

Friuli (Italia NE): un territorio di riferimento per le catture fluviali e i laghi di sbarramento quaternari

Friuli (NE Italy): a reference territory for Quaternary river catches and barrier lakes

VENTURINI Corrado(*), DISCENZA Katusca(**)

RIASSUNTO - Le aree montane alpine sperimentano, più dei territori appenninici, due distinti processi in grado di influenzare, spesso in modo marcato e irreversibile, l'evoluzione quaternaria del paesaggio e della relativa idrografia. Si fa qui riferimento alle catture fluviali e alla genesi di laghi da sbarramento lungo i fondi vallivi. E' stata l'alternanza di periodi glaciali e interglaciali che nelle Alpi ha favorito entrambi i processi indebolendo segmenti di spartiacque e propiziandone il franamento, oppure generando degli apparati morenici frontali in grado di bloccare i deflussi. Questo contributo promuove l'alto Friuli – Alpi e Prealpi Carniche e Giulie – a territorio di riferimento tanto per la genesi e l'estinzione di laghi indotti da ostacoli della più varia natura (non solo connessi al glacialismo), quanto per i processi di cattura fluviale. In particolare ai suoi confini settentrionali e nord-orientali è registrato il deciso spostamento pleistocenico dello spartiacque di prim'ordine (Mar Nero / Mare Adriatico).

PAROLE CHIAVE: bacino idrografico, spartiacque di prim'ordine, morfogenesi, cattura fluviale, lago, sedimentazione lacustre, Quaternario, Pleistocene, deposito morenico, kame, frana, conoide di deiezione, Friuli, Alpi e Prealpi Carniche, Alpi e Prealpi Giulie, Mar Nero, Mare Adriatico, Fiume Tagliamento, Fiume Natisone, Fiume Fella, Torrente Bût

ABSTRACT - Alpine mountain areas experience, more than the Apennine territories, two distinct processes capable of influencing, often in a marked and irreversible way, the Quaternary evolution of the landscape and its hydrography. A reference is made here to river catches and the genesis of barrier lakes along the valley bottoms. It was the alternation of glacial and interglacial periods that favored both processes in the Alps. They weakened some segments of the watershed propitiating their landslide and/or generated frontal moraine systems capable of blocking outflows. This work promotes the Upper Friuli – Carnic and Julian Alps and Prealps – as a reference territory both for the genesis and extinction of lakes induced by obstacles of the most varied nature (not only related to glaciation), but also for the river catch processes. In particular, the decisive Pleistocene shift of the first order watershed (Black Sea / Adriatic Sea) is recorded at its northern and north-eastern borders.

KEY WORDS: drainage basin, first order watershed, morphogenesis, river catches, lake, lake sedimentation, Quaternary, Pleistocene, morainic deposit, kame, rockslide, alluvial fan, Friuli, Carnic Alps and Prealps, Julian Alps and Prealps, Black Sea, Adriatic Sea, Tagliamento River, Natisone River, Fella River, Bût Creek

(*) Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali - Alma Mater Studiorum, Università di Bologna - Via Zamboni, 67 - 40126 - Bologna
www.corradoventurini.it

(**) via Fernando Fortuzzi, 8 - 40133 Bologna.

1. - PREMESSA

Un paese come il nostro, ricco di acque e di rilievi, è interessato da un complesso reticolo idrografico sempre suscettibile di modificazioni, da lentissime a improvvise, da appena percettibili a drastiche. A tali cambiamenti concorrono tanto i fenomeni di cattura fluviale quanto quelli che propiziano la creazione di piccoli e grandi invasi lacustri innescati da cause naturali.

I settori nei quali più si concentrano tali variazioni sono quelli alpini ed appenninici. Tra questi sono i

rilievi delle Alpi e Prealpi, con le immediate aree pedemontane, a fornire i migliori e più eclatanti esempi. La ragione va spesso cercata in quell'alternarsi di fasi glaciali e interglaciali le quali, intercalando all'azione dei ghiacci quella delle acque di superficie, da un lato rendono il territorio montano estremamente fragile e propenso a crolli ed erosioni, dall'altro lo espongono a periodici blocchi dei deflussi, favoriti anche, più o meno direttamente, dall'azione delle stesse masse glaciali.

Il territorio che osserviamo e sul quale quotidianamente ci spostiamo per lavoro, interessi e

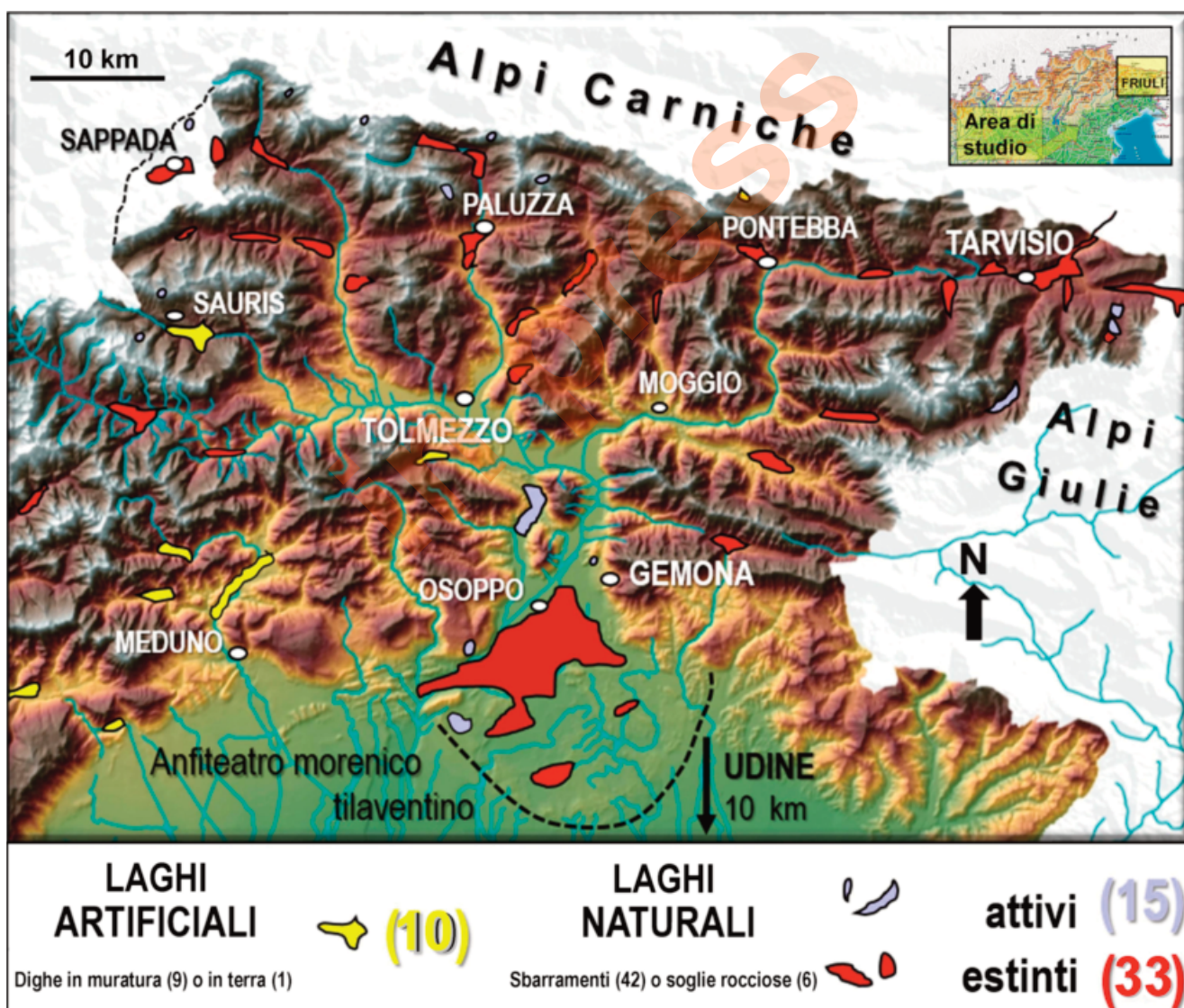


Fig. 1 - Distribuzione degli invasi lacustri quaternari nel territorio dell'alto Friuli.
- Distribution of the Quaternary lakes in the Upper Friuli area.

svago, spesso ci appare come una sorta di fotografia statica ed immutabile. Al contrario, dobbiamo imparare a considerarlo come un singolo fotogramma di un lungo, infinito film nel quale le scene sono sempre in continuo mutamento ed evoluzione. Una tale percezione si ottiene volgendo lo sguardo al passato recente delle aree montane. All'ultimo milione di anni circa se ci riferiamo alle catture fluviali; alle ultime decine di migliaia d'anni se invece l'oggetto è rappresentato dagli invasi lacustri naturali.

Considerando l'intero arco alpino, esiste un settore che, tanto per l'affermazione di catture fluviali da manuale quanto per la produzione di invasi lacustri delle più differenti origini, si impone come territorio di riferimento (Fig. 1). Un'area che si propone come archivio di situazioni concentrate

in uno spazio relativamente ridotto, con numerosi e vari esempi concreti, tutti raggiungibili e osservabili in tempi molto contenuti. A questo utile requisito si aggiunge la facile percorribilità di tutti i relativi siti.

Il settore in oggetto, qui valutato anche come potenziale riferimento divulgativo e didattico, è ubicato in un'area geografica che nella prima metà dell'ottocento fu definita da Ippolito Nievo – scrittore e patriota – “*un piccolo compendio dell'universo*”. Nelle sue *Memorie di un ottuagenario*, pubblicate postume nel 1867 col titolo *Le confessioni di un italiano*, tale compendio è rappresentato dall'intero Friuli. Nel nostro caso, ai fini delle catture fluviali e degli invasi lacustri – limitatamente a quelli quaternari originati da sbarramenti naturali – il territorio utilizzato coincide con la sua porzione alpina e prealpina, carnica e giulia (Fig. 2).

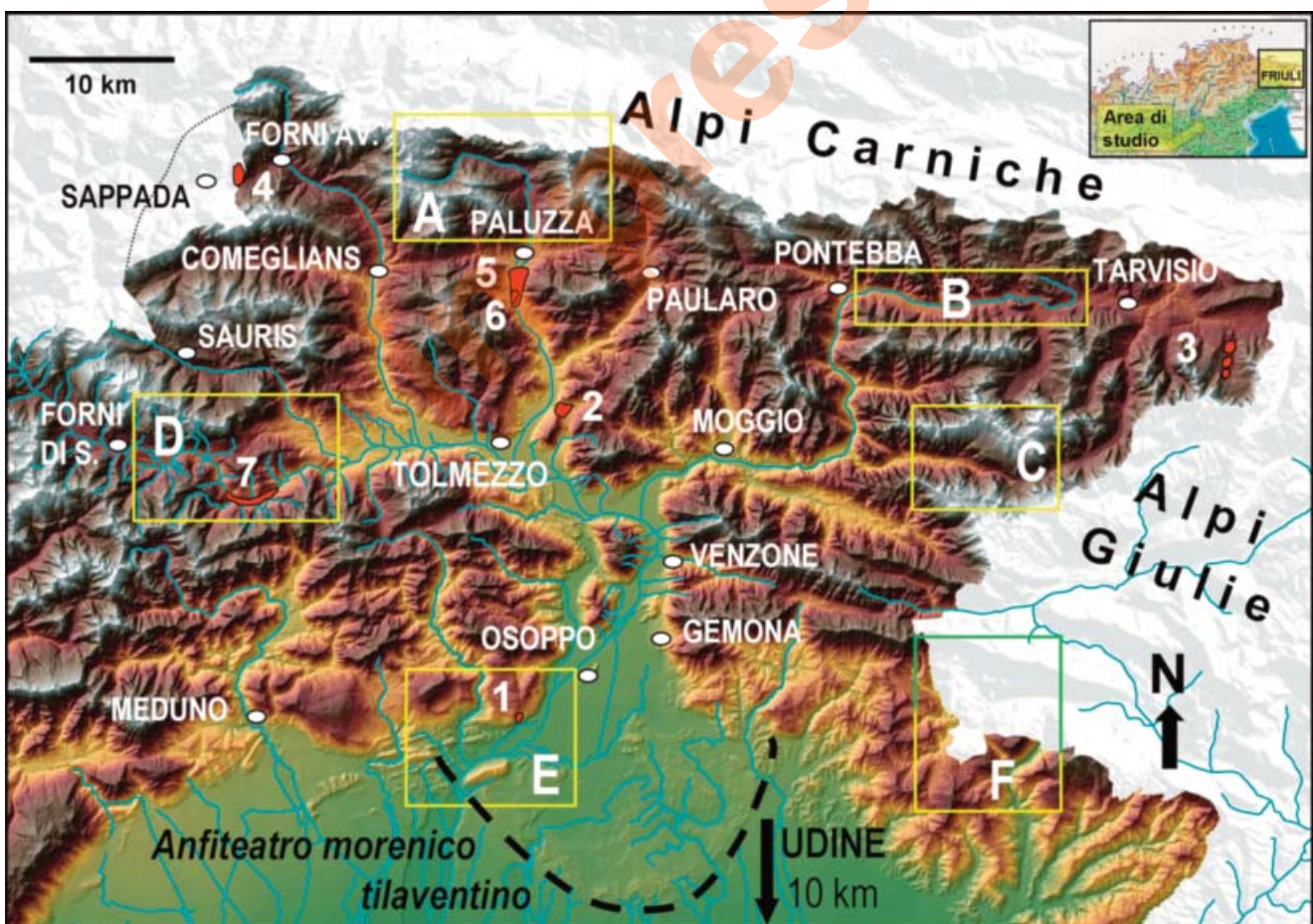


Fig. 2 - Ubicazione degli esempi presentati in questo lavoro. A–F: catture fluviali; 1–7: laghi e paleo-laghi di sbarramento.
- Location of the examples showed in this work. A–F: river catches; 1–7: barrier lakes and paleo-lakes.

2. - CATTURE FLUVIALI NEL SETTORE NORD-ORIENTALE D'ITALIA

Esistono erosioni grandi e piccole, impercettibili o catastrofiche, insignificanti o colossali. Ognuna aiuta a compiere un piccolo passo o un enorme balzo verso le future modificazioni morfologiche di un territorio. Le *catture fluviali* sono da considerarsi alla stregua di enormi balzi. Quando si manifestano possono cambiare radicalmente l'aspetto dei relativi settori. I drenaggi superficiali ne risultano alterati o addirittura stravolti, con conseguenti variazioni di deflusso spesso in grado di coinvolgere ampi comparti, soprattutto montani.

Per cattura fluviale s'intende un fenomeno legato all'erosione regressiva fluvio-torrentizia, spesso anticipata da cospicui franamenti nei diaframmi di spartiacque. L'erosione, risalendo verso monte, finisce per intercettare le acque di uno o più corsi idrici deviandone bruscamente i deflussi e facendole proprie (Fig. 3).

2.1. MARE ADRIATICO VS MAR NERO

Il settore di Tarvisio (UD), ampio un centinaio di km², si distingue dalla restante parte della penisola

per una sua peculiare dipendenza idrografica. Le acque superficiali che scorrono lungo le numerose vallate tarvisiane confluiscono in un unico collettore situato in territorio austriaco, il Fiume Gail. Questo le convoglia nella Drava che le riversa nel Danubio, il quale a sua volta le porta a sfociare nel Mar Nero dopo un percorso complessivo di oltre 2.000 km.

L'estremo settore nord-orientale d'Italia non appartiene dunque al bacino idrografico adriatico, che in quest'area raccoglie le acque dei fiumi alpini Isonzo, Fella-Tagliamento, Piave, Adige e Po, ma a quello del Mar Nero. Peculiarità condivisa solo da una vallata alpina dell'Alto Adige, la Val di Sesto.

L'intero settore alpino friulano, da Sappada a Tarvisio, nell'ultimo mezzo milione di anni circa ha sperimentato l'affermazione di svariate catture fluviali. Tutte a favore del bacino idrografico del Fiume Tagliamento. Attraverso sei distinte catture fluviali è stato strappato al bacino idrografico drenato dal Mar Nero (collettore Danubio) un territorio vasto in pianta oltre 120 km² (VENTURINI, 2003; Fig. 4).

