GLACIES

L'ETÀ DEI GHIACCI IN FRIULI AMBIENTI CLIMI E VITA NEGLI ULTIMI 100.000 ANNI



COMUNE DI UDINE
MUSEO FRIULANO DI STORIA NATURALE

GLACIES

l'età dei ghiacci in friuli Ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni

> Un viaggio nel tempo... tra cause ed effetti a cura di Corrado Venturini

COMUNE DI UDINE MUSEO FRIULANO DI STORIA NATURALE GENNAIO - APRILE 2003

Un viaggio nell'ultima glaciazione testi di Corrado Venturini

AAA Glaciazioni quaternarie cercansipag	5
Attenti ai cambiamenti !	9
Bisogna risalire dagli effetti alle causepag	10
Come il Mare Adriatico sconfisse il Mar Neropag	13
Dobbiamo cercare le tracce!pag	23
Erosioni e depositipag	27
Friuli on the rockspag	33
Ghiaccial che lambivano il Colle di Udinepag	39
Ho visto il Po unirsi al Tagliamentopag	45
Il colpo di coda dei ghiacciai würmianipag	49
Laghi alpini che appaiono e scompaionopag	53
Morfologie recentipag	61
Non finisce quipag	63

appendici:

O rganismi scomparsi: grandi mammiferi quaternaripag Giuseppe Muscio · Benedetto Sala	65
Piante di un recente passatopag Stefania Nardini	69

La mostra "Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli" è allestita dal Museo Friulano di Storia Naturale presso la ex-chiesa di San Francesco in Udine 18 gennaio - 30 aprile 2003



AAA... Glaciazioni quaternarie cercansi

L'ingresso nel Quaternario, che da alcuni è considerato un'era geologica mentre da altri è invece ritenuto l'ultimo periodo del Cenozoico, avvenne circa 1,8 milioni di anni fa. L'altro ieri, se riferito alla scala dei tempi geologici. Si ricordi che le documentazioni fossili più antiche presenti nella successione rocciosa delle Alpi Carniche risalgono a quasi mezzo miliardo di anni! Il Quaternario: 1,8 milioni di anni durante i quali la caratteristica dominante è stata l'alternanza di oscillazioni climatiche responsabili di periodiche ed ampie espansioni delle calotte polari. Ad esse si accompagnava la formazione di vasti nuclei glaciali all'interno dei massicci montuosi caratterizzati da altitudini molto elevate e/o situati alle medie latitudini.

Il Quaternario è stato suddiviso in due epoche: Pleistocene ed Olocene (figura 3). Quest'ultima rappresenta i più recenti 10.000 anni di storia del pianeta Terra, nei quali si fa progressivamente più sensibile l'interazione Territorio-Uomo. Il Pleistocene si estende a coprire il restante intervallo temporale. Nel Quaternario si contano almeno quattro grandi glaciazioni (figura 3), intervallate da periodi interglaciali durante i quali il clima globale beneficiava di un consistente rialzo termico, con valori di temperatura simili agli attuali. Furono Penck e Brückner, in un'opera fondamentale edita nel 1909, a definire la successione e la nomenclatura degli eventi glaciali ed interglaciali valida per il complessivo settore alpino europeo. Ancora oggi molti ricercatori del glacialismo quaternario delle Alpi si avvalgono della loro classificazione che, seppure con dovute integrazioni e modifiche, resta lo strumento più idoneo a descrivere in modo sintetico anche la successione di eventi glaciali ed interglaciali che durante il Pleistocene hanno interessato il territorio friulano.

Penck e Brückner individuarono quattro glaciazioni: Günz, Mindel, Riss e Würm. I loro termini, scelti in ordine alfabetico, dalla glaciazione più antica alla più recente, furono

Fig. 1 - La valle di Volaia (Wolajertal) con evidenti morfologie di origine glaciale.

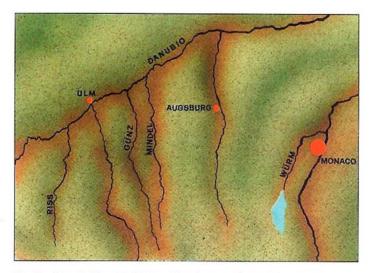


Fig. 2 - Alcuni affluenti del Danubio che scendono dai monti della Baviera, danno il nome alle ultime quattro glaciazioni quaternarie.

mutuati da quelli di altrettanti torrenti del Sud della Germania. Ogni glaciazione è separata dalla successiva da un intervallo interglaciale caratterizzato da condizioni climatiche simili alle attuali. La denominazione dei singoli interglaciali richiama quella delle glaciazioni che separa (ad esempio Interglaciale Riss-Würm). In tempi abbastanza recenti la successione si è arricchita di nuovi termini, Biber e Donau, due glaciazioni ancora più antiche della Günz che avrebbero lasciato tracce sporadiche, per alcuni aspetti ancora dubbie, e riscontrabili in limitati settori alpini.

Nel contesto alpino italiano gli accumuli morenici più antichi sicuramente riconosciuti appartengono alla glaciazione Mindel. Residui di apparati morenici rissiani sono stati rinvenuti con frequenza maggiore, ma sono sempre volumetricamente inconsistenti se paragonati ai resti della glaciazione würmiana, distribuiti in tutto il contesto alpino, prealpino e nella prospiciente alta pianura, sotto forma di vari tipi di accumuli. Attraverso la loro distribuzione, forma, natura e

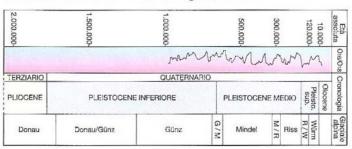
tramite le correlazioni con altri dati glaciali, è possibile valutare il limite della relativa coltre glaciale che ha insistito su un dato territorio.

La ragione dell'instaurarsi di un'epoca glaciale è ancora in parte dibattuta e con tutta probabilità risiede in una concomitanza di cause, non ultime (ma non sole) quelle legate ai parametri orbitali terrestri ed alle variazioni della radiazione solare. Concetti complessi che non mi propongo di affrontare in questo agile e sintetico volume. Al contrario, gli effetti lasciati dalle glaciazioni sul territorio sono spesso molto evidenti e di facile interpretazione; inoltre permangono per tempi anche molto lunghi a testimonianza della sua storia glaciale. Dal riconoscimento dei vari tipi di effetti procurati dalla permanenza di un ghiacciaio, nonché valutandone la posizione reciproca, è possibile ricostruire lo sviluppo e l'estensione a suo tempo raggiunta dalla coltre glaciale che li ha prodotti.

Si realizza così una sorta di viaggio a ritroso nel tempo, alla scoperta dell'aspetto che avevano poche migliaia di anni fa i territori da noi ora abitati e quotidianamente percorsi. Un viaggio che non si limiterà a descrivere e spiegare i segni lasciati in Friuli dai ghiacci würmiani, ma cercherà anche di interpretare gli indizi che conducono più lontano, intorno ed

oltre i 100.000 anni fa. Un viaggio che infine, attraverso le modifiche climatiche degli ultimi 20.000 anni, ci porterà ad osservare cosa accadde al territorio alpino friulano durante e dopo la rapida scomparsa dei ghiacciai würmiani.

Uno degli scopi della presente guida vuole essere appunto quello di ricostruire le principali tappe evolutive quaternarie delle Alpi e Prealpi Carniche e Giulie. Si tenterà di raggiungere l'obiettivo in un modo inconsueto. L'informazione scientifica, mediata in modo divulgativo attraverso esempi particolari e percezioni dei rapporti causa-effetto, si alternerà con alcune narrazioni virtuali, mirate a descrivere in tempo reale le principali modifiche subite dal territorio durante le ultime centinaia di migliaia d'anni.



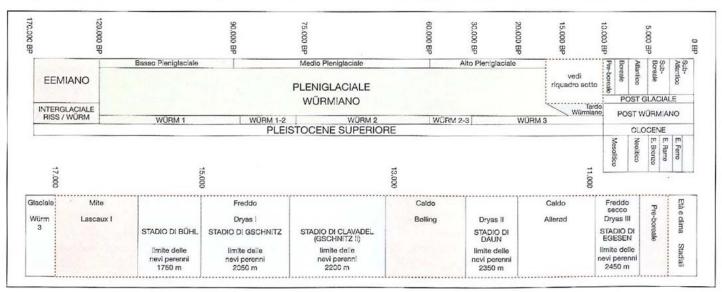


Fig. 3 - Divisioni del Quaternario. Le età numeriche sono indicative essendo molti dei limiti ancora non ben determinati. Sulla destra sono evidenziate le suddivisioni del Tardo-Würmiano ed i relativi stadi tardo-glaciali, con i limiti delle nevi perenni, riferiti alle quote sul livello del mare attuale e validi per le Alpi Carniche.

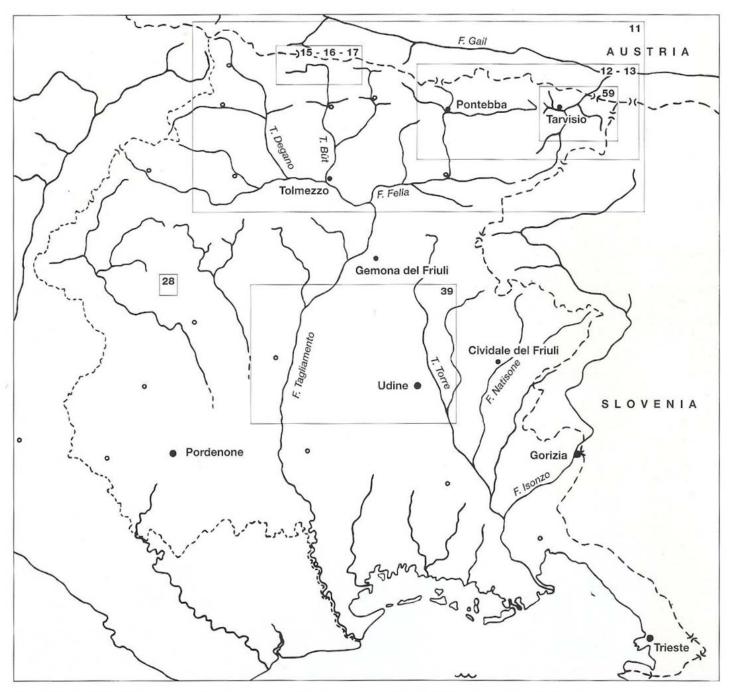


Fig. 4 - Localizzazione delle aree (in beige) descritte con disegni in questa pubblicazione (i numeri indicano la figura).





Fig. 5 - Piazzale Osoppo, a Udine. Com'era quarant'anni fa (a), e come si presenta oggi (b). La rapidità di mutamento di un contesto urbano è ben percepibile alla scala dei tempi umani.

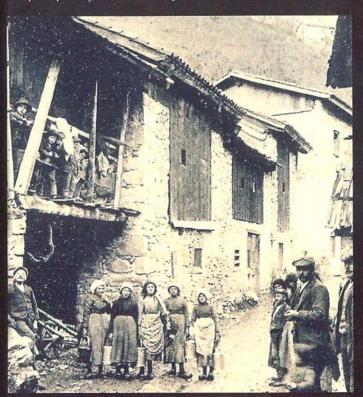




Fig. 6 - Tre generazioni appena dividono queste due foto, scattate a distanza di un secolo nella stessa via di Timau, paese delle Alpi Carniche centrali posto nella fascia di confine con l'Austria. Solo la casa in alto a destra, nel bosco, è rimasta uguale!

Attenti ai cambiamenti!

Se tra cinquant'anni vi capiterà di ripassare sul posto dove ora risiedete o nel quale passate gran parte del vostro tempo, stenterete a riconoscerlo. È pressoché certo che chi ha superato il mezzo secolo di vita può già percepire grandi cambiamenti nel proprio paese o nel quartiere in cui abita (figure 5 è 6).

Anche per il territorio ed il clima accade la stessa cosa: si modificano e cambiano, come i posti in cui viviamo. Sicuramente invece di cinquant'anni ne dovrebbero passare almeno 1.000 o 10.000 ma, se potessimo vivere così a lungo, o tornare indietro nel tempo, assisteremmo a cambiamenti radicali e spesso spettacolari.

Vi state già sforzando di immaginare qualcosa del genere ma credo che per ora vi sia difficile focalizzare la complessità di tali mutamenti. Forse siete anche incerti se sia meglio tentare di prevedere lo scenario futuro... oppure se sia più facile ricostruire il passato... Forse state prendendo in considerazione qualche zona particolare... o invece pensate ai cambiamenti sviluppati alla scala di un'intera regione, vasta centinaia o migliaia di chilometri quadrati...

Ecco la ragione ed il perché di questo itinerario culturale che esplora i recenti mutamenti del territorio. Del nostro territorio friulano. Nel farlo metterà in luce cause ed effetti, scoprendo una chiave di lettura valida non solo per la nostra regione ma proponibile per il complessivo settore alpino e prealpino. Ma procediamo con ordine.

Si tratta innanzi tutto di capire quali sono le regole di questo spettacolare gioco di cambiamenti incessanti che in fondo ormai ci vede da tempo come attivi co-protagonisti. Protagonisti aggiunti, entrati in campo a partita iniziata (da molti milioni di anni!), ma destinati a muoversi con sempre maggior cautela e riguardo per non danneggiare il mirabile meccanismo che ospita noi e gli altri infiniti organismi del pianeta. È il meraviglioso meccanismo che chiamiamo Natura. È composto da rocce, acqua ed aria in costante interazione reciproca. Sono loro gli altri protagonisti del gioco, con i quali - e a volte contro i quali - ci confrontiamo quotidiana-

mente. Rocce, acqua ed aria in perenne ed incessante movimento. Da lentissimo a lento, da veloce a vorticoso. Alcuni esempi? Eccoli.

ARIA		- W-
avanzamento di una perturbazione	30-50	km/h
monsoni	50	km/h
venti alisei	20	km/h
tornado	500	km/h
ACQUA		
correnti fluviali	1-2	m/sec
caduta di gocce di pioggia	2-8	m/sec
propagazione onde di marea	30	m/sec
correnti marine profonde	1	m/sec
movimento ghiacciai	1-30	m/giorno
ROCCE		
allontanamento delle placche litosferiche	6-24	cm/anno
sollevamento catene montuose	0,5-1	mm/anno
sedimentazione di fanghi in mare profondo	0,001	mm/anno
sedimentazione di fanghi nei laghi	1-3	cm/anno

E non dimentichiamo che l'ACQUA che gela nelle fratture dei massicci d'alta montagna frammenta le ROCCE; che l'ACQUA dei fiumi ne seleziona i frammenti, trasportandoli e depositandoli lontano dal luogo d'origine (nelle pianure, lungo i delta e le coste, e infine nei mari, da bassi a profondi); e inoltre ricordiamo che l'ACQUA trasformata in ghiacciaio alpino, col suo peso e col lentissimo movimento, raschia le ROCCE su cui scorre producendo migliaia di km cubi di fanghi (ROCCE non cementate). Fanghi, distribuiti dalle acque di fusione nelle pianure di fronte ai ghiacciai, che l'ARIA, sotto forma di venti impetuosi, può far seccare distribuendo sotto forma di abbondante polvere sopra territori vasti migliaia di chilometri quadrati (formando i depositi di *loess*, ROCCE a scarsa cementazione)... e così di seguito, in una mutua e infinita catena di interazioni reciproche.

Bisogna risalire dagli effetti alle cause

Ricordatevi che trovare gli effetti generati da un qualsiasi fenomeno è più semplice che scoprirne le cause. Ma la vera difficoltà sta nel riuscire a determinare il movente che a sua volta ha prodotto le cause che stanno alla base degli effetti. Ecco un esempio.

La mattina uscite di casa e sull'asfalto, lungo la strada che siete soliti percorrere, notate una doppia striscia nera che si interrompe in corrispondenza di un segnale stradale quasi divelto. Ai piedi del palo ammaccato si distribuisce una quantità di vetri infranti e frammenti di plastica. Quelli che avete di fronte sono senza dubbio gli effetti di un incidente stradale (figura 7).

Anche senza la presenza del mezzo coinvolto nell'impatto ne avete compreso immediatamente la causa. Il vostro cervello ha analizzato gli effetti dello scontro - non lo scontro!-confrontandoli automaticamente con l'insieme delle esperienze e conoscenze che vi hanno permesso di elaborare la logica deduzione: "questi effetti.... quello scontro".

In aggiunta siete riusciti a dare un'età approssimativa all'evento, ossia a stabilire l'intervallo di tempo nel quale lo scontro si è verificato. Anche questo è avvenuto tramite un ragionamento sugli effetti lasciati dall'evento. Vediamo meglio, in quanto per scoprire la storia geologica del Friuli useremo lo stesso procedimento mentale.

Dato che la sera prima, quando siete tornati a casa (erano quasi le 23), la segnaletica era ancora intatta, mentre alle 7 di mattina, quando siete usciti, il mezzo incidentato era già stato rimosso, è tra questi due orari che tutto dev'essere accaduto. Guardando meglio l'asfalto vi scoprite la presenza dei caratteristici segni fatti col gesso dalle pattuglie che rilevano gli incidenti. Dunque doveva essere trascorso un certo lasso di tempo dall'incidente all'arrivo degli agenti, e molto di più per completare i rilievi del caso. Inoltre, non si dimentichi che il mezzo era stato ormai allontanato dal luogo dello scontro. Altro tempo da mettere in conto nei vostri calcoli. La possibilità di definire l'intervallo più probabile nel quale è avvenuto lo scontro si fa ancora più precisa: dicia-

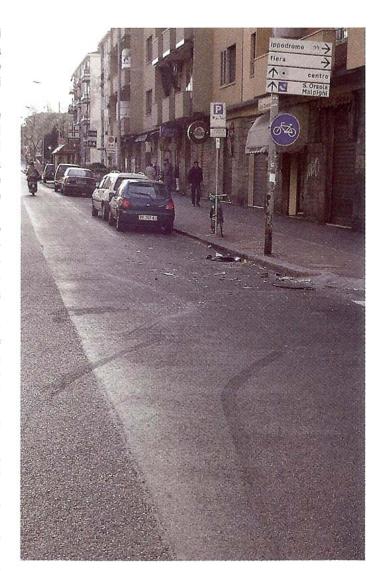


Fig. 7 - Un incidente lascia delle tracce sull'asfalto. Anche osservando quanto è stato prodotto o abbandonato in epoche passate sul territorio (morfologie, sedimenti) possiamo ricostruire l'aspetto del paesaggio di decine e centinala di migliaia di anni fa.

mo tra le 23 e le 5 del mattino. Siete stati abili: dagli effetti avete compreso la causa che li ha prodotti nonché il probabile intervallo di tempo nel quale ha agito la causa!

Però - e qui sta un'ulteriore difficoltà - per completare il quadro dell'incidente occorre anche capire perché si è verificato. Questo ulteriore passo può essere definito come la ricerca del movente. Ed è altrettanto importante quanto analizzare gli effetti e scoprire le cause alla base dello sviluppo di un qualsiasi fenomeno: dallo scontro lungo una strada, alla perturbazione che passa su una determinata regione, alla formazione di un ghiacciaio in zone dove fino a qualche migliaio di anni prima esisteva una montagna coperta da foreste e pascoli.

Torniamo all'esempio dell'incidente. Dalle cause occorre dunque risalire al movente, ossia a quel qualcosa che ha preparato i presupposti affinché il fatto accadesse!

Ai fini del nostro (si fa per dire) incidente abbiamo vari moventi possibili o altrettanto probabili. a) Il conducente era sotto effetto di alcool o droghe; b) è stato abbagliato da un'altra vettura; c) ha sterzato frenando all'improvviso per evitare un gatto o un cane che ha fatto perdere le proprie tracce; o ancora, d) non si sarà per caso distratto per cambiare un CD o inviare un messaggio dal cellulare?

