

CLAUDIO SMIRAGLIA

MORFOLOGIA GLACIALE E RETICOLO IDROGRAFICO  
IN VAL ZEBRÙ (ALTA VALTELLINA):  
ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA

1 - Finalità e metodologie della ricerca.

Nel corso dei lavori che da alcuni anni si stanno portando avanti per la realizzazione della carta geomorfologica del territorio del Parco Nazionale dello Stelvio (versante lombardo), è emersa la necessità di confronti fra i singoli bacini idrografici, che superino la semplice fase qualitativa. Ciò soprattutto per quanto riguarda l'individuazione del momento evolutivo dei reticoli e l'analisi dei condizionamenti operati sui reticoli stessi dagli elementi morfologici e strutturali.

Un primo tentativo è stato compiuto con l'applicazione di alcuni usuali indici geomorfici al bacino del Braulio<sup>1</sup>; ma i risultati, seppur parziali, hanno spinto al proseguimento del lavoro anche per gli altri bacini e in particolare per il bacino dello Zebrù.

L'utilità di un'analisi geomorfica quantitativa è stata più volte dimostrata ed è emersa anche in recenti opere<sup>2</sup>, che hanno

<sup>1</sup> C. SMIRAGLIA - G. CATASTA, *Il bacino del Braulio*. Quaderni del Parco Nazionale dello Stelvio, Geomorfologia, 2, Bormio, Ministero Agricoltura e Foreste, 1980.

<sup>2</sup> Si vedano, ad esempio, L. FORNI - B. FRANCESCHETTI, *Parametri geomorfici quantitativi e momento evolutivo di un reticolo idrografico: applicazione al bacino del torrente Cervo (Biellese)*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4 (1981) pp. 22-29 e S. CICCACCI, P. FREDI, E. LUPIA PALMIERI, F. PUGLIESE, *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*, Boll. Soc. Geol. It., XCIX (1980), pp. 455-516.

sottolineato l'importanza che questo tipo di ricerca può fornire nella valutazione del momento evolutivo dei reticoli idrografici e nell'individuazione dell'entità dell'erosione. Molto numerosi



Fig. 1. — Il solco della Val Zebrù visto dai pressi del Ghiacciaio della Miniera. Oltre al tipico profilo trasversale a truogolo della valle che scende verso ovest e poi verso sudovest, è possibile notare sulla destra il contatto tettonico fra le dolomie e le filladi (Linea dello Zebrù).

sono i lavori italiani, sia teorici sia applicativi<sup>3</sup>, che individuano e utilizzano i parametri quantitativi più adatti per l'esame geomorfico di un bacino. Si tratta però, come appare anche dalla

<sup>3</sup> Ormai classici sono i lavori di G. C. AVENA-G. GIULIANO, *Considerazioni teorico-pratiche sull'applicazione dell'analisi geomorfico-quantita-*

sintesi compiuta da BELLONI e Altri<sup>4</sup>, di lavori che nella maggior parte dei casi analizzano aree appenniniche o alpine di bassa quota. Molto limitati come numero sono invece i lavori che prendono in esame aree alpine di alta quota<sup>5</sup>, caratterizzate da morfologia glaciale o da glacialismo attuale.

Si presenta dunque l'interessante problema della verifica dell'utilità degli indici quantitativi in tali aree a conferma e integrazione di quanto l'osservazione diretta sul terreno può suggerire. In particolare andrebbero studiate tecniche per inserire le aree attualmente glacializzate nel complesso degli indici quantitativi, al fine di evidenziare la loro influenza sulla struttura e sull'evoluzione del reticolo idrografico.

Vanno pertanto sottolineati due dati di fatto: da una parte si rileva come siano numerosi gli indici per i quali, almeno ad un primo accostamento, non sembra necessario tener conto delle aree glaciali (si tratta degli indici lineari nei quali non possono essere inseriti i torrenti subglaciali o epiglaciali che, anche per la loro estrema variabilità dimensionale, non appaiono nella comune e più diffusa cartografia); dall'altra non è possibile trascurare la presenza delle masse glaciali. Infatti la loro influenza sull'evoluzione del reticolo idrografico e sull'erosione lineare è pari, se non superiore, a quella degli elementi morfologici e climatici comunemente misurati dai vari indici.

Va inoltre osservato che la presenza di una massa glaciale

---

*tiva ai reticoli fluviali*, L'Universo, 2 (1967), pp. 341-359; G. C. AVENA, G. GIULIANO, E. LUPA PALMIERI, *Sulla valutazione quantitativa della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali*, Boll. Soc. Geol. It., LXXXVI (1967), pp. 781-796 e G. C. AVENA - E. LUPA PALMIERI, *Analisi geomorfica quantitativa*, in *Idrogeologia dell'alto bacino del Liri (Appennino Centrale)*, Geol. Rom., 8 (1969), pp. 319-378.

Per una completa bibliografia sull'analisi geomorfica quantitativa si vedano F. DRAMIS - B. GENTILI, *Ricerche morfometriche sul bacino del Sentino*, Boll. Soc. Geol. It., XCIV (1975), pp. 2085-2130 e S. CICCACCI e Altri, *Op. cit.*

<sup>4</sup> S. BELLONI, E. LUPA PALMIERI, G. B. PELLEGRINI, *L'utilizzazione dei metodi quantitativi in Geografia Fisica*. Atti Conv. La ricerca geografica in Italia 1960-1980, AGEI - CNR, Varese, 1980, pp. 631-646.

<sup>5</sup> Si veda ad esempio A. BIANCOTTI - B. FRANCESCHETTI, *Analisi geomorfica dell'alta Valle Grana (Alpi Cozie)*. Regione Piemonte - CNR. Progetto finalizzato Conservazione suolo. Sottoprogetto Dinamica Versanti. Pubblicazione n. 16, Torino, 1979.

come elemento che contribuisce all'evoluzione del reticolo non è sempre facilmente quantificabile, a meno che non si vogliano utilizzare dati la cui approssimazione non è sufficientemente significativa. Il più delle volte si dispone unicamente dei dati



Fig. 2. — Il tratto iniziale della forra dello Zebrù che, incisa nelle filladi, raccorda la Val Zebrù con il solco principale della Valfurva, vista da S. Antonio.

areali e solo in casi molto limitati dei dati riguardanti spessore e volume.

Tenendo conto di queste osservazioni, si è proceduto ad un'analisi morfometrica del bacino dello Zebrù. Lo scopo era di verificare il contributo che gli indici quantitativi, in un'area ca-

ratterizzata da una spiccata morfologia glaciale e da glacialismo attuale, possono fornire nell'individuazione del momento evolutivo del bacino e nella valutazione delle influenze esercitate da fattori strutturali e morfologici. Per questi fini il bacino in oggetto sembra particolarmente adatto per i suoi contrasti morfologici, per la disomogeneità dei substrati litologici, per la presenza di importanti linee tettoniche e di numerosi ghiacciai<sup>6</sup>.

Sia per l'intero bacino dello Zebrù, sia per quelli parziali fino al 3° ordine (secondo STRAHLER) sono stati presi in considerazione i parametri che esprimono la gerarchizzazione del reticolo, come i rapporti di biforcazione normale e diretta ( $R_b$  e  $R_{bd}$ ) e l'indice di biforcazione ( $R$ ), e ne sottolineano le anomalie, come il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ), l'indice di gerarchizzazione ( $I_g$ ), l'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) e la densità di anomalia gerarchica ( $g_a$ ). Si è inoltre posta particolare attenzione alla densità di drenaggio ( $D$ ) (di cui CICCACCI e Altri<sup>7</sup> hanno evidenziato l'importanza nell'analisi dei processi erosivi fluviali, sottolineandone la relazione con il trasporto torbido) e al rapporto fra frequenza di drenaggio e quadrato della densità di drenaggio ( $F/D^2$ , rapporto di MELTON), che anche secondo FORNI e FRANCESCHETTI<sup>8</sup> può essere un buon indicatore dello stadio di evoluzione morfologica di un bacino.

## 2 - Analisi dei dati morfometrici: il bacino dello Zebrù.

La valle dello Zebrù si apre a monte di Bormio (Alta Valtellina) e costituisce una delle confluenze di destra della Valfurva. La sua altitudine varia fra 1.300 m dello sbocco del tor-

---

<sup>6</sup> Le misure, dalle quali sono stati ricavati i parametri ritenuti utili per i fini indicati, sono state effettuate sulla tavoletta IGM (scala 1:25.000) « Gran Zebrù », edizione 1976. Il reticolo idrografico è stato raffittito mediante osservazione stereoscopica di foto aeree alla scala approssimativa 1:20.000 e attraverso controlli sul terreno effettuati nelle estati del 1979 e del 1980 con la collaborazione del geologo dott. G. CATASTA. Le lunghezze sono state ottenute rettificando i tratti da misurare sulla carta con un compasso ad apertura fissa di 2 mm e verificandole poi con un curvimetro; le aree sono state determinate mediante planimetro polare Salmoiraghi 236.

<sup>7</sup> S. CICCACCI et Alii, *Op. cit.*, pp. 474-481.

<sup>8</sup> L. FORNI - B. FRANCESCHETTI, *Op. cit.*, p. 28.

rente Zebrù nel torrente Frodolfo e 3.859 m del Gran Zebrù. Il solco vallivo, allungato per la maggior parte del suo sviluppo da est a ovest, segue quasi parallelamente un'importante linea di dislocazione (*linea dello Zebrù*), che pone a contatto la dolomia norica del Monte Cristallo-Cima di Trafoi-Gran Zebrù con le filladi quarzifere (Filladi di Bormio) e gli gneiss occhiadini del Monte Confinale-Cime dei Forni<sup>9</sup>. La parte superiore del bacino costituisce un grande circo di valle, intagliato da numerosi circhi minori, molti dei quali occupati da ghiacciai attuali (i ghiacciai coprono circa il 13% della superficie totale del bacino, che assomma a 46 km<sup>2</sup>). I circhi si raccordano al fondovalle attraverso ripidi gradini, talora incisi da forre.

Un'altra profonda forra fra S. Antonio Valfurva e Peceneccia raccorda la Val Zebrù con il solco principale della Valfurva. Il settore inferiore, che tende ad assumere un orientamento NE-SO, è caratterizzato da un'accentuata asimmetria dei versanti con una ripida parete di rocce sedimentarie sulla destra idrografica e con un versante meno inclinato in cristallino sulla sinistra. Numerose sono le coltri detritiche e moreniche di vario spessore ed estensione che contribuiscono a diversificare i lineamenti morfologici del bacino.

Tenendo conto dello schema gerarchico proposto da STRALLER, il bacino dello Zebrù si può considerare di 4° ordine. Analizzando i dati riguardanti l'intera area ed iniziando dagli indici che esprimono i caratteri della gerarchizzazione del reticolo idrografico, è possibile rilevare (Tab. 1) come il rapporto di biforcazione  $R_b$  (media ponderata) sia di 4,4. Il valore si colloca quindi verso il limite superiore della norma, indicando una struttura del reticolo nel complesso piuttosto disorganizzata e ancora ampiamente controllata dai caratteri strutturali del bacino, in particolare dalla tettonica, che, come si è detto, è basata sulla pre-

---

<sup>9</sup> Per un approfondimento dei lineamenti geologici si rimanda a C. ANDREATTA, Foglio « Monte Cevedale » della Carta Geologica delle Tre Venezie. Magistrato alle Acque di Venezia (Ministero Lavori Pubblici), Firenze, 1951, a G. BONSIGNORE, A. BORGO, R. GELATI, A. MONTRASIO, R. POTENZA, R. POZZI, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 8, « Bormio », Ercolano, Poligrafica e Cartevalori, 1969 e a G. BONSIGNORE, C. E. BRAVI, G. NANGERONI, U. RAGNI, *La geologia della provincia di Sondrio*, Sondrio, Amm. Prov., 1970.

TAB. 1 — PARAMETRI MORFOMETRICI DEL BACINO DELLO ZEBRU (Z) E DEI SOTTOBACINI

$N_u$  = numero dei segmenti fluviali;  $N_d$  = numero dei segmenti fluviali diretti;  $R_b$  = rapporto di biforcazione normale;  $R_{bd}$  = rapporto di biforcazione diretto;  $\bar{R}_b$  = media ponderata dei rapporti di biforcazione normale;  $\bar{R}_{bd}$  = media ponderata dei rapporti di biforcazione diretta;  $\bar{R}$  = indice di biforcazione ponderato;  $G_a$  = numero di anomalia gerarchica;  $I_g$  = indice di gerarchizzazione;  $\Delta a$  = indice di anomalia gerarchica;  $g_a$  = densità di anomalia gerarchica;  $A$  = area in  $km^2$ ;  $Ag$  = area glacializzata in percentuale;  $L$  = lunghezza totale dei canali in km;  $D$  = densità di drenaggio in  $km/km^2$ ;  $F$  = frequenza di drenaggio in numero di canali/ $km^2$ .

BACINO	$Z_1$	$Z_2$	$Z_3$	$Z_4$	$Z_5$	$Z_6$	$Z_7$	$Z_8$	$Z_9$	$Z_{10}$	Z
$N_1$	7	10	14	24	11	7	7	5	8	12	197
$N_2$	2	4	4	5	3	3	2	2	3	3	48
$N_3$	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	10
$N_4$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
$N_{d1}$	7	10	13	16	11	4	5	5	7	9	141
$N_{d2}$	2	4	4	5	3	3	2	2	3	3	31
$N_{d3}$	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
$R_{b1}$	3,5	2,5	3,5	4,8	3,7	2,3	3,5	2,5	2,7	4,0	4,1
$R_{b2}$	2,0	4,0	4,0	5,0	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0	3,0	4,8
$R_{b3}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0
$R_{bd1}$	3,5	2,5	3,2	3,2	3,7	1,3	2,5	2,5	2,3	3,0	2,9
$R_{bd2}$	2,0	4,0	4,0	5,0	3,0	3,0	2,0	2,0	3,0	3,0	3,1
$R_{bd3}$	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10,0
$\bar{R}_b$	3,1	2,9	3,6	4,8	3,5	2,5	3,1	2,3	2,8	3,8	4,4
$\bar{R}_{bd}$	3,1	2,9	3,4	3,6	3,5	1,9	2,3	2,3	2,5	3,0	3,2
$\bar{R}$	0,0	0,0	0,2	1,2	0,0	0,6	0,8	0,0	0,3	0,8	1,2
Ga	0	0	1	8	0	3	2	0	1	3	166
Ig	100	100	93	75	100	70	77	100	88	80	54
$\Delta a$	0,00	0,00	0,07	0,33	0,00	0,43	0,28	0,00	0,12	0,25	0,84
ga	0,00	0,00	0,43	1,14	0,00	1,07	2,85	0,00	1,11	2,31	3,61
A	2,8	1,3	2,3	7,0	7,5	2,8	0,7	0,6	0,9	1,3	45,9
Ag	7,0	38,4	13,0	25,7	32,0	35,7	0,0	0,0	0,0	0,0	13,5
L	5,7	3,6	5,0	9,8	8,5	3,5	4,5	3,8	5,0	7,0	121,5
D	2,0	2,8	2,2	1,4	1,1	1,2	6,4	6,3	5,5	5,3	2,6
F	2,5	7,8	6,0	3,4	1,5	2,5	10,0	8,3	8,9	9,2	4,3
$F/D^2$	0,62	1,00	1,23	1,73	1,23	1,73	0,24	0,20	0,29	0,33	0,64

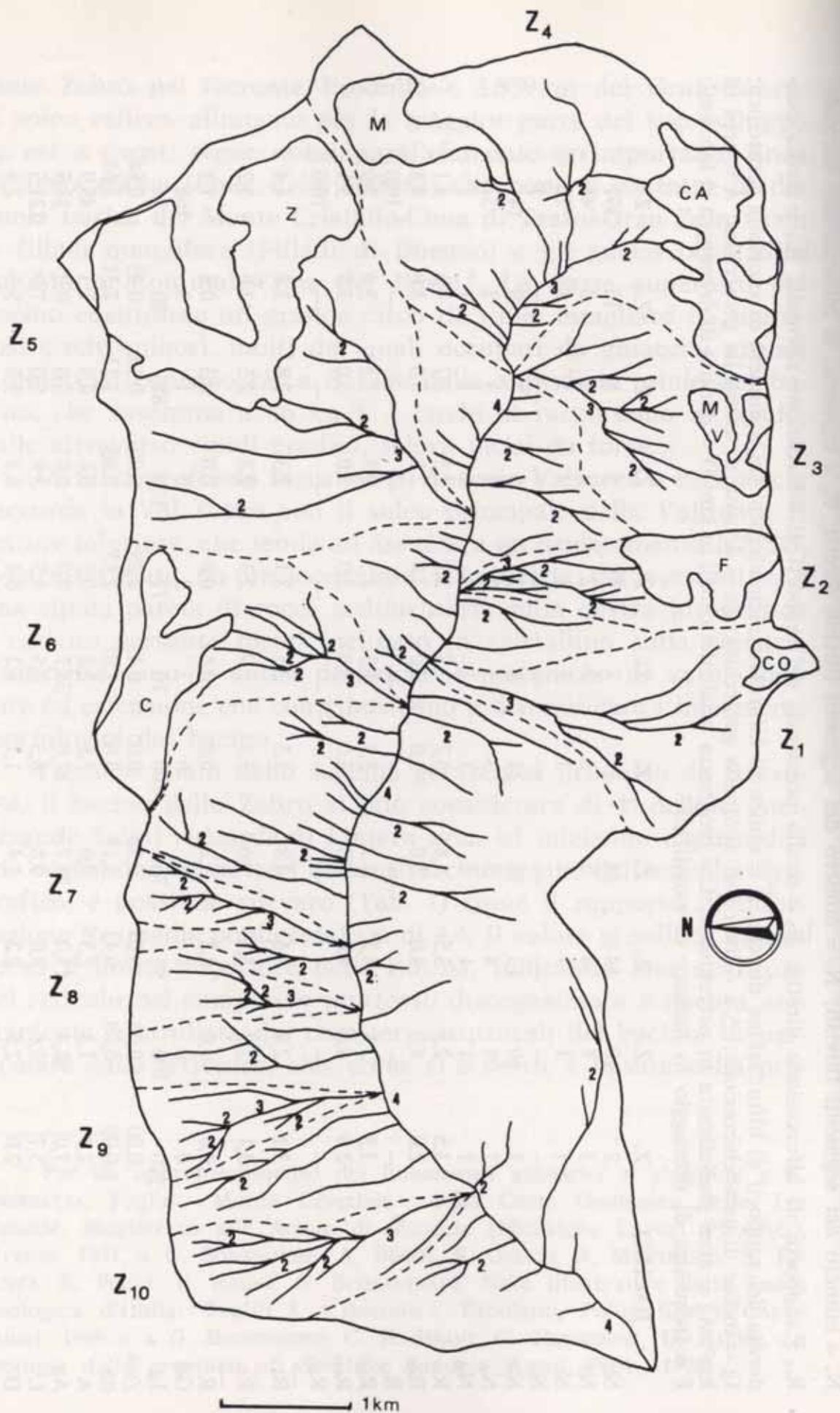


Fig. 3. — Il bacino dello Zebrù. Carta del reticolo idrografico. Sono indicate le aste dal 2° al 4° ordine (le aste senza indicazione appartengono al 1° ordine). Mediante tratteggio sono segnati i bacini di 3° ordine (da Z<sub>1</sub> a Z<sub>10</sub>). I ghiacciai sono indicati mediante abbreviazioni (CO = Ghiacciaio del Confinale; F = Forà; MV = Montagna Vecchia; CA = Castelli; M = Miniera; Z = Zebrù; C = Campo).

senza lungo tutto l'asse del bacino di una importante linea di dislocazione.

Più basso appare il valore del rapporto di biforcazione diretta  $R_{bd}$  (3,2), che tiene conto solamente delle aste di ordine  $U$  che confluiscono in aste di ordine  $U + 1$ . Come è noto la differenza fra  $R_b$  e  $R_{bd}$  fornisce l'indice di biforcazione  $R$ , il cui valore minimo teorico è 0. Nel caso del bacino dello Zebrù si ha  $R = 1,2$ , a conferma che ci si trova di fronte ad una incompleta gerarchizzazione del reticolo.

Per avere una verifica e una indicazione quantitativa che possa permettere anche confronti con altri bacini, si sono calcolati vari parametri di anomalia gerarchica. In particolare sono stati determinati l'indice di gerarchizzazione o coefficiente di anomalia gerarchica ( $I_g$ ), il cui valore è risultato 54 (manca dunque il 46% delle aste di 1° ordine per avere una gerarchizzazione

TAB. 2 — INFLUENZE ANOMALE NEL BACINO DELLO ZEBRÙ

Ordine dei segmenti recipienti	Frequenza delle influenze anomale		Fattori di moltiplica- zione		Prodotti parziali		Numeri di anomalia gerarchica	Ga
	1	2	1	2	1	2		
3	18		1		18		18	166
4	38	17	3	2	114	34	148	

ottimale) e il numero di anomalia gerarchica ( $G_a = 166$ ); da questo sono stati ricavati sia l'indice di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ), sia la densità di anomalia gerarchica ( $g_a$ ). Per questi due ultimi indici si hanno valori di 0,84 e 3,61. In tutto il bacino vi sono dunque 0,84 influenze anomale per ogni segmento fluviale di 1° ordine (valore relativamente elevato che indica scarsa gerarchizzazione) e circa 3,6 influenze anomale per ogni chilometro quadrato. Come appare dalla Tab. 2, sono soprattutto le influenze anomale relative al 1° ordine che contribuiscono in misura dominante a disorganizzare il reticolo. Vi sono infatti 18 segmenti di 1° ordine che confluiscono in segmenti di 3° ordine e 38 che confluiscono in segmenti di 4° ordine.

Un esame più approfondito va riservato ai due ultimi indici presi in considerazione: la densità di drenaggio ( $D$ ) e il rapporto

fra frequenza di drenaggio e quadrato della densità di drenaggi ( $F/D^2$ , rapporto di MELTON). Il primo indice, come è stato dimostrato da CICCACCI e Altri<sup>10</sup>, è estremamente importante in quanto consente di avere una prima valutazione indiretta dell'entità dell'erosione fluviale, stante la relazione fra densità di drenaggio e trasporto torbido individuata da tali Autori.

Vanno tuttavia sottolineati due elementi: da un lato la notevole diversità geografica fra i bacini considerati dagli Autori citati e il bacino dello Zebrù, che si esplica con vistosissime differenze strutturali, morfologiche e climatiche; dall'altro il fatto che nelle aree alpine il trasporto del materiale eroso avviene in percentuale non trascurabile anche attraverso il trasciamento sul fondo. Va inoltre osservato che la densità di drenaggio riflette la erodibilità e la permeabilità dei litotipi affioranti e delle coperture e che il suo valore può quindi essere molto basso in aree caratterizzate da materiali rocciosi permeabili e scarsamente erodibili.

Con queste premesse è possibile considerare nella giusta prospettiva il limitato valore della densità di drenaggio (2,6) nel bacino dello Zebrù, che va fatto risalire a fattori litologici (minore erodibilità dei litotipi sedimentari e cristallini della Val Zebrù rispetto a quelli appenninici, cui si accompagnano una notevole penetrabilità per fratturazione delle dolomie e una massiccia permeabilità delle coperture moreniche e detritiche) e a fattori morfologici, come si vedrà più avanti. Il valore aumenta se nel calcolo della densità di drenaggio si escludono le aree glaciali, che, come si è già detto, non possono essere interessate da aste fluviali ( $D = 3,1$ ).

Il basso valore della densità di drenaggio si riflette sul rapporto di MELTON, che per l'intero bacino dello Zebrù arriva a 0,64. Come viene osservato anche da FORNI e FRANCESCHETTI<sup>11</sup>,  $F/D^2 = 0,69$  può indicare nell'evoluzione del bacino una fase « matura » o prossima alla « maturità », che diventa sempre più accentuata con  $F/D^2 > 0,69$ .

Dai dati fin qui esposti sembra dunque emergere una contraddizione: ci troviamo di fronte, da un lato, a un bacino con un reticolo ancora in via di sviluppo, caratterizzato da una strut-

<sup>10</sup> S. CICCACCI et Alii, *Op. cit.*, pp. 474-481.

<sup>11</sup> L. FORNI - B. FRANCESCHETTI, *Op. cit.*, p. 23.

tura gerarchica piuttosto disordinata (ciò appare non solo dagli indici di anomalia gerarchica e dalla media ponderata dei rapporti di biforcazione, ma anche dai semplici rapporti di biforcazione che sono tutti superiori a 4, con  $R_{b3}$  che arriva a 10); dall'altro, come si vede dai valori di  $D$  e  $F/D^2$ , abbiamo un bacino che, per utilizzare ancora la terminologia davisiana, è quasi giunto alla « maturità ». Si tratta quindi di due aspetti, almeno in apparenza, contraddittori, soprattutto se si pensa alla notevole energia del rilievo e ai forti dislivelli che caratterizzano la morfologia della Val Zebrù. Questi ultimi caratteri sono verificabili non solo attraverso le osservazioni dirette e la lettura delle carte topografiche, ma anche attraverso l'esame di un ulteriore parametro: il gradiente di pendio.

Questo indice, definito da HORTON come rapporto fra il dislivello dei due punti estremi di un segmento fluviale e la loro distanza, è molto significativo in quanto ad esso è legata l'energia dei corsi d'acqua e quindi la loro capacità di erosione. Nel bacino dello Zebrù il gradiente di pendio ( $\theta$ ) assume valori notevolmente elevati, soprattutto negli ordini minori. Si ha infatti un gradiente del 68% per i canali di 1° ordine e del 63% per quelli di 2° ordine. Nel 3° e 4° ordine si scende rispettivamente al 42,5% e all'11,2%.

Il contrasto fra le due serie di risultanze può essere risolto se si prende in considerazione la non necessaria coincidenza fra lo stadio evolutivo di un paesaggio e quello del suo reticolo idrografico. Può infatti non esservi corrispondenza fra la velocità di evoluzione di un paesaggio, derivante da un particolare agente geomorfico e inteso come sistema aperto, e quella di uno degli elementi del sistema.

È quindi accettabile la presenza di un reticolo attivo e « giovanile » in un paesaggio dai tratti « maturi », dovuti ad altri agenti geomorfici; ciò è soprattutto valido per le aree alpine elevate, caratterizzate da un tipico paesaggio policiclico composto.

Per approfondire e verificare tali considerazioni e soprattutto per individuare, se possibile, rapporti fra i caratteri del reticolo e gli elementi morfologici e strutturali, è però indispensabile esaminare e confrontare gli indici della gerarchizzazione del reticolo e del momento evolutivo nei bacini minori della Val Zebrù.

### 3 - Analisi dei dati morfometrici: i bacini minori.

Nell'ambito del bacino dello Zebrù sono stati individuati, sempre tenendo conto della gerarchizzazione proposta da STRAHLER, i sottobacini di 3° ordine. Si tratta di dieci unità minori, ciascuna indicata con la lettera Z e con un numero d'ordine progressivo partendo dalla sinistra idrografica e procedendo in senso antiorario. Non si è proceduto alla delimitazione di bacini di ordine inferiore per restare nell'ambito di approssimazioni accettabili nei calcoli. I dieci bacini di 3° ordine coprono una superficie di circa 27 km<sup>2</sup>, corrispondenti al 58,7% della superficie dell'intero bacino. Sei di questi, tutti situati nel settore medio-superiore della Val Zebrù, ospitano ghiacciai le cui superfici oscillano fra il 7% in Z 1 e il 35,7% in Z 6 della superficie del sottobacino.

Già ad un semplice esame della carta appaiono notevoli differenze nella morfologia dei bacini occupati parzialmente da ghiacciai rispetto a quelli che sono privi, o meglio sono stati privi, di apparati glaciali. I primi presentano infatti la tipica morfologia a circo, talora molto complessa, come lo Z 4, dove si distinguono almeno quattro strutture circhiformi, tre delle quali attualmente glacializzate (Ghiacciai dei Castelli e Ghiacciaio della Miniera), oppure lo Z 5, dove, accanto ai due grandi circhi del Ghiacciaio dello Zebrù, si apre quello dei Camosci attualmente privo di un apparato glaciale vero e proprio. I bacini da Z 1 a Z 6 costituiscono un grande circo di valle inciso nelle filladi e negli gneiss (Z 1, Z 2, Z 3) e nelle dolomie noriche (Z 5, Z 6).

Un caso a sé è rappresentato da Z 4, dove affiorano litotipi cristallini e sedimentari. I restanti bacini di 3° ordine, che si localizzano sulla ripida parete Monte Cristallo-Cime di Campo, hanno una forma più allungata e seguono linee di frattura minori, trasversali rispetto alla Linea dello Zebrù. L'innalzamento di quest'ultima da est verso ovest fa sì che il bacino dell'Ardof (Z 10) si apra quasi interamente negli gneiss e che anche gli altri abbiano l'estremo settore inferiore nello stesso litotipo, sebbene il più delle volte sia occultato dai conici di deiezione stabilizzati e incisi che raccordano il versante con il fondovalle.

Queste differenze di forma possono essere evidenziate attraverso il rapporto di circolarità (Rc); questo indice, che pone in

relazione l'area del bacino con quella di un cerchio la cui circonferenza è pari al perimetro del bacino stesso, permette di individuare la forma più o meno allungata. Fra i bacini di 3° ordine della Val Zebrù è agevole osservare come quelli glacializzati, indipendentemente dalla litologia, abbiano un rapporto di circolarità superiore a 0,55, con un  $R_c$  medio di 0,59, mentre quelli privi di apparati glaciali sono tutti al di sotto di 0,55 con una media di 0,47. I bacini glacializzati, pur incisi in litologie differenti (tre nel cristallino, due nel sedimentario, uno in entrambi i litotipi) appaiono morfologicamente omogenei (lo scarto quadratico medio fra gli  $R_c$  è 0,08); lo stesso si può dire per quelli non glacializzati ( $\sigma = 0,07$ ), tre dei quali sono impostati sul sedimentario e uno sul cristallino.

Sembra quindi si possa dedurre che gli agenti geomorfici (in questo caso il glacialismo), operando in modo relativamente indipendente rispetto alla litologia, abbiano potuto dare origine a bacini morfologicamente simili anche in litologie differenziate. Al contrario i bacini impostati sullo stesso litotipo sedimentario (da Z 5 a Z 9) presentano una minore uniformità morfologica ( $\sigma = 0,12$ ), dovuta probabilmente a processi geomorfici di tipo diverso (per alcuni il glacialismo, per altri l'erosione fluviale e il crioclastismo).

Le differenze morfologiche fra bacini glacializzati e non glacializzati possono essere messe in relazione anche ad altri elementi. In particolare la forma allungata di quelli non glacializzati sembra legata anche alla pendenza. La relazione fra forma allungata e pendenza per i bacini di ordine minore, messa in evidenza anche da DRAMIS e GENTILI<sup>12</sup>, può essere verificata anche per la Val Zebrù. Nei bacini non glacializzati i gradienti medi dei vari ordini sono molto maggiori rispetto agli altri. Si hanno infatti valori medi del 92% (1° ordine), 106% (2° ordine), 54% (3° ordine) contro il 62%, il 45%, il 35%.

Prendiamo ora in considerazione, come è stato fatto per l'intero bacino dello Zebrù, i vari parametri quantitativi. Il rapporto di biforcazione normale  $R_b$  (sempre considerando la media ponderata) si presenta nella quasi totalità dei bacini minori con valori inferiori a quello dell'intero bacino. Si passa infatti da 2,3 per Z 8 a 3,8 per Z 10, il che sta ad indicare che nei sotto-

<sup>12</sup> F. DRAMIS - B. GENTILI, *Op. cit.*, p. 2107.

bacini il reticolo idrografico ha raggiunto un grado di gerarchizzazione più evoluto rispetto all'intero bacino dello Zebrù. L'unica eccezione è costituita da Z 4, per il quale il rapporto di biforcazione raggiunge il valore di 4,8, indice di una notevole disorganizzazione nel reticolo, attribuibile a disomogeneità litologica. Infatti non solo vi si attua il contatto attraverso la Linea dello Zebrù della dolomia norica con le formazioni filladiche e gneissiche, ma entro queste ultime è possibile individuare lenti, talora cospicue, di scisti cloritici, di porfiriti e di marmi saccaroidi.

Nell'ambito dei bacini minori è possibile operare una duplice classificazione: dal punto di vista morfologico e dal punto di vista litologico. Nel primo caso possiamo constatare come quelli glacializzati presentino un rapporto di biforcazione mediamente più elevato (3,4) rispetto a quelli non glacializzati (2,1), con una maggiore dispersione dei valori ( $\sigma = 0,72$  rispetto a  $\sigma = 0,54$ ).

Suddividendo i bacini secondo la litologia prevalente si nota come quelli impostati sul cristallino abbiano un rapporto di biforcazione maggiore di quelli impostati sul sedimentario (3,3 rispetto a 2,8). Si potrebbe quindi ricavare l'impressione di un reticolo meglio organizzato nei bacini non glacializzati e impostati su litotipi sedimentari.

È tuttavia dalla verifica dell'indice di biforcazione  $R$  che si hanno le indicazioni più precise su una situazione gerarchica anomala. Il confronto dei vari indici di biforcazione consente di osservare come ben tre su sei fra quelli glacializzati abbiano  $R_b = R_{bd}$ , cioè  $R = 0$ , con la vistosa eccezione di Z 4 in cui  $R = 1,2$ , probabilmente a causa delle disomogeneità litologiche cui si è accennato. In quelli non glacializzati  $R$  varia fra 0,8 e 0,3 con un solo bacino in cui il valore è nullo (Z 8). Si può quindi affermare che situazioni di anomalia gerarchica sono più evidenti in quelli non glacializzati, senza che appaia una preponderante influenza della litologia. Infatti sia Z 10 sia Z 7, impostati su litotipi differenti, hanno un indice di biforcazione uguale a 0,8.

Le valutazioni emerse dal confronto degli indici di biforcazione possono trovare conferma dai parametri che quantificano le anomalie gerarchiche. A parte il numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ), la cui media, a causa dell'elevata incidenza di Z 4, è lievemente superiore per i bacini glacializzati, gli altri para-

metri confermano quanto emerso dagli indici di biforcazione circa differenze, seppur non rilevanti, nella gerarchizzazione dei due gruppi di bacini minori. In particolare dall'indice di gerarchizzazione si rileva che per i bacini glacializzati manca



Fig. 4. — La Cima della Manzina (m 3318) con il Ghiacciaio di Montagna Vecchia, che fa parte del bacino Z. L'immagine è stata ripresa dalla Malga Castelli (m 2402).

circa il 10% dei segmenti di 1° ordine per arrivare a una ottimizzazione del reticolo; la percentuale sale al 15% per quelli non glacializzati. Anche l'indice di anomalia gerarchica  $\Delta$  a sottolinea questa differenziazione; tre dei bacini glacializzati presentano infatti  $\Delta a = 0$ . Lo stesso si può dire per la densità di anomalia gerarchica  $g_a$ , i cui valori (trascorrendo quelli comple-

tamente nulli) variano da 0,43 a 1,14 per il primo gruppo e da 1,07 a 2,85 per il secondo.

Su questi ultimi parametri non sembra sia possibile individuare particolari influenze della litologia. Veniamo ora, come

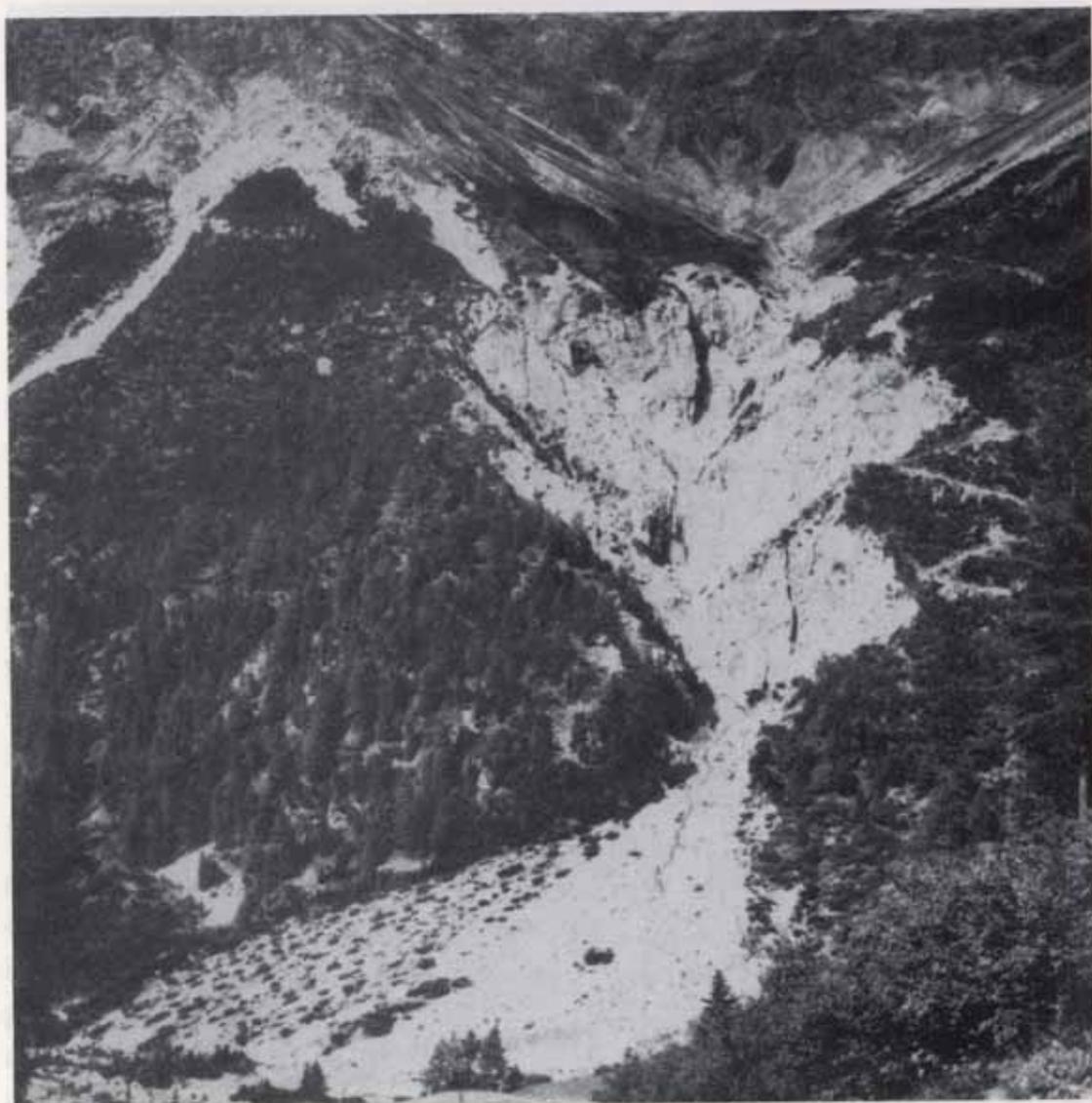


Fig. 5. — La forra di Campo nel bacino Z<sub>6</sub>. Il profondo solco, inciso nella dolomia norica, raccoglie le acque del Ghiacciaio di Campo che, attraverso il grande cono di deiezione ben visibile nella foto, defluiscono nel Torrente Zebrù.

è stato fatto per l'intero bacino, all'esame della densità di drenaggio e del rapporto di MELTON. La densità di drenaggio è nettamente inferiore nei bacini glacializzati con una media di 1,8 km di canali per km<sup>2</sup> rispetto a 5,9 degli altri bacini. I valori variano fra 1,1 e 2,8 per quelli glacializzati e fra 5,3 e 6,4 per

gli altri. Il valore medio per il primo gruppo aumenta se si escludono dal computo le aree glaciali all'interno dei singoli bacini; il suo valore resta tuttavia sempre inferiore (2,4).

Questa differenza nella densità di drenaggio, e quindi nel livello di dissezione dei singoli bacini, è da attribuirsi sia alla presenza di vaste e potenti coperture moreniche recenti e attuali che a causa della loro permeabilità limitano la possibilità di deflusso superficiale, sia alla morfologia glaciale. Una conferma si ha soprattutto da Z 10, dove l'assenza di coltri moreniche e la mancata esarazione glaciale, hanno permesso lo sviluppo di una elevata densità di drenaggio (5,3).

Per quanto riguarda il rapporto di MELTON, si ripresenta in numerosi bacini di 3° ordine una situazione simile a quella dell'intero bacino dello Zebrù: in cinque su dieci  $F/D^2$  è maggiore di 0,69, il che dovrebbe significare che metà dei sottobacini ha raggiunto la « maturità », con valori che superano anche in misura notevole il limite teorico. In Z 4 e Z 6, ad esempio, si ha  $F/D^2 = 1,73$ , mentre in Z 3 e Z 5 si arriva a 1,23. È agevole constatare che tutti i valori elevati riguardano i bacini glacializzati, per i quali si ha una media di 1,27 con  $\sigma = 0,39$ . Fra questi il valore minore, che si colloca anch'esso tuttavia assai vicino a 0,69, appare in Z 1 ( $F/D^2 = 0,62$ ). È interessante osservare come in Z 1 vi sia la più bassa percentuale di area coperta da ghiacciai. Esiste in effetti dal punto di vista statistico una correlazione non elevatissima, ma sufficientemente significativa ( $r = 0,74$ ), fra la percentuale di area glaciale in ciascun bacino e il rapporto di MELTON.

Livelli nettamente inferiori di  $F/D^2$  si hanno per i bacini non glacializzati, dove è riscontrabile un massimo di 0,33 per Z 10 e un minimo di 0,20 per Z 8, con una media di 0,26 e una standard deviation di 0,05. Si può quindi affermare che a proposito dei bacini da Z 7 a Z 10 si ha l'indicazione di uno stadio abbastanza « giovanile », con una organizzazione del reticolo scarsamente evoluta, cui si accompagnano elevati valori dei gradienti di pendio.

#### 4 - Conclusioni.

L'esame dei parametri morfometrici riguardanti il bacino dello Zebrù ha consentito di formulare qualche considerazione sia sulla struttura del reticolo idrografico sia sullo stadio evolutivo del bacino e dei sottobacini sia sui rapporti con elementi litostrutturali e morfologici. In particolare si è rilevato come a livello globale gli elevati rapporti di biforcazione abbiano sottolineato un notevole condizionamento del reticolo a fatti tettonici e litologici. Come è già stato indicato, questi controlli strutturali si possono individuare nella presenza di una importante linea di dislocazione (Linea dello Zebrù) e nella disomogeneità litologica, che condizionano la tessitura e l'evoluzione del reticolo, fornendo canali di deflusso preferenziali.

Il reticolo idrografico della Val Zebrù potrebbe dunque essere definito ancora in via di sviluppo e caratterizzato da una gerarchizzazione non ottimale, come è provato anche dai vari indici di anomalia gerarchica. In contrasto con questo quadro, si ha una densità di drenaggio molto ridotta, cui si accompagna un rapporto di MELTON alquanto elevato, entrambi indicatori di un bacino scarsamente disseccato, con limitata attività erosiva, prossimo alla « maturità ».

Che la realtà sia diversa è provato dall'intensa attività erosiva riscontrabile nell'area in oggetto, particolarmente evidente in alcune zone, quali la profonda forra che da Peceneccia a S. Antonio Valfurva raccorda il bacino dello Zebrù con quello del Frodolfo oppure le altre numerose forre e cascate (Rinec, Marmotta, Marè, Campo, Ardof, per citare le più appariscenti), le quali indicano come il processo di erosione fluviale sia tutt'altro che ridotto o superato.

Questa contraddizione fra una struttura del reticolo non ottimale dal punto di vista gerarchico e uno stadio evolutivo « maturo » del bacino può essere risolta, come si è già accennato, se si considera che il reticolo attuale è impostato su una morfologia preesistente, derivante da altri agenti geomorfici, i cui condizionamenti non sono stati ancora superati. È appena il caso di ricordare che ci si trova di fronte a un reticolo idrografico recentissimo, che si deve organizzare avendo come base una morfologia ereditata dal glacialismo pleistocenico e soprat-

tutto stadiale. Secondo il DESIO<sup>13</sup>, ancora nello stadio di Bühl, quindi all'incirca 10.000 anni fa, il ghiacciaio della Valfurva scendeva al di sotto dello sbocco della valle attuale, mentre nello stadio di Daun lo stesso ghiacciaio aveva la fronte al di sotto dei 1.400 m a valle dello sbocco della Val Zebrù.

Anche in tempi storici si sono avuti mutamenti nella copertura glaciale che hanno inevitabilmente influenzato la tessitura del reticolo e l'azione erosiva dei corsi d'acqua. Valga l'esempio del Ghiacciaio della Miniera, la cui fronte attuale si colloca attorno a 2.800 m<sup>14</sup>; secondo i rilievi del RICHTER e del POGLIAGHI<sup>15</sup>, questo ghiacciaio alla fine del secolo XIX aveva la fronte ad una quota inferiore ai 2.500 m. La morfologia glaciale è del resto evidentissima in tutto il bacino dello Zebrù, sia in modo macroscopico nel tipico e netto profilo trasversale a truogolo del solco principale e nei circhi delle valli sospese laterali, sia a livello di morfosculture (rocce montonate, laghetti di escavazione glaciale, cordoni morenici, etc.). L'esarazione, eliminando le asperità dei versanti e i setti divisorii fra i bacini minori, ha contribuito in misura determinante a rendere « matura » la morfologia di molta parte dei circhi minori, creando un massiccio condizionamento alla struttura del reticolo idrografico. Quest'ultimo si trova quindi in una fase che potremmo definire « giovanile », una fase di attiva erosione regressiva per raccordare il livello dei circhi, che parzialmente o totalmente sono stati lasciati liberi dalla copertura glaciale, con il livello del torrente Zebrù e quest'ultimo con il livello del torrente Frodolfo in Valfurva.

È chiaro che non solo la struttura del reticolo, ma anche l'azione erosiva vengono alterate dalle variazioni glaciali attuali. Nel circo dei Camosci, ad esempio, che fa parte del bacino Z 6, il reticolo idrografico ha potuto impostarsi solo in questi ultimi decenni, in concomitanza con la quasi completa estinzione del corrispondente ghiacciaio. Anche l'attuale fase di lieve ripresa del glacialismo (che in Val Zebrù si sta manifestando non tanto

<sup>13</sup> A. DESIO, *I ghiacciai del gruppo Ortles-Cevedale*, Torino, Comitato Glaciologico Italiano, 1967, pp. 785-786.

<sup>14</sup> G. STALUPPI, *Relazioni sulla campagna glaciologica 1978: Ghiacciaio della Miniera*, Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2 (1979), p. 49.

<sup>15</sup> I dati sono riportati da A. DESIO, *Op. cit.*, pp. 160-161.

attraverso le ridottissime variazioni delle fronti, quanto con l'accumulo nei bacini collettori e con la presenza di nevati in aree che precedentemente ne erano prive) non potrà non avere influenza sull'evoluzione del reticolo idrografico.

Le considerazioni sopra esposte a proposito dei condizionamenti imposti dalla morfologia glaciale hanno trovato conferma nell'analisi dei parametri quantitativi dei singoli sottobacini. Accanto a differenze non sostanziali nella struttura del reticolo, che è apparso un poco più organizzato nei bacini glacializzati, massiccio è risultato il contrasto fra bacini glacializzati e non glacializzati a proposito del rapporto di MELTON. Nelle aree dove l'esarazione glaciale ha lasciato scarse tracce, il rapporto molto basso consente di indicare il momento evolutivo come « giovanile », testimoniato anche dalle evidenze morfologiche dei bacini da Z 7 a Z 10 (solchi ripidi a V, cascate, forre, etc.).

In conclusione l'utilizzazione dei parametri quantitativi può considerarsi uno strumento utile dell'analisi geomorfologica anche nelle aree alpine ad aspra morfologia (anche se naturalmente saranno necessarie molte altre verifiche in bacini diversi), in quanto può fornire valide indicazioni sulla struttura del reticolo idrografico, sul momento evolutivo dei singoli bacini e sui condizionamenti derivanti dalle varie morfologie. Tutti elementi questi che, resi più oggettivi, possono permettere interessanti confronti sia all'interno dei bacini sia fra bacini diversi per localizzazione o per caratteri morfologici e strutturali. È tuttavia opportuno sottolineare come l'analisi quantitativa non possa prescindere da una continua e attenta osservazione sul terreno, che sola può fornire concreta validità e attendibilità ai dati numerici e può risolvere le eventuali contraddizioni emergenti dai dati stessi.

#### RESUME

Une analyse quantitative du réseau hydrographique du bassin du torrent Zebrù (Alta Valtellina) a été effectuée en utilisant de nombreux paramètres morphométriques. Les résultats permettent de tirer des indications sur les conditionnements opérés par les facteurs lithotectoniques sur le réseau, surtout par l'importante ligne de dislocation dite Linea dello Zebrù. Les rapports entre la structure du réseau hydrographique, dont l'organisation n'est pas encore optimale du point de vue hiérarchique, et la morphologie glaciale, sont ensuite examinés en détail.

## SUMMARY

The quantitative analysis of the hydrographic network of the Zebrù river basin (in Valtellina) is carried out through the use of numerous geomorphic parameters. Results allow deduction of indications concerning the conditioning caused by lithotectonic factors working on the network, above all along the very important displacement line, known as the Zebrù Line. This is followed by a detailed examination of relationships between the hydrographic network structures themselves (still not an optimal one) and glacial morphology.