Il progressivo spostamento verso N e verso E dello spartiacque di prim'ordine si ritiene possa essersi realizzato entro l'ultimo milione di anni. Fondamentale per molte delle situazioni si è rivelata

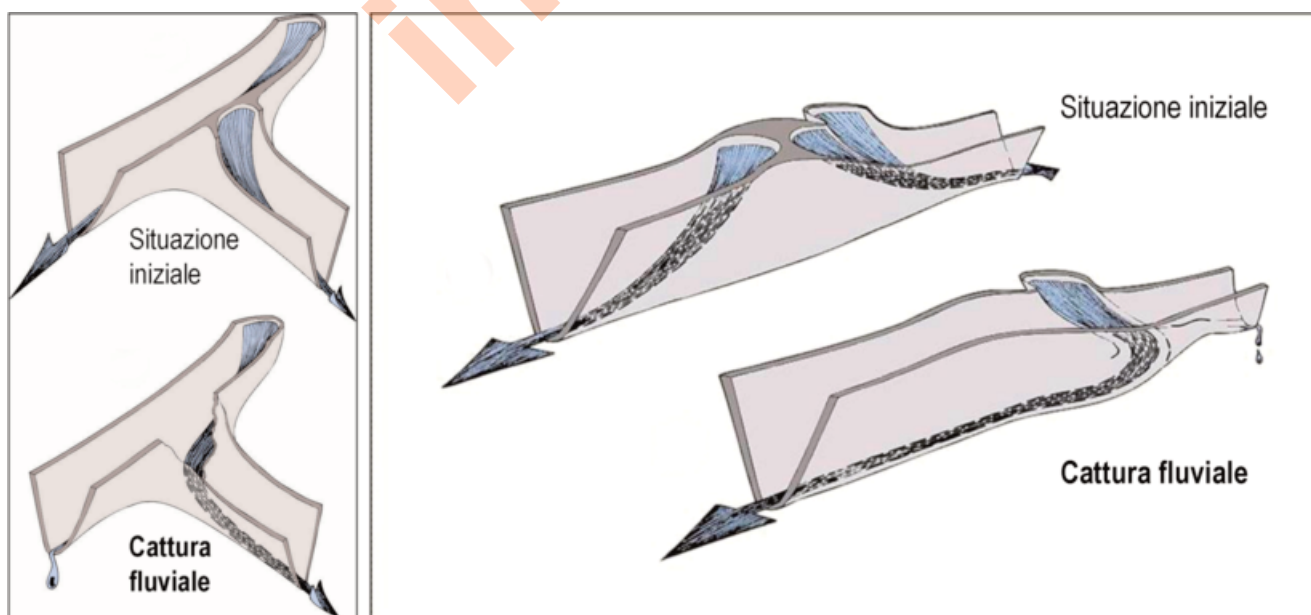


Fig. 3 - Le due più comuni modalità di cattura fluviale. A sinistra - Tipologia riscontrabile negli esempi A, D, F. A destra - Tipologia riscontrabile negli esempi B, C, E.
- The two most common river capture modes. Left - Typology found in examples A, D, F. Right - Typology found in examples B, C, E.

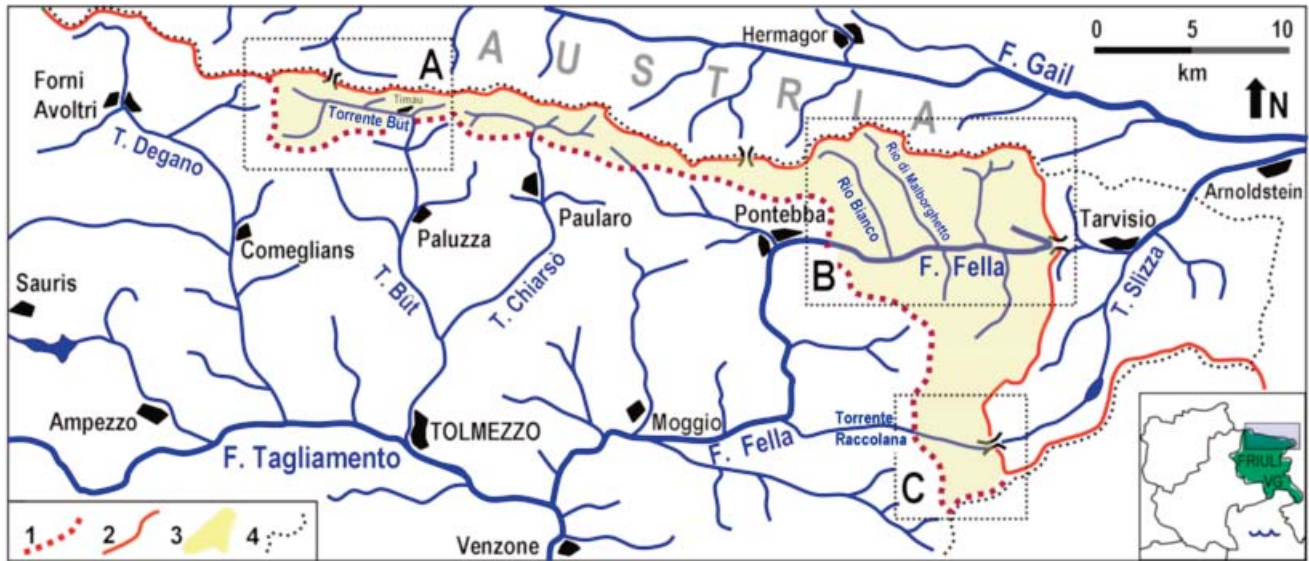


Fig. 4 - Spostamento dello spartiacque di prim'ordine (Mar Nero / Mare Adriatico) durante il Pleistocene. Ubicazione dei tre esempi presentati nel testo (A, B, C)
 Legenda: 1 - spartiacque nel Pleistocene inf.-medio; 2 - spartiacque attuale; 3 - settore catturato dal bacino del Fiume Tagliamento (giallo); 4 - confine di Stato.
 - Displacement inside the first order watershed (Black Sea / Adriatic Sea) during the Pleistocene. Location of the three examples showed in the text (A, B, C) Legend: 1 - watershed in the Early-middle Pleistocene; 2 - present watershed; 3 - sector captured by the hydrographic basin of the Tagliamento River (yellow); 4 - State border.

l'esarazione e la pressione del carico glaciale, con duplice funzione di indebolimento di segmenti di spartiacque ridotti a sottili diaframmi rocciosi nonché di successiva mobilizzazione dei detriti generati dai conseguenti crolli.

Lungo il complessivo arco alpino nord-orientale sono tre le catture fluviali da manuale riferibili alla contrapposizione tra i domini idrografici del Mar Nero e del Mare Adriatico. Si riconoscono, da W verso E, in corrispondenza dei seguenti segmenti vallivi: A) alto corso del Torrente Bût, presso l'abitato di Timau; B) alto corso del Fiume Fella, tra Pontealba e Camporosso in Val Canale; C) alto corso del Torrente Raccolana, tra i rilievi Jôf di Montasio - M. Canin e l'abitato di Sella Nevea (Fig. 4).

2.1.1. - ALTO CORSO DEL TORRENTE BÛT - TIMAU - (A)

Questo è il settore, fra tutti, dove il processo di avvenuta cattura si fa più percepibile grazie a una serie di nette evidenze morfologiche. Si tratta una doppia cattura fluviale che ha acquisito un'area di 25 km² sottraendola ai drenaggi del Mar Nero e trasferendola al Mare Adriatico. I dati significativi presenti sul territorio sono tutti osservabili lungo

una decina di chilometri di fondovalle, percorribili per estesi tratti lungo la viabilità ordinaria.

Il segmento vallivo originariamente drenato verso il Mar Nero si sviluppava a quote superiori (quasi 400 m) rispetto a quelle dei confinanti drenaggi adriatici, diretti verso S. Li separava un diaframma roccioso sottile e modellato in rocce di età carbonifera, fratturate e deformate da due eventi orogenetici, ercinico ed alpino (VENTURINI, 1990; LÄUFER, 1996; PASQUARÉ MARIOTTO & VENTURINI, 2019). In questo tratto l'originario spartiacque di prim'ordine coincideva con una cresta rocciosa continua e omogenea che univa tra loro le cime dei Monti Cogliàns, Crostis, Terzo e Scarniz (Fig. 5).

La successione degli eventi che ha innescato il processo di cattura fluviale (VENTURINI, 2011) avrebbe avuto inizio con un crollo nel diaframma di spartiacque di prim'ordine. La posizione del franamento coinciderebbe con quella dell'attuale solco morfologico (Stretta di Timau) presente appena a valle del paese omonimo. La porzione di questo segmento fluviale in forra coincide a sua volta con la netta, improvvisa deviazione a gomito del corso del Torrente Bût, effetto collaterale di questa prima cattura fluviale (Fig. 5). Tanto a monte quanto

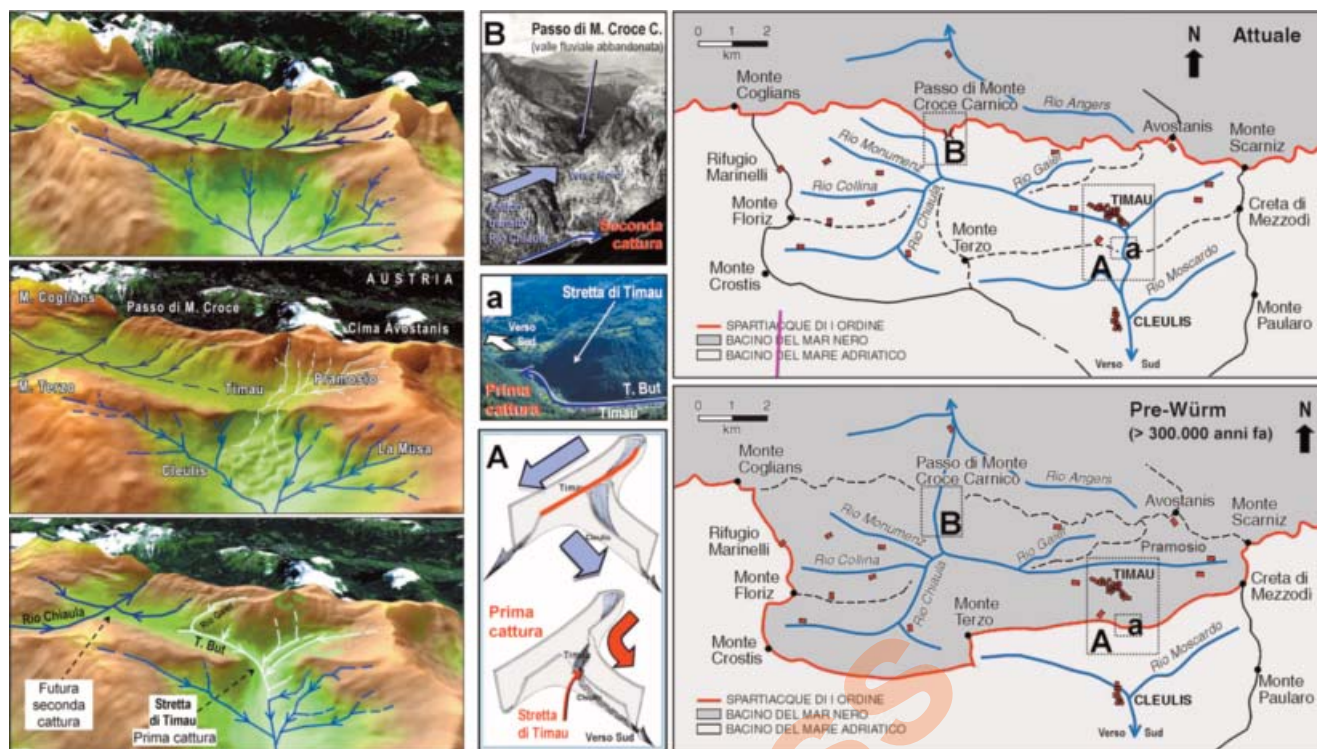


Fig. 5 - Settore dell'alto Torrente Bût. A sinistra (DEM) - Sequenza di modificazioni idrografiche pleistoceniche. A destra - Confronto tra la situazione pre-catture fluviali (in basso) e quella attuale. I riferimenti A, a e B rimandano alla colonna centrale.

- Upper Bût Creek sector. Left (DEM) - Sequence of Pleistocene hydrographic changes. Right - Comparison between the pre-capture situation (bottom) and the present one. A, a and B refer to the central column.

a valle della Stretta - larga meno di 150 m ed estesa per 350 m - il fondo vallivo si amplia improvvisamente attestandosi in media sui 400 m, al netto delle recenti coperture detritiche di versante. Un segnale questo della sua relativamente recente evoluzione.

Lo sventramento per parziale crollo del diaframma di spartiacque è stato ipoteticamente confinato in un generico interglaciale (?Mindel-Riss, secondo la nomenclatura in uso). La successiva fase glaciale, sfruttando l'invito morfologico avrebbe allontanato l'accumulo di frana, allargandone l'iniziale varco. Alla fusione dei ghiacci il varco stesso, ormai ripulito, avrebbe richiamato le acque dalle sorgenti di Pramosio, deviandole verso S (direzione Mare Adriatico) e stravolgendone il precedente scorrimento verso W (direzione Mar Nero).

Parallelamente, durante il medesimo interglaciale, lungo il fondovalle principale orientato E-W si sarebbe attivata una sensibile erosione regressiva.

Nella propria risalita verso W avrebbe prima intercettato le acque del Rio Gaier, profondo solco inciso in prevalenti calcari devoniani, inducendogli una curva a gomito di 130° verso E (Fig. 5). In seguito, dopo altri 3 km di arretramento regressivo, avrebbe catturato anche le abbondanti acque del Rio Chiaula e dei suoi diretti affluenti producendo una seconda improvvisa curva a gomito (90°), anch'essa orientata verso E. Con questa ulteriore cattura fluviale anche l'ultimo apporto idrico del settore dell'alto Bût, il più consistente, fu definitivamente sottratto all'influenza idrografica del Mar Nero.

I retaggi di questa doppia cattura fluviale da manuale, ancora oggi visibili sul territorio, sono molteplici e diversificati. Alle evidenze sopra citate si aggiungono anche *i*) le numerose superfici residuali collocate a marcare le antiche quote di fondovalle precedenti al riassetto idrografico, e inoltre *ii*) il solco fluviale del Passo di M. Croce Carnico (1365 m; Fig. 5), modellato in calcari di età devoniana; un solco vallivo oggi sospeso e

abbandonato dai deflussi superficiali a causa della cattura verso E del Rio Chiaula che un tempo, drenato verso il Mar Nero, lo attraversava riversando le proprie acque nel Fiume Gail.

La tendenza erosiva attiva nel fondovalle ha generato un approfondimento di quasi 400 m, valutato rispetto alla quota del passo. Valori comparabili sono testimoniati (GORTANI, 1935) per la cattura fluviale del Fiume Tagliamento nella zona di Ampezzo (UD, Alpi Tolmezzine; Fig. 7), avvenuta in età confrontabili (Cap. 2.2.1, D).

2.1.2. - ALTO CORSO DEL FIUME FELLA - PONTEBBA, TARVISIO - (B)

Interessante si rivela la cattura delle sorgenti del Fiume Fella (Fig. 4, B), attuata con una modifica del suo verso di scorrimento attraverso un improvviso gomito a 150° (DESIO, 1927). Tale cattura testimonia il più recente (Pleistocene Sup.) atto di pirateria fluviale sviluppatosi lungo la Val Canale e operato dai drenaggi richiamati dal Mare Adriatico a spese di quelli confluenti nel Mar Nero.

Le direzioni di deflusso degli affluenti del Fiume Fella, sviluppati in destra idrografica con profonde incisioni del substrato triassico (Rii Bianco e di Malborghetto), si mostrano opposte al presente verso di scorrimento del collettore di fondovalle (Fig. 4, B). Sono indicative di altrettanti episodi di cattura fluviale (DESIO, 1927) che, unitamente alla più recente cattura del segmento sorgentizio del Fiume Fella, testimoniano un progressivo spostamento verso E della soglia di spartiacque di prim'ordine. Attualmente lo spartiacque è posizionato appena ad oriente dell'ultima cattura (sorgenti del Fiume Fella), in corrispondenza del paese di Camporosso in Val Canale (posizionato su una sella morfologica di fondovalle appena pronunciata).

In sintesi, durante il Pleistocene, la porzione occidentale del largo fondovalle glaciale orientato W-E – sede dei paesi di Pontebba, Malborghetto, Ugovizza, Camporosso e Tarvisio – attraverso un'erosione regressiva, favorita dagli stessi periodici transiti glaciali, ha invertito la propria inclinazione

producendo il deflusso delle acque verso E, in direzione adriatica.

Inizialmente, prima dei progressivi fenomeni di cattura fluviale, tra Pontebba e Malborghetto (località San Leopoldo) esisteva un diaframma roccioso trasversale all'attuale solco vallivo. Con funzione di spartiacque di prim'ordine tra i deflussi del Mare Adriatico (a W) e quelli del Mar Nero (a E) collegava il M. Scinauz al Jôf di Montasio (Fig. 4).

È innegabile che una tale evoluzione sia stata resa possibile dalla pronunciata cataclasi prodotta dalla Faglia Fella-Sava, elemento strutturale di importanza regionale (Selli, 1963; Venturini, 1990; Bressan & Bragato, 2009) il cui sviluppo in pianta è pressoché coincidente con il fondovalle della Val Canale, da Pontebba a Tarvisio e oltre, in territorio sloveno. In questo caso il settore idrografico sottratto all'influenza del Mar Nero equivale a oltre 50 km².

2.1.3. - ALTO CORSO DEL TORRENTE RACCOLANA - JÔF DI MONTASIO, M. CANIN, SELLA NEVEA - (C)

Di recente individuazione (VENTURINI & DISCENZA, 2009), questa cattura fluviale rappresenta gli effetti di un'erosione regressiva che, in seguito allo sfondamento di un tratto di spartiacque di prim'ordine (Mare Adriatico / Mar Nero) ha fatto risalire il tratto sorgentizio del Torrente Raccolana di ben 6 km. L'attuale ubicazione dello spartiacque si posiziona appena a oriente della stazione invernale di Sella Nevea, in posizione di fondovalle.

L'originario, vasto anfiteatro roccioso, ampio 35 km² – modellato in rocce carbonatiche del Triassico sup. e, in piccola parte, del Giurassico – si presenta profondamente sventrato e inciso in profondità (quasi 1 km) dall'erosione regressiva del Torrente Raccolana (Fig. 6). La cresta montuosa che in passato fungeva da spartiacque tra i deflussi del Mare Adriatico (a W) e del Mar Nero (a E), congiungeva le cime dei rilievi del Jôf di Montasio e del M. Canin, attraverso le cime dei Monti Zabus e Sart.

I dati che confermano questa ricostruzione sono di natura sedimentologica. Il grande anfiteatro morfologico aperto verso E ospita, lungo le pendici

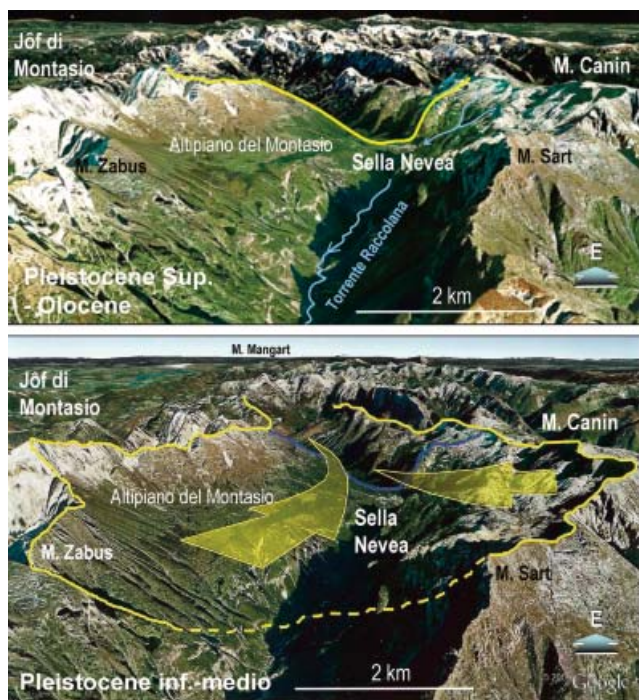


Fig. 6 - Settore Jôf di Montasio - M. Canin. Confronto tra la situazione pleistocenica (in basso), precedente alla cattura fluviale, e quella attuale.
- Sector Jôf di Montasio - M. Canin. Comparison between the Pleistocene situation (bottom), previous to the river capture, and the current one.

del Montasio e lungo i tornanti che salgono a Sella Nevea, i resti di antichi depositi torrentizi organizzati in ampi conoidi di deiezione progradanti verso E (VENTURINI, 2009), localmente interdigerati con breccie di versante. Tali depositi interglaciali pleistocenici si appoggiano al substrato rivestendo una netta superficie esarativa glaciale pre-würmiana. L'antica conca morfologica di circo glaciale del Jôf di Montasio - M. Canin e i suoi depositi interglaciali attualmente si presentano profondamente mutilati dalle ripetute esarazioni ed erosioni fluviali.

Dopo un probabile, iniziale crollo avvenuto nel corrispondente segmento di spartiacque, la vorace erosione regressiva del Torrente Raccolana (amplificata dall'azione dei periodici transiti glaciali) ha profondamente intaccato tanto le coperture pleistoceniche quanto il substrato triassico, sviluppando la profonda incisione che ne caratterizza l'odierno corso. In questo settore l'area sottratta durante il Pleistocene-Olocene al dominio del Mar Nero ammonta a quasi 20 km².

2.2. - CATTURE FLUVIALI INTERNE AI BACINI IDROGRAFICI DEI FIUMI TAGLIAMENTO E ISONZO

In territorio friulano i conflitti idrografici non si limitano alla contesa ancora in atto tra i drenaggi del Mar Nero e del Mare Adriatico, che si fa carico delle evidenti conseguenze sulla instabile posizione dello spartiacque di prim'ordine. Sono presenti anche dei vistosi fenomeni di cattura fluviale internamente al reticolo idrografico drenato dallo stesso Mare Adriatico.

Anche in questo caso non mancano gli esempi caratterizzanti, tanto all'interno del territorio alpino carnico quanto nei settori prealpini carnico e giulio. Sono tre i siti particolari, tutti facilmente frequentabili (Fig. 2, D-E-F), in grado di documentare con chiarezza di evidenze i relativi processi di cattura fluviale: D) alto corso del Fiume Tagliamento, tra Socchieve e Forni di Sotto; E) medio corso del Fiume Tagliamento, tra Pinzano e Cimano; F) alto corso del Torrente Natisone, appena in territorio sloveno, presso Caporetto).

2.2.1. - ALTO CORSO DEL FIUME TAGLIAMENTO - SOCCHIEVE, AMPEZZO, FORNI DI SOTTO - (D)

L'alta Valle del Tagliamento, da Tolmezzo fino a Forni di Sotto e ancora oltre, fino al confine col Veneto, ha un generale andamento W-E (Fig. 2). Questo segmento fluviale, lungo quasi 30 km, per lungo tratto occupa un solco vallivo molto ampio e sovralluvionato che risente dei passati, ripetuti transiti glaciali. Fa eccezione la sua porzione mediana, collocata tra i paesi di Socchieve e Forni di Sotto. In questo tratto, esteso per una decina di chilometri, la vallata in cui scorre il Tagliamento cambia caratteristiche. Si fa improvvisamente tortuosa e riduce sensibilmente la propria sezione. Inoltre, l'ampiezza del fondovalle è di un ordine di grandezza inferiore rispetto a quella misurata nei tratti a valle e a monte. Si deve a Gortani (1935) l'interpretazione di una tale apparente anomalia, riconducibile a una delle più note catture fluviali del settore alpino nord-orientale (Fig. 7).

L'antico tragitto pleistocenico del Tagliamento è

testimoniato da evidenze tanto morfologiche quanto sedimentarie. Tra Socchieve e Forni di Sotto, a settentrione dell'attuale tratto tortuoso e stretto utilizzato dal Tagliamento, i medesimi paesi sono collegati da un'ampia valle rettilinea che ospita potenti conglomerati fluviali (fino a 200 m di spessore). La loro età è confinata genericamente nel Pleistocene (GORTANI, 1912, 1935; VENTURINI S. & TUNIS, 1993). Testimoniano il ripetuto transito di un corso d'acqua con portate solide molto consistenti, quali solo il paleo-Tagliamento in quel contesto avrebbe potuto accumulare.

Al tempo in cui era attiva questa direttrice di deflusso (passante per Ampezzo), l'attuale e tortuoso solco fluviale si configurava come un segmento vallico secondario utilizzato da un affluente destro del paleo-Tagliamento. Le osservazioni morfologiche portano ad ipotizzare l'esistenza di un diaframma di spartiacque di ordine minore (Fig. 7) sventrato dalle pressioni delle periodiche lingue glaciali e/o franato durante un interglaciale.

La successiva erosione regressiva della sua testata sorgentizia ha finito per intercettare le acque del paleo-Tagliamento appena a valle di Forni di Sotto.

Ne è derivata la completa disattivazione dell'antico segmento fluviale Forni-Ampezzo-Socchieve. La cattura fluviale ha indotto una generalizzata erosione di fondo, ancora in atto. Si è così prodotto un ripido solco, profondo 350 m, che ha isolato il segmento rettilineo di paleo-valle, disattivandolo (Fig. 7). Lungo il nuovo tragitto fluviale è ubicata la Frana di Borta che nel XVII secolo ha bloccato i deflussi del Tagliamento generando il corrispondente lago, estinto ormai da tempo (Cap. 3.2.7).

2.2.2. - MEDIO CORSO DEL FIUME TAGLIAMENTO - PINZANO, CIMANO - (E)

Il Fiume Tagliamento si rende nuovamente protagonista di una cattura fluviale tanto incredibile quanto difficile da individuare. Il settore in cui si è realizzata è quello prealpino carnico, tra i paesi di Pinzano e Cimano, pochi chilometri a NW della più nota San Daniele del Friuli. In questo areale il Tagliamento odierno lambisce i contrafforti meso- e cenozoici delle Prealpi Carniche, distribuiti in destra idrografica. In sponda sinistra lo stesso incide i potenti depositi fluvio-lacustri del paleo-Lago di

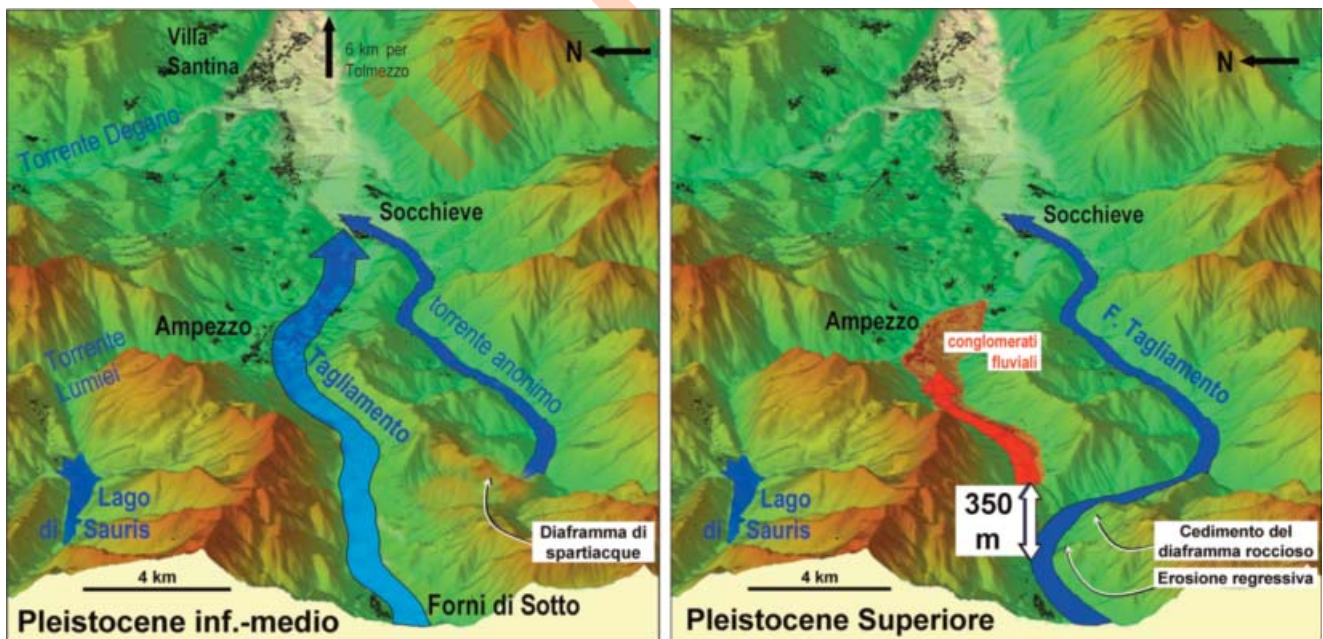


Fig. 7 - Settore di Ampezzo. Confronto tra la situazione idrografica iniziale (a sinistra) e quella attuale che risente di una vistosa cattura accompagnata da una pronunciata erosione regressiva (350 m).

- Sector of Ampezzo. Comparison between the initial hydrographic situation (left) and the current one which is affected by a gorgeous capture accompanied by a pronounced regressive erosion (350 m).

Osoppo (Fig. 1) per poi rasentare un nucleo di bassi rilievi (successione miocenica) che emergono dal vasto apparato morenico dell'anfiteatro tilaventino (Fig. 8).

Quest'ultimo nucleo roccioso comprende il M. di Ragogna la cui propaggine sud-occidentale è incisa da una profonda e breve forra (Stretta di Pinzano). Questo antico elemento morfologico assume un andamento meridiano sviluppato in asse con l'unico importante affluente destro del Tagliamento: il Torrente Arzino. Questa evidenza si configura come il primo indizio utile.

Tra i rilievi miocenici di questo settore ve n'è un altro che riveste un altrettanto importante significato nel contesto delle catture fluviali. È un modesto contrafforte roccioso (Baluardo di Cimano) formato da prevalenti areniti e conglomerati messiniani (tardo Miocene), alto una ventina di metri sulle alluvioni mobili del Tagliamento. La sua forma allungata e stretta (300 m, 80 m) asseconda la direzione dei suoi strati subverticali. Affiora all'interno dell'alveo del Fiume Tagliamento, disponendosi quasi ortogonalmente ai deflussi e occludendone metà della sezione. È il secondo degli indizi utili.

Un tempo, prima della deglaciazione würmiana, formava tutt'uno con il nucleo roccioso del M. di Ragogna, sviluppato in sinistra idrografica. Sul lato opposto si saldava ai rilievi della destra Tagliamento dando origine a un limite morfologico invalicabile per le acque di quest'ultimo (Fig. 8).

Lo testimonia la composizione della successione clastica di età pleistocenica inf.-media distribuita a valle della Stretta di Pinzano (PAIERO & MONEGATO, 2003; VENTURINI *et alii*, 2004a). Essa affiora lungo i profondi solchi (fino a 55 m) incisi dallo stesso Tagliamento dopo l'avvenuta cattura, successivamente alla deglaciazione würmiana (18.000 anni fa). La porzione inferiore della successione clastica è di natura fluviale e non presenta clasti paleozoici, mentre la parte superiore della stessa, di origine fluvio-glaciale, ne è ricca alla pari delle mobili alluvioni d'alveo.

Occorre precisare che il bacino idrografico del Torrente Arzino, oggi affluente destro del Tagliamento, si sviluppa all'interno di un substrato di età triassica sup. - miocenica. Al contrario, il

Tagliamento da sempre si arricchisce di apporti paleozoici attraverso i suoi numerosi affluenti sinistri. Queste ulteriori evidenze, che costituiscono gli ultimi indizi utili, giustificano la seguente successione di eventi e/o situazioni, culminati nella deviazione e cattura dell'antico corso del Fiume Tagliamento.

i) Pleistocene inf.-medio; interglaciale, pre-Würm.

Il nucleo roccioso di Ragogna comprendeva anche l'attuale affioramento di Cimano, saldato morfologicamente ai rilievi della destra Tagliamento. Il corso di quest'ultimo ne risentiva, costretto a fluire verso SE per aggirare l'ampio, seppure non elevato, promontorio roccioso (VENTURINI, 2003;

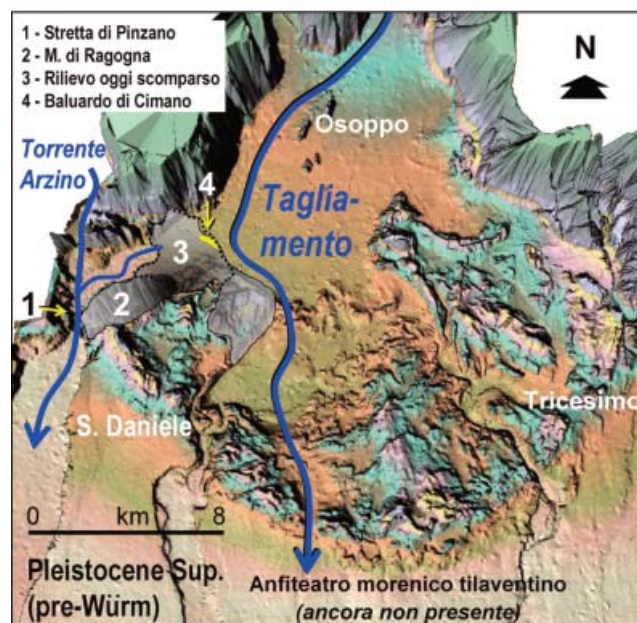


Fig. 8 - Settore di Pinzano - Cimano. Confronto tra la situazione attuale (sopra) e quella pleistocenica, modificata dalla cattura fluviale di Cimano.
- Sector of Pinzano - Cimano. Comparison between the present situation (above) and the Pleistocene one, modified by the river capture in the Cimano site.

VENTURINI & ASTORI, 2009). Il paleo-Tagliamento scorreva alcuni chilometri a E dell'odierna San Daniele, mentre oggi transita ad W della cittadina. Al tempo esisteva già la Stretta di Pinzano, forra scavata dal Torrente Arzino e utilizzata in esclusiva. Lo testimonia la composizione, priva di clasti paleozoici, della successione fluviale inferiore, affiorante a valle della profonda incisione.

ii) *Pleistocene medio-Sup. (intorno a 20.000 anni fa); Glaciale Würm*

L'ampio fronte della lingua glaciale tilaventina si estendeva fino a lambire la Stretta di Pinzano. Ammantava il M. di Ragogna risparmiandone la sommità, ma ricopriva ed esarava i rilievi circostanti, compresi quelli di Cimano. Il cambiamento nell'idrografia è già percepibile durante l'acme glaciale. Sotto ai ghiacci, grazie alla loro azione esarativa, si stavano modificando le morfologie del substrato di età tardo-miocenica del nucleo di Ragogna. Dallo scaricatore glaciale di Pinzano, attraverso l'omonima Stretta cominciarono a distribuirsi apporti fluvio-glaciali ricchi in contributi paleozoici. Alla fusione dei ghiacci gli affioramenti di Cimano appariranno ormai come un moncone roccioso scavato ai margini. Morfologicamente isolato si apprestava a perdere il ruolo di spartiacque fra Tagliamento e Torrente Arzino.

iii) *Pleistocene Sup. - Olocene (18.000 anni fa - Presente).*

Al completo ritiro del ghiacciaio tilaventino dal settore dell'alta pianura friulana, la deviazione del Tagliamento verso la Stretta di Pinzano non poteva però considerarsi ancora attiva. Questo perché una serie di ampi cordoni morenici frontali, ne aveva bloccato i deflussi generando un ampio invaso lacustre (paleo-Lago di Osoppo; Fig. 1). Il suo riempimento contribuì a innalzare la topografia locale, sminuendo ulteriormente il ruolo di spartiacque del Baluardo di Cimano. Fu il successivo sfondamento dell'ostacolo morenico (zona di Flagogna) a individuare per il Tagliamento la nuova direzione di deflusso, verso SW, attraverso l'invito morfologico della Stretta di Pinzano.

L'artefice unico di questa profonda incisione a forra del substrato miocenico – risalente almeno al tardo-Pliocene – era stato il Torrente Arzino. Questa

particolare cattura fluviale lo ha relegato a semplice affluente del Tagliamento, impostandone la confluenza un paio di chilometri a monte della Stretta di Pinzano.

2.2.3. - ALTO CORSO DEL TORRENTE NATISONE - STUPIZZA, SELLA DI CAPORETTO - (F)

Un'altra cattura fluviale da manuale è presente in un settore delle Prealpi Giulie situato una ventina di chilometri a N di Cividale del Friuli (Fig. 2). Alla pari della cattura di Ampezzo (Cap. 2.2.1, D) è nota da tempo e si caratterizza tanto per la chiarezza delle evidenze morfologiche quanto per la facile percorribilità del sito, raggiungibile tramite la SS 54 che collega Cividale a Kobarid (Caporetto, Slovenia). Questa cattura fluviale riguarda i Fiumi Natisone e Isonzo e si sviluppa appena oltre il confine di Stato (Fig. 9).

Il Fiume Isonzo nasce in Slovenia e solo il suo

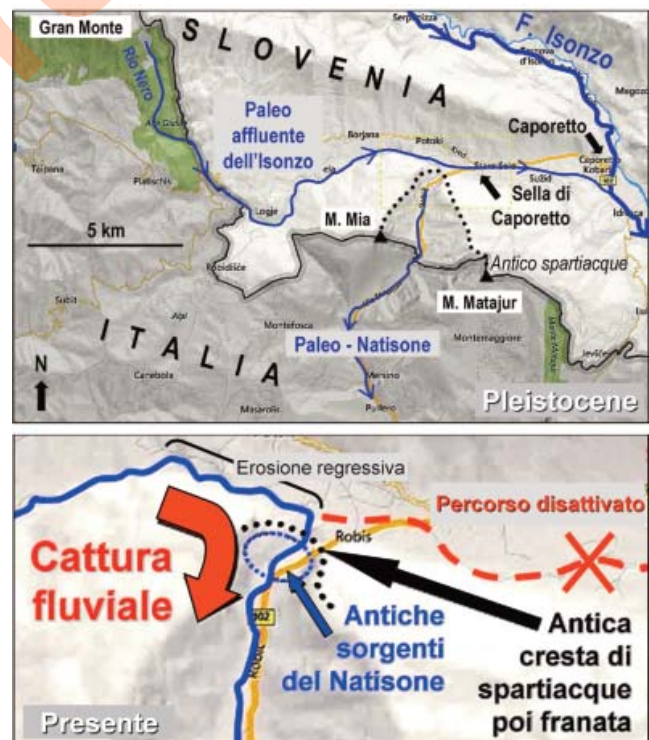


Fig. 9 - Settore dell'alto Fiume Natisone. Cattura fluviale operata dal paleo-Natisone che nel Pleistocene ha intercettato il Rio Nero, paleo-affluente del Fiume Isonzo.

- Upper Natisone River sector. River capture was made by the paleo-Natisone that in the Pleistocene times intercepted the Rio Nero, paleo-tributary of the River Isonzo.

ultimo terzo di percorso scorre in territorio italiano, entrandovi a Gorizia e sfociando in Adriatico. Il Fiume Natisone invece nasce in Italia, dal Gran Monte con una sua propaggine denominata Rio Nero; dopo qualche chilometro attraversa il confine sloveno scorrendo lungo la parte iniziale di una vallata glaciale orientata W-E che finisce per innestarsi in quella, ancor più ampia, del Fiume Isonzo. È a metà di questa vallata che il Natisone, invece di proseguire verso il vicino Isonzo, distante 6 km, con un'improvvisa curva a gomito di oltre 90° si dirige verso S, rientrando poco oltre in territorio italiano. Le relative acque finiranno per confluire in quelle del Fiume Isonzo, ma a una decina di chilometri dalla sua foce in Adriatico.

La situazione montana del Fiume Natisone un tempo era sostanzialmente differente. Esistevano due corsi d'acqua distinti, separati da uno spartiacque roccioso che i periodici transiti glaciali avevano reso sempre più instabile e precario. Il sottile diaframma era conformato a conca e univa le cime dei Monti Mia e Matajur. Fino ad un imprecisabile Pleistocene inf.-medio la conca rocciosa, aperta verso S, ospitava ancora le sorgenti del paleo-Natisone (Fig. 9).

Oltre tale limite orografico si sviluppava il bacino idrografico dell'alto Isonzo. La zona sorgentizia dell'odierno Fiume Natisone a quei tempi apparteneva ad un affluente destro dell'alto Isonzo (Rio Nero). Le sue acque, scaturendo dal Gran Monte, vi confluivano percorrendo l'intera vallata glaciale orientata W-E.

Anche questa volta, come in altri casi di cattura, fu verosimilmente il cedimento del diaframma roccioso conformato a conca a suggerire un invito ai successivi scorrimenti glaciali. Questi, come prima conseguenza, ampliarono le morfologie creando dei validi presupposti per un'erosione delle acque di superficie. Negli interglaciali l'erosione regressiva del paleo-Natisone, risalendo verso monte, in breve intercettò il corso dell'affluente dell'alto Isonzo, producendo la significativa curva a gomito verso S. Da quell'imprecisato istante un tratto di vallata orientata W-E, lungo 6 km (Sella di Caporetto), è rimasto privo di deflussi superficiali (Fig. 9). Le sorgenti e il primo tratto del Rio Nero, una volta

catturati dal paleo-Natisone, sono diventati a tutti gli effetti l'alto corso dell'odierno Fiume Natisone.

3. - LAGHI DI SBARRAMENTO IN CONTESTI DI FONDOVALLE

L'alto Friuli si dimostra una sorta di manuale di riferimento anche per lo studio degli invasi lacustri prodotti da ostacoli naturali posizionati lungo segmenti di fondovalle. Si tratta di laghi per lo più estinti, con età che spaziano dal tardo Miocene - Pliocene inf. al Pleistocene - Olocene. Questi ultimi rappresentano la grande maggioranza.

Le tipologie di invaso lacustre di fondovalle possono essere distinte in base alla natura dell'ostacolo posto a blocco dei deflussi (Fig. 10). Una parte degli sbarramenti lacustri si è generata durante le fasi di ritiro dei ghiacci. Più in particolare si riconoscono laghi connessi alla presenza di archi morenici riconducibili tanto all'acme würmiano, quanto ai successivi stadi tardo-würmiani.

Nel territorio qui considerato i primi si posizionano di norma esternamente al limite delle Prealpi, ovvero in un contesto di alta pianura prossimale, mentre i secondi si concentrano nelle fasce montane più interne, con un limite delle nevi perenni che da circa 1300 m (Würm) si era ormai attestato tra 1750 m e gli oltre 2000 m (stadiali tardo-würmiani; VENTURINI, 2003; DISCENZA, 2004). Oggi, nei settori qui considerati, il limite delle nevi perenni si colloca intorno a 2600 m di quota.

Durante la fase di deglaciazione würmiana si realizza un'altra tipologia di sbarramenti, anch'essa connessa direttamente al glacialismo. Sono le stesse masse di ghiaccio delle lingue glaciali principali che, durante la fase di rapido ritiro (circa 18.000 anni fa), hanno localmente bloccato i deflussi laterali provenienti da settori montani già deglaciati a motivo delle loro quote meno elevate.

Ulteriori tipologie di invasi lacustri, esclusive di contesti intramontani, sono tipiche dei fondovalle privi di coperture glaciali. Potenziali ostacoli ai deflussi possono allora risultare tanto la

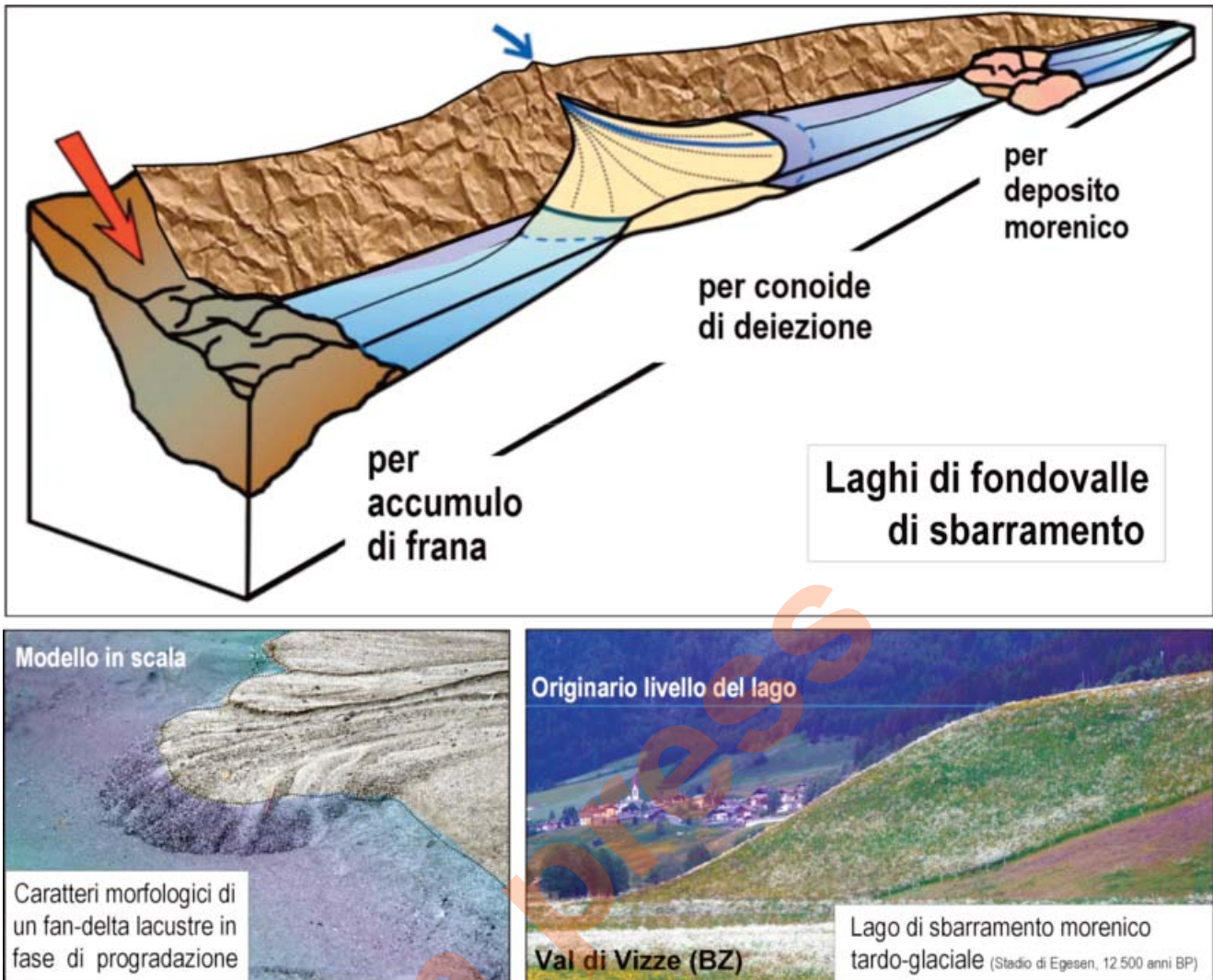


Fig. 10 - Sopra - Tre delle quattro tipologie di sbarramento in grado di generare invasi lacustri nei fondovalle. Sotto - Geometrie dei corpi deltizi di riempimento lacustre (fan-delta), nelle loro porzioni emerse e sommerse. Lo svuotamento improvviso del lago ha consentito la 'fossilizzazione' di una limitata parte del riempimento lacustre, preservato fortunatamente dall'erosione fluviale. (Da ASTORI & VENTURINI, 2012).

- Above - Three of the four types of barrier capable of generating lake in the valley floor. Below - Geometries of the lacustrine deltaic bodies (fan-delta), both emerged and submerged. The sudden emptying of this lake (about 12.500 years ago) has allowed the 'fossilization' of a limited part of the lake filling, fortunately preserved by the river erosion. (From ASTORI & VENTURINI, 2012).

progradazione rapida di un conoide di deiezione quanto e soprattutto un evento franoso il cui consistente accumulo raggiunge in tempi istantanei il fondovalle. Si ricorda che spesso (seppure con debite eccezioni; VENTURINI *et alii*, 2004b) i conoidi di deiezione nei contesti alpini hanno avuto il loro massimo sviluppo al termine della deglaciazione würmiana, quando per molto tempo il territorio restò privo di una stabile (e stabilizzante) copertura vegetale.

Per quanto riguarda le frane (qui pressoché tutte di materiale lapideo del substrato) le ragioni

d'innesco sono sempre molteplici e talvolta agiscono in sinergia. Dal decaricamento glaciale, alle faglie attive con scosse sismiche locali, alla piovosità concentrata, all'assetto a franappoggio delle successioni instabili. Sulla base della natura dell'accumulo che ha propiziato il blocco dei deflussi si possono distinguere invasi di sbarramento per *i*) deposito morenico (3.2, 3-4), *ii*) parete di ghiaccio (3.2, 2), *iii*) conoide di deiezione (3.2, 6) e *iv*) accumulo di frana (3.2, 1-5-7).

Ogni tipologia sarà commentata attraverso degli esempi scelti tra i più rappresentativi.

3.1. - ANATOMIA DEI RIEMPIMENTI LACUSTRI

Prima di analizzare sinteticamente le singole tipologie di invaso basate sulla natura dell'ostacolo ai deflussi è utile soffermarsi su un peculiare esempio di riempimento lacustre. Nella sua perfetta esposizione sintetizza le modalità di deposizione di gran parte dei laghi intramontani di fondovalle, qualsiasi possa essere la ragione della loro genesi.

Nel sito di Ponte Racli, presso Meduno (PN), lungo una parete rocciosa verticale è perfettamente esposta l'anatomia di un riempimento lacustre di presunta età tardo miocenica - pliocenica inferiore (Venturini *et alii*, 2013). Sono immediatamente riconoscibili i conglomerati clinostratificati – ossia generati inclinati all'origine – espressione del delta sommerso in progressiva avanzata (verso destra in

Fig. 11). Ogni banco clinostratificato passa inferiormente a un sottile livello di limi, temporalmente corrispondente. Rappresentano il deposito di fondo lacustre costituito dalle particelle più fini che, durante le piene fluviali, intorbidano le acque per poi decantare. Durante la vita del lago, nelle sue porzioni sommerse più lontane dall'immissario, costituiranno per molto tempo l'unica tipologia di apporto.

A sua volta, ogni banco clinostratificato passa lateralmente anche a un coevo banco conglomeratico a debole inclinazione. È quest'ultima l'unica porzione 'visibile' del deposito deltizio-lacustre, ovvero la sua parte emersa. Ad ogni avanzata del delta emerso (banco suborizzontale) corrisponde una parallela progredazione della porzione sommersa (banco clinostratificato) e un minimo ispessimento del

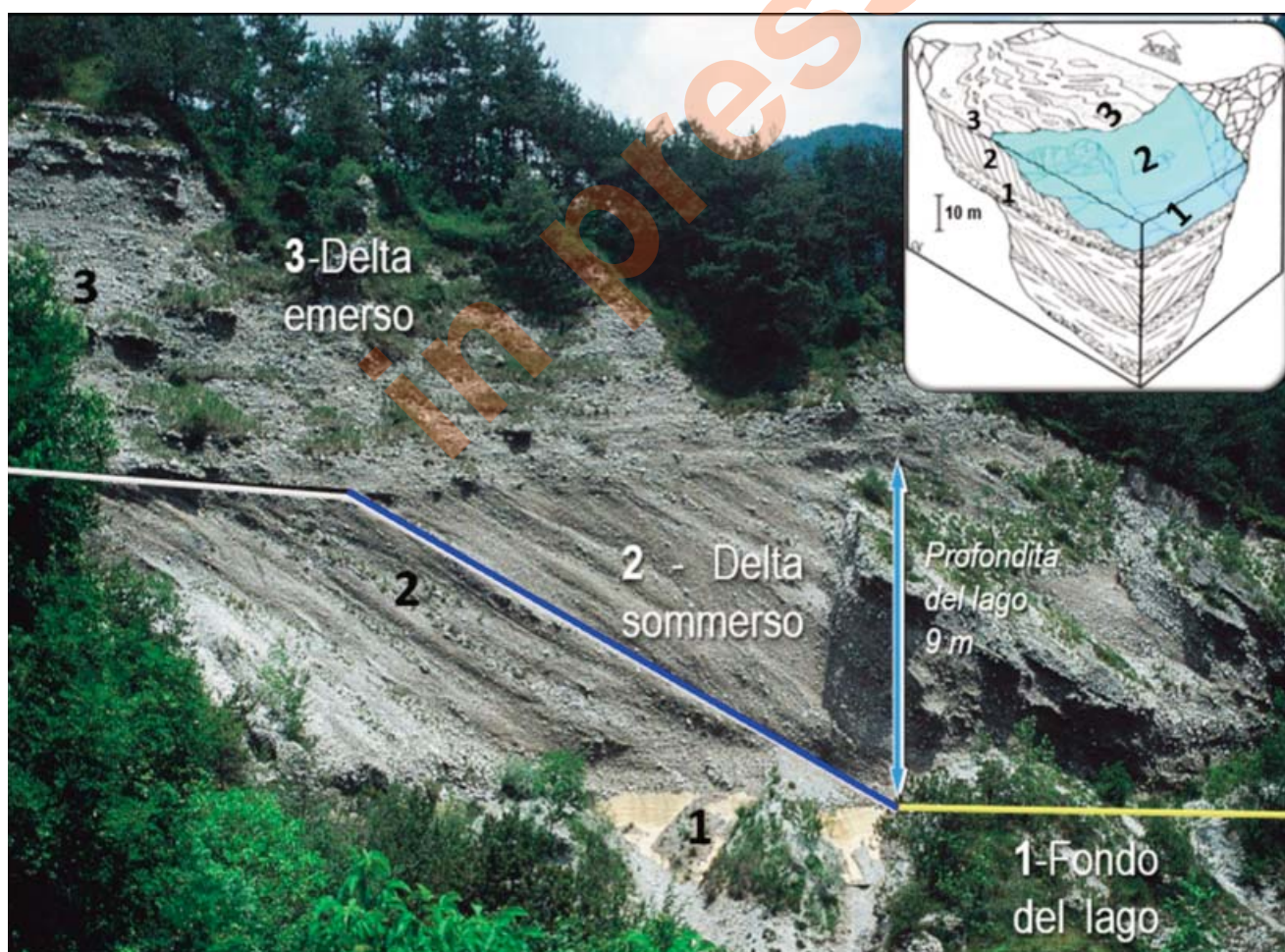


Fig. 11 - Associazione di facies (1,2,3) comune nei depositi di riempimento lacustre grossolano (fan-delta).
- Facies association (1,2,3) characteristic in coarse lake filling deposits (fan-delta).

deposito limoso di fondo lago.

Nella sezione proposta da questo affioramento (Fig. 11), ogni rapida transizione tra un banco conglomeratico suborizzontale (emerso) e il suo corrispondente clinostratificato (sommerso) coincide con la posizione della linea di riva deltizia in un preciso istante temporale. Anch'essa, valutata nelle coordinate spazio-temporali, mostra un evidente e regolare spostamento verso destra, il centro del lago.

Ogni riempimento di invaso lacustre, tanto presente quanto passato, è dunque caratterizzato – come nell'esempio di figura 11 – dalla sovrapposizione nel tempo e nello spazio di tre diverse tipologie di depositi (*facies*). Tali *facies* (di delta emerso, di delta sommerso e

di fondo lago), in ogni istante temporale sono anche in contatto laterale. Ovvero passano l'una all'altra e all'altra ancora in modo continuo, testimoniando con questo la coesistenza di ambienti differenti e contemporanei (HORTON & SCHMITT, 1996).

Come corollario è interessante aggiungere che le caratteristiche tessiturali del deposito intermedio (delta sommerso) – intese come le dimensioni dei costituenti, l'organizzazione interna dei banchi stratificati,... – possono variare se l'apporto proviene da versanti ripidi, collocati a breve distanza dall'invaso lacustre stesso e se, ancor di più, le pendici in erosione sono rivestite da abbondanti limi (ad es. rappresentati da depositi morenici di fondo). Tali eventualità producono processi di colata

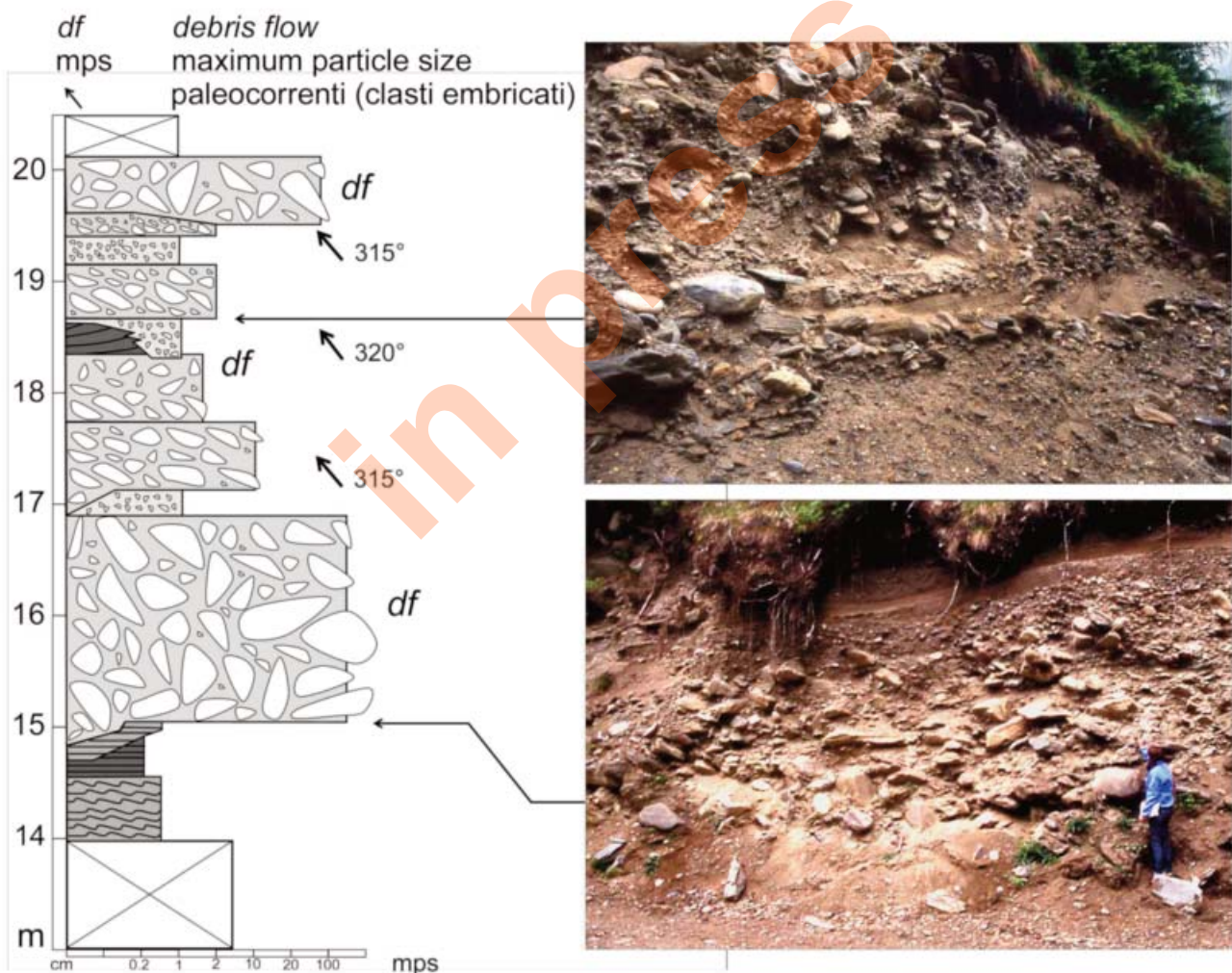


Fig. 12 - Val di Vizze (Vipiteno, BZ). Depositi di fan-delta subacqueo caratterizzati da trasporti in massa (colate, debris flow - df). Riempimento di un piccolo lago dovuto a sbarramento glaciale (kame). (Da ASTORI & VENTURINI, 2012).

- Val di Vizze (Vipiteno, BZ). Underwater fan-delta deposits characterized by mass transport (debris flow - df). This is part of a filling of a small lake due to ice barrier (Kame). (From ASTORI & VENTURINI, 2012).

subacquea con flussi particolarmente densi. I relativi depositi si caratterizzano per le dimensioni molto eterogenee degli elementi e per un'evidente mancanza di organizzazione interna degli strati/banchi (Fig. 12).

3.2. - ESTINZIONE DEI LAGHI DI SBARRAMENTO

La gran parte degli invasi lacustri qui considerati si è estinta a distanza di secoli o perfino millenni dalla relativa genesi. Altri, ma sono la minoranza, resistono tuttora. Difficile prevederne i tempi di sopravvivenza; resta la certezza della loro futura scomparsa. In Friuli sono ancora presenti due laghi di ampia superficie (Lago di Cavazzo e Lago del Predil) generati da ostacoli morenici.

Alla fase di riempimento lacustre, totale o parziale, quasi sempre fa seguito una fase erosiva, spesso intensa, mai totale (Fig. 13). Attraverso le geometrie dei depositi deltizio-lacustri, valutate necessariamente nei volumi risparmiati dall'erosione,

nonché delle rispettive tessiture e dei contenuti vegetali (^{14}C), è quasi sempre possibile ricostruire nei particolari la relativa storia deposizionale.

Inoltre, dall'analisi comparata delle morfologie negative (erosioni) che hanno interessato i depositi di riempimento è possibile comprendere l'evoluzione di quei medesimi segmenti vallivi contemporaneamente o subito dopo l'estinzione del lago.

3.3. - ESEMPI FRIULANI DI LAGHI DI SBARRAMENTO

Dopo avere compreso le modalità con le quali si realizza il riempimento (e la cannibalizzazione) di un invaso lacustre (Fig. 13) è il momento di proporre degli esempi. Saranno distinti sulla base delle differenti tipologie di sbarramento naturale dei deflussi e verranno elencati e discussi in ordine cronologico di comparsa e sviluppo. Saranno esposti sinteticamente gli effetti abbandonati sul territorio al fine di ripercorrerne le tappe evolutive.

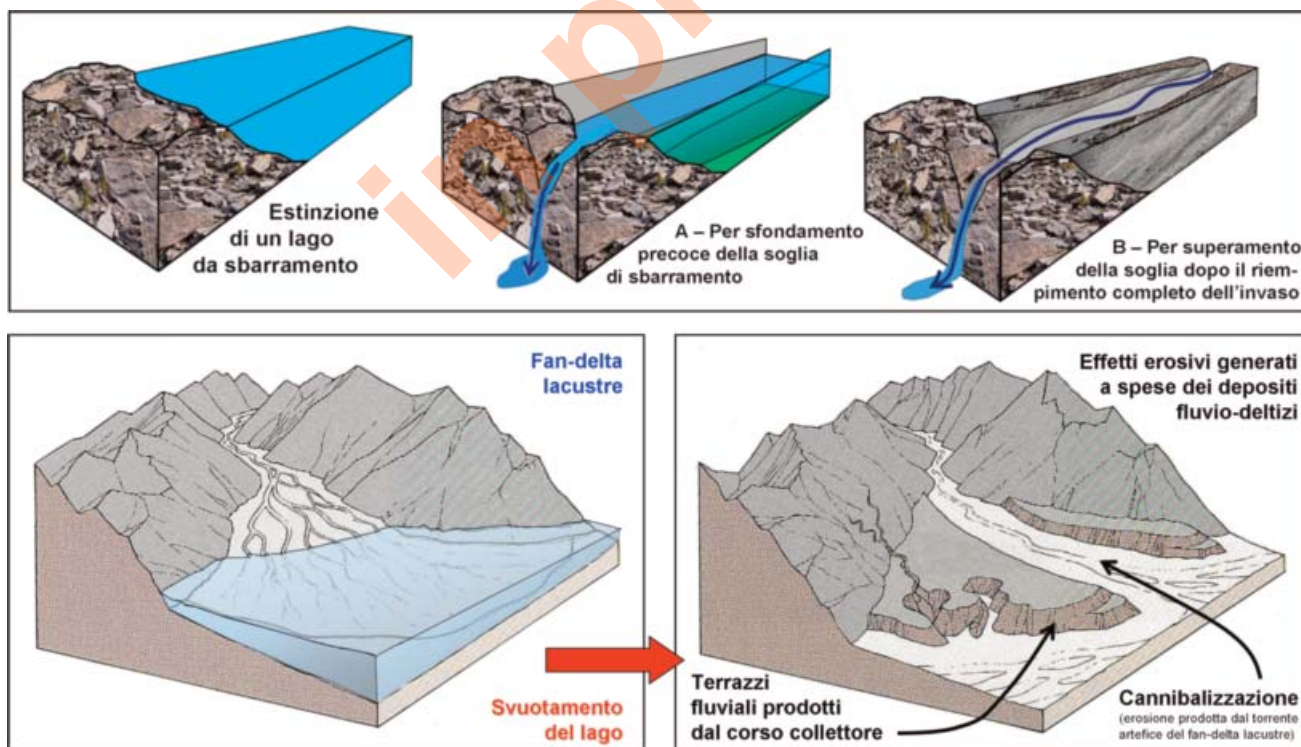


Fig. 13 - Sopra - Modalità di estinzione di un invaso lacustre per erosione del deposito di sbarramento. Sotto - Effetti erosivi innescati nei depositi di riempimento lacustre al rapido variare del livello di base locale connesso allo svuotamento dell'invaso.

- Above - Mode of extinction of a lake for erosion of the barrier deposit. Below - Erosive effects triggered in lake filling deposits due to the rapid variation of the local base level associated with the emptying of the reservoir.

3.3.1. - LAGO DI CORNINO - PER ACCUMULO DI FRANA SU RESIDUO GLACIALE - (1)

Il Lago di Cornino è uno specchio lacustre subcircolare di estensione e profondità modeste (diametro 140 m; spessore d'acqua 8 m). Risulta alimentato da una esclusiva circolazione idrica sotterranea che l'ha preservato da un inevitabile, rapido interrimento. E' un vaso molto particolare il cui aspetto e caratteristiche sono rimaste immutate dall'epoca della sua formazione, risalente con tutta probabilità alla deglaciazione würmiana (18.000 anni fa).

Le sue peculiarità riguardano la genesi *border line* che ha beneficiato di un accumulo di frana unitamente a un fondamentale contributo del glacialismo würmiano. L'eterogeneo corpo di frana, alto alcune decine di metri, si presenta totalmente scostato dalla base della ripida parete rocciosa sede del distacco. Tra quest'ultima e l'ammasso di frana si colloca l'invaso, in posizione depressa (Fig. 14).

La ragione di questa anomala posizione dell'accumulo può trovare giustificazione se si ipotizza che, contro il recesso della parete rocciosa fosse ancora presente un residuo glaciale/nivale oltrepassato dall'occasionale ammasso di frana. Pur nelle modeste dimensioni del fenomeno e dei suoi effetti, l'accumulo potrebbe corrispondere geneticamente alle cosiddette *marocche*, frane che si scaricano su coltri e lingue di ghiaccio.

Il Lago di Cornino potrebbe infine essere definito un invaso *kettle*, ossia generato dopo la fusione di una massa di ghiaccio, che qui è stata sostituita da acque alimentate da una duplice circolazione sotterranea. Derivano tanto dalla falda del Tagliamento, il cui greto è sopraelevato rispetto al fondo del lago, quanto da una circolazione carsica sviluppata nel retrostante massiccio calcareo del M. Prat.

3.3.2. - PALEO-LAGO DI ILLEGIO - PER 'PARETE DI GHIACCIO' (DEGLACIAZIONE WÜRMIANA) - (2)

Durante il ritiro delle ampie lingue glaciali würmiane i depositi lacustri di contatto glaciale (*kame*) sono stati vari, distribuiti dalla Carnia al Tarvisiano. La loro caratteristica odierna è quella di

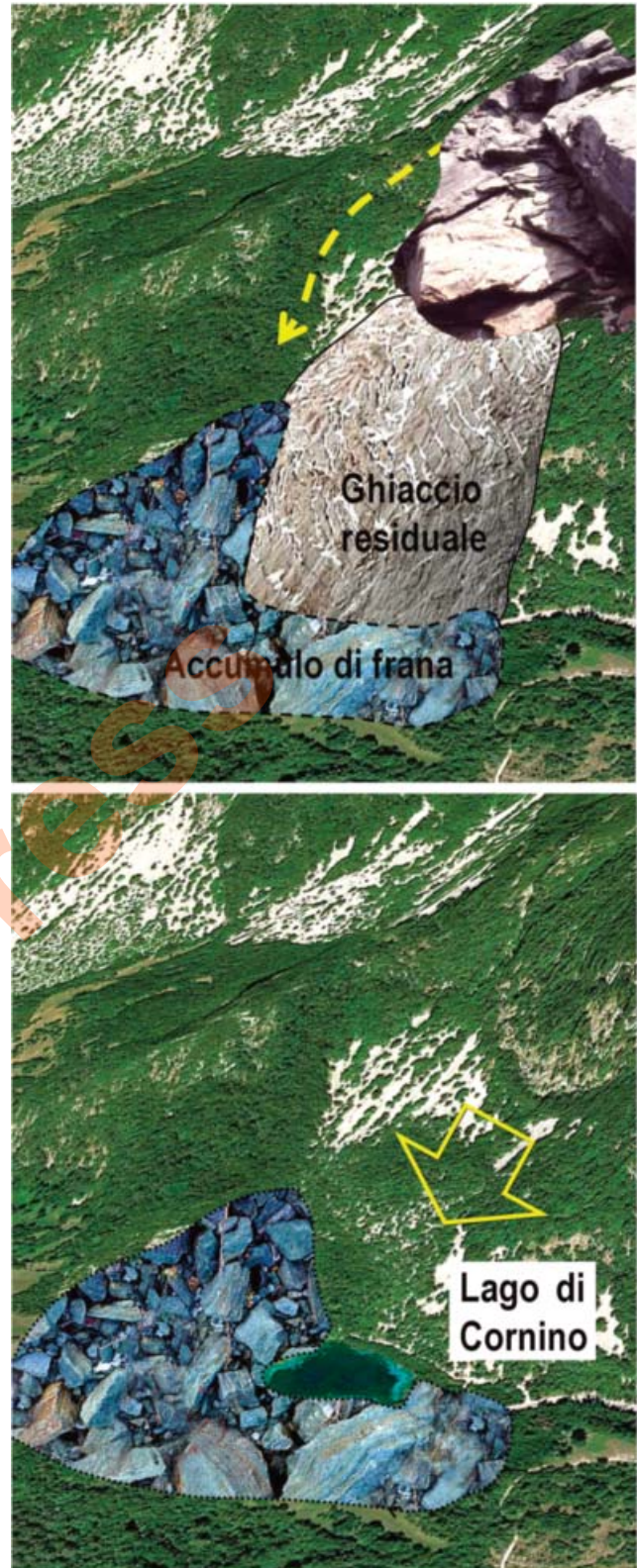


Fig. 14 - Lago di Cornino (PN). Possibile interpretazione genetica per questo particolare lago collocato tra un corpo di frana e una parete rocciosa. I depositi detritici di versante (con freccia sovrapposta) sono chiaramente successivi e con tutta probabilità hanno ridotto l'estensione originaria del modesto ma spettacolare invaso. - Cornino Lake (PN). Possible genetic interpretation for this particular lake located between a landslide body and a rocky wall. The slope debris deposits (with arrow) are clearly successive and most likely have reduced the original extent of the modest but spectacular reservoir.

formare estese piane, spesso prative, intaccate da profonde incisioni torrentizie. Le intense erosioni si sono innescate precocemente, al ritiro verso monte della parete di ghiaccio che fungeva da parziale blocco dei deflussi (parte di essi si infiltravano sotto la massa glaciale).

Tra questa tipologia di paleo-laghi il più ampio è stato senza dubbio quello di Tarvisio (Fig. 1). Occupava un'area di alcuni km² e il suo sbarramento era favorito dalla lingua glaciale che scorreva lungo l'ampia Gailtal, in Austria, sede di un segmento della Faglia Insubrica. Fu Gortani (1936) a darcene testimonianza fornendo un'interpretazione per i numerosi rinvenimenti di elevati spessori di limi laminati di fondo lago (Cap. 3.1) presenti in molti settori della conca tarvisiana. Conca che tra l'altro dimostra di avere ospitato invasi lacustri in più occasioni durante l'avvicinarsi periodico di condizioni interglaciali.

Tra questa tipologia di laghi il più interessante, per i suoi chiari caratteri evolutivi, è il paleo-Lago di Illegio (GORTANI, 1920), situato a monte di Tolmezzo nel cuore delle Alpi Carniche (Fig. 15). Il suo riempimento, visibile lungo le profonde incisioni torrentizie, ripropone la successione verticale delle tre *facies* descritte nel Cap. 3.1 (paleo-Lago di Ponte Racli). Su base indiziaria è possibile stabilire l'età di questo riempimento lacustre, coincidente con il rapido disgelo würmiano (circa 18.000 anni fa) e stabilirne la presunta durata (pochi secoli), con probabili tassi di sedimentazione intorno a 10 cm/a. La sua estensione massima si approssimava al km².

Il ritiro verso monte della lingua glaciale della Valle del Bût, alimentata dai rilievi più elevati del settore carnico (quasi 2800 m), finì per esporre all'erosione torrentizia il deposito lacustre (Fig. 15). L'incisione del Rio Frondizzon ha ereditato la serie di meandri con i quali il corso stesso divagava nella piana alluvionale, espressione ultima della fase di riempimento lacustre (ghiaie suborizzontali).

L'erosione – ancora in atto – nel tentativo di ristabilire per il Rio Frondizzon un profilo d'equilibrio, ha eliminato oltre metà del riempimento lacustre di età pleistocenica superiore.

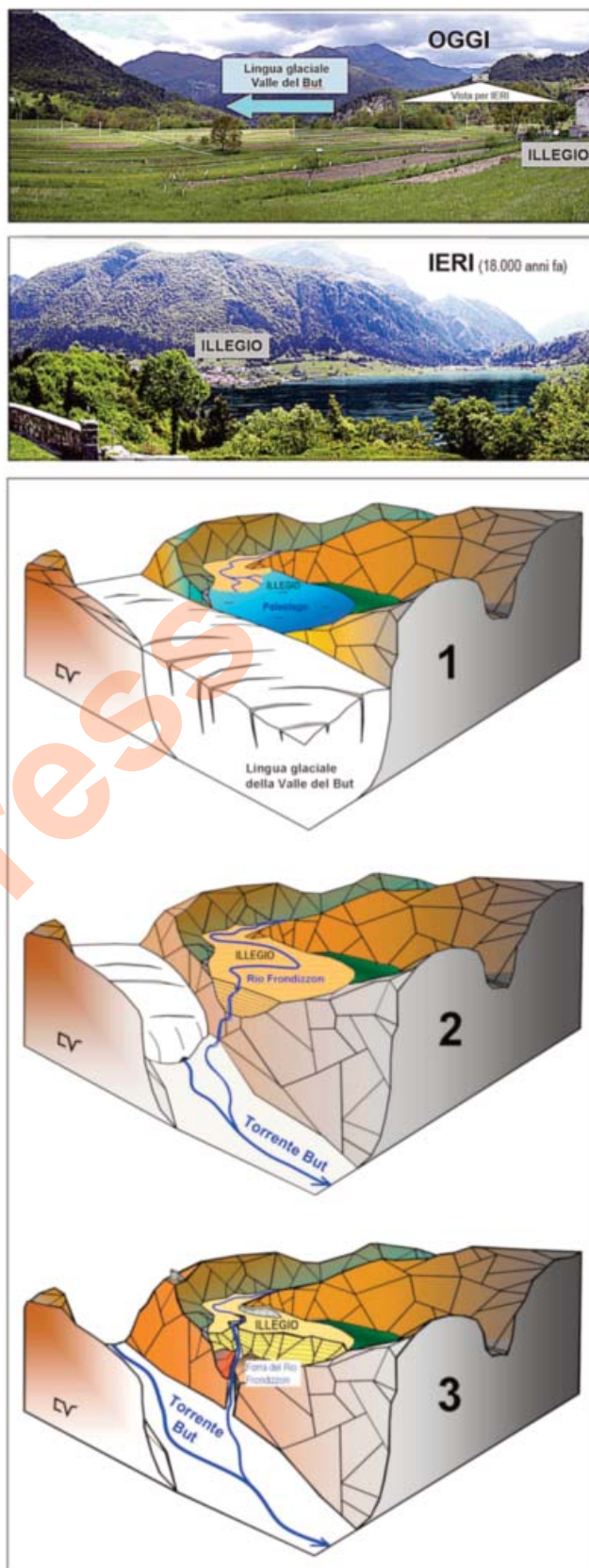


Fig. 15 - Tappe evolutive del paleo-Lago di Illegio durante la fase di deglaciazione würmiana.

- Evolutionary stages of the Illegio paleo-Lake during the Würmian deglaciation.

L'approfondimento verticale del corso ha intaccato anche il substrato calcareo triassico, molto fratturato, scavandovi una forra nel suo tratto più distale. All'incisione ha sicuramente contribuito l'abrasione meccanica dovuta all'enorme carico detritico grossolano mobilizzato dall'erosione torrentizia.

Il dislivello tra la superficie morfologica della Piana di Illegio e il fondovalle, percorso dal collettore Torrente Bût, è attualmente di 200 m. Al tempo del completo ritiro della lingua glaciale da questo settore, la Valle del Bût risultava ancora priva di alluvioni. Da prospezioni geoelettriche il salto reale del Rio Frondizzon verso la confluenza nel Torrente Bût era inizialmente di oltre 260 m.

3.3.3. - LAGHI DI FUSINE - PER DEPOSITO MORENICO (TARDO-GLACIALE WÜRMIANO) - (3)

Questo esempio riguarda una serie di ravvicinati bacini lacustri prodotti da sbarramenti di origine morenica presenti nel territorio tarvisiano. Non dimentichiamo che questa tipologia di ostacoli (archi morenici) connessa al glacialismo alpino, in genere dà origine ad ampi invasi ubicati anche nelle aree

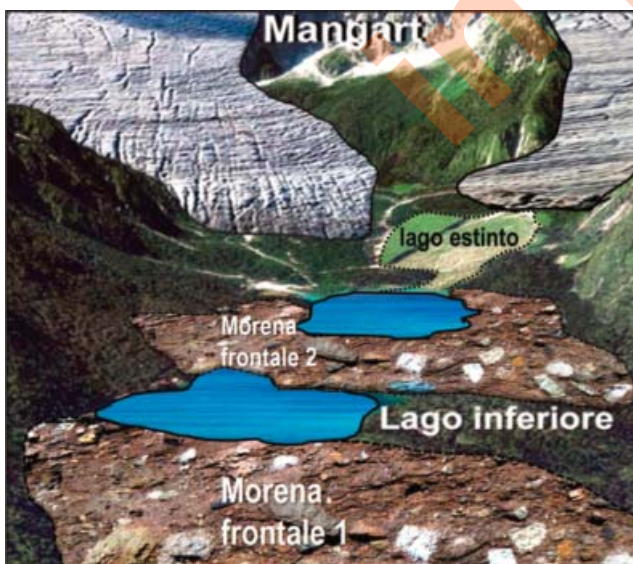


Fig. 16 - Laghi di Fusine (Tarvisiano). La ricostruzione mette in evidenza la posizione degli originari archi morenici tarso-würmiani e degli invasi lacustri, due dei quali ancora attivi.

- *Fusine Lakes (Tarvisiano). The reconstruction highlights the positions of the original late-Würmian morainic deposits and those of the lakes, two of which are still active.*

intermoreniche degli anfiteatri delle alte pianure.

Ad esempio, per i territori del Nord-Est si possono citare i depositi di riempimento di un vasto paleo-lago che occupava l'attuale Piana di Osoppo, sviluppata a ridosso dell'omonimo abitato (Fig. 1). Il lago si estendeva sul retro delle ultime morene recessionali dell'anfiteatro tilaventino e la sua formazione ha accompagnato la fase di rapida deglaciazione würmiana (18.000 anni fa). Dopo il completo riempimento lacustre il settore si è trasformato in una piana emersa, oggi a vocazione mista, agricola e di insediamento industriale.

Un'altra numerosa serie di laghi connessi a sbarramento morenico è quella relegata nei territori di media montagna e che è caratterizzata da età comprese tra 15.000 e 12.000 anni fa. Sono accumuli formati durante quello che può essere definito come il 'colpo di coda' del Glaciale Würm, ovvero il tarso-glaciale würmiano.

I Laghi di Fusine, collocati nel Tarvisiano presso il confine sloveno, sono tuttora attivi e consentono la frequentazione diretta degli ostacoli morenici (Fig. 16), oggi rivestiti da una fitta foresta di conifere attraversata da una rete di sentieri. I due invasi si sono generati intorno a 14-13.000 anni fa e si collocano in successione, a quote leggermente differenti (924 e 927 m). Li racchiude la spettacolare giogaia calcareo-dolomitica del M. Mangart (2677 m).

Il Lago superiore risente di una progressiva, seppur lentissima avanzata degli apporti detritici dell'unico immissario, attivo solo in periodi di intensa e concentrata piovosità. Valutando le evidenze morfologiche del settore (FIGUS & FINOCCHIARO, 2009) si ricava la presenza dei resti di un terzo lago, collocato a breve distanza da quello superiore. E' estinto da tempo e lo sostituisce un'ampia radura erbosa pianeggiante che ne sottolinea l'ultima fase, quella di riempimento. In origine questo terzo invaso era collegato a quello sottostante e il suo riempimento ha preservato il Lago superiore da un rapido interrimento. Il Lago inferiore, racchiuso tra due successivi cordoni morenici, fotografa la situazione tarso-glaciale mantenutasi tale grazie a una circolazione idrica esclusivamente sotterranea.

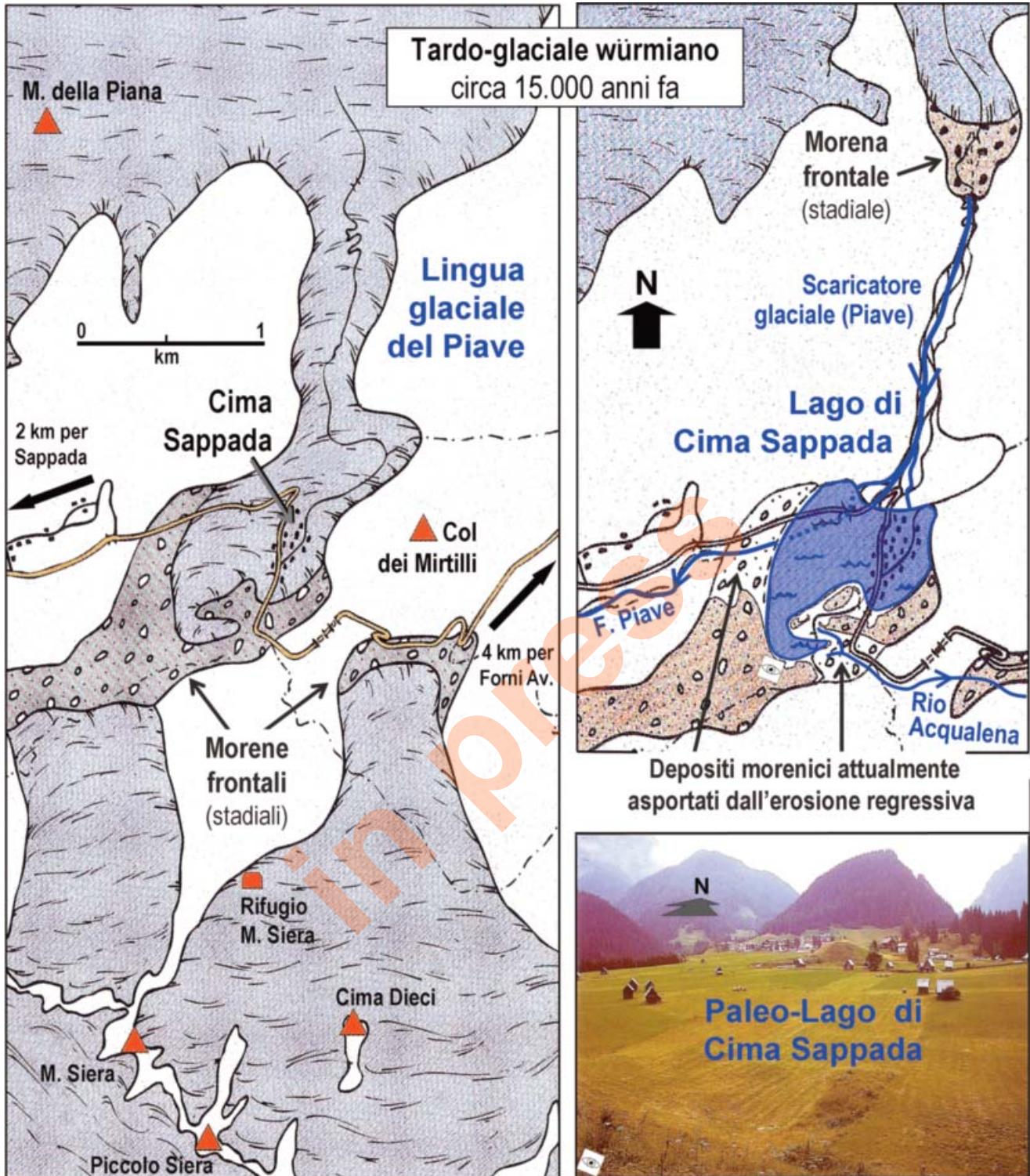


Fig. 17 - A sinistra - Distribuzione delle lingue tardo-glaciali würmiane nel settore di Cima Sappada. A destra - Posizione del paleo-lago omonimo generato al ritiro della lingua glaciale del Piave. (Da VENTURINI *et alii*, 2009).
 - Left - Distribution of the Late Würmian glacial tongues in the Cima Sappada sector. Right - Position of the Cima Sappada paleo-lake generated at the withdrawal of the Piave glacial tongue. (From VENTURINI *et alii*, 2009).

Questi depositi morenici frontali con funzione di sbarramento lacustre, congiuntamente ad ulteriori depositi simili situati a quote inferiori (il più basso si riscontra a quota 760 m), testimoniano il susseguirsi temporale delle fasi di ritiro e periodico stazionamento della relativa lingua tardo-glaciale della conca del M. Mangart.

3.3.4. - PALEO-LAGO DI CIMA SAPPADA - PER DEPOSITO MORENICO (TARDO-GLACIALE WÜRMIANO) - (4)

Il settore di Cima Sappada, ubicato a 1300 m di quota tra gli abitati di Sappada e Forni Avoltri, conserva delle particolari morfologie. Sono tutte riconducibili alla genesi di un invaso lacustre da sbarramento morenico tardo-würmiano (Fig. 17), colmato e poi cannibalizzato, ovvero inciso e parzialmente eliminato nei suoi depositi dall'azione erosiva di quello stesso corso d'acqua che ne aveva propiziato il riempimento.

Il corso d'acqua protagonista delle varie tappe evolutive di questo settore è il Fiume Piave, con il suo segmento più prossimale. L'ostacolo morenico fu abbandonato presumibilmente intorno a 15-14.000 anni fa, durante una fase di stazionamento della lingua glaciale tardo-würmiana che occupava l'alta Valle del Piave (VENTURINI *et alii*, 2009). In origine, l'arco morenico aveva una continuità laterale oggi interrotta dall'incisione (50 m) del Fiume Piave. Il deposito morenico in origine si raccordava ai contrafforti rocciosi presenti in destra idrografica mentre, verso S, ancor oggi si salda alle pendici medio-triassiche del M. Siera. Procedendo verso E si appoggiava ai rilievi montonati di età ladinica, formando nell'insieme un ostacolo naturale al deflusso delle acque del Piave (Fig. 17).

Facendo riferimento ai processi di modificazione del reticolo idrografico (Cap. 2), questo settore è indiziato come prossimo potenziale evento di cattura fluviale relativo ai territori di Nord-Est. La cattura avverrebbe per erosione regressiva (già in atto) del Rio Acqualena che, incidendo in profondità il deposito del paleo-Lago di Cima Sappada e del relativo substrato triassico, finirebbe per intercettare il corso dello stesso Fiume Piave (Fig. 17).

Come conseguenza, il ramo sorgentizio di quest'ultimo, lungo 6 km, verrebbe deviato verso il Tagliamento.

3.3.5. - PALEO-LAGO DI SUTRIO E PALUZZA - PER ACCUMULO DI FRANA - (5)

Il paleo-Lago di Sutrio e Paluzza costituisce un evidente esempio di invaso per sbarramento da frana, estintosi per riempimento. Ad esso è seguito il terrazzamento dei relativi depositi.

Tanto si è scritto in merito (GORTANI, 1920; MARTINIS, 1979; VENTURINI *et alii*, 2004b; VENTURINI, 2011) e qui saranno sinteticamente ricordate le principali tappe evolutive di questo sito. L'invaso era ubicato nella media Valle del Torrente Bût, a N di Tolmezzo. Occupava un'area di 6 km² e avrebbe oggi pressoché interamente sommerso, con una profondità di 100 m, gli abitati di Sutrio, Cercivento e Paluzza assieme ai centri minori di Priola e Noiaris. La posizione dell'imponente accumulo di frana si collocava nell'odierno spazio tra quest'ultimo e il paese di Piano d'Arta. Attualmente non c'è evidenza diretta dei resti di tale ostacolo. Si presume giacciono sepolti sotto al più recente Conoide del Rio Randice (Cap. 3.2.6), oggi non più attivo e parzialmente interessato dall'espansione urbana di Piano d'Arta.

Il substrato franato è dato da successioni triassiche a prevalente stratificazione sottile, pervase da intima fratturazione e accompagnate a ridotti volumi di carbonati massicci. Si può desumere che l'ammasso, frantumatosi ulteriormente lungo gli oltre 2 km di trasferimento verso il fondovalle, abbia generato un ostacolo compatto, paragonabile ad una sorta di diga in terra. L'accumulo ha garantito la sopravvivenza del lago per circa 5000 anni, fino al suo completo riempimento (VENTURINI *et alii*, 2004b).

I relativi depositi deltizio-lacustri (limi, sabbie e ghiaie) oggi appaiono profondamente incisi e terrazzati. Sono 11 gli ordini di terrazzi censiti di cui il maggiore e ben percepibile (20-25 m di scarpata) è riconoscibile a N di Sutrio, a Cercivento e a Paluzza.

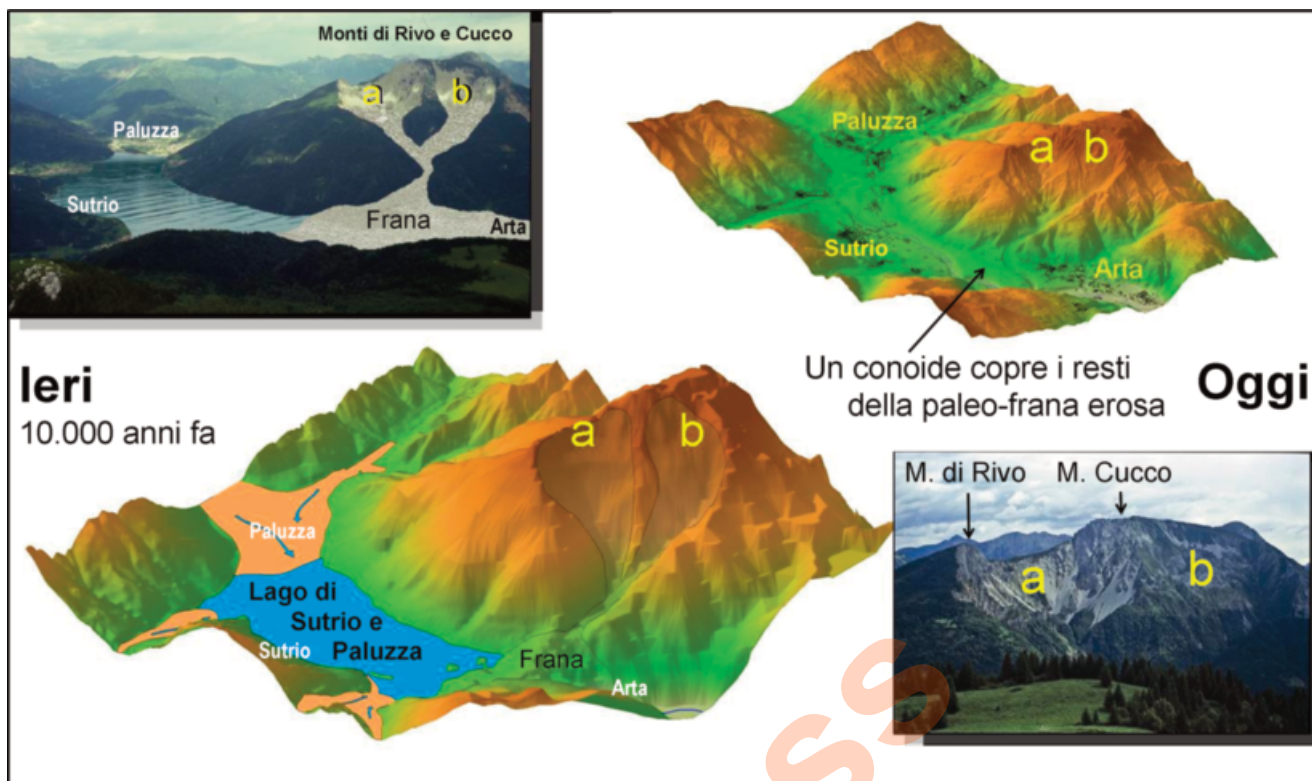


Fig. 18 - Settore del medio Torrente Bût. Confronto tra la situazione olocenica precoce e quella odierna. Il Sud è verso destra in basso.
 - Sector of the Middle Bût Creek. Comparison between the early Holocene situation and the present one. The South is to the right down.

Successione degli eventi.

i) 10.000 anni fa. Doppio franamento (presumibilmente contemporaneo) dei versanti meridionali degli attigui Monti di Rivo e Cucco (Fig. 18). Volume complessivo franato: circa 50 milioni di m³. Il corpo di frana si assesta nel fondovalle e in parte intasa la zona di trasferimento (futuro Rio Randice). L'improvviso sbarramento (altezza minima 100 m) blocca i deflussi del Torrente Bût e dei suoi affluenti. Si genera il Lago di Sutrio e Paluzza (6 km² di superficie; quota dell'invaso 600 m s.l.m., progressivamente riempito da apporti clastici limoso-sabbiosi e in subordinate ghiaiosi.

ii) 5.000 anni fa. Estinzione dell'invaso lacustre per colmamento. L'intero lago è trasformato in una vasta piana alluvionale. Le acque del Torrente Bût valicano l'ostacolo di frana e ne scendono il lato frontale acquistando velocità (Fig. 13). Si genera una rapida erosione regressiva che, oltre ad eliminare gran parte dell'accumulo di frana e scalzare i detriti rocciosi presenti lungo il corso del Rio Randice, produce una serie di terrazzi fluviali a spese del potente

riempimento deltizio-lacustre.

Con questo evento termina la storia evolutiva del paleo-Lago di Sutrio e Paluzza. Da questo momento in poi inizierà un capitolo completamente differente. Col tempo prenderà corpo un secondo invaso lacustre di fondovalle la cui origine sarà ancora una volta motivata dal formarsi di un ostacolo. Non sarà più da sbarramento per accumulo di frana, ma connessa all'avanzamento di un conoide di deiezione (Cap. 3.2.6).

3.3.6. - LAGO DI SOANDRI - PER CONOIDE DI DEIEZIONE - (6)

Le vicende di questo lago, anch'esso estinto, si ricollegano a quelle del precedente paleo-Lago di Sutrio e Paluzza (Cap. 3.2.5) e ne costituiscono l'ultima e più recente tappa evolutiva.

La memoria storica degli abitanti della media Valle del Bût ne tramanda l'esistenza attraverso il ricordo atavico. La datazione di un deposito torboso (VENTURINI *et alii*, 2004b) ne ha confermato

l'esistenza anche da un punto di vista geologico, attestandone la presenza già intorno a 2000 anni fa. È verosimile che l'invaso lacustre sia sopravvissuto, con alterne vicende, per parecchi secoli.

La sua formazione risente dell'ampliamento del vasto conoide di deiezione del Rio Randice, iniziatosi a formare circa 5000 anni or sono (Fig. 19). Si ricordi che lungo questo corso l'attività erosiva e di trasporto era iniziata nel momento in cui una generalizzata erosione regressiva aveva interessato il Torrente Bût estendendosi ai suoi diretti affluenti.

Nel caso del Rio Randice l'erosione regressiva seguita al riempimento del paleo-Lago di Sutrio e Paluzza (Cap. 3.2.5) aveva liberato il corso dai numerosi detriti di frana consentendo il libero deflusso delle sue acque superficiali. In parallelo,

nella nicchia di frana del M. di Rivo agiva una intensa azione di ruscellamento da acque battenti. I detriti erosi furono convogliati verso il fondovalle dove si ampliò un conoide di deiezione. Inizialmente di modeste dimensioni, col tempo finì per coprire i residui del corpo di frana risparmiati dall'erosione fluviale.

La sua espansione spostò progressivamente verso l'esterno il corso del Torrente Bût, ancor oggi visibilmente arcuato nel tratto Sutrio - Terme di Arta. Fu probabilmente durante un periodo di intense e prolungate piogge che una serie di abbondanti apporti solidi da parte del Rio Randice riuscì a bloccare i deflussi del Torrente Bût, collettore di fondovalle. Prese forma un vaso lacustre di modeste dimensioni e profondità che



Fig. 19 - Ricostruzione del Lago di Soandri (Sutrio, UD). L'invaso naturale, oggi scomparso, è registrato nella memoria storica degli abitanti del posto. L'ostacolo ai deflussi fu prodotto dall'avanzamento del Conoide del Rio Randice. Il Sud è in direzione di Tolmezzo.
 - The inferred area of the Lake Soandri (Sutrio, UD). The natural reservoir, now disappeared, is recorded in the historical memory of the inhabitants of the place. The obstacle to the But outflow was produced by the advance of the Rio Randice alluvial fan. The South is towards of Tolmezzo.

verso monte si estendeva per non più di 2 km, fino a lambire l'abitato di Sutrio.

Sulla base della ricostruzione delle morfologie del conoide durante la sua massima espansione si ricava che la superficie del Lago di Soandri (denominazione storica) si attestava intorno a 520 m s.l.m., quota minima dello sbarramento (Fig. 19). La sua definitiva scomparsa coincise con il superamento dell'ostacolo – il Conoide del Rio Randice – da parte delle acque del Torrente Bût. L'evento, confinato in epoca storica, innescò una rapida erosione regressiva.

L'erosione si estese dal Torrente Bût al suo affluente Rio Randice, generando le profonde scarpate (40 m) che oggi confinano gli alvei di entrambi i corsi e relegando di fatto il Lago di Soandri alla memoria storica.

3.3.7. - LAGO DI BORTA - PER ACCUMULO DI FRANA - (7)

L'accumulo di frana è la tipologia di sbarramento lacustre più diffusa. A differenza delle altre ragioni di attivazione lacustre, questa è sempre improvvisa e in grado di generare invasi anche di estese dimensioni a motivo di ostacoli che possono raggiungere di norma i 100 m di altezza. Si conclude la rassegna degli esempi citando il Lago di Borta, nelle Alpi Tolmezzine, la cui frana staccatasi dal M. Auda il 15 agosto 1692 ha sepolto l'omonimo paese, situato sulla sponda opposta della Valle del Tagliamento (Fig. 20).

Le sue acque subirono il blocco dei deflussi che generò un corrispondente lago, durato poco più di un secolo. Si trattò di un cedimento in roccia (dolomie noriche) il cui accumulo è ancora presente

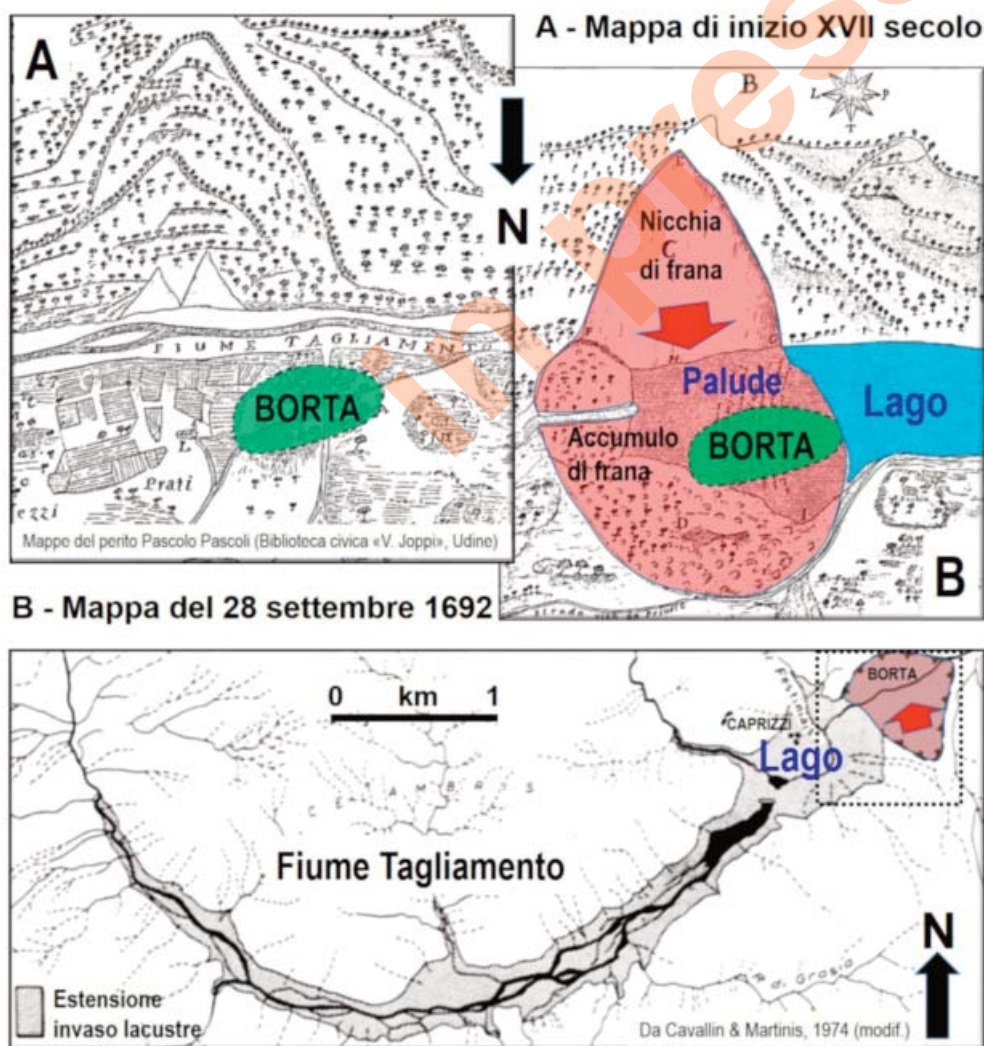


Fig. 20 - Frana di Borta, presso Caprizzi (UD). A - Situazione pre-franamento. B - Situazione appena successiva allo scivolamento. Sotto - Ricostruzione dell'invaso prodotto dal blocco dei deflussi del Fiume Tagliamento. (Da CAVALLIN & MARTINIS, 1974 - modif.).

- Frana di Borta, near Caprizzi (UD). A - Pre-landslide situation. B - Situation just after the slide. Below - The inferred lake extension produced by the blocking of the outflows of the Tagliamento River. (From CAVALLIN & MARTINIS, 1974 - modified).

sul posto assieme alle 53 vittime sepolte dall'evento. Di esso sono ricostruibili le condizioni pre- e post-frana grazie a due distinte cartografie (XVII secolo) effettuate prima in condizioni di stabilità e poi a pochi mesi dall'evento.

Attraverso le testimonianze scritte dell'evento e i dati cartografici originali sull'accumulo di frana (altezza massima di 140 m sull'alveo del Tagliamento), raccolti ed elaborati da CAVALLIN & MARTINIS (1974), è stato possibile ricostruire la lunghezza complessiva dell'invaso, esteso linearmente per più di 5 km. Il relativo riempimento fu parziale ed è rappresentato, nelle zone distali del lago, da prevalente silt e sabbia, con spessori compresi tra 20 e 40 m. Una piena fluviale più intensa delle precedenti superò l'ostacolo di frana e prendendo velocità innescò una rapida erosione regressiva nella porzione centrale dell'accumulo, ripristinando i deflussi del Tagliamento.

C'è un'evidente similitudine tra le condizioni del M. Auda e del M. Toc (frana del Vajont). In entrambi i casi gli assetti a franappoggio del versante hanno predisposto i relativi cedimenti ed entrambi gli eventi sono stati preceduti da un intenso periodo piovoso. E il parallelo si ferma qui. Interessante notare che nella mappa pre-franamento (Fig. 20, A) la distribuzione delle coltivazioni e dei filari di alberi segue i contorni di quella che sarebbe stata la nicchia di frana del 1692. Questo sembra indicare che il settore fosse già stato in passato sede di un precedente cedimento. Un ulteriore parallelo con l'evoluzione dello scivolamento del Vajont.

Da ricordare inoltre che il franamento si è prodotto lungo un segmento fluviale che nel Pleistocene *s.l.* è stato oggetto di un'imponente cattura fluviale (Cap. 2.2, D).

4. - CONCLUSIONI

I settori montani, e in parte pedemontani, del Friuli Venezia Giulia (Alpi e Prealpi Carniche e Giulie) testimoniano una vivacità idrografica di età quaternaria sottolineata da un elevato numero di invasi lacustri naturali (48) ai quali si aggiungono

numerose e varie catture fluviali, molte delle quali possono considerarsi 'da manuale'.

Attraverso l'esposizione di sei esempi di cattura fluviale e sette esempi riguardanti l'evoluzione di invasi lacustri prodotti da sbarramenti naturali in contesti di fondovalle, si è voluta testimoniare la valenza di questo territorio, oltremodo rappresentativo per i processi esogeni legati tanto al glacialismo quanto all'attività delle acque superficiali.

Le prime tre catture fluviali prese in esame, oltre a evidenziare il progressivo spostamento dello spartiacque di prim'ordine tra i bacini idrografici del Danubio e del Fiume Tagliamento (a favore di quest'ultimo sono stati acquisiti circa 130 km² in meno di un milione di anni), documentano le modalità di affermazione delle singole catture, sempre guidate dagli effetti prodotti dai transiti glaciali sulla stabilità dei versanti.

Anche i successivi tre esempi mostrano come, all'interno di uno stesso bacino idrografico (rispettivamente del Fiume Tagliamento e del Fiume Isonzo) si affermino catture fluviali che ogni volta invocano il glacialismo come concausa scatenante.

Nell'ambito dell'analisi dei laghi e paleo-laghi quaternari si è scelto di suddividere gli invasi sulla base della genesi dell'ostacolo che li ha propiziati. I sette esempi commentati coprono un ampio spettro di situazioni, molte delle quali, ancora una volta, risentono degli effetti, esarativi e/o deposizionali, legati al glacialismo quaternario.

BIBLIOGRAFIA

- ASTORI A. & VENTURINI C. (2012) - *Evoluzione quaternaria della media Val di Vizze - Pfitschtal (Vipiteno - Alpi Aurine)*. Gortania, **33**(2011): 63-92, Udine.
- BRESSAN G. & BRAGATO P.L. (2009) - *Seismic deformation pattern in the Friuli-Venezia Giulia region (northeastern Italy) and Slovenia*. Boll. Geof. Teor. Appl., **32**: 185-197.
- CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1974) - *Studio geologico sulla grande frana di Borta (Ampezzo)*. In Alto, **58**: 297-319, Udine.
- DESIO A. (1927) - *L'evoluzione morfologica del bacino del Fella in Friuli*. Atti Soc. It. Sc. Nat., Museo Civ. St. Nat. Milano, **65** (1926): 205-461.
- DISCENZA K. (2004) - *Evoluzione alto quaternaria delle Alpi Meridionali orientali (Alpi Carniche e Giulie)*. Tesi di Dottorato, XVI ciclo. Università di Bologna, 101 pp.

- FIGUS B. & FINOCCHIARO F. (2009) - *Laghi di Fusine e Masso Pirona*. In: F. CUCCHI, F. FINOCCHIARO & G. MUSCIO (a cura di), Geositi del Friuli Venezia Giulia. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Dip. Sc. Geol. Amb. e Marine - Univ. di Trieste, Museo Friulano di St. Nat., 151, Udine.
- GORTANI M. (1912) - *Sulle antiche alluvioni cementate nella Valle del Tagliamento*. Boll. Soc. Geol. It., **31**: 388-394.
- GORTANI M. (1920) - *I bacini della Bût, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Geologia, morfologia, idrografia. Carta della permeabilità delle rocce*. Uff. Idrogr. R. Mag. Acque, **104**: 71 pp., Venezia.
- GORTANI M. (1935) - *I terrazzi nel bacino montano del Tagliamento e nelle valli contigue*. Giorn. Geol., **9bis**: 1-41, Bologna.
- GORTANI M. (1936) - *Rilevamento geologico nei dintorni di Tarvisio*. Mem. R. Accad. Sc. Bologna, Cl. Sc. Fis., s. **9**, **3**: 165-185, Bologna.
- HORTON B.K. & SCHMITT J.G. (1996) - *Sedimentology of a lacustrine fan delta system, Miocene Horse Camp*. Sedimentology, **43**: 133-151.
- LÄUFER A.L. (1996) - *Variscan and Alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps) - structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology*. Tübinger Geowiss. Arb. Reihe A., **26**: 1-102, Tübingen.
- MARTINIS B. (a cura di) (1979) - *Le acque sulfuree di Arta e (Carnia) e il loro ambiente geologico*. Aviani Ed., 186 pp., Udine.
- PAIERO G. & MONEGATO G. (2003) - *The Pleistocene evolution of Arzino alluvial fan and western part of Tagliamento morainic amphitheatre (Friuli, NE Italy)*. Il Quaternario, **16**(1): 185-193, Torino.
- PASQUARÉ MARIOTTO & VENTURINI C. (2019) - *Birth and evolution of the Paleocarnic Chain in the Southern Alps: a review*. Int. Journ. Earth Sc., **108**: 2469-2492.
- SELLI R. (1963) - *Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali*. Giorn. Geol., **30**: 1-136, Bologna.
- VENTURINI C. (1990) - *Geologia delle Alpi Carniche centro orientali*. Museo Friul. St. Nat., pubbl. **36**: 222 pp., Udine.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. In: G. MUSCIO (a cura di), *Glaciers. L'età dei ghiacci in Friuli*. Museo Friulano St. Nat., Cataloghi, 23-106, Udine.
- VENTURINI C. (2011) - *Le acque e il territorio dell'Alto Bût*. In: Venturini C. (a cura di), *Alta Valle del Bût (Alpi Carniche): una storia scandita dalle acque nel tempo*. SECAB (celebrazioni del centenario), 17-161, Paluzza (UD).
- VENTURINI C. & ASTORI A. (2009) - *Antico spartiacque di Cimano*. In: F. CUCCHI, F. FINOCCHIARO & G. MUSCIO (a cura di), Geositi del Friuli Venezia Giulia. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Dip. Sc. Geol. Amb. e Marine - Univ. di Trieste, Museo Friulano di St. Nat., 266-267, Udine.
- VENTURINI C., ASTORI A. & CISOTTO A. (2004a) - *The Late Quaternary evolution of central Friuli (NE Italy) as detected through field survey and DEM-derived map analyses*. In: G. PASQUARÉ, C. VENTURINI & G. GROPELLI (Eds), *Mapping Geology in Italy*, Apat-Servizio Geologico d'Italia, IGC Firenze 2004, 95-106, SELCA, Firenze.
- VENTURINI C. & DISCENZA K. (2009) - *Successione lacustre di Ponte Racli*. In: F. CUCCHI, F. FINOCCHIARO & G. MUSCIO (a cura di), Geositi del Friuli Venezia Giulia. Reg. Aut. Friuli Venezia Giulia, Dip. Sc. Geol. Amb. e Marine - Univ. di Trieste, Museo Friulano di St. Nat., 204-205, Udine.
- VENTURINI C., DISCENZA K. & ASTORI A. (2013) - *Sedimentologia e tettonica della successione clastica della Val Meduna (Prealpi Carniche, PN)*. Gortania, **34** (2012): 51-78, Udine.
- VENTURINI C., DISCENZA K. & GARUTI D. (2004b) - *The drafting project of a composite geosite: the Sutrio palaeolake (Carnic Alps)*. In: G. PASQUARÉ, C. VENTURINI & G. GROPELLI (Eds), *Mapping Geology in Italy*, Apat-Servizio geologico d'Italia, IGC Firenze 2004, 311-320, SELCA, Firenze.
- VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI GB. PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G. & CARULLI G.B. (con la coll. di GARUTI D., CIAVATTA D., PONTON M. & PODDA F.) (2009) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 031 Ampezzo*. 232 pp., S.EL.CA. Firenze.
- VENTURINI S. & TUNIS G. (1993) - *La composizione dei conglomerati cenozoici del Friuli: dati preliminari*. St. Geol. Camerti, vol. spec. (1992/2) CROP 1-1A: 285-295, Camerino.