Vedete, in questo caso mancano i dati per poter capire meglio. Sulla base degli indizi che avete potuto raccogliere con la semplice e frettolosa osservazione siete stati solo in grado di avanzare delle ipotesi. Da non confondere con la vera ragione (il movente) che ha prodotto la causa che a sua volta ha generato gli effetti. Non dimentichiamo comunque che ci sono persone che, in ogni campo (dall'infortunistica stradale alla geologia!), sono preposte a scoprire i moventi.

Lo stesso tipo di ragionamento a ritroso (effetti-causamovente) lo potete applicare anche per conoscere la storia geologica, antica e recente, del territorio in cui vivete. E in tal senso il Friuli si presta egregiamente a soddisfare le nostre curiosità.

La sua evoluzione geologica è perfettamente registrata nelle rocce e sulle sue forme, e tutto questo da 460 milioni di anni fa fino ai giorni nostri. La sua storia più antica è scritta in un libro aperto pronto per essere letto e decifrato. I mirabili effetti prodotti durante quasi mezzo miliardo di anni sono distribuiti ovunque, ben percepibili sul territorio che



Fig. 8 - Coltre morenica di fondo della borgata Dioor, a sud di Paularo e Dierico (Alpi Carniche centrali). Uno smottamento, causato dall'appesantimento del deposito più superficiale dovuto all'assorbimento di una copiosa concentrazione di acque piovane, dà modo di osservare la natura dell'accumulo giaciale che altrimenti è ovunque rivestito da vegetazione.

ogni giorno percorriamo ed utilizziamo (figure 5 e 6). Basta sapere cosa cercare.

Lo faremo insieme, con l'aiuto di fotografie e ricostruzioni che ci guideranno alla scoperta del passato recente del Friuli. Ci sposteremo idealmente indietro nel tempo attraverso gli ultimi 300.000 anni che ci separano dal Presente. Parleremo di torrenti impetuosi che scorrevano dove adesso non resta nemmeno un rigagnolo d'acqua, di fiumi che portavano le loro acque verso il Mar Nero e che improvvisamente furono catturati dal Mare Adriatico, e poi di estesi ghiacciai e di poderose lingue glaciali che seppellivano gran parte dei monti e delle vallate friulane, di gigantesche frane che hanno sbarrato valli e creato laghi scomparsi da tempo.

Cercheremo insieme le prove che, ancora oggi, restano a testimoniare le storie di immensi ghiacciai oramai completamente disciolti, di enormi frane oramai asportate dalla violenza delle acque fluviali, di antichi laghi colmati dall'avanzata dei delta.

Cercheremo con cura tutti gli indizi che i processi attivi sul territorio hanno distribuito nel corso di lunghi millenni.



Come il Mare Adriatico sconfisse il Mar Nero

Qualsiasi territorio, col passare del tempo, si trasforma e muta le proprie caratteristiche ambientali e morfologiche. Per alcuni settori i cambiamenti si affermano con rapidità estrema. Basti pensare alla velocità di diffusione della desertificazione in molte zone africane intertropicali o, in un contesto del tutto differente, alla mobilità di un fiume meandriforme. Per altri ambienti non basterebbero trenta generazioni per riuscire a percepire la seppur minima variazione. Ma il tempo, inteso in senso geologico e valutato alla scala delle decine di migliaia e dei milioni d'anni, gioca a favore dei mutamenti ambientali e rende tutto possibile e verosimile. E comunque, per chi la geologia non la pratica ma la sente solo raccontare, sembra spesso un atto di fede credere che una montagna solcata da valli e torrenti un domani, anche se molto lontano, potrebbe trasformarsi lentamente in una planura.

Anche un bambino in età pre-scolare osservando i propri genitori non penserebbe mai che sono destinati col tempo ad invecchiare, attraverso lente modifiche, fino a diventare simili a quei nonni che, nella propria piccola mente priva di esperienze e di raffronti, crede nati già anziani così come da sempre è abituato a vederli. Un bimbo piccolo può percepire il significato del trascorrere del tempo se questo è riferito a quantità minime (giorni o al massimo stagioni) ma sarebbe un tentativo sterile provare a fargli comprendere il concetto di "decina d'anni" o, peggio ancora, di "secolo".

Allo stesso modo chi non possiede la consuetudine di ragionare in termini di lunghi intervalli temporali non riesce a rendersi conto di quello che può accadere ad un territorio col passare delle decine di migliaia o dei milioni d'anni ma può solo fidarsi di quanto gli viene raccontato. Non sarà sempre così. Ogni bambino è destinato a diventare mentalmente adulto accumulando esperienze. Per il lettore l'esperienza è costituita dal continuo leggere e documentarsi sugli argo-

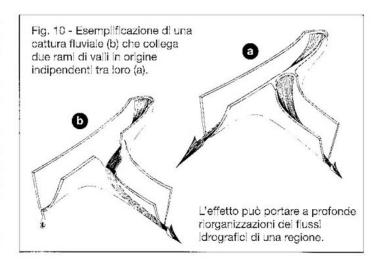
Fig. 9 - Il Friuli-Venezla Giulia fotografato dal satellite Landsat, in orbita a 900 km di altezza (Telespazio-Italy).

menti che gli stanno a cuore. Arriverà il momento in cui sarà possibile comprendere più facilmente il lento fluire del tempo geologico e delle modifiche indotte sulla superficie terrestre e nei fondali sottomarini.

Nell'ambito delle modifiche subite dalla superficie del territorio montano esistono erosioni grandi e piccole, impercettibili e catastrofiche, insignificanti e colossali. Ognuna aiuta a compiere un piccolo passo o un enorme balzo verso radicali cambiamenti che col tempo cambieranno anche l'aspetto delle zone che conosciamo e frequentiamo.

Le catture fluviali (figura 10) sono da considerarsi alla stregua di enormi balzi nell'evoluzione morfologica di un settore montano. Quando si manifestano possono stravolgere i drenaggi di aree ampie fino a centinala di chilometri quadrati. L'idrografia, i drenaggi superficiali di intere vallate, sono in tal modo profondamente alterati.

Va detto che tali fenomeni si manifestano in maniera catastrofica ma non imprevedibile e che i tempi di preparazione e progressiva modifica di un territorio verso una cattura fluviale possono essere estremamente lenti. Il significato di un simile processo è esemplificato nelle figure 10 e 14 che sot-



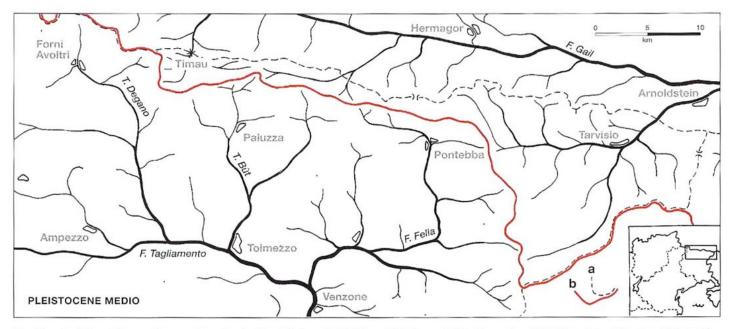


Fig. 11a - Posizione dello spartiacque di l'ordine tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero, circa 300.000 anni fa. a) Confine di Stato; b) posizione spartiacque nel Pleistocene medio (in rosso).

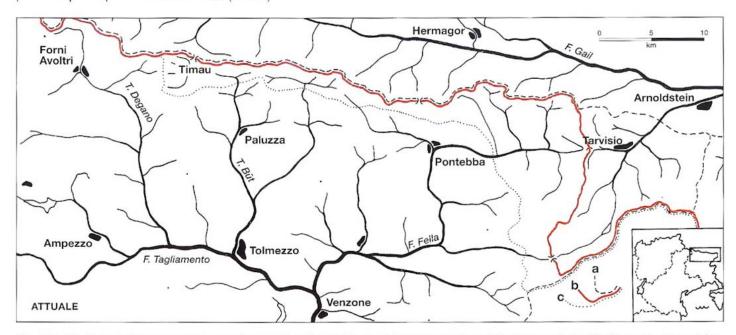


Fig. 11b - Modifiche della posizione dello spartiacque di I ordine tra il bacino idrografico del Mare Adriatico e quello del Mar Nero nel settore alpino carnico e giulio. a) Confine di Stato; b) posizione spartiacque attuale (in rosso); c) posizione spartiacque pre-würmiano, circa 300.000 anni fa.

tolineano le evidenti variazioni di un sistema idrografico qualora, nel corso della sua evoluzione morfologica, si verifichino dei consistenti fenomeni franosi ubicati nelle zone di sorgente. Per il territorio friulano un esempio fra tutti è costituito dall'evoluzione che il suo estremo settore nord-orientale ha seguito negli ultimi 300.000 anni (figure 11a e 11b). In particolare il settore tarvisiano, estrema propaggine nordorientale del territorio friulano, si distingue dalla restante parte della penisola per la sua caratteristica indipendenza idrografica. In altre parole le acque superficiali che scorrono lundo le numerose valli tarvisiane, i Torrenti Slizza e Rio Freddo, Rio del Lago e Rio di Confine, assieme a tutti i rispettivi affluenti, dalla zona di Fusine a quella di Sella Nevea e ai Prati di Bartolo, confluiscono in un unico collettore situato in territorio austriaco. È il Fiume Gail che a sua volta convoglia le proprie acque nella Drava che le riversa nel Danubio il quale, infine, le porta a sfociare nel Mar Nero. Complessivamente, le acque scaturite dalle sorgenti tarvisiane compiono un percorso di oltre 2.000 chilometri prima di giungere al mare. Il settore tarvisiano non appartiene dunque al bacino idrografico adriatico il quale, nel suo tratto settentrionale raccoglie le acque dei bacini dell'Isonzo, Fella-Tagliamento, Piave, Adige e Po ma, al contrario, fa parte di quello del Mar Nero che, oltre al bacino del Danubio, riceve le acque dello Dnepr e del

più conosciuto Don. Esaminando la particolare condizione dell'area tarvisiana ci si può chiedere se è possibile riconoscere e veramente toccare con mano il confine fisico, il cosiddetto spartiacque, tra i due bacini idrografici ed inoltre se tale limite è stato sempre posizionato, anche in tempi passati, nello stesso punto. Nella figura 13 è rappresentato l'attuale sviluppo della linea di spartiacque fra i due bacini, del Mare Adriatico e del Mar Nero. La linea coincide con quella del crinale di alcuni rilievi (M. Acomizza, Cima del Cacciatore, Jôf Fuart). Sostando lungo quei crinali indicati in figura sarebbe quindi realmente possibile calpestare contemporaneamente entrambi i bacini che risulterebbero affiancati e divisi da una sottile cresta montuosa.

Sovente tale limite risulta difficilmente accessibile a causa della ripidità dei versanti, dell'altezza raggiunta dai rillevi o della mancanza di adeguati sentieri. Nel bacino tarvisiano esiste ad ogni modo almeno una zona, la Sella di Camporosso, in cui tale difficoltà non si presenta. C'è comunque da tener presente che in questo settore il limite di spartiacque non corrisponde più ad un limite fisico ben individuabile ma ad una fascia di territorio ampia oltre un chilometro e subpianeggiante. La Sella di Camporosso, appena a ovest di Tarvisio, rappresenta dunque uno degli attuali limiti tra i bacini idrografici del Mar Nero e del Mare Adriatico.

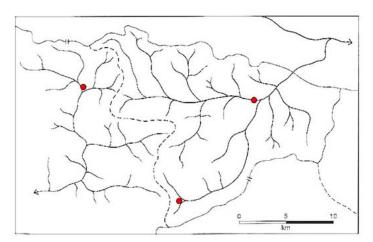


Fig. 12 - Settore tarvisiano (Friuli nord-orientale). Andamento dello spartiacque di I ordine tra i bacini del Mare Adriatico e del Mar Nero in tempi anteriori alla glaciazione rissiana, probabilmente circa 300.000 anni fa (interglaciale Mindel-Riss). In colore il bacino del Mar Nero.

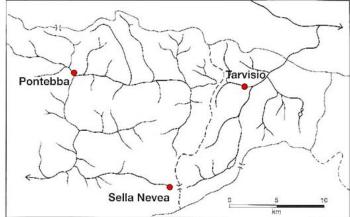


Fig. 13 - Settore tarvisiano (Friuli nord-orientale). Posizione attuale dello spartiacque di I ordine tra i bacini del Mare Adriatico e dei Mar Nero. Lo spostamento ha sottratto al Mar Nero un settore di oltre 50 km quadrati.

Anticamente, parecchie decine di migliaia di anni fa, durante i periodi glaciali ed interglaciali precedenti al Würm, tale soglia di spartiacque si trovava spostata, molti chilometri più a ovest lungo l'attuale vallata del Fiume Fella. Più vicino a Pontebba che a Tarvisio (figura 12). Una prova inconfutabile a sostegno di questa interpretazione è l'evidente cattura fluviale del tratto iniziale del Fella costretto attualmente ad effettuare un'improvvisa curva a gomito di oltre 120° verso ovest. Deviazione molto anomala per un corso d'acqua e che giustamente deve far riflettere ed indurre alla ricerca delle reali cause che l'hanno prodotta (figura 14).

Se poi provate a valutare, su una qualsiasi carta topografica per escursionisti, l'andamento dei grandi torrenti della zona tra Pontebba e Camporosso, quelli che, come il Rio Bianco e il Rio di Malborghetto, scendono dal confine di stato, vi accorgerete che anche le loro profonde incisioni sono orientate verso est. Però, se osservate ancora meglio, quelle stesse acque giunte nel fondovalle confluiscono nel Fella che le costringe a fluire... verso ovest con uno stretto gomito (figura 13). La cattura testimonia uno spostamento, verso est dunque, del corrispondente spartiacque roccioso che, necessariamente, doveva trovarsi in una posizione differente, nei pressi di Pontebba per l'appunto. Le modifiche che un territorio montuoso subisce ad opera dello scorrimento delle acque superficiali e, qualora le condizioni climatiche lo consentano, dei ghiacci, sono veramente spettacolari.

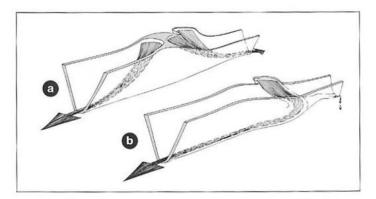


Fig. 14 - Il disegno esemplifica lo spostamento finale della soglia di spartiacque lungo la Valcanale, tra Pontebba e Tarvisio, verificatasi intorno ai 300.000 anni fa; a) situazione anteriore alla cattura fluviale, b) erosione con cattura fluviale del tratto iniziale del Fiume Fella che ha sviluppato, proprio nel punto di cattura, una brusca curva a gomito.

Un esempio tra i più evidenti è rappresentato dall'alta valle del Torrente Bût (figura 17), percorsa dalla Strada Statale 52 bis. Siamo in territorio carnico, in provincia di Udine. La strada, oltrepassati i paesi di Cleulis e Timau, abbandona il fondovalle per inerpicarsi con una serie di arditi tornanti verso il Passo di Monte Croce Carnico. Ed è proprio questo passo, scavato in rocce calcaree antiche di oltre 350 milioni di anni, che costituisce il primo gigantesco indizio. È situato a 1370 metri di altezza e rappresenta un relitto di valle ormai quasi sospeso nel vuoto. Una valle che un tempo correva con direzione meridiana convogliando le acque, da sud verso nord, lungo l'odierna direzione del Rio Chiaula e le portava verso l'attuale territorio austriaco (figura 15). Aggiungere "attuale" è doveroso dato che quanto descritto avveniva non meno di 300.000 anni fa!

Era dunque il Rio Chiaula il collettore principale nel quale si riversavano anche le acque dell'alto Torrente Bût che a quei tempi defluivano... in senso opposto all'odierno percorso: da est verso ovest, ossia da Timau verso il Passo di Monte Croce! Naturalmente sia la valle del Rio Chiaula di allora che quella dell'antico alto Bût erano notevolmente più elevate e le loro acque scorrevano a quote prossime ai 1400-1500 metri sul livello del mare. Attualmente i fondivalle dei due corsi d'acqua si sviluppano intorno agli 800-1000 metri: circa 500 metri di erosione lenta ma inesorabile che hanno cambiato l'aspetto di un territorio nel volgere di alcune centinaia di migliaia di anni.

C'è inoltre da aggiungere che tra gli abitati di Timau e Cleulis, dove ora il Torrente Bût scorre sinuoso fra pareti rocciose ripide e ravvicinate, in quel tratto largo meno di due chilometri, 300.000 anni fa si ergeva, trasversalmente alla valle, una montagna. Un contrafforte stretto e rettilineo che univa in senso est-ovest la Creta del Mezzodì al Monte Terzo, isolando l'alta Valle del Bût (che convogliava le pròprie acque verso l'Austria) dal vero e proprio Torrente Bût che aveva le sue sorgenti nella zona di Cleulis e delle Muse e che fluiva, come oggi, verso sud (figura 15).

Si è trattato dunque di una cosiddetta cattura fluviale, processo geomorfologico del tipo rappresentato in figura 10, e sulla quale è interessante soffermarsi. L'esempio della alta Valle del Bût offre concretamente questa occasione. Come si è visto qualcosa di importante dev'essere accaduto per trasformare due originarie vallate, perpendicolari tra loro e separate da una barriera montuosa prossima ai 1500 metri, in un'unica vallata: l'attuale Valle del Torrente Bût, il cui fondo si sviluppa attorno agli 800 m s.l.m. (figura 16).

Cos'è dunque successo intorno ai 300.000 anni fa nella zona ove ora sorgono i paesi di Cleulis e Timau e tra quest'ultimo e il Passo di Monte Croce Carnico? Cos'è che ha potuto cambiare in maniera così drastica l'aspetto di un intero settore montano? Tutto cominciò con una cattura fluviale, ma per poter comprendere e spiegare correttamente quello che avvenne nel recente passato geologico di quel territorio al confine con l'Austria, dobbiamo tornare insieme a quel periodo e diventare spettatori privilegiati del grandioso mutamento subito (figure 15 e 17).

Una cattura fluviale vissuta in diretta

(da C. Venturini - Si forma, si deforma, si modella. Ed. Geofin). Trecentomila anni fa (Interglaciale Mindel-Riss).

Dentro un bosco fitto risaliamo a fatica un'ampia vallata. È modellata nel tratto ove ora hanno sede gli abitati di Paluzza e Casteons. Stentiamo a riconoscere il posto. Non v'è traccia della rupe su cui oggi sorge la medioevale Torre Moscarda. Sicuramente stiamo camminandoci sopra, per così dire. Solo decine di migliaia d'anni più tardi l'erosione del Torrente Bût e le esarazioni glaciali cominceranno a modellarne il rilievo approfondendolo e scavandolo fino a dargli la forma di gigantesco panettone quale oggi ha assunto. Ci lasciamo

Pre-Würm circa 300 mila anni fa km Monte Passo di Monte Coglians Rio Angers Croce Carnico Avostanis Monte Scarniz Rifugio Marinelli Rio Collina TIMAU Monte Creta di Mezzodi Floriz Monte Terzo Rio Mosci Monte : Crostis Monte Paularo SPARTIACQUE DI I ORDINE CLEULIS ☐ BACINO DEL MAR NERO BACINO DEL MARE ADRIATICO

Fig. 15 - Settore dell'alta Valle del T. Bût, ai confini con l'Austria. Andamento dello spartiacque di I ordine tra Mare Adriatico (giallo) e Mar Nero (grigio) in tempi pre-würmiani. In azzurro i drenaggi fluviali di circa 300.000 anni fa (da Venturini, 1991, ridis.).

alle spalle la zona della futura medievale Torre Moscarda e risaliamo verso nord. Dal bosco che ricopre le ampie pendici della valle ci spostiamo verso l'alveo dell'antico Torrente Bût che, colmo di ghiaie, la percorre da nord verso sud, come oggi. Da lì sarà più agevole sia la salita verso le sorgenti sia l'osservazione dell'intera valle.

Alzando lo sguardo restiamo stupiti. Non c'è traccia di fronte a noi, sullo sfondo, del gigantesco sipario di rocce calcaree chiare del Pizzo di Timau. Guardando meglio riusciamo appena a scorgerne la sommità. Per il resto gran parte del massiccio è nascosta dietro ad una imponente sconosciuta cima rocciosa scura, coperta da prati e dirupi.

Ci avviciniamo affascinati e cominciamo a risalire l'inaspettato baluardo che si eleva come un gigantesco sbarramento tra noi e la cima del Pizzo di Timau. Vogliamo riuscire a guardare al di là. La salita è faticosa. La parete diventa ripida, a tratti scoscesa. Ci inerpichiamo lì dove 300.000 anni più tardi ci sarebbe stata non una montagna ma una stretta valle, scavata tra Timau e Cleulis. Stiamo per arrivare in cresta. Calcoliamo approssimativamente la salita: oltre 600 metri!

Mancano pochi passi al crinale. Man mano che procediamo il Pizzo di Timau e la Creta cominciano a mostrarsi in tutta la loro imponenza. Siamo in cima. Possiamo finalmente guardare oltre, verso il basso, dove ci aspettiamo di trovare la profonda e sagomata valle che da Timau conduce a ridosso

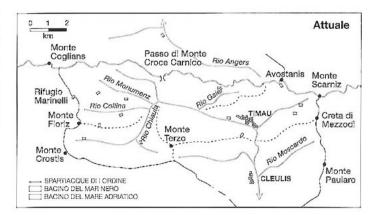


Fig. 16 - Settore dell'alta Valle del T. Bût, ai confini con l'Austria. Sono indicati i drenaggi fluviali attuali e la posizione dello spartiacque di I ordine che separa il bacino del Mare Adriatico (giallo) da quello del Mar Nero (grigio) (da Venturini, 1991, ridis.).

del Passo di Monte Croce. E invece poche centinaia di metri più in basso (al posto dei 1200 metri che ci suggeriscono i nostri calcoli basati sulle morfologie attuali) si stende un'ampia valle che, raccordando la nostra cima sconosciuta con le pendici della Creta e del Pizzo di Timau, degrada dolcemente dai 1600 metri dei ripiani di Pramosio, posti verso est alla nostra destra, ai 1400 metri del Passo di Monte Croce Carnico.

Dalla conca di Pramosio l'antico Rio Seleit scorre indisturbato verso ovest, verso il Passo di Monte Croce, fino nei pressi di quest'ultimo. Lì, immettendosi nel Rio Chiaula e nel Rio Collina di allora, defluisce verso nord attraverso la stretta incisione del passo (figura 15) per proseguire poi in territorio austriaco verso l'ampia valle del Gail, già allora molto simile all'odierna. Stiamo ancora osservando con indescrivibile emozione quel paesaggio di 300.000 anni fa, quel fluire di acqua a noi completamente nuovo ed incredibile, quando d'un tratto inizia a piovere. Sempre più forte. Ci muoviamo rapidi lungo lo stretto crinale erboso privo di sentiero. Su entrambi i lati i versanti sono ripidi e a tratti scoscesi.

Ci rendiamo conto di stare ora correndo in cima ad uno stretto ed esteso diaframma roccioso. Ormai fradici troviamo riparo sotto una provvidenziale sporgenza di roccia vulcanica consolidatasi oltre 300 milioni di anni prima, e lì attendiamo. Sei ore di pioggia scrosciante ed ininterrotta. Vediamo di fronte a noi, poco più in basso, le sorgenti dell'antico Torrente Bût aumentare di numero e di portata lungo lo strapiombante versante meridionale e, come gigantesche condotte, riversare nel fondovalle, verso la futura Paluzza, centinaia di metri cubi d'acqua al secondo.

Dalla posizione in cui ci troviamo possiamo osservare contemporaneamente anche i ripiani di Pramosio, con le sorgenti del Rio Seleit altrettanto gonfie di acque. Saette e tuoni si susseguono in un crescendo ritmato tra il rumore costante degli scrosci d'acqua. All'improvviso, dopo ore di nubifragio, tutto si placa e il cielo torna rapidamente limpido come cristallo.

Usciamo dal nostro riparo mentre le ultime nuvole scivolano rapide verso oriente. Dalla parte opposta il sole ormai basso diffonde una luce gialla e calda che come una pennellata sapiente sottolinea ogni anfratto, ogni vallecola, in un gioco di luci e d'ombre, di pieni e vuoti che l'aria, tersa fino all'inverosimile, enfatizza ed esalta.

Restiamo lì affascinati, in contemplazione. Le sorgenti del Rio Seleit distano oltre tre chilometri da noi, eppure tanto limpida è adesso l'aria che la chiarezza dei più infinitesimi particolari di quel paesaggio le fa sembrare a pochi passi. Anche le ultime nubi hanno ormai abbandonato il suggestivo scenario che ci avvolge. Tutto ora appare statico, in una irreale immobilità, noi compresi. Immobili nell'attesa di qualcosa che sembra dover accadere. Qualcosa che si percepisce ma non si capisce, che si presume ma non si prevede, che si teme ma che non si riesce ad evitare. Qualcosa che arriva da quell'unica cosa che non si è mai fermata e mai cesserà di farlo. L'acqua dei mille rigagnoli, degli infiniti rivoli, delle fitte sorgenti. Acqua che cade, che sgorga, che scorre, che erode. Acqua che gonfia, che spinge, che preme e che sventra.

Un rumore cupo e greve, s'innalza all'improvviso dalla terra. Pare esplodere sotto di noi. Sembra, ma non è un terremoto, anche se il suolo, sul quale ci siamo gettati carponi sostenendoci a vicenda, incomincia realmente a vibrare. A non più di dieci metri da noi, proprio di fronte al nostro sguardo atterrito, il terreno si apre. Il boato che ne deriva diventa indescrivibile. La frattura si tende, si allarga, sembra per un attimo sussultare mentre si avverte un crepitio profondo di rocce che si spezzano, stridendo una contro l'altra in un crescendo di attriti colossali. Poi si blocca ma immediatamente riprende a pulsare. Si tende, si allarga ancora, infine si lacera e il blocco ai di là di essa sprofonda con una lentezza che a noi, per le enormi distanze che copre nella caduta, appare esasperante.

Quando tutto si placa ci troviamo aggrappati a un crinale che dieci metri oltre noi termina nel vuoto. Dove prima c'era un diaframma roccioso che separava due valli tra loro perpendicolari, ora c'è un enorme voragine, una colossale nicchia di frana. Più in basso, molto più in basso, verso sud, ci appaiono i resti di quella che fino a pochi attimi prima era stata la parete che avevamo risalito a fatica. Una montagna ridotta e trasformata in blocchi, massi, schegge e frammenti accatastati in un esteso ed allungato corpo di frana. La polvere sollevata dal franamento e dalla frammentazione di quasi mezzo chilometro cubo di rocce è stata fitta e densa. Altrettanto intensi sono stati gli spostamenti d'aria creati dal movimento improvviso del gigantesco ammasso. Gli iniziali vortici di polvere grigiastra sono in

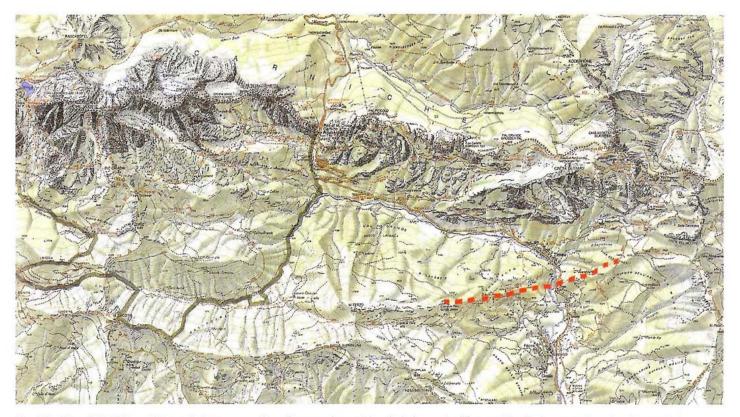


Fig. 17 – Circa 300.000 anni fa, un diaframma roccioso (in rosso la posizione) si alzava, tra Timau e Cleulis, trasversalmente al corso del Torrente Bût. Separava i corsi d'acqua che procedevano verso Paluzza e Tolmezzo (sud) da quelli che venivano invece richiamati a nord attraverso il solco del valico di Monte Croce Carnico, a quel tempi non ancora strapiombante sulla valiata. Nel testo è descritto il momento del franamento del diaframma roccioso, atto iniziale della cattura fluviale che ha cambiato radicalmente i drenaggi e l'aspetto di questo settore.

breve allontanati da forti venti indotti dal rimescolamento atmosferico. L'aria, col passare dei minuti, si fa nuovamente tersa, ripulita dal vento che da ovest ha preso a soffiare con vigore.

Ora lo spettacolo che si stende di fronte a noi è grandioso. In bilico su una ridotta cengia, a pochi metri dal baratro che si è generato nemmeno mezz'ora prima cancellando un'intera montagna, osserviamo stupefatti la grandiosità di tali modifiche. Ricordiamo all'improvviso di trovarci a quasi 300.000 anni dal Presente (Interglaciale Mindel-Riss) e ci coglie un brivido. Non possiamo rinunciare ad analizzare le modifiche sull'idrografia che un evento così catastrofico deve avere prodotto. Vediamo le acque dell'antico Rio

Seleit scendere da Pramosio verso la valle che fino a poco prima le conduceva verso il Passo di Monte Croce Carnico ed oltre. Le osserviamo mentre ora incontrano la depressione creata dall'imponente franamento e percepiamo la loro brusca deviazione fino a fluire vorticando verso sud, erodendo ed approfondendo quell'enorme ferita aperta tra due valli (figura 10).

Abbiamo assistito in diretta a un processo di cattura fluviale. E questo per l'alta valle del Torrente Bût è stato solo l'inizio di una serie di drastiche modifiche morfologiche. Sappiamo che col passare del tempo le erosioni avrebbero approfondito ulteriormente quell'iniziale solco generato dal franamento. Alcune decine di migliaia di anni più tardi i ghiacci pro-

dotti durante una fase di marcato irrigidimento climatico (Glaciale Riss) trovarono un facile invito nella conca che la frana aveva formato e che l'escavazione fluviale nel frattempo aveva inciso.

I ghiacciai della Valle di Timau non sarebbero più defluiti solamente verso l'Austria ma si sarebbero, da quel momento, mossi anche verso sud, attraverso la nuova apertura. In seguito avrebbero rapidamente sottoescavato la valle eliminando col tempo ogni brusco dislivello. Alla scomparsa dei ghiacci (Interglaciale Riss-Würm), intorno a 180.000 anni fa, si sarebbero nuovamente sostituiti i fiumi e l'erosione avrebbe continuato ad approfondire la Valle a Monte di Timau.

L'antico solco del Passo di Monte Croce Carnico attraverso il quale, prima della grande paleofrana, avevamo visto scorrere le acque dell'antico Rio Seleit unite a quelle dei Rii Collina e Chiaula, sarebbe rimasto isolato, sospeso sulla valle. Scavato in rocce calcaree decisamente meno erodibili di quelle che formano la Valle di Timau, non avrebbe risentito delle future erosioni che, al contrario, avrebbero drasticamente approfondito la Valle dell'alto Bût, portando il paesaggio lentamente ma inesorabilmente verso le condizioni odierne.

Ci scuotiamo dai nostri pensieri. Siamo ancora aggrappati alle rocce della cengia. Il sole è ormai al tramonto. Gli ultimi raggi illuminano il profilo verticale del Pizzo e della Creta di Timau, ormai perfettamente visibili anche da sud. Adesso sovrastano incombenti una scoscesa nicchia di frana ed i relativi ammassi detritici destinati ad essere progressivamente allontanati dalle acque dei torrenti e dallo scorrere dei ghiacci nelle future migliaia di anni.

Un suono acuto e prolungato ci colpisce. Sembra provenirci da dentro la testa. Nell'oscurità quasi completa abbiamo la spiacevole sensazione che tutto intorno a noi abbia iniziato a ruotare con velocità via via crescente. Lampi di luce rossa si accendono ad intervalli sempre più ravvicinati. Poi, regolarmente, la rotazione si fa più lenta. Le esplosioni di luce si diradano passando verso tinte azzurrate, infine si smorzano di intensità fino a cessare del tutto. Siamo avvolti dall'oscurità più assoluta.

Una voce metallica, altrettanto vicina quanto il sibilo fastidioso di minuti o forse ore prima, intima con un tono pacato privo di inflessioni: "Togliere lentamente i guanti sensori, sfilare il casco e riporre ogni oggetto nella griglia alla vostra destra. Ritirate dal pannello la scheda del programma prescelto e riconsegnatela all'addetto del Museo. Esperienza di realtà virtuale completata. Grazie ed arrivederci al prossimo incontro. E non dimenticate di ordinare con il dovuto anticipo i nuovi programmi di realtà virtuale della 'Geotour S.p.A.' specializzati nel ricreare viaggi simulati nel passato, prossimo e remoto, del Pianeta Terra".

Eseguiamo meccanicamente quanto la voce ci suggerisce mentre ancora frastornati, ripercorriamo mentalmente il rapido succedersi di eventi ai quali abbiamo assistito con straordinario e partecipe realismo. Lentamente, ma ancora a fatica, tentiamo di separare realtà e simulazione virtuale. Siamo ancora scossi, ma indubbiamente soddisfatti, mentre usciamo dalla sala e ci immergiamo nel mondo di 300.000 anni dopo, tra il traffico e i ritmi non più scanditi dalla Natura ma dall'Uomo.

Mare Adriatico batte Mar Nero: 6 a 0

(da C. Venturini - Si forma, si deforma, si modella. Ed. Geofin).

Durata della partita: 300.000 anni circa.

Terreno: ghiacciato con neve abbondante sugli spalti (durante gli intervalli glaciali).

Spettatori: poche migliaia circa, e tutti negli ultimi istanti della partita.

Tempo: variabile, a tratti molto nuvoloso con precipitazioni periodiche a carattere nevoso.

Marcatori: nel primo tempo Chiarsò (doppietta) e, nell'ordine, Bombaso, Fella e Bût; nella ripresa Raccolana.

La partita è stata giocata negli ultimi 300.000 anni lungo la fascia dell'attuale confine italo-austriaco e, in parte, italo-sloveno. L'oggetto della contesa era costituito dai territori di spartiacque tra i bacini idrografici del Mare Adriatico e del Mar Nero (figura 11).

Il risultato finale ha decretato la conquista di ampi tratti di territorio da parte dei Torrenti Bût, Chiarsò, Bombaso, Fella e Raccolana, tutti appartenenti alla compagine del Mare Adriatico, capitanata dal Fiume Tagliamento. I settori di confine sono stati strappati alla squadra del Mar Nero (Capitano Fiume Danubio) con un gioco piacevole e a tratti spumeggiante.

Durante tutta la partita la squadra del Mar Nero ha subito l'impetuoso attacco erosivo dei nostri che la difesa ospite

non è riuscita a contenere, nonostante l'impegno profuso dai suoi più famosi elementi, Fiume Gail e Torrente Slizza-Rio del Lago.

Questa la cronaca e la successione delle reti.

Nel primo tempo, 300.000 anni fa circa (Interglaciale Mindel-Riss), Torrente Chiarsò e Rio Bombaso, in rapida successione, mettono a segno i primi risultati conquistando due segmenti vallivi, strappati al Mar Nero e convogliati verso il Mare Adriatico, per un totale di circa 25 chilometri quadrati.

Poca cosa ma tanto basta per fiaccare psicologicamente l'avversario. Dopo pochi istanti geologici è nuovamente il Torrente Chiarsò a ribadire la supremazia della propria squadra con un'azione molto simile alla precedente: un affondo che, sulla scia della passata conquista, porta il Mare Adriatico ad ampliare ulteriormente il proprio dominio allargandolo di altri 5 chilometri quadrati.

Trascorre qualche altra decina di migliaia d'anni durante i quali il Mare Adriatico, con i suoi elementi più impetuosi, continua a premere là dove le montagne si fanno più alte e difficili. Le punte più avanzate, Bût e Fella, organizzano un'azione congiunta mettendo a segno un attacco contemporaneo lungo le rispettive zone d'influenza. Sotto la pressione dell'iniziativa adriatica le posizioni di crinali di spartiacque cominciano a vacillare sensibilmente.

Sul fronte orientale, il Fiume Fella sfonda con impeto un diaframma di spartiacque di primaria importanza, la chiusa di S. Leopoldo, nei pressi di Pontebba, che fino a quel momento aveva resistito ad ogni assalto.

Per la squadra del Mar Nero è la disfatta. I suoi elementi di punta, ormai allo stremo delle forze, cedono all'assalto dell'avversario tecnicamente e fisicamente superiore, arretrando rapidamente fino alla Sella di Camporosso, con una ritirata di quasi 15 chilometri. Quest'azione, la più importante imbastita dall'attacco adriatico, porterà ad un ampliamento del bacino idrografico del Fiume Tagliamento di oltre 50 chilometri quadrati, con l'acquisizione dell'intera Val Canale.

Uno spettacolare contropiede, di pochissimo successivo all'exploit del Fiume Fella, viene condotto a sorpresa dal Torrente Bût che con successo strappa al Fiume Gail l'intera valle estesa fra Timau ed il Rifugio Marinelli, a ridosso dei Monti Crostis e Coglians, per un totale di altri 20 chilometri quadrati.



Fig. 18 - L'alta Valle del Bût come appare da ovest, dalla zona del Rifugio Marinelli. La fascia in grigio ricostruisce il diaframma roccioso che collegava il Monte Terzo alla Creta di Mezzodi.

Si va al riposo (Glaciale Riss) con un parziale scomodo da rimontare vista la ripidità dei versanti perduti.

Nel secondo tempo (Interglaciale Riss-Würm) il Mare Adriatico si limita a controllare il gioco. I punti a suo vantaggio lo inducono a richiamare i propri elementi in difesa. Alcuni sporadici affondi controllano il territorio rifinendo quanto già conquistato nel primo tempo.

Infine poche decine di migliaia di anni fa, in zona Cesarini, prima della chiusura della partita, a sorpresa un ulteriore punto (il sesto) è messo a segno dalla squadra adriatica ai danni della quotata avversaria. È stato il Torrente Raccolana, mediano ancora non molto conosciuto ma promettente, che ha sferrato l'ennesimo colpo, beffando il diretto avversario Rio del Lago (denominazione del tratto iniziale del Torrente Slizza). L'azione si è svolta presso Sella Nevea e i ripiani del Montasio ed ha sottratto un'area di quasi 20 chilometri quadrati al dominio del Mar Nero, verso il quale le acque venivano convogliate seguendo il percorso Ripiani del Montasio-Sella Nevea-Rio del Lago-Torrente Slizza-Fiume Gail-Fiume Sava-Fiume Danubio.

Il risultato complessivo premia la tenacia degli elementi dell'affiatata squadra del Mare Adriatico che nell'arco dell'intera partita (300.000 anni circa) hanno strappato alla compagine del Mar Nero, attraverso sei azioni da manuale tutte andate puntualmente a segno, un'area vasta in pianta 120 chilometri quadrati.



Dobbiamo cercare le tracce!

Voltiamoci indietro nel tempo, e sforziamoci di guardare lontano. Lontano alcune migliaia di anni, diciamo fino a 120.000 anni fa. Sembra moltissimo se paragonato alla scala dei tempi umani. Ma se confrontiamo queste età con quelle delle rocce che formano il territorio friulano (da 460 a 4 milioni di anni) ci si rende conto che si sta parlando di qualcosa accaduto... solo pochi istanti fa! E ora guardiamo con attenzione. L'aspetto che il Friuli aveva anche solo qualche decina di migliaia di anni or sono ci apparirebbe completamente diverso dall'attuale.

Una coltre di ghiaccio ne ricopriva la parte alpina dalla quale emergevano solo le cime dei rilievi maggiori (figura 20); nel settore prealpino, solo parzialmento rivestito dai ghiacci, sarebbero invece evidenti larghe e sinuose lingue glaciali situate sul fondo delle ampie vallate principali e con le terminazioni allo sbocco nella pianura friulana.

Dalla base delle pareti di ghiaccio che formano il fronte delle lingue glaciali, vedremmo uscire torbidi torrenti ricchi di acque con un immenso carico di ghiaia, sabbia e fango. Da quelle stesse acque i ciottoli, i granuli e le particelle verrebbero ridistribuiti verso sud a formare la vasta pianura friulana. Quella stessa pianura sulla quale, migliaia di anni più tardi, sarebbero sorti i più popolosi centri del Friuli, da Udine a Pordenone, a Codroipo, Palmanova e Cividale, e giù fino a Latisana e i paesi della Bassa.

Prima di cercare le possibili tracce abbandonate sul territorio da una potente coltre di ghiaccio che per migliaia di anni, in più riprese, ne ha rivestito i rilievi e colmato i fondivalle, occorre capire cos'è un ghiacciaio alpino e cosa produce il suo passaggio sopra un territorio montano.

Prendi idealmente un plastico che, a tre dimensioni, rappresenti un insieme di valli e montagne. Appoggialo sopra un tavolo. In questo modo ti sembrerà di osservare da una

Fig. 19 - La propaggine più avanzata di una delle lingue del ghiacciaio del Grossglockner (Alpi austriache). In primo piano s'intravede parte dell'arco morenico frontale ancora in fase di lenta formazione.

mongolfiera un territorio reale. Ora trova un vasetto di miele (liquido!) e versalo generosamente sulla parte di plastico che presenta i rilievi più alti. Li potrai continuare a osservare in trasparenza. In pochi istanti vedrai la massa di miele (che rappresenta la coltre di ghiaccio) muoversi lentamente verso il basso. Nel farlo si incanalerà nei solchi delle valli più profonde e da queste si sposterà, senza che niente riesca a fermarla, verso le zone poste a quote via via minori. Avrai simulato, in modo quasi perfetto, il comportamento di un ghiacciaio. Il ghiacciaio va dunque immaginato come un fluido molto denso in lento ma costante movimento verso il basso, sollecitato dal campo gravitazionale terrestre.

Potrebbe sembrare assurdo, ma il comportamento che in natura più si avvicina a quello di una lingua glaciale è quello di... una colata lavica! Nonostante la differenza di 1.000 °C tra i due tipi di colate, di magma e di ghiaccio, sono molti i caratteri in comune. Entrambe hanno origine in zone sopraelevate e scorrono più o meno lentamente verso il basso. Entrambe tendono ad incanalarsi lungo gli eventuali solchi del territorio (valli, depressioni) per poi espandersi a ventaglio se questi, verso le quote inferiori, si allargano confondendosi nella pianura. Entrambe hanno un limite inferiore di espansione oltre il quale cessano di avanzare; la colata lavica perché si raffredda al di sotto della sua temperatura di fusione e dunque solidifica trasformandosi in roccia; la lingua di ghiaccio perché, al contrario, si riscalda scendendo verso quote più basse, dove le temperature dell'aria sono via via più miti, e sotto una certa altitudine si trasforma in... acqua di torrenti e fiumi.

Quando un ghiacciaio occupa un territorio per migliaia di anni, rivestendolo con spessori superiori al chilometro, alla fine non può che alterarne i caratteri. Se poi ricordiamo che i ghiacciai sono in perenne e lento movimento verso le quote inferiori, sarà più facile spiegare i cambiamenti prodotti con la loro ingombrante presenza. Alle nostre latitudini gli effetti generati dalla presenza di un ghiacciaio sono raggruppabili in due insiemi di significato opposto: erosioni e deposizioni.



Fig. 20 - Il Friuli così come doveva apparire durante la massima espansione glaciale würmiana, circa 50.000 anni fa.

Erosioni. Sono molto differenti da quelle fluviali. Queste ultime incidono il substrato roccioso generando solchi profondi con versanti in genere ripidi che formano valli dal tipico profilo a V. Al contrario, le erosioni glaciali - dette più propriamente esarazioni - tendono ad asportare progressivi e sottili spessori di roccia dall'intera superficie coperta dai ghiacci in movimento. Un esempio può far capire la differenza tra i due tipi di erosione, fluviale e glaciale.

Prendi due belle fette di formaggio grana. Prova a grattarne una con la punta di un coltello, passando e ripassando con forza lungo la stessa traccia per almeno una decina di volte, fino a scavare un solco evidente. Adesso tocca alla seconda fetta. Su questa, tenuta ben ferma, passa con regolarità una grattugia, di quelle col dorso ricurvo, per quasi un minuto, insistendo sullo stesso percorso. Ora ripulisci le due fette e confronta i risultati. Gli effetti che hai ottenuto sulle due fette sono paragonabili a quelli dovuti rispettivamente alle erosioni fluviali (prima fetta, dove la punta del coltello è l'acqua di un torrente vorticoso che incide il territorio) e alle esarazioni glaciali (la seconda, in cui la superficie della grattugia è

quella del ghiacciaio che scorre contro le rocce). Inutile dire che il formaggio grana dell'esempio rappresenta il substrato roccioso. Un momento... Non finisce qui! La tua erosione glaciale a spese del blocco di formaggio ha prodotto frammenti grandi e piccoli, particelle infinitesime e schegge di dimensioni a volte ragguardevoli. Nella realtà succede la stessa cosa.

Deposizioni. Dunque, quando una lingua glaciale si insinua in un solco vallivo ne modella il fondo e i versanti, "grattugiando" progressivamente il substrato roccioso. Nell'esempio proposto il formaggio grattugiato finirà in una formaggera. Ma nella realtà cosa accade ai milioni di tonnellate di materiali rocciosi abrasi ed asportati dalle gigantesche grattuge di ghiaccio che in un recente passato hanno coperto e percorso gran parte dei rilievi alpini?

Un ghiacciaio devi immaginarlo come un nastro trasportatore gigantesco e lentissimo, in costante movimento verso le quote inferiori. La sua velocità di spostamento è estremamente bassa. Mediamente da un metro a parecchi metri al giorno. Il movimento di un ghiacciaio è impossibile da per-



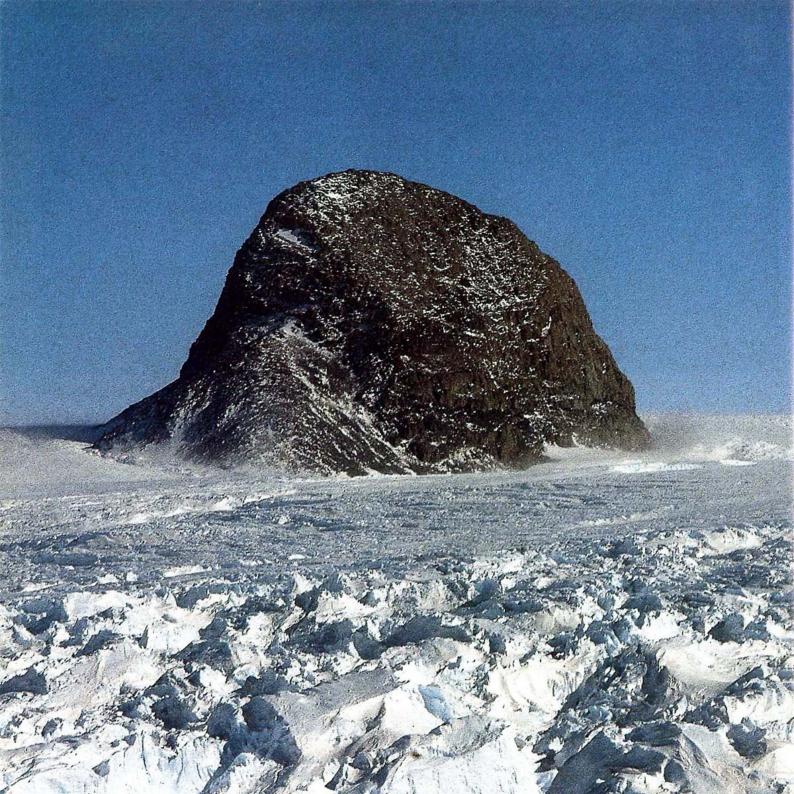
Fig. 21 - Un mare di nubi copre l'alto Friuli. L'effetto è simile a quello che doveva offrire, durante la glaciazione würmiana il mare di ghiaccio che copriva le Alpi Carniche e Giulie.

cepire con la semplice osservazione diretta, ma non per questo un ghiacciaio può essere definito immobile. In natura gli esempi di oggetti o di organismi solo apparentemente immobili sono frequenti. Basta citare le piante, grandi e piccole. Alcune specie possono crescere anche oltre 1 cm al giorno eppure sembrano ferme. Lo stesso si potrebbe dire per le unghie e i capelli (1 cm al mese) o, tornando al campo geologico, alla posizione delle placche litosferiche. Anche queste, apparentemente statiche, si allontanano una dall'altra da 6 a 24 cm all'anno. Come dire che dai tempi della scoperta dell'America da parte di Colombo la distanza dei continenti europeo ed americano è aumentata di circa 40 metri!

Se adesso unisci i due concetti, quello di grattugia e quello di nastro trasportatore, ottieni l'immagine di un ghiacciaio alpino. Da questo momento comincerai a percepirlo non più come una realtà immobile ma come un filmato. Le infinite tonnellate di materiale roccioso sbriciolato, frammentato, ridotto in pezzi di ogni forma e dimensione, dal blocco pesante oltre 1.000 tonnellate alla particella di limo (fango), quasi invisibile al comune microscopio, sono trasportate sul

fondo o all'interno della colata di ghiaccio. Questi detriti sono abbandonati lungo il percorso o alla fronte del ghiacciaio e danno luogo a particolari accumuli chiamati morene. Con l'innalzarsi delle temperature medie (soprattutto estive) i ghiacciai sono destinati a ritirarsi dal territorio che occupano (è quello che sta accadendo in quest'ultimo secolo nelle nostre aree alpine). Una volta scomparsi i ghiacciai, sul territorio restano comunque degli effetti riconoscibili: le erosioni e i depositi causati dal glacialismo. Da questi indizi, dalla loro natura e distribuzione, è possibile tornare indietro nel tempo e ricreare le precise immagini di un'antica realtà ormai scomparsa.

Per comprendere l'aspetto del territorio nel suo recente passato, durante le epoche glaciali, è necessario... guardare il Presente. Possiamo ritrovare il Friuli di un tempo, quello stesso Friuli che, profondamente diverso da quello che conosciamo, si presentava agli occhi dei cacciatori del tardo Paleolitico. Potremmo ritrovarlo semplicemente leggendo i segni che i ghiacci hanno lasciato sui rilievi, nelle valli ed allo sbocco di queste nella pianura.



Erosioni e depositi

Imparare a scoprire le impronte del tempo sulla superficie del territorio, utilizzandole poi per carpirne i segreti, è come quardare il ritratto del nonno e cercare di immaginarselo giovane. Passano gli anni e ogni età lascia i propri segni caratteristici, nell'uomo come nel paesaggio. Guarderemo insieme le foto che ritraggono il territorio, alla ricerca delle rughe e dei solchi prodotti dal tempo, cercando di interpretarne il significato. Durante il lungo intervallo glaciale würmiano, l'ultima delle glaciazioni quaternarie, la parte sommitale del Monte Cogliàns appariva come un'isola circondata da fiumi di ghiaccio in lentissimo e impercettibile movimento. Adesso arràmpicati idealmente su quell'isola rocciosa avvolta alla base dai ghiacci. Raggiungi la sommità e guardati intorno. Sotto un sole alto ma che non riesce a riscaldare, in un silenzio interrotto solo dagli sporadici crepitii profondi dei ghiacci, si stende la coltre gelata würmiana che, verso sud, si divide in lingue screziate dalle sfumature grigie di infiniti detriti rocciosi distribuiti in fasce parallele sulla superficie gelata. In lontananza, altre isole di roccia emergono dai ghiacci würmiani. Sono le sommità di imponenti massicci rocciosi (figura 22) che, nella realtà würmiana, appaiono come modeste balze di roccia esposte per altezze di un centinaio di metri al massimo, affondando per la quasi totalità nel ghiaccio.

Anche sotto quel mare di ghiaccio, solo in apparenza immobile, la superficie del territorio subisce un incessante modellamento. Gli effetti potremo osservarli solo dopo che i ghiacci si saranno ritirati.

Chiudi gli occhi sul paesaggio glaciale per poi riaprirli su quello attuale. E adesso cerchiamo assieme quello che i ghiacciai formavano e, al tempo stesso, nascondevano.

Erosioni. La prima immagine la raccogliamo nella Valle del Torrente Raccolana, tra Chiusaforte e Sella Nevea (figura

Fig. 22 - Un esempio di *nunatak* attuale della calotta glaciale antartica. Il Friuli montano si presentava così durante le massime espansioni glaciali quaternarie. Dalla coltre di ghiacci del comprensorio alpino carnico e giulio emergevano solo le cime più elevate.

23). Guardando dai ripiani di quest'ultima verso Chiusaforte si percepisce netto il profilo trasversale del solco vallivo. È modellato in una caratteristica forma svasata, con le pareti rocciose che dal raccordo con il fondovalle piatto in breve si verticalizzano estendendosi, maestose ed imponenti, a raggiungere quote molto elevate. Nell'insieme, il fondovalle e le pareti rocciose laterali che lo confinano ai lati, assumono l'aspetto di una gigantesca U. Questa è la caratteristica forma che una valle eredita dal transito prolungato di una potente lingua glaciale. Nelle zone alpine coperte un tempo dai ghiacciai würmiani, le valli ad U sono uno dei caratteri distintivi dominanti.

Inevitabilmente il tempo segna le persone. Il nonno ora mostra segni e tracce che ne hanno mutato i tratti. L'aspetto che aveva resta però ancora intuibile e quasi rintracciabile tra i solchi che il suo viso un tempo non aveva. Lo stesso accade per il paesaggio. Anche le valli più alte, abbandonate dai ghiacci ormai da più di 15.000 anni, si stanno modificando con rapidità. Col tempo le zone di raccordo tra il fondovalle e le ripide pareti strapiombanti si vanno rivestendo di detriti



Fig. 23 - La Val Raccolana, tra Chiusaforte e Sella Nevea, ripresa da est verso ovest. Si può notare la caratteristica morfologia (valle con profilo a U) ereditata dal transito glaciale.

(figura 24). E mentre questo accade il corso d'acqua che, sostituitosi alla lingua glaciale, percorre la vallata ormai libera, può rivestirne il fondo con spesse alluvioni ghiaiose. In altri casi, al contrario, può verificarsi che lo stesso torrente o fiume che attualmente solca la valle abbia una forte capacità erosiva e ora ne stia incidendo con forza il fondo.

La seconda immagine è presa lungo la strada che da Pontebba conduce a Pramollo (figura 25). Raffigura una roccia



Fig. 24 - La Valle di Fleons, a nord di Forni Avoltri. Sulla destra si stagliano le pareti carbonatiche del M. Avanza. La valle mostra un chiaro modellamento glaciale (profilo a U) solo in parte mascherato dai successivi detriti di falda che rivestono la base del versanti.



Fig. 25 - Sottili strie prodotte per sfregamento del substrato roccioso durante il lento transito di una coltre glaciale ricca di detriti.

calcarea sulla cui superficie sono incisi degli evidenti e sottili solchi paralleli. Sembrano dei graffi, profondi da uno a qualche millimetro, e ciò che li ha prodotti doveva generare pressioni gigantesche.

I solchi di questo tipo sono un ulteriore esempio di erosione glaciale, anche se, in questo caso, in tono decisamente minore. Più che dal ghiaccio in sé queste microincisioni, sempre perfettamente visibili ad occhio nudo, sono prodotte dallo sfregamento tra frammenti di roccia particolarmente resistenti (trasportati dal ghiacciaio alla propria base) e il substrato roccioso sul quale scorre la coltre di ghiaccio.

Certo che per "graffiare" una roccia con dei risultati apprezzabili non basta trascinarci sopra dei frammenti e blocchi di altra roccia. Occorre anche spingerli, dall'alto verso il basso (e in avanti) con forza consistente. Nel nostro caso la forza è data dalla pressione che il peso della spessa lingua di ghiaccio esercitava durante il suo movimento da Pramollo verso Pontebba, e da lì fino a Gemona e Udine. È anche abbastanza facile calcolare quanto intensa poteva essere la spinta verticale che il poderoso ghiacciaio esercitava sulle rocce della valle contro le quali lentamente scorreva. Nel punto dove sono visibili le striature la lingua glaciale che le ha prodotte aveva circa 1500 m di spessore. Lo si ricava conoscendo la quota alla quale si trova la roccia striata (780 m) e le altezze massime alle quali arrivavano i ghiacci nel Pontebbano durante il Würm (1800 m).

Immaginiamo ora un frammento di roccia irregolare che con parte della sua superficie, diciamo un cm2, viene a contatto con un'equivalente superficie del fondo roccioso. Ebbene, su quella minuscola superficie di roccia i 1000 m di ghiaccio che la sovrastano avranno un peso di ben 100 kg esercitando una conseguente pressione. Appoggiando la punta di un cacciavite sul piano di una bilancia pesa-persone tenendolo leggermente obliquo e cominciando a spingere con forza, per quanta potenza abbiate non riuscirete a far superare alla bilancia i 20 kg. Ecco, decuplicate la pressione e otterrete qualcosa di simile alle forze in gioco sul fondo di quel ghiacciaio che, tra Pramollo e Pontebba, incideva il substrato roccioso intorno ai 120.000-20.000 anni fa. Lo stesso effetto di striatura glaciale può essere presente, oltre che su particolari substrati rocciosi, anche e più frequentemente su ciottoli e massi di origine glaciale presenti negli accumuli morenici di fondo ghiacciaio (figura 27). Il processo che produce le strie è il medesimo: contatti per sfregamento tra il substrato e i frammenti di roccia inglobati e trascinati sul fondo del ghiacciaio. Il tutto sempre sotto l'azione di poderose pressioni.

La terza ed ultima immagine di questa serie ci mostra qualcosa di spettacolare e caratteristico delle alte quote alpine (figura 28). Siamo di fronte ad una delle tante conche rocciose che per la propria conformazione ed ampiezza fungevano in passato da privilegiate zone d'accumulo di cospicui spessori di neve. Neve che, sotto il carico del proprio stesso peso, si comprimeva eliminando progressivamente l'aria presente negli interstizi tra i singoli cristalli, finendo col trasformarsi in ghiaccio omogeneo compatto e pesante. Il suo peso specifico, aumentato fino a 20 volte rispetto a quello della neve fresca, e la diminuizione degli attriti con il fondo, diventavano le ragioni del suo lento scorrere lungo i piani debolmente inclinati dei fondivalle.

Le ampie conche rocciose delle alte quote, adatte ad ospitare gli embrioni dei ghiacciai alpini, sono chiamate circhi glaciali per la loro conformazione semicircolare, ben apprezzabile in qualsiasi carta topografica per escursionisti. In esse, durante il Würm, si originavano le poderose lingue glaciali che in Friuli si riunivano dando luogo al ghiacciaio tilaventino, dal nome latino del Fiume Tagliamento del quale replicava percorso. Gli stessi embrioni di ghiacciai delle alte quote favorivano ed accentuavano la forma a conca dei circhi glaciali attraverso un lento e continuo modellamento.

Depositi. Quando in una scuola suona l'inizio della ricreazione una fiumana di studenti si riversa nei corridoi consumando panini e merendine. Decine di cestini finiscono col riempirsi di carte, lattine e involucri di ogni tipo. Al successivo suono della campanella la massa di studenti vocianti si ritira rapidamente scomparendo assorbita dalle rispettive aule. I corridoi tornano vuoti ma in essi restano visibili i segni della ricreazione appena trascorsa: i cestini stracolmi!

Quanto descritto fa al caso nostro. Ricreazione fa rima con Giaciazione. Entrambe creano i presupposti per la formazione di masse in movimento (studenti e ghiacci). Masse che riempiono spazi stretti e allungati (corridoi e vallate) portando con sé materiali che di lì a poco verranno abbandonati (rifiuti e frammenti di roccia). In entrambi i casi i materiali abbandonati formano accumuli ben riconoscibili (cestini colmi e rilievi morenici). Accumuli che possono restare a

testimonianza di quanto avvenuto, per tempi più o meno lunghi, fino a quando non saranno rimossi da una causa esterna (bidelli o erosioni fluviali).

Credo che a nessuno interessi cercare cestini stracolmi che parlano di ricreazioni consumate, ma sono altrettanto convinto che a molti piacerebbe saper riconoscere i resti abbandonati sul territorio dagli antichi ghiacciai: le cosiddette morene. La loro distribuzione segna con precisione l'origina-



Fig. 26 - Caratteristica morena di fondo formata da un abbondante impasto limoso (fanghi) con sparsi ciottoli di varie dimensioni distribuiti in modo caotico (Valle del Rio Chiantone, a nord di Villa Santina; Alpi Carniche).

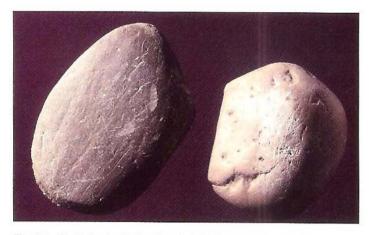


Fig. 27 - Ciottoli solcati da strie glaciali. Erano contenuti nella morena di fondo della figura precedente.



Fig. 28 - Circo glaciale multiplo e relative conche di produzione glaciale sagomate nei versanti settentrionali del M. Raut (Prealpi Carniche). Il ghiacciaio si muoveva verso Nord.

ria estensione massima dei ghiacci sul territorio. Vediamo come i vari tipi di accumuli morenici possono aiutarci a capire. Anche questa volta ricorreremo a degli esempi reali, o meglio, virtuali.

Se dai più alti rilievi delle Alpi Carniche ci spostiamo verso sud percorrendo una delle vallate principali, ad esempio la Valle del Torrente Degano, conosciuta anche come Canale di Gorto, ci sostituiamo idealmente ai ghiacci würmiani che, sotto forma di spessa lingua, seguivano il nostro stesso tragitto in un intervallo di tempo compreso all'incirca tra i 120.000 e i 17.000 anni fa.

Partiremo da Forni Avoltri che, con i suoi retrostanti ampi circhi glaciali dei Monti Avanza, Fleons e Volaia, ci dà la garanzia di una continua produzione di ghiaccio durante l'epoca würmiana. Da Forni Avoltri procediamo verso il paese di Rigolato, raggiungendo da lì Comegliàns. Da quest'ultimo, dopo pochi chilometri, arriviamo ad Ovaro. Nel tragitto fin qui percorso, poco più di una decina di chilometri, due consistenti apporti laterali di ghiaccio rinvigorivano la lingua glaciale di Forni Avoltri: quello proveniente dal versante sud del M. Cogliàns e quello della Val Pesarina. In corrispondenza di Ovaro ci fermiamo ad osservare l'ampia vallata.

Di fronte a noi, sul versante destro, un centinaio di metri sopra il fondovalle, si scorgono i ripiani di Mione, Luint e Ovasta (figura 29), piccoli paesi circondati da terreni fertili e ordinatamente coltivati. Confrontando questo tratto di valle



Fig. 29 - In secondo piano si stagliano i ripiani di Mione, Luint e Ovasta formati da una coltre morenica di fondo che riveste il substrato roccioso esarato dai ghiacci würmiani (Val Degano, di fronte ad Ovaro).

con quello che ci siamo appena lasciati alle spalle, tra Forni Avoltri e Comegliàns, viene spontaneo domandarsi la ragione di tanta fertilità. Il motivo va cercato proprio nel ghiacciaio che percorreva il Canale di Gorto e nelle rocce che esso attraversava lungo il proprio percorso. Il peso stesso del ghiaccio, sotto forma lingua glaciale in lento movimento, fornisce capacità abrasive tanto più accentuate quanto più le rocce dei versanti e del fondovalle sono disgregabili. Tra le rocce coerenti le marne sono tra le più... frantumabili, e lo sfregamento della lingua glaciale contro di esse produce una poltiglia fangosa. Questi fanghi, che inglobano blocchi e frammenti di roccia più resistenti all'usura (figura 26), furono abbandonati dai ghiacci nel momento in cui questi si ritirarono, fino a scomparire dalle nostre zone.

La causa del ritiro fu un repentino aumento globale della temperatura, verificatosi circa 17.000 anni or sono. Quanto è rimasto sul territorio un tempo coperto dai ghiacci, forma ora un deposito argilloso particolare, molto fertile, chiamato morena di fondo essendosi generato per l'azione esarativa attiva sul fondo del ghiacciaio.

Al ritiro dei ghiacci la morena di fondo fu abbandonata, proprio come una coltre, lì dove in quel momento si trovava. È come se Linus, facendo rapidamente ritorno verso casa abbandonasse a terra la sua inseparabile coperta.

Questo tipo di morena è molto diffuso, con spessori compresi tra meno di un decimetro e parecchi metri. Più difficile è...

vederla, dato che per la sua natura fertile è ovunque coltivata o coperta da vegetazione spontanea. Occorre allora andare a cercarla lì dove i prati e i campi hanno subito recenti erosioni o smottamenti che, eliminando la copertura vegetale, ne hanno messo in evidenza i caratteri originari (figura 8). In alternativa, per prendere confidenza con i costituenti delle morene di fondo, basta anche solo osservare un campo appena arato. Cercatelo lungo i versanti delle vallate carniche evitando i fondivalle larghi e piatti. Questo perché in essi predominano i depositi fluviali che, in tempi recenti, si sono sovrapposti alle eventuali morene di fondo che rivestivano la base del solco vallivo.

Se dunque cercate un campo arato, posto in posizione opportuna, vi potrete trovare zolle di limo contenenti sparsi ciottoli, alcuni dei quali visibilmente striati (figura 27). Sono la testimonianza che lì transitava una lingua glaciale durante l'ultima glaciazione, quella würmiana (figura 30).

La morena di fondo può essere dunque pensata come una sorta di sottile coperta di fango adagiata su buona parte dei territori un tempo rivestiti dai ghiacci in movimento. Al suo interno si trovano ciottoli sparsi e rari massi, anche di considerevoli dimensioni (massi erratici, trovanti). Al contrario, gli altri tipi di morena (laterale, di confluenza e frontale) si presentano sotto forma di rilievi alti da pochi metri ad oltre un centinaio, ben circoscrivibili e spesso riconoscibili per la loro caratteristica forma allungata e/o arcuata. Sia le morene laterali sia quelle di confluenza, sono in genere rare e, in un territorio liberato dai ghiacci da molte migliaia d'anni, solo un occhio esperto riesce ad individuarle.

Si possono localmente generare - il nome stesso lo dice - rispettivamente al contatto tra il ghiacciaio e le pareti della valle che lo ospita (morena laterale), oppure dove due lingue glaciali, provenienti da vallate diverse, si uniscono fondendosi in una sola (morena di confluenza). Per entrambe la probabilità di formarsi non è elevata, contrariamente a quanto accade per le morene frontali. Quest'ultimo particolare tipo di accumulo si appoggia alla fronte di una lingua glaciale (figura 30), iì dove questa staziona. Dato che il ghiacciaio è un corpo solido in lento ma costante movimento - una sorta di nastro trasportatore o enorme scala mobile in leggera discesa - quanto vi cade sopra o viene raccolto dal fondo sul quale scorre, è destinato in gran parte a raggiungere la fronte glaciale, ossia il termine più avanzato del ghiacciaio. E lì

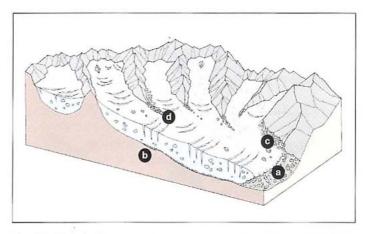
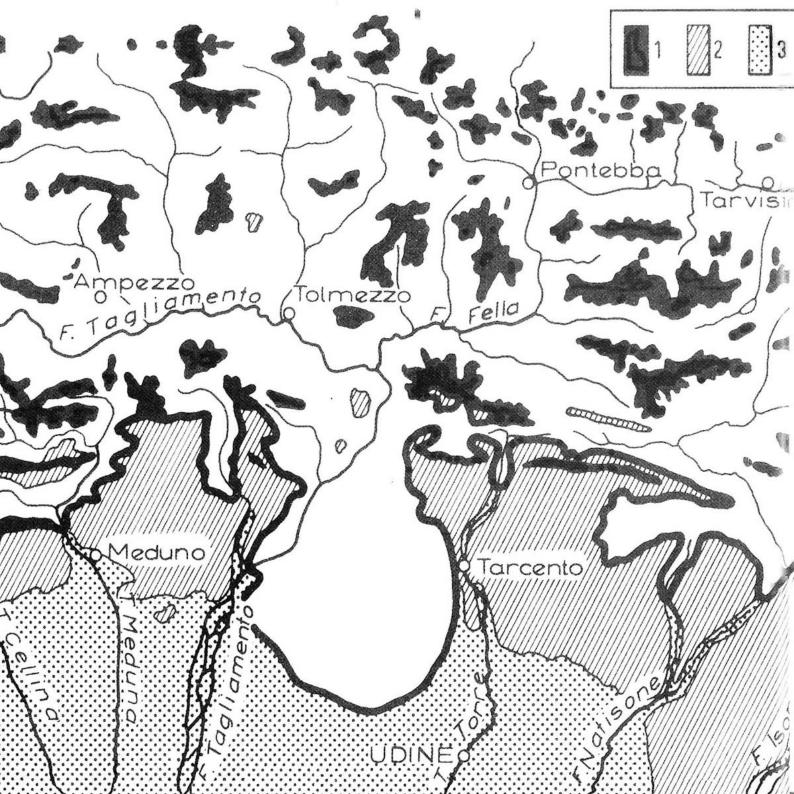


Fig. 30 - Varietà di morene che vengono a prodursi ed accumularsi in un contesto glaciale di tipo alpino: a) morena frontale; b) morena di fondo; c) morena laterale; d) morena di confluenza. Alla base del ghiaccialo le rocce sulle quali esso scorre possono presentarsi levigate ed arrotondate dall'esarazione glaciale (rocce montonate) e con i caratteristici solchi (strie glaciali) paralleli alla direzione di scorrimento.

ogni blocco roccioso, grande o infinitesimo, sarà letteralmente espulso dai ghiacci nei quali ha viaggiato per decine e decine, a volte centinaia, di chilometri.

Al successivo ritiro della lingua glaciale, regolato dagli aumenti della temperatura media estiva, resteranno depositate al fronte della lingua le caratteristiche morene arcuate. Possono essere alte oltre un centinaio di metri o molto meno di una decina, estendersi in pianta per decine di chilometri o non raggiungere nemmeno la cinquantina di metri di ampiezza. In ogni caso hanno sempre una forma ad arco, con la concavità rivolta verso monte.

Una condizione necessaria per la formazione della morena frontale è che la lingua glaciale, grande o piccola che sia, stazioni nella medesima posizione per qualche centinaio di anni almeno, favorendo una concentrazione del materiale morenico espulso dai ghiacci. Naturalmente, le morene frontali per potersi conservare non devono essere coperte da un successivo avanzamento dei ghiacciai. Questo perché i ghiacci, nella loro eventuale espansione, le "riassorbirebbero" cancellandole e ridistribuendone il contenuto in posizione più avanzata. Dunque i ghiacciai per garantire la conservazione della propria morena frontale debbono solo... ritirarsi.



Friuli... on the rocks

Per comprendere l'aspetto del Friuli durante l'intervallo glaciale würmiano (figura 31) la cosa più emozionante è immaginare di tornare indietro nel tempo e ripercorrere gli antichi tragitti delle lingue glaciali nelle vallate alpine. Riprenderemo quindi il viaggio interrotto nel capitolo precedente, seguendo il percorso disegnato dalla lingua glaciale che occupava la Val Degano. Avanzando verso sud, in direzione di Udine, andremo alla ricerca delle morene frontali abbandonate dal ghiacciaio. Tra queste cercheremo la più avanzata tra tutte per scoprire il punto più meridionale raggiunto dai ghiacciai würmiani in Friuli. Si riparte!

Passata la Stretta di Muina, dove un lembo di rocce più resistenti all'esarazione glaciale restringe per un breve tratto la valle, raggiungiamo Villa Santina. Qui, con l'immaginazione, ci solleviamo idealmente fino a superare il chilometro d'altezza.

Qualcosa intorno a noi sta cambiando. Lentamente i campi coltivati, i prati e i boschi si dissolvono. I versanti dei monti si coprono impercettibilmente di bianco. Prima solo un tenue velo, poi uno spessore più consistente, infine una coltre abbagliante che finisce col sommergere ogni cosa. Strade, ponti, stavoli, case, intere borgate e paesi affondano sotto e all'interno di decine e poi centinaia di metri di neve che rapidamente si trasforma in ghiaccio sempre più compatto. Ci troviamo ora in pieno intervallo glaciale. Siamo stati proiettati nel Würm, l'ultima glaciazione alpina. Sotto di noi si estende il Friuli di allora.

Inizia il viaggio alla scoperta di quello che accadeva alla fronte glaciale più estrema. Là dove le singole lingue glaciali provenienti dalle vallate carniche e pontebbane erano ormai confluite a formare un'unica massa in movimento verso la pianura: la grande lingua glaciale tilaventina.

Di fronte a Villa Santina (o meglio la posizione dove molte

Fig. 31 - II disegno riporta la massima espansioni dei ghiaccial würmiani secondo Gortani (1959, ridis.). 1- rilievi emersi dai ghaicci, 2 - rilievi prealpini, 3 - pianura.

migliaia di anni più tardi sarebbe sorto il paese) la lingua glaciale della Val Degano si immetteva in quella dell'alto Tagliamento che, scorrendo da ovest verso est, si arricchiva del contributo proveniente dalla Valle del Torrente Lumiei. Sotto di noi un fiume di ghiaccio, solo in apparenza immobile, colma l'ampia vallata raggiungendo spessori di poco superiori al chilometro. Ci spostiamo ora verso Tolmezzo, sorvolando quella che dall'alto appare come una gigantesca strada ghiacciata che unisce i monti alla pianura. Lì, dove molto più tardi sarebbe sorto il capoluogo della Carnia, un'altra spettacolare confluenza attrae la nostra attenzione.

La lingua glaciale del Tagliamento, già rinvigorita dagli afflussi provenienti dalle cime più alte della Val Degano, si arricchisce ora di quelli, cospicui, della Valle del Torrente Bût (Canale di San Pietro). Quest'ultima valle drena gli odierni settori montani di Paluzza e Timau, con le cime del gruppo del M. Coglians e del M. Crostis-Cimon di Crasulina; inoltre, riceve il consistente tributo della Valle del Torrente Chiarsò (Canale d'Incaroio), con i rispettivi bacini di circo glaciale sottesi dai Monti Dimon, Cuestalta e Lodin, poderosi serbatoi per la produzione di ghiaccio, nonché dalle pendici dello Zermùla e del Sernio.

Il percorso del ghiacciaio, ormai giunto nella piana di Amaro, dove il fondovalle si allarga distanziando i rilievi dei Monti Amariana e Festa, devìa verso sud, non prima però di essersi diviso in un troncone minore. Questo segue un tragitto parallelo utilizzando una valle che, alcune migliaia di anni più tardi, ospiterà il Lago di Cavazzo.

Noi seguiremo il primo e più consistente dei due rami del ghiacciaio, quello che corre lungo l'attuale Tagliamento, anche perché laggiù, sullo sfondo, appena prima di incontrare i rilievi dei Monti Plauris e San Simeone, tra i quali si insinua seguendo l'andamento dell'attuale valle fluviale, si scorge una nuova confluenza. È quella della lingua glaciale che percorre la Valle del Fiume Fella.

Questo apporto sembra quasi pareggiare, per ampiezza e volume di ghiaccio, le dimensioni della lingua dell'alto



Fig. 32 - La confluenza tra le valli del Fella e del Tagliamento vista dal Monte Festa. Durante la glaciazione würmiana solo le cime più alte (confronta la figura 31) emergevano dai ghiacciai che ricoprivano le vallate scorrendo lentamente verso Udine.

Tagliamento nella quale confluisce proprio di fronte al paese di Amaro.

Ci innalziamo di qualche centinalo di metri ancora. Vogliamo comprendere l'origine di questo ulteriore volume di ghiaccio. Ci accontenteremo di scorgere in lontananza le zone di alimentazione di questo contributo al grande ghiacciaio alpino del Tagliamento.

Il nostro obiettivo è a sud, non dimentichiamolo. È là, nella zona più esterna, verso le quote inferiori, dove i ghiacciai vanno a consumarsi abbandonando le proprie spoglie scomposte. Spoglie costituite da ammassi detritici grandi e piccoli accumulati in estesi rilievi collinari dalla caratteristica forma arcuata: il cosiddetto anfiteatro morenico. È per questo che sostiamo solo quel tanto che occorre per capire che

la nuova imponente massa di ghiaccio proveniente dalla Val Fella drena le nevi dell'intero settore pontebbano (Canale del Ferro). In destra idrografica, confluiscono nella Valle del Fella quelle dei Torrenti Bombaso (M. Cavallo), Pontebbana ed Aupa (Creta Grauzaria), mentre in sinistra idrografica danno il loro deciso contributo di ghiaccio tre vallate parallele, orientate in senso est-ovest e circondate da rilievi molto elevati (M. Canin, con 2571 m d'altezza, e Montasio, che raggiunge i 2753 m).

Rivolgiamo la nostra attenzione a sud e riprendiamo il percorso. All'altezza di Venzone la nostra posizione privilegiata, sospesa sul territorio, si è di nuovo abbassata a poche centinaia di metri sulla superficie dei ghiacci. Siamo ora al centro della vallata, ad una quota di poco superiore alle cime dei Monti San Simeone e Plauris. A velocità di crociera ci spostiamo verso Udine. È come trovarsi a bordo di un aliante-macchina del tempo proiettati in piena epoca glaciale würmiana. Guardando verso il basso, possiamo osservare il tapis roulant di ghiaccio che riempie la valle fino alle sue medie quote.

Scendendo verso sud il clima è mitigato dall'influsso dei venti meridionali. Parallelamente le quote del fondovalle si abbassano, passando dai 900-600 m dell'alto Friuli, ai 300 m della zona tra Tolmezzo e Amaro dove, nella poderosa lingua glaciale tilaventina, sono ormai confluiti i contributi provenienti dalle quattro principali vallate del territorio montano: Canale del Ferro (Fiume Fella), Canali di San Pietro e d'Incarojo (Torrenti Bût e Chiarsò), Canali di Gorto e San Canciano (Torrenti Degano e Pesarina) e Valle del Torrente Lumiei.

Oltre Venzone la vallata del Tagliamento corre a quote ormai prossime ai 200 m sul livello del mare. Le montagne che la sovrastano e delimitano hanno quote nettamente più basse (1000-1700 m) rispetto ai rilievi dell'alto Friuli (2000-2700 m). Su di esse la neve stagionale tende a sciogliersi parzialmente durante i periodi meno rigidi dell'anno non consentendo un accumulo tale da trasformarla in ghiaccio. L'unico ghiaccio che ora vediamo è quello della lingua würmiana che occupa il fondovalle. Pur essendosi arricchita dei ghiacci drenati da tutta la Carnia e il Pontebbano, da Venzone in poi il suo spessore tende progressivamente a ridursi. È una conseguenza inevitabile: le basse quote verso le quali scorre hanno temperature via via meno rigide e l'afflusso dei ghiacci, seppur imponente, non può che risentirne.

Arriverà il momento, anzi il luogo, dove per la sopravvivenza della lingua glaciale tilaventina l'aumento di temperatura, regolato dalla diminuzione di quota del fondovalle, diventerà determinante. Incontreremo un punto, anzi una fascia, in cui l'apporto giornaliero di ghiaccio sarà bilanciato dalla quantità che di esso si scioglie (ricordiamo sempre che un ghiacciaio è una massa solida che fluisce con velocità da uno ad alcuni metri al giorno). È lì il capolinea del nostro viaggio virtuale, alla ricerca del cimitero del grande ghiacciaio per renderne omaggio alle spoglie.

Nel frattempo la temperatura da gelida si è fatta più mite e il freddo meno pungente. Di fronte a noi la Valle del Tagliamento si allarga verso sud aprendosi nell'alta pianura friula-



Fig. 33 - Massi erratici di origine glaciale immersi nelle morene sepolte a sud-ovest di Udine, in località Basaldella, e venuti alla luce negli anni '80 durante la costruzione del passante autostradale.

na. Sentiamo di avere quasi raggiunto quello che cercavamo: la fronte più avanzata del grande ghiacciaio tilaventino durante il Würm. Ci muoviamo verso un minuscolo rilievo conglomeratico che emerge a stento dai ghiacci più avanzati. Ci abbassiamo e là sostiamo tra le rocce.

Dal nuovo punto di osservazione, sì e no qualche decina di metri quadrati di roccia lambita dai ghiacci, cerchiamo di capire dove ci troviamo. Guardando verso nord, da dove siamo arrivati, si scorgono in lontananza delle montagne familiari.

Anche se coperti solo di conifere a causa del rigido clima glaciale, si riconoscono agevolmente i rilievi collinari delle Prealpi Giulie. Tra essi svettano il M. Cuarnan (sopra l'odierna Artegna) e i Monti La Bernadia, seguiti sullo sfondo dalle balze rocciose del M. Cjampeòn e dall'inconfondibile profilo rettilineo della Catena dei Musi, entrambi ammantati di neve. Sulla loro sinistra, verso ovest, il solco vallivo del Tagliamento ci appare come un canale colmo di ghiaccio che, allargandosi nell'alta pianura, arriva fino a noi circondando la nostra postazione di fortuna.

Ci siamo! Il piccolo rilievo sul quale stiamo raccogliendo le idee, sopraelevato sull'antistante pianura, altro non è che... la sommità del Colle di Udine. Siamo seduti esattamente nel punto in cui nel 1500 sorgerà il futuro castello, circondato dal suo tessuto urbano. Rendersene conto è a dir poco entusiasmante!

Un momento... All'improvviso la nostra gioia si trasforma in stupore per un'inaspettata rivelazione. Ripensando alle nostre conoscenze sui ghiacciai würmiani del Friuli, confrontandole con quanto osserviamo intorno a noi... c'è qualcosa che non torna. Dunque, per quanto ci è dato di vedere, il ghiacciaio würmiano non si fermava, come abbiamo imparato sui banchi di scuola, all'altezza di San Daniele, Fagagna, Moruzzo, Pagnacco e Tricesimo! No, si spingeva oltre. Fino a raggiungere e quasi sommergere la futura Udine e il suo sperone roccioso del Colle. Da qui, disegnando un grande arco verso ovest, il limite dei ghiacci würmiani finiva con l'estendersi su Basiliano e Campoformido. Stupiti - e non poco - per questa inaspettata rivelazione, tanto quanto lo siamo per l'esperienza che stiamo vivendo, ci spostiamo con rapidità verso l'orlo del ghiacciaio, addossato al Colle di Udine.

Eccoci finalmente sull'obiettivo del nostro viaggio würmiano: la morena frontale più avanzata formata dal ghiacciaio tilaventino. Siamo sul limite estremo del ghiacciaio che termina con una parete scoscesa ed abbagliante. Si sviluppa quasi a strapiombo sull'antistante pianura ed alla base presenta una congerie di detriti accumulati in forma di rilievi modesti e irregolari che si elevano da alcuni metri a qualche decina sulla circostante piatta pianura ghiaiosa. Scendiamo ad osservare.

I cumuli irregolari sono distribuiti secondo un allineamento che borda, e in parte ancora riveste, la parete della lingua glaciale. Risultano formati da ghiaie e limi che contengono frequenti e sparsi blocchi rocciosi di grandi dimensioni. Riconosciamo nei massi, che spesso raggiungono e superano il metro cubo, i caratteristici erratici glaciali, ossia quei blocchi franati dalle pareti rocciose delle valli, oppure scalzati dai versanti raschiati dai ghiacci, e che in essi sono inglobati, trasportati oltre e depositati lì dove la lingua glaciale è costretta ad abbandonarli poiché si scioglie e scompare.

Al giorno d'oggi, a distanza di alcune decine di migliaia d'anni dalla loro formazione, quei caratteristici accumuli frontali, i più meridionali di tutto il Friuli, non sono più direttamente visibili. Questo perché col tempo sono stati rivestiti e coperti da successivi depositi fluviali che, al ritiro della lingua glaciale, hanno invaso la zona. A testimonianza muta di quanto il nostro viaggio nel tempo ci sta svelan-

do restano i massi erratici giaciali distribuiti a poca profondità (da 1 a 40 m) nel sottosuolo di Udine e delle zone limitrofe (figura 33).

Per comprendere meglio procuriamoci una carta geografica dell'alta pianura friulana che riporti l'ubicazione dei rilievi morenici più noti, le colline di San Daniele, Fagagna, Moruzzo, Tricesimo, Majano e Buia, tutte formate durante le fasi di stazionamento glaciale würmiano (anche quelle di Qualso e Tricesimo sud, in passato impropriamente attribuite alla glaciazione precedente, quella rissiana). Su quella stessa carta proviamo ad ubicare i punti di ritrovamento dei blocchi rocciosi d'origine glaciale ora sepolti a bassa profondità nell'alta pianura friulana (definiti massi erratici o anche trovanti). Complessivamente la loro distribuzione (messa in evidenza dai numerosi scavi e trivellazioni effettuati per l'edilizia, gli approvvigionamenti idrici e la viabilità, con gli sbancamenti per l'autostrada e la tangenziale di Udine, soprattutto) disegna in pianta tre archi concentrici. Essi rappresentano le posizioni raggiunte in tempi successivi (dalla più esterna alla più interna) dal ghiacciaio würmiano del Tagliamento (figura 34).

È probabile che queste tre cerchia moreniche che, ricordiamolo, oggi sono quasi totalmente sepolte dai sedimenti
ghiaioso-sabbiosi fluviali successivi ad esse, corrispondano al primo deciso irrigidimento climatico würmiano, conclusosi intorno ai 60.000 anni fa. Tre cerchia di depositi: la
più esterna (Qualso-Reana-Udine-Campoformido-Basiliano) attesterebbe il fronte d'avanzamento massimo raggiunto dal ghiacciaio; le due cerchia più interne (TavagnaccoFeletto e Tricesimo sud-Martignacco-Torreano) corrisponderebbero a due pulsazioni regressive, ognuna dovuta ad
un limitato ritiro della fronte glaciale, seguito da un periodo
più o meno lungo di stazionamento che ha favorito l'accumulo morenico.

Nel nostro viaggio temporale abbiamo individuato la posizione più meridionale raggiunta dal ghiacciaio tilaventino. Posizione che dunque sembra arrivasse a ricoprire Udine, Campoformido e Basiliano (figura 34). Il nostro viaggio virtuale nel tempo ci ha portato alla fronte più estrema raggiunta dal grande ghiacciaio friulano. Quanto abbiamo visto si verificò, con tutta probabilità, intorno ai 70.000 anni fa, durante uno dei maggiori picchi climatici negativi dell'ultima glaciazione, quella würmiana.

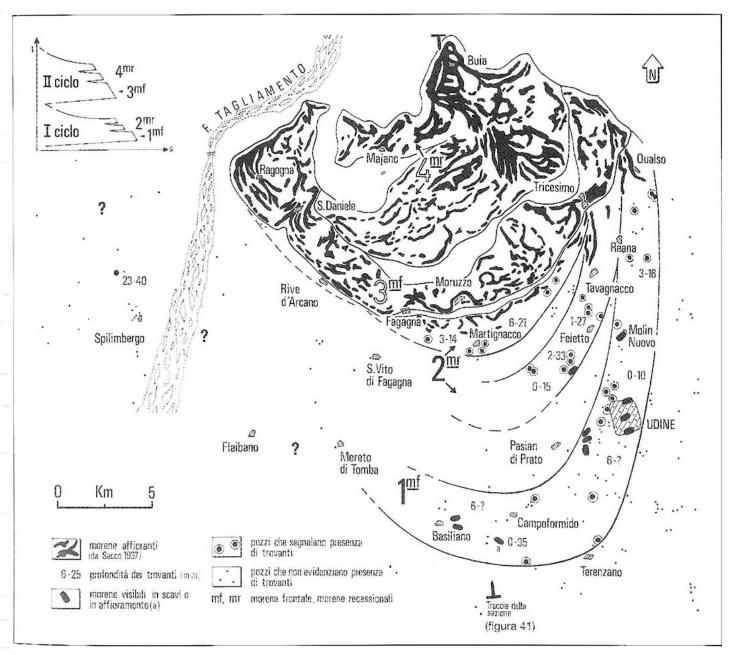
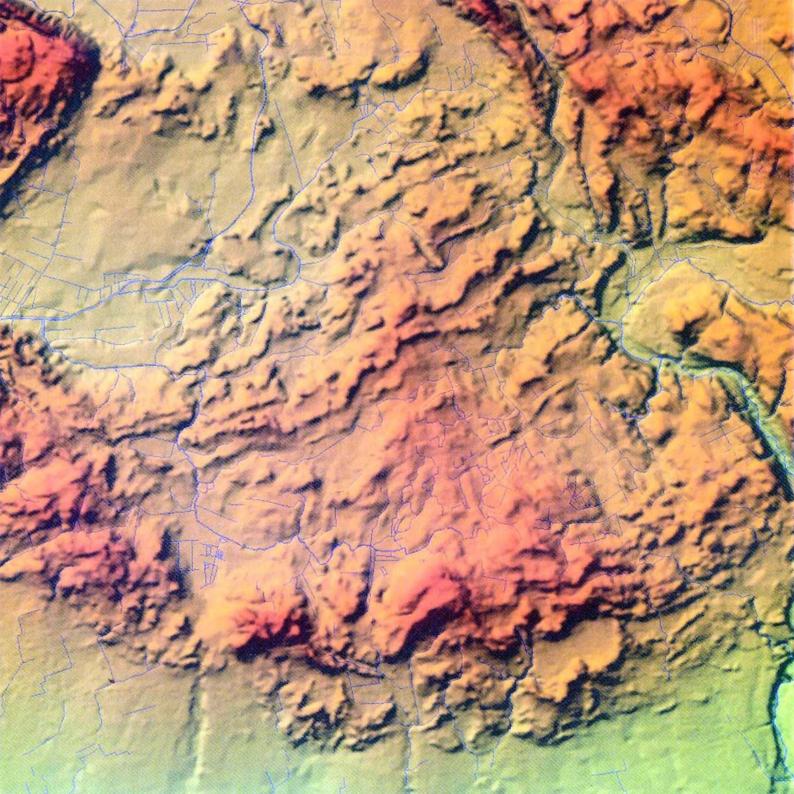


Fig. 34 - Anfiteatro morenico tilaventino. Distribuzione dei depositi glaciali affioranti e localizzazione delle morene sepolte (più antiche) così come sono state desunte da scavi e stratigrafie di pozzi ubicati nell'alta Pianura Friulana. L'arco morenico sepolto più meridionale disegna una propaggine arcuata che si spinge oltre 10 km più a sud rispetto al più avanzato degli archi morenici affioranti. Questo a testimonianza di una espansione glaciale würmiana più meridionale di quanto i dati affioranti potrebbero lasciare presupporre (da C. Venturini, 1988).



Ghiacciai che lambivano il Colle di Udine

Accadde all'improvviso, mentre ancora la nostra attenzione era concentrata sui depositi morenici frontali. Stavamo osservando la composizione di quei massi per comprenderne la provenienza (figura 34). Tra essi avevamo appena riconosciuto dei caratteristici blocchi di rocce vulcaniche rosse, alcune di età triassica, altre carbonifera. Accanto ad essi si notavano numerosi elementi di conglomerato di età miocenica presenti in massi sub-arrotondati di dimensioni superiori al metro cubo. Le vulcaniti provenivano dall'interno della catena alpina carnica, strappate dai rilievi più antichi, collocati presso lo spartiacque tra il bacino idrografico del Mare Adriatico e del Mar Nero, oggi corrispondente in prima approssimazione al confine italo-austriaco. I blocchi di conglomerato invece, con un tragitto glaciale più breve, potevano con tutta probabilità derivare dal settore di Osoppo.

Si stava discutendo con passione sui caratteri della morena frontale quando la scena intorno a noi cominciò a cambiare. I colori del paesaggio e dei depositi glaciali, assieme a quelli della pianura ghiaiosa che verso sud si sostituiva ai ghiacci, si fecero lividi e metallici.

La cosa ci colse di sorpresa. Fino a quell'istante avevamo guidato noi, se così si può dire, il nostro insolito viaggio nel tempo. Ora, inaspettatamente, era il tempo stesso che si era impadronito dei comandi. Era però ancora troppo presto per capire. Potevamo solo, per il momento, osservare. Di fronte a noi la grande parete sub-verticale della lingua glaciale cominciò ad arretrare. Prima per un paio di metri, poi per una decina. Infine, con una rapidità che ci sconcertò, superò il centinaio. E il suo ritiro non accennava a fermarsi o rallentare.

Poi, improvvisamente, com'era iniziata, la corsa a ritroso del grande ghiacciaio si bloccò. Ci spostammo con altrettanta rapidità verso quel nuovo limite frontale, arretrato, rispetto al

Fig. 35 - Anfiteatro morenico del Tagliamento, porzione affiorante. Rappresentazione tridimensionale (DEM) ottenuta utilizzando i dati vettoriali forniti dalla Regione Friuli-Venezia Giulia.

precedente, di quasi cinque chilometri. Provammo allora ad ubicarlo rispetto ai riferimenti geografici della nostra epoca traguardando il promontorio del Colle di Udine, perfettamente individuabile come solitaria protuberanza, sopraelevata di quasi 20 metri rispetto alla piana circostante. Nella rincorsa del "ghiacciaio in fuga" ci eravamo mossi verso nord-ovest. Il nuovo fronte glaciale ora stazionava, secondo i nostri calcoli, in corrispondenza dei futuri abitati di Feletto e Tavagnacco.

Per la seconda volta raggiungemmo la parete frontale della poderosa lingua glaciale. Dalla sua base potemmo notare un'espulsione di detriti e blocchi morenici, alcuni dei quali di cospicue dimensioni. Nel volgere di pochi istanti alla nuova fronte del ghiacciaio si era andato formando un cordone morenico molto simile a quello accumulato all'altezza della fascia precedente la quale, secondo i riferimenti attuali, era giunta a lambire Molin Nuovo, il Colle di Udine, Campoformido e Basiliano.

La comprensione di quanto stava accadendo intorno a noi fu una sorta di illuminazione istantanea. Per qualche fantastica alchimia fisica, il tempo, quello würmiano, scelto per il nostro viaggio virtuale, stava cercando di recuperare rapidamente le decine di migliaia d'anni di sfasamento rispetto al Presente. E ora, nel farlo, ci stava riportando a velocità accelerata verso il tempo attuale. Eravamo diventati osservatori diretti e contemporanei dei mutamenti quaternari del territorio friulano. Valeva la pena di memorizzare ogni cosa di quel rapidissimo, irripetibile, fantastico ritorno al Presente.

Ancora una volta la fronte del ghiacciaio indietreggiò rapida. Fu solo per un paio di chilometri, poi la nuova posizione si stabilizzò e questo consentì la formazione di un nuovo cordone morenico, più interno dei due precedenti. Questa volta, appena riguadagnata la parete di ghiaccio, concentrammo la nostra attenzione su un altro elemento di particolare interesse: la cosiddetta porta del ghiacciaio (figura 36).

Non fu difficile individuarla. Bastò risalire il percorso di un

ventaglio di rivoli d'acqua torbida e biancastra che, come ogni volta in casi simili, si spaglia nella pianura antistante giusto di fronte alla lingua glaciale. È questa un'acqua di fusione, freddissima, lattiginosa perché ricca di limo carbonatico in sospensione e con abbondante ciottolame trasportato per rotolio assieme ad una quantità inverosimile di sabbia e ghiaino. L'acqua che vedevamo scorrere sotto di noi era il prodotto della parziale fusione del ghiaccio. Lo scioglimento della massa gelata era attivo in massima parte sulla superficie della lingua glaciale e lungo i suoi ultimi chilometri di percorso.

Le acque che così si formano solitamente scavano nel ghiaccio dei complessi e mutevoli percorsi che convergono nel punto più basso occupato dal ghiacciaio: il fondo della valle che lo ospita e nella quale esso scorre. Lì le acque, ormai copiose e ancora aggressive, si disegnano un percorso basale che corre al confine tra ghiaccio e fondovalle. Si forma quindi una sorta d'irregolare galleria percorsa da acque costanti e abbondanti. Galleria e flusso d'acqua sbucano all'esterno proprio attraverso la porta del ghiacciaio, un'anfratto che ricorda molto l'ingresso di una grotta.

Da una tale caratteristica apertura, l'acqua irrompeva dunque all'esterno riversandosi nell'antistante pianura friulana e dividendosi in numerosi rivoli che abbandonavano il carico più grossolano, costituito per lo più da ghiaie e ghiaie sabbiose, mentre le sabbie più fini e i limi (fanghiglie) erano trasportati molto più lontano (figura 37). La velocità accelerata alla quale si svolgevano gli avvenimenti sotto di noi fu tale da rendere perfettamente percepibile il progressivo distribuirsi dei depositi glacio-fluviali ghiaiosi nella pianura, fino a lambire, circondare e oltrepassare i due più esterni cordoni morenici di Feletto e Udine, non senza averne sommerso le porzioni inferiori.

Guardavamo con interesse lo svolgersi dei processi fluvioglaciali che, a quella velocità, facevano apparire il territorio come qualcosa di stranamente vivo, in perenne mutamento ed evoluzione costante, animato da una forza propria. Era come se improvvisamente ci fosse stata data l'opportunità di percepire un afflato vivente anche nel regno minerale. Il pensiero ci accompagnò per qualche secondo, solo alcune decine di anni per il territorio friulano che, attraverso i suoi mutamenti, ci gridava la propria vitalità.

Fu il ghiacciaio tilaventino a scuoterci dalle nostre riflessioni.



Fig. 36 - Dall'arco morenico frontale, dalla base del ghiacciaio, esce un flusso continuo di acque di fusione attraverso la "porta del ghiacciaio".

Aveva ripreso la sua corsa a ritroso, verso le origini. Ai nostri occhi il limite della lingua glaciale arretrava adesso ad una velocità impressionante. Con la sua mole biancheggiante risaliva, come un gigantesco convoglio in retromarcia, la vallata del Tagliamento che colmava da un lato all'altro fino a metà dei versanti rocciosi. La lingua glaciale del Tagliamento continuava ad arretrare calando progressivamente di spessore. E noi, tenendone il passo, risalivamo con essa la valle. Di fronte a noi, sui rilievi delle Prealpi, il limite delle nevi perenni, segnato da una fascia sopra la quale i versanti e le cime restano costantemente imbiancati, si andava alzando in veloce progressione. Nel Würm era attestato intorno ai 1200-1300 metri e ora, in pieno ritiro glaciale, anch'esso si spostava via via verso quote più elevate.

Intanto, basandoci sulle morfologie dei rilievi, già confrontabili con quelle attuali, tenevamo conto dei segmenti di fondovalle progressivamente liberati dai ghiacci. Ed ecco, ben riconoscibili, i settori rivestiti di morena di fondo costituita da abbondanti limi, ciottolame e sparsi massi erratici, dove sarebbero sorti tra migliaia di anni i paesi di Buia con, sulla destra, quelli di Magnano in Riviera e Artegna. Ecco il Colle di Osoppo e più su Gemona; ma qui ci accorgiamo che manca ancora il conoide di alluvioni sul quale sorgerà il paese e che si comincerà a formare grazie ai depositi ghiaiosi del Torrente Vegliato, ma solo dopo il ritiro completo dei ghiacci.



Fig. 37 - Piana alluvionale percersa da infiniti rivoli d'acqua che, carichi di detriti, si originano dalle acque di fusione glaciale.

Per noi non c'è sosta. La lingua glaciale non accenna a rallentare la sua ritirata verso nord. Sono progressivamente liberati dai ghiacci i fondivalle dove sorgeranno Venzone, Moggio, Dogna e Pontebba da un lato, e dall'altro Amaro, Tolmezzo, Villa Santina e Forni di Sopra; e parallelamente Arta e Paluzza, contemporaneamente ad Ovaro, Comeglians con Forni Avoltri, Pesariis e Sauris. Nel volgere di qualche decina di secondi, nella realtà nemmeno 1.000 anni, tutto il Friuli s'era scrollato di dosso la coltre gelata würmiana.

Bene! Prendevamo atto che i ghiacciai friulani, a causa di un generale e rapido riscaldamento climatico, si erano ristretti e ridotti a tal punto da occupare solo le più estreme, alte ed impervie conche di circo glaciale. I ghiacciai dunque avevano praticamente abbandonato le valli friulane, ma non definitivamente. Per capirlo sarebbe bastato riflettere su un particolare tutt'altro che trascurabile. Perché non avevamo incontrato le tracce del grande anfiteatro morenico tilaventino, del quale ancora oggi restano immutate le testimonianze nei rilievi collinari di San Daniele, Moruzzo, Brazzacco, Tricesimo, Majano, Cassacco, Treppo Grande, Collalto e, in parte, Buia?

Al loro posto, per il momento, si stendeva solo un'immensa e piatta coltre limosa con sparsi ciottoli striati e più rari massi erratici: la morena di fondo abbandonata dal ghiacciaio in ritiro. Una sorta di bava di gigantesca lumaca... in fuga. In



Fig. 38 - Massi erratici abbandonati da una lingua glaciale (stadio di Bühl) in fase di ritiro (Ripiani del Montasio, Alpi Giulie).

aggiunta, sopra alla morena di fondo si andava distribuendo un sottile spessore di aliuvioni glacio-fluviali trasportate e abbandonate dai corso d'acqua sostituitosi alla lingua glaciale: il Tagliamento! Al nostro viaggio mancava un tassello. Il più importante fra tutti. Non tardammo molto a scoprirlo. Il tempo nel quale fluttuavamo risaliva veloce verso il Presente. Un migliaio di anni per noi continuava a scorrere rapido come poche decine di secondi.

Pochi istanti prima avevamo rincorso le lingue glaciali che nel loro forzato ritiro si erano ridotte a sparuti ghiacciai che presidiavano le conche rocciose delle alte quote. Venti minuti dopo, nel nostro procedere accelerato verso il Presente, tutto tornò improvvisamente bianco. Sulle vallate e i rillevi si adagiò nuovamente una spessa coltre nevosa che il suo stesso peso trasformò in ghiaccio. Ancora una volta, la seconda almeno, l'intero territorio alpino carnico tornò sotto i rigori di un clima glaciale. Erano passati circa 40.000 anni dalla precedente acme würmiana. Stavamo per vivere, in diretta, l'affermazione dell'ultima acme glaciale del Würm, intorno ai 20.000 anni fa. Avevamo trovato il tassello mancante. Sarebbe andato da solo al posto giusto completando il puzzle würmiano.

Riprendemmo a muoverci. Di nuovo verso sud, com'era già accaduto... mezz'ora prima. Procedevamo sospesi a bassa quota sopra la rinnovata lingua glaciale tilaventina, esatta replica di quella che migliala di anni prima aveva occupato

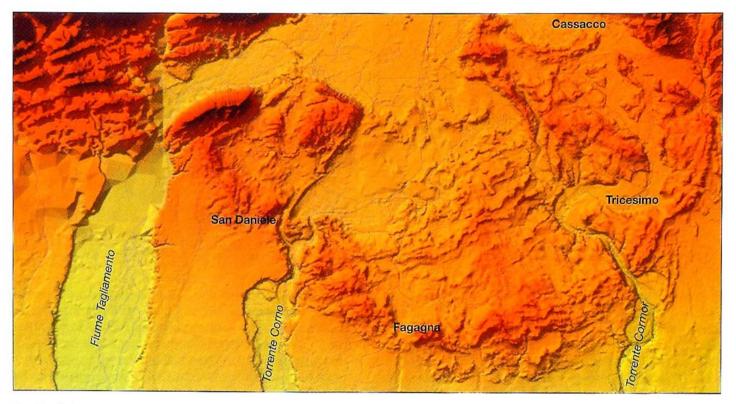


Fig. 39 - Anfiteatro morenico del Tagliamento, porzione affiorante. Rappresentazione tridimensionale (DEM) ottenuta utilizzando i dati vettoriali forniti dalla Regione Friuli-Venezia Giulia.

le stesse incisioni rocciose. Questa volta sapevamo esattamente dove si sarebbe fermata la fronte più esterna. Non potevamo sbagliare: ci saremmo fermati all'altezza della futura cittadina di San Daniele, ricordando che sarebbe sorta sui più avanzati fra i colli morenici affioranti. E verso quella precisa zona d'appuntamento ci spostammo rapidi aspettando seduti tra le ghiaie e i limi della pianura. Lo spettacolo che di lì a poco si presentò fu impagabile. Da lontano la bianca parete del ghiacciaio in avanzamento si muoveva verso di noi ingrandendosi come in una rapida zoomata. Sembrò sopravanzarci per un attimo poi, tra crepitii e lacerazioni, si assestò a qualche decina di metri finendo col bloccarsi.

Un'immensa parete di oltre cento metri d'altezza incombeva su di noi. Una lingua glaciale smisurata che pareva la zampa protesa di una gigantesca tigre dai denti a sciabola in apparente riposo, pronta a balzare in avanti al minimo segnale. Ma sapevamo che non sarebbe stato così. Dai nostri calcoli era lì che i ghiacci avrebbero cominciato ad espellere ed accumulare milioni di metri cubi di detriti morenici. Lì e non oltre quel limite. Potevamo stare tranquilli. E, per fortuna, i nostri calcoli, e i nostri ricordi, erano stati esatti. Era quasi buffo: stavamo *ricordando* un evento che doveva ancora accadere!

Ci fermammo in disparte ad osservare, e di lì a poco la rappresentazione ebbe inizio.

Assistemmo al prolungato abbandono di un'incredibile quantità di detrito espulso dalle pareti frontali di ghiaccio della lingua tilaventina. Ci spostammo qualche chilometro verso oriente, sollevandoci poi sulla verticale del futuro paese di Fagagna. Era quello il punto più spettacolare di tutti. Ci consentiva una visione completa sull'intero fronte della lin-



Fig. 40 - Rilievo morenico alla periferia sud di Tricesimo (UD) in località... Morena. Chi ha denominato così la borgata sapeva quello che faceva!

gua glaciale. Una sorta di gigantesco ventaglio di un bianco abbagliante, screziato in superficie dalle strie grigiastre disegnate dai detriti rocciosi strappati ai versanti delle vallate alpine e prealpine.

Quegli stessi detriti, come in un gigantesco nastro trasportatore, finivano per accumularsi in una fascia morenica frontale formata da dossi alti fino a cento metri sulla pianura. Nell'insieme andavano formando una sorta di ghirlanda detritica arcuata che, dal Monte di Ragogna ai rilievi eocenici di Tricesimo, collegava le Prealpi Carniche a quelle Giulie. Stavamo assistendo alla nascita dei colli morenici sui quali si sarebbero in futuro sviluppati paesi quali San Daniele del Friuli, Arcano, Moruzzo, Fagagna, Brazzacco e Tricesimo.

L'evoluzione del Friuli continuava a scorrere rapida sotto di noi. Sembrava di essere a bordo di una silenziosa mongolfiera. Dal nostro punto d'osservazione bastava ruotare semplicemente lo sguardo per apprezzare la sostanziale differenza tra il panorama glaciale, con i rilievi innevati e le valli del nord, occluse dai ghiacciai, e quello di tundra, che si estendeva a sud, con una pianura vasta e monotona. Noi ci trovavamo nella fascia di transizione tra i due ambienti. Intanto la grande lingua tilaventina dell'ultima acme glaciale würmiana continuava a scaricare detriti rocciosi, frammenti grandi e piccoli, dalla sua spettacolare fronte glaciale. Ma non si trattava solo di morene.

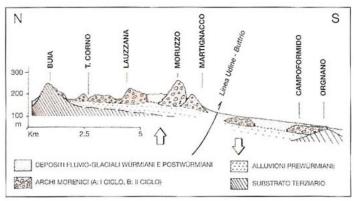


Fig. 41 - Sezione geologica lungo l'anfiteatro morenico affiorante e sepolto dell'alta pianura friulana. Ubicazione della sezione in figura 34 (da C. Venturini, 1988).

Dalla nostra postazione risultava evidente anche un flusso di acqua e detriti. Usciva in modo continuo e impetuoso da una porta del ghiacciaio posizionata verso ovest, tra i futuri paesi di San Daniele e Rive d'Arcano. Era l'antico Torrente Corno l'ampiezza del cui alveo si avvicinava a quella dell'attuale Tagliamento. Oltre la fronte glaciale le ghiaie e sabbie fluvio-glaciali si spandevano a formare un ampio ventaglio di alluvioni.

Una seconda porta del ghiacciaio si apriva anche verso est, nei pressi della futura cittadina di Tricesimo. Era quella del Torrente Cormor, all'epoca già attivo. I detriti fluviali trasportati dai due flussi si allargavano verso Udine insinuandosi tra i bassi rilievi morenici più avanzati, quelli abbandonati durante il precedente acme glaciale, migliaia di anni prima. Col tempo li ammantarono, finendo per seppellirli. Ormai, guardando verso Udine, l'unico rilievo che interrompeva la piatta morfologia della pianura alluvionale era tornato ad essere solo e soltanto l'omonimo colle.

Le tracce della più antica acme würmiana stavano per essere ormai occultate con precisione millimetrica. Sembrava un atto pianificato, perpetrato dal più recente ghiacciaio ai danni di quello che l'aveva preceduto. Nella gara a chi si espandeva più lontano nella pianura, il ghiacciaio perdente, quello più prossimo alla nostra epoca, aveva trovato il modo di nascondere le prove della sua sconfitta. Ma non per sempre. Sarebbero stati gli scavi dell'Uomo, 20.000 anni più tardi, a scoprire la verità (figura 41).



Ho visto il Po unirsi al Tagliamento

Prendi una bacinella e appoggiala sopra un tavolo. Fai in modo che il fondo abbia una leggerissima inclinazione, magari infilando un sottile spessore sotto ad uno dei lati. Sarà sufficiente anche solo mezzo centimetro. Adesso versa al suo interno una modesta quantità d'acqua e aspetta che la sua superficie ritorni immobile. Fai in modo che la base della bacinella, a causa dell'inclinazione, resti in piccola parte all'asciutto formando una sorta di linea di riva. Sul fondo della bacinella privo di acqua appoggia una spugnetta, una di quelle usate in cucina, colorate, quadrate e sottili, ma soprattutto ad alto indice di assorbimento. Collocala in modo che metà di essa peschi nell'acqua.

L'effetto prodotto sul tuo ambiente costiero in miniatura sarà il rapido abbassamento del livello dell'acqua nella bacinella. La ragione va naturalmente cercata nell'assorbimento provocato dalla spugna. Però scommetterei che - se avrai avuto voglia di compiere il facile esperimento - la variazione del livello del tuo "mare in scatola" l'avrai percepita non certo dal calo dell'altezza dell'acqua lungo la parete del contenitore, ma dallo spostamento della "linea di riva". Questo perché un piccolo calo verticale di liquido produce su un piano a bassa o infinitesima inclinazione uno spostamento orizzontale amplificato di decine, centinaia, o anche migliaia di volte. Più l'inclinazione è bassa e più aumenta lo spostamento della linea di costa!

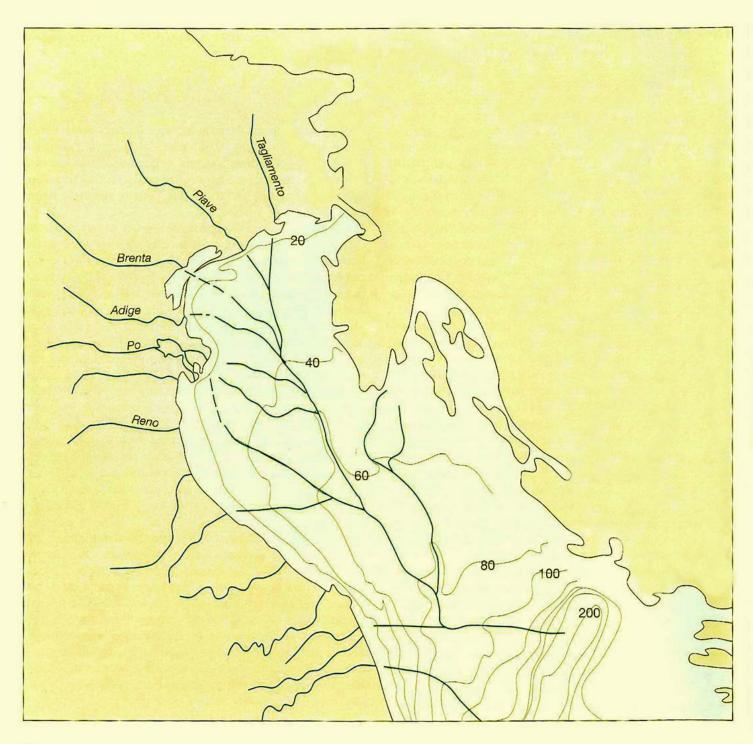
I presupposti e i risultati dell'esperimento ci portano di nuovo indietro nel tempo. La spugna è il ghiacciaio würmiano delle Alpi orientali e l'acqua distribuita nella bacinella è quella del Mare Adriatico. Tutto funzionò quasi allo stesso modo. La spugna-ghiacciaio monopolizzò parte delle precipitazioni che l'irrigidimento del clima aveva trasformato in neve. Il processo causò un drastico calo degli apporti fluviali che si tradusse in un minore apporto ai mari; come

Fig. 42 - L'estensione dei ghiacci alpini durante il Glaciale Würm e il parallelo avanzamento della linea di costa, condizionata dal calo del livello marino globale, stimato circa tra i -120 e i -150 m.

conseguenza diretta il loro livello subì un calo globale compreso all'incirca tra i -120 e -150 metri. Anche l'Adriatico non si sottrasse a questa regola. In più, essendo il suo tratto centro settentrionale caratterizzato da fondali bassi con debole inclinazione verso sud-est, l'effetto bacinella risultò eccezionale.

Durante la glaciazione würmiana la linea di riva si spostò verso sud-est, attestandosi all'altezza di Pescara! Nel Paleolitico superiore - dai 40.000 ai 10.000 anni fa circa per un abitatore dell'alta pianura friulana raggiungere il mare significava dunque migrare per 400 chilometri verso sud-est vagando in una piana steppica di sabbie ed abbondanti fanghiglie, solcata da fiumi privi di veri e propri argini. Era una pianura costellata di laghi bassi ed effimeri, effetto delle frequenti divagazioni fluviali, ricca di arbusti e rari boschi di conifere che, verso le latitudini più basse, lasciavano il posto e querce e betulle. Un ambiente reso dunque scarsamente ospitale dalle imprevedibili variazioni di percorso delle acque correnti superficiali che con le frequenti esondazioni distribuivano ovungue i propri abbondanti limi. Questa piatta terra emersa, propaggine estrema delle attuali pianure padana e veneto-friulana, collegava i rilievi appenninici alla Dalmazia, sostituendosi al rettangolo di mare oggi compreso tra Venezia, Trieste, Spalato e Pescara.

Un vento gelido da nord-ovest spazzava periodicamente con forza quella desolata pianura alluvionale. Ne sollevava le fini particelle limose le quali, dopo un tragitto di parecchie decine di chilometri, si andavano in parte a fermare contro i primi bassi rilievi rocciosi che incontravano lungo la fascia dalmata. E îì, 20.000 anni più tardi, con l'antica fredda pianura trasformata in fondale marino, quelle stesse sabbie finissime accumulate dal vento (il cosidetto loess) si ritrovano in sporadici depositi giallastri, addossati a quegli stessi rilievi che un tempo emergevano dalla pianura alluvionale e che ora sono alcune delle isole più esterne della costa dalmata, come Silba, poco distante da Zara.



Resta da chiedersi quali fossero i fiumi principali che solcavano questa immensa pianura fredda e così poco ospitale. Erano il Po e il Tagliamento, sopra tutti gli altri. Entrambi scaturivano dalle rispettive lingue glaciali posizionate nei due opposi settori dell'arco alpino: Prealpi Piemontesi e Prealpi Carniche. Procedendo rispettivamente verso est e verso sud si arricchivano delle acque di numerosi affluenti di superficie.

Ci trovavamo ancora là quando tutto questo accadeva. Avevamo assistito alla rapida affermazione del ghiacciaio tilaventino durante l'ultima acme glaciale würmiana, circa 20.000 anni fa. Eravamo ancora fermi, qualche chilometro a nord-ovest di Udine, sulla verticale di Fagagna. Contemplavamo increduli l'alto Friuli tornato improvvisamente bianco di neve e ghiacciai perenni. Sotto di noi pulsava il margine estremo della lingua glaciale. Cercavamo di abbracciare con lo sguardo ogni particolare di quell'incomparabile spettacolo che, a nostro unico beneficio, stava mettendo in scena una straordinaria replica di se stesso. Era qualcosa di magico ed inebriante riuscire a partecipare in modo così vivo e diretto al recente passato del nostro territorio. La nostra posizione, sopraelevata di parecchie centinaia di metri sul territorio, ci dava l'opportunità di spaziare con lo squardo ben oltre gli immediati rilievi prealpini.

Verso l'estremo nord, dove il bianco aumentava facendosi più abbagliante, si scorgevano minuscole isole di roccia (nunatak) emergenti dai ghiacci. Erano le propaggini più elevate e ripide dello spartiacque alpino. Le lontane pareti calcaree, a tratti rivestite di un sottile spessore di gelo, mandavano riflessi ammiccanti. Ancora oltre, lontanissimi punti grigi bucavano il bianco dei ghiacci. Erano le vette estreme del massiccio del Grossglockner che si allineavano lungo il filo dell'orizzonte.

Lentamente, ruotammo lo sguardo da nord verso ovest con una prospettiva sulle Prealpi venete, troppo basse per essere rivestite dai ghiacci perenni. Decidemmo di sollevarci ancora per qualche centinaio di metri. Volevamo spaziare verso i Lessini e oltre, fino alle Prealpi lombarde che sfumavano nella pianura padana. Salimmo ancora più in alto. E poi, più in alto ancora. Riuscivamo ora a percepire anche

Fig. 43 - Batimetrie del medio ed alto Mare Adriatico con il tracciato seguito, durante il Würm, dai principali fiumi (da Laureti, 1991, ridis.).

il ghiacciaio che occupava il Lago di Garda, lingua gemella di quella tilaventina. Una serie di orli scuri, le morene frontali disposte ad arco, ne sottolineavano il margine esterno, proteso verso la pianura.

Da una delle porte del ghiacciaio intagliate alla fronte della lingua si intravedeva una striscia argentea che, suddividendosi in numerosi rivoli, conduceva verso un largo e sinuoso fiume. Ne seguimmo gli infiniti e mobili meandri solcanti la pianura tra laghi effimeri e acquitrini che apparivano e scomparivano con la rapidità data dal veloce scorrere del tempo intorno a noi. Era il corso del Po, le cui acque tardopleistoceniche, circa 20.000 anni fa, procedevano verso est divagando nella pianura ingrossate dai contributi di molti affluenti alpini ed appenninici (figura 42).

Da ovest spostammo quindi lo sguardo verso sud e, per osservare meglio, ci sollevammo ancora. Adesso tutto sotto di noi acquistava proporzioni più ridotte. Per la distanza che andava aumentando ogni cosa perdeva i propri particolari ma, inevitabilmente, diventava una infinitesima pennellata di un gigantesco affresco ampio migliaia di chilometri quadrati. Ora abbracciavamo l'intero spettacolo con un unico colpo d'occhio.

Era diventato ormai arduo riuscire ad individuare l'ubicazione dell'odierna linea di costa di Chioggia, Venezia, Lignano e Monfalcone. Il rapido calo del livello marino aveva trasformato in pianura un tratto di mare immenso. Solo ora ce ne rendevamo pienamente conto. Il Po di allora, dell'alto Pleistocene, se n'era appropriato andando a posizionare la propria foce deltizia all'altezza di Pescara. Il maggiore affluente del Po di quei tempi vi confluiva, provenendo da settentrione, quasi di fronte ad Ancona. Era quest'ultimo un corso maestoso. Ricco di meandri nel suo tratto inferiore formava, al contrario, un intricato intreccio di canali sub-paralleli in quello superiore. Con lo sguardo ne seguimmo affascinati il profilo risalendone il corso verso le sorgenti. Per lunghezza e portata era il secondo fiume della penisola dopo il Po.

La sorpresa arrivò improvvisa! La scia luccicante di acqua e detriti che tanto ci aveva affascinato terminava proprio sotto di noi. Dalla lingua glaciale tilaventina, da una porta del ghiacciaio troppo infinitesima per essere scorta dalla nostra posizione, uscivano le acque del secondo grande fiume dell'Italia pleistocenica: il Tagliamento (figura 43).



Il colpo di coda dei ghiacciai alpini

Sospesi sul Friuli dell'alto Paleolitico, risalivamo il tempo verso il Presente osservando i poderosi cambiamenti che si affermavano sotto di noi. Un migliaio di anni continuava a scorrere rapido come un minuto. Anche la seconda ed ultima acme glaciale würmiana, quella che circa 30.000 anni fa aveva riportato i ghiacciai nelle valli e sui rilievi più elevati del Friuli e del complessivo arco alpino, stava concludendo il suo ciclo d'espansione. La grande lingua glaciale tilaventina, che si allargava sotto di noi a colmare il Campo di Osoppo fino a collegare i ripiani della futura Forgaria a quelli di Artegna e Tarcento, aveva ora iniziato a ritirarsi verso nord acquistando velocità. Il grande ghiacciaio, che come una coltre copriva gran parte del Friuli, seguiva un copione già collaudato parecchie volte durante il Quaternario. Ancora una volta la Carnia e il Tarvisiano, con parte delle Prealpi, si liberarono pressoché completamente dai ghiacci.

Ed ecco che intorno a 17.000 anni fa alle lingue glaciali si erano nuovamente sostituiti i corsi d'acqua dell'idrografia friulana. Dalla nostra altezza, parecchi chilometri sopra la superficie del territorio, la regione ci appariva un fazzoletto grigio che molto lentamente si andava coprendo di chiazze verdi in progressiva espansione via via che il clima registrava il generale e rapido aumento della temperatura. La grande massa bianca che copriva le Alpi si stava dissolvendo sotto di noi e trasformandosi in acqua. Acqua che, raccolta nei torrenti e nei fiumi sostituitisi alle lingue glaciali, faceva adesso ritorno al mare. Al Mare Adriatico che vedevamo dall'alto, guardando verso sud, e che ora si stava nuovamente alzando. Dieci, venti, cinquanta, centotrenta, forse centocinquanta metri sopra il proprio livello würmiano. Lo raccontava la linea di costa che, dall'altezza di Pescara si spostava all'indietro con rapidità. Su, verso Ancona, poi

Fig. 44 - Lingua glaciale che riempie un solco vallivo delle Alpi occidentali (Ghiacciaio del Brouillard, Courmayeur). Le lingue glaciali che si formarono durante lo stadio di Bühl sono paragonabili a quella qui raffigurata.

Rimini, infine Venezia... finendo col ridisegnare l'insenatura dell'alto Adriatico, modellata tra Venezia, Trieste e Pola.

Gli ultimi 17.000 anni per noi si condensarono in meno di un quarto d'ora di viaggio. In breve colmammo lo sfasamento temporale che ancora ci separava dal Presente, dal quale, nemmeno un'ora prima, ci eravamo allontanati in modo così inatteso e magico. Ma anche quell'estremo quarto d'ora di viaggio attraverso il tempo ci riservò un'ultima sorpresa.

L'intero territorio friulano e quello alpino più in generale si erano liberati completamente dai ghiacci eppure, nemmeno duemila anni più tardi (circa 16.000 anni fa), fu possibile notare dall'alto la presenza di minuscole chiazze bianche. Si andavano formando nelle conche racchiuse dai rilievi più elevati della regione. Scendemmo lentamente verso le quote inferiori per controllare meglio cosa stesse accadendo. Dall'alto le chiazze bianchissime brillavano al sole apparendo come nuovi ghiacciai in embrione: dei piccoli centri di super-accumulo nivale. Da ognuno di essi si staccava una minuscola lingua glaciale, lunga al massimo pochi chilometri, che si insinuava per breve tratto nell'antistante valle. Era forse l'inizio di una rinnovata espansione glaciale? O piuttosto bisognava considerare l'evento come un modesto colpo di coda del glacialismo würmiano?

Decidemmo di scendere obliquamente, spostandoci verso le nuove masse ghiacciate, ubicate in massima parte verso la linea di spartiacque principale, l'attuale confine italo-austriaco. La risposta ai nostri dubbi non si fece attendere. I piccoli e indipendenti nuclei di ghiaccio, la cui superficie in nessuno dei casi superava i 15 km², si erano già sensibilmente ridotti. E tutto questo nel volgere di poco più di altri mille anni. La nostra discesa ci portò a ridosso di una delle tante masserelle bianche (ne contammo più di 130 nel solo Friuli) che punteggiavano le conche alpine delle alte quote esposte a settentrione, al riparo dai miti venti meridionali (figura 45). Mentre il tempo continuava a fluire veloce, la vedemmo consumarsi fino a sparire del tutto. In soli tremila

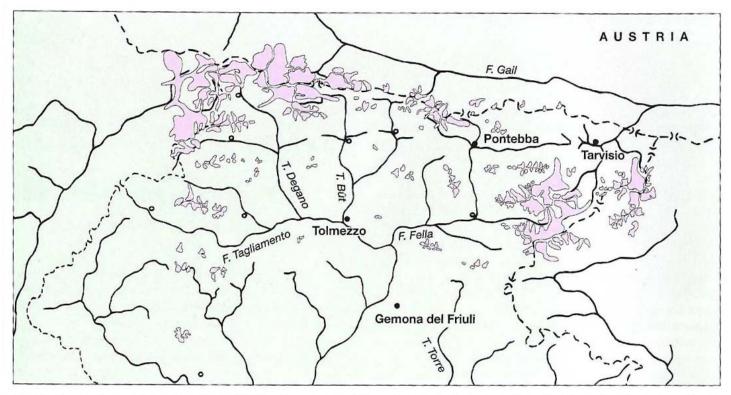


Fig. 45 - L'espansione dei piccoli nuclei glaciali del settore montano friulano durante il principale degli stadi tardo-glaciali würmiani (stadio di Bühl, circa 15.000 anni fa) (da Venturini e Discenza, in prep.).

anni - dai 16.000 i 13.000 anni fa circa - i nuovi centri locali di produzione di ghiaccio erano nati, si erano timidamente affacciati oltre le loro conche di accumulo e sviluppo, avevano mosso i primi passi tentando di crescere e spingere lontano le loro lingue glaciali (figura 46) come già accaduto per quelle würmiane, ma poi... un innalzamento generale e costante delle temperature ne aveva smorzato ogni ambizione causandone prima il regresso e poi l'estinzione.

Sul territorio però restavano i segni di quei brevi stazionamenti del ghiaccio. Erano i depositi morenici frontali, disposti ad arco ed accumulati esattamente lì, sul fondo delle vallate più estreme o a ridosso dei piccoli circhi, dove i ghiacciai si erano fermati sostando per alcune centinaia di anni. Erano bastati per concentrare in inconfondibili accumuli una congerie di massi grandi e piccoli. Il tempo in seguito li avrebbe rivestiti di rada vegetazione e i corsi d'acqua, sosti-

tuitisi alle stesse lingue glaciali, li avrebbero incisi e sezionati. Si trattava di archi morenici frontali piccolissimi rispetto a quelli accumulati durante le acmi würmiane allo sbocco nella pianura friulana, ma generati nel medesimo modo. Grandi lingue glaciali... grandi morene frontali. Piccole lingue glaciali... piccole morene frontali (figure 46 e 47). Entrambe tramandate in modo perfetto fino ai nostri giorni con spettacolari esempi distribuiti non solo in Friuli ma in tutto l'arco alpino.

Nelle Alpi orientali, sotto la sferza delle crescenti temperature medie stagionali, sopravvissero solo due piccoli ghiacciai, quello del Monte Canin e il ridotto Eiskar, collocato lungo le pareti settentrionali del massiccio del Monte Cogliàns. Attualmente sono entrambi prossimi alla definitiva scomparsa a causa dell'innalzamento delle temperature registrato in quest'ultimo secolo.

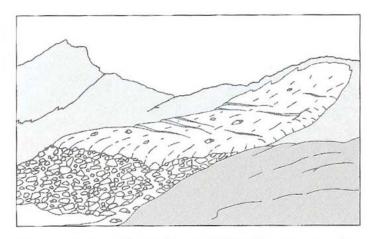


Fig. 46 - La zona del M. Cerchio, a nord di Pontebba, come appariva durante l'intervallo tardo-glaciale (Tardo-Würm), circa 15.000 anni fa.

Il nostro fantastico viaggio volgeva al termine. Ora infatti, guardando il territorio intorno a noi, percepivamo una serie di cambiamenti nuovi. Le foreste, che dopo il ritiro dei ghiacci avevano progressivamente coperto prima la pianura poi le vallate alpine, cominciavano a mostrare evidenti segni di disboscamento. I fiumi inoltre non divagavano più così disordinatamente nella pianura spostando il proprio corso ad ogni piena. Lungo le sponde degli alvei principali erano sorti degli argini artificiali che col trascorrere del tempo diventarono sempre più continui e numerosi. Lateralmente ad essi, nella pianura, alle foreste si andavano sostituendo ordinati campi coltivati. L'Uomo, da semplice iniziale comparsa, aveva assunto il ruolo di protagonista, assoggettando alle sue esigenze lo sviluppo del territorio.

Gli ultimi cambiamenti che potemmo osservare dall'alto, mentre continuavamo a scendere in altezza muovendoci obliquamente verso sud, in direzione di Udine, furono le trasformazioni del reticolato viario che sezionava la pianura compresa tra i colli morenici e la città. Quest'ultima, inizialmente concentrata sul colle omonimo e sulle sue pendici occidentali, si andava espandendo con rapidità e vigore. Nel frattempo, alle rare e lastricate strade romane che solcavano la pianura si andavano affiancando e intersecando carrarecce, inizialmente polverose, che col passare degi anni si rivestirono di asfalto.

L'ultima cosa che percepimmo fu una foschia brunastra



Fig. 47 - Aspetto attuale del M. Cerchio con, sulla sinistra, l'arco morenico frontale (Stadio di Bühl).

sospesa a mezz'aria come strato impalpabile e diffuso. Quasi un velo steso sulla città e sulle sue recenti conquiste industriali. Stavamo attraversando l'ultimo secolo e con esso la percepibile cornice fumosa del progresso.

Pochi secondi ancora e il nostro viaggio nel tempo si sarebbe definitivamente concluso. Noi, crononauti in viaggio verso il Presente, nella nostra discesa spazio-temporale, rasentammo il campanile del Duomo di Udine, sorvolando Piazza Contarena. Alla sua estremità meridionale per un breve istante ci apparve il caratteristico e piacevole edificio liberty del cinema Eden, abbattuto negli anni '60 per far posto a un grande magazzino. Mancavano solo quarant'anni al ricongiungimento temporale con la nostra epoca.

Quarant'anni... nemmeno tre secondi alla nostra velocità. Tanti ne bastarono per abbassarci di altri 30 metri e toccare terra. L'atterraggio avvenne di fronte alla Chiesa di San Francesco, in Largo Ospedale vecchio. Nella vicina Piazza Contarena i mori dell'orologio quattrocentesco scandirono quattro rintocchi. Di lì a poco la città si sarebbe svegliata pronta a vivere il suo 18 gennaio 2003. Ci guardammo intorno ancora increduli. La luce dei lampioni illuminava uno striscione appeso sopra di noi. Annunciava: "Comune di Udine - Museo Friulano di Storia Naturale - Mostra temporanea, 18 gennaio- 30 aprile 2003 - Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli. Ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni". Noi, oramai, sapevamo già tutto.



Laghi alpini che appaiono e scompaiono

Ripensando a quanto osservato durante il nostro viaggio nel tempo ti sarai reso conto che è stato il clima la variabile principale che ha condizionato lo sviluppo dei grandi mutamenti quaternari del territorio friulano. Tutto si è verificato in funzione dei cambiamenti climatici. È stato dunque il clima, con le sue variazioni termiche, la percentuale di umidità, la quantità di precipitazioni, la presenza di pioggia o neve, a scandire la fantastica storia quaternaria registrata dalle erosioni e dai depositi recenti del Friuli. Soprattutto il clima. Ma non solo il clima.

L'altra variabile, da non sottovalutare, è l'altezza dei rilievi che formano il territorio. Se durante il Quaternario (gli ultimi 2 milioni di anni circa) i cambiamenti climatici in generale, e il sensibile calo delle temperature medie estive in particolare, non avessero trovato la concreta possibilità di dare luogo a potenti accumuli nevosi, non ci sarebbero stati fenomeni glaciali. A questo proposito basta considerare che lungo l'estesa catena appenninica, caratterizzata da rilievi molto più bassi di quelli alpini, i più sensibili irrigidimenti climatici quaternari hanno dato origine solamente a piccoli nuclei glaciali, paragonabili a quelli, estremamente ridotti, formatisi nel Tardo-Würm (16.000-13.000 anni fa) sulle Alpi. Alle nostre latitudini, intermedie tra il polo e l'equatore, è dunque l'altezza delle montagne che fa la differenza, condizionando il tipo di precipitazioni, piovose o nevose, che raggiungono il territorio.

Inoltre, nel modellamento del territorio diventa importante anche la maggiore o minore propensione all'erosione e/o al franamento che certi tipi di rocce presentano rispetto ad altri. Ad esempio, un rilievo ripido e scosceso, formato da rocce molto fratturate, mostrerà una latente instabilità che, nel tempo, potrà dare origine a frane diffuse. È quello che solitamente accade nei rilievi alpini. Ricordiamo che le Alpi orientali sono una catena montuosa geologicamente giovane. Le sue porzioni rocciose iniziarono a sollevarsi, affastellandosi una

Fig. 48 - Limi lacustri affioranti nel Rio Argento di Camporosso (Tarvisio), testimonianza di un antico lago.

sull'altra come gigantesche carte da gioco, circa 40 milioni di anni fa. La causa è stata ed è tuttora una costante compressione crostale che periodicamente produce effetti tragicamente percepibili durante le ricorrenti crisi sismiche. Sollevamenti ed affastellamenti di enormi volumi di territorio, uno giustapposto sull'altro come in una successione di tegole embricate, hanno spesso prodotto una intensa fratturazione delle masse rocciose coinvolte nei movimenti.

In genere la fratturazione aumenta verso le porzioni più interne ed antiche della catena (verso nord, nel caso del Friuli). Se poi i tipi di roccia sono già di per sé fragili (ad esempio le dolomie o i calcari dolomitici) la fratturazione generata durante le compressioni può diventare anche molto intensa, aumentando la propensione all'instabilità. In Friuli, e specialmente in Carnia, le rocce fratturate sono frequenti e hanno condizionato il modellamento di molti tratti del paesaggio. Inoltre esistono chiare evidenze, sparse sul territorio carnico, che i ghiacciai sono riusciti ad influenzarne il modellamento anche... alcune migliaia di anni dopo la loro scomparsa!

La ragione di questo effetto a distanza risiede nelle elevate pressioni che il ghiacciaio per migliaia di anni ha esercitato su masse rocciose spesso già intimamente fratturate dai movimenti crostali. Quando una massa di ghiaccio spessa 1000-1500 metri rapidamente si scioglie, le rocce sottostanti si decomprimono e tendono, con molta lentezza, a sollevarsi. Un po' come fa il materasso del nostro letto guando ci alziamo la mattina. Per avere un'idea sulla velocità di reazione basti pensare che in Scandinavia il decaricamento glaciale provocato dallo scioglimento di una calotta di ghiaccio spessa quasi 4 km ha causato un sollevamento della complessiva penisola di oltre 200 m in poco più di 10.000 anni. Se la decompressione avviene su rocce già fratturate è inevitabile una tendenza a sviluppare franamenti anche di grandi dimensioni. L'allentamento della pressione esercitata dai ghiacciai può predisporre comunque il territorio ai franamenti, ma l'innesco dei movimenti in sé è quasi sempre la conseguenza di un concentrato e violento apporto piovoso che



Fig. 49 - La conca di Sutrio e Paluzza così come si presentava tra 10.000 e 6.000 anni fa. Sulla destra, in alto, è visibile la doppia nicchia di paleofrana i cui detriti, scivolati nel fondovalle, bloccarono il deflusso del Torrente Bût generando un lago ampio 6 km quadrati.

satura giganteschi volumi di roccia fratturata e porosa. L'aumentato peso rende instabili i versanti con effetti spesso catastrofici. Lungo le Alpi Carniche, ai confini con l'Austria, sono molto diffusi gli indizi che riconducono ad antichi franamenti rocciosi di imponenti dimensioni. Questi, nella terminologia geologica, sono definiti paleofrane.

Quattro località su tutte bastano per caratterizzare un fenomeno che, nell'immediato post-glaciale, colpiva le vallate in modo frequente e diffuso: Sutrio, Paularo, Forni di Sotto e Sappada. Ma l'elenco potrebbe ancora allungarsi. Per ognuna di esse una gigantesca paleofrana si staccò da un versante roccioso accumulandosi nel fondovalle e provocando lo sbarramento del deflusso delle acque. Il paleolago di Sutrio (e Paluzza) fu propiziato da un duplice evento franoso che anticamente ha interessato un rilievo formato dal Monte di Rivo e