61. LEHRE A. K., 1982 - *Sediment budget of a small Coast Range drainage basin in north-central California*. In Swanson F. J., Janda R. J., Dunne T. and Swanson D. N. (eds.),

- Sediment budgets and routing in forested drainage basins: Portland, Oregon, Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station, U.S. Department of Agriculture, Forest Service General Technical Report PNW-141, pp. 67-77.
62. LENZI M. A., 1992 - *Campionamento e analisi del materiale d'alveo con componenti grossolani*. In: Il bacino attrezzato del Rio Cordon, Regione Veneto, Italia. Quaderni di ricerca n. 13., pp. 159-178.
 63. LENZI M. A., D'AGOSTINO V., BILLI P., 1997 - *Geomorfologia e sedimentologia del T. Boite a monte di Cortina d'Ampezzo*. Eroslope II Project, Scientific Report 1997, 39 pp.
 64. LENZI M. A., BILLI P., D'AGOSTINO V., 1997 - *Effects of an extremely large flood on the bed of a steep mountain stream*. Proceedings of the conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision: Stabilization, Rehabilitation, Restoration. The University of Mississippi. Wang, Langendoen, Schields (Eds.), pp. 1061-1066.
 65. LENZI M. A., D'AGOSTINO V., 1998 - *Dinamica dei torrenti con morfologia a gradinata e interventi di sistemazione dell'alveo*. In: Le sistemazioni idraulico-forestali, tra revisione e sviluppo. Quaderni di Idronomia Montana n. 17, Editoriale BIOS, pp. 31-56.
 66. LENZI M.A., 1999_a - *Morfología y estabilidad de las secuencias en escalones (step pool) en los torrentes alpinos de elevada pendiente*. Ingeniería del Agua, Vol. 6, n. 2, pp 151-162.
 67. LENZI M.A., 1999_b - *Morfología dei corsi d'acqua e loro tendenza evolutiva in risposta ad eventi estremi*. Atti del Convegno: "La gestione dell'erosione, scienza, tecnica e strumenti a confronto per il controllo dei fenomeni torrentizi", 28 maggio 1999, Ed. Bios, Cosenza (in stampa).
 68. LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., 1957 - *River channel patterns: braided, meandering and straight*. US Geol. Survey, Prof. Paper 282-B.
 69. LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964 - *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, California, 522 pp.
 70. LISLE T. E., IKEDA H. and ISEYA F. 1991 - *Formation of stationary alternate bars in a steep channel with mixed-size sediment: A flume experiment*. Earth Surface Process and Landform, Vol. 16, pp. 463-469.
 71. MCDONALD B. C. and BANERJEE, 1971 - *Sediment and bed forms on a braided outwash plain*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 8, pp. 1282-1301.
 72. MIDDLETON G. V. and SOUTHARD J. B., 1984 - *Mechanics of sediment movement*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 3, 401 pp.
 73. MILHOUS R. T., 1973 - *Sediment transport in a gravel-bottom stream* [Ph. D. dissert]. Corvallis, Oregon State University, 232 pp.
 74. MONTGOMERY D. R., 1991 - *Channel initiation and landscape evolution* [Ph. D. dissert]. Berkeley, University of California, 421 pp.
 75. MONTGOMERY D. R., BUFFINGTON J. M., SMITH R. D., SCHMIDT K. M. and PRESS G., 1995 - *Pool spacing in forest channels*. Water Resources Research, Vol. 31, pp. 1097-1105.
 76. MONTGOMERY D. R., ABBE T. B., BUFFINGTON J. M., PETERSON N. P., SCHMIDT K. M. and STOCK J. D., 1996 - *Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins*. Nature, Vol. 381, pp. 587-589.
 77. MONTGOMERY D. R. e BUFFINGTON R., 1997 - *Channel-reach morphology in mountain drainage basins*. GSA Bulletin- Maggio 1997, Vol. 109, pp. 596-611.
 78. NANSON G. C., 1974 - *Bedload and suspended-load transport in a small, steep, mountain stream*. American Journal of Science, Vol. 274, pp. 471-486.
 79. NELSON J. M. and SMITH J. D., 1989 - *Evolution and stability of erodible channel beds*. In: Ikeda S. and Parker G. (eds.). River meandering. American Geophysical Union Water Resources Monograph 12, pp. 321-377.
 80. O'LOUGHLIN C. L., 1969 - *Streambed investigations in a small mountain catchment*. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 86 pp.
 81. O'NEILL P. M., ABRAHAMS A. D., 1984 - *Objective Identification of Pools and Riffles*. Water Resources Research, Vol. 20, n. 7, pp. 921-926.
 82. PARKER G., KLINGEMAN P. C., 1987 - *On why gravel-bed streams are paved*. Water Resources Research. Vol. 18, pp. 1409-1423.
 83. PARKER G., KLINGEMAN P. C. and MCLEAN D. G., 1982 - *Bedload size and distribution in paved gravel-bed streams: journal of the Hydraulics Division*, American Society of Civil Engineers, v. 108, pp. 544-571.
 84. PETERSON, D. F., MOHANTY P. K., 1960 - *Flume studies of flow in steep, rough channels*. Proc. Am. Soc. Civ. Engrs, J. Hydraulic Div., 86, pp. 55-76.
 85. PITLICK J., 1992 - *Flow resistance under conditions of intense gravel transport*. Water Resources Research. Vol. 28, pp. 891-903.
 86. PLUNNEY W. J., 1948 - *Black Hills terrance gravel: a study in sediment transport*. J. Geol., Vol. 56, pp. 526-577.
 87. REID I., FROSTICK, L. E. and LAYMAN J. T., 1985 - *The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels*. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 10, pp. 33-44.
 88. ROSPORT M., DITTRICH A., 1995 - *Step Pool Formation and Stability - a Flume Study*. Proc. 6th International Symposium on River Sedimentation; Nov 1995, New Delhi, India, pp. 525-532
 89. SAWADA T., ASHIDA K. and TAKAHASHI T., 1983 - *Relationship between channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement-band 46, pp. 55-66.
 90. SCHÄLCHLI, 1991 - *Morphologie und Stromungsverhältnisse in Gebirgsbächen; Ein Verfahren zur Festlegung von Restwasserabflüssen*. Mitt. der Vers. Anst. f. Wasserb. Hydrol. u. Glaziol.; Nr. 113; ETH Zürich.
 91. SCHMIDT K. and ERGENZINGER P., 1992 - *Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods studied with passive (iron, magnetic and active (radio) tracer techniques*. Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 17, pp. 147-168.
 92. SIDLE R. C., 1988 - *Bed load transport regime of a small forest stream*. Water Resources Research, Vol. 24, pp. 207-218.
 93. SIMONS D. B., RICHARDSON E. V. and NORDIN C. F., 1965 - *Sedimentary structure generated by flow in alluvial channel*. In: Middleton G. V. (ed.), Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp. 34-52.
 94. SUKEGAWA N., 1973 - *Condition for the formation of alternate bars in straight alluvial channels*. In Proceedings of the International Symposium on River Mechanic, Bangkok, Thailand, International Association for Hydraulics Research, A58-1-A58-11.
 95. SWANSON F. J., FREDRIKSEN R. L. and MCCORISON F. M., 1982 - *Material transfer in a western Oregon forested watershed*. In: Edmonds R. L. (ed.), Analysis of coniferous forest ecosystems in the western United State: Stroudsburg, Pennsylvania, Hutchison Ross Publishing, pp. 233-266.
 96. WARBURTON J., 1992 - *Observations of bed load transport and channel bed changes in a proglacial mountain stream*. Arctic and Alpine Research, Vol. 24, pp. 195-203.
 97. WHITING P. J., DIETRICH W. E., LEOPOLD L. B., DRAKE T. G. and SHREVE, R. L., 1988 - *Bedload sheets in heterogeneous sediment*. Geology, Vol. 16, pp. 105-108.

98. WHITTAKER J. G., JAEGGI M. N. R., 1982 - *Origin of step pool systems in mountain streams*. ASCE, Journal of Hydraulic Division, 108, pp. 758-773.
99. WHITTAKER J. G., 1982 - *Flow and sediment movement in steeped channels*. Ph.D. thesis, Lincoln College, University of Canterbury, Christchurch, New Zealand.
100. WHITTAKER J. G., DAVIS T. R. H., 1982 - *Erosion and sediment transport processes in step pool torrents*. In: Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield, International Association of Hydrological Sciences, 137, pp. 99-104.
101. WHITTAKER J. G., 1987_a - *Sediment transport in step pool streams*. In: Throne C. R., Bathurst J. C., Hey R. D. (Eds.). *Sediment transport in Gravel-Bed Rivers*, Wiley, Chichester, pp. 545-579
102. WHITTAKER J. G., 1987_b - *Modelling bed-load transport in steep mountain streams*. In: *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*, Beschta, R.L., Blinn, T., Grant, G.E. and Awanson, F. J., IAHS Publ. n. 165, pp. 319-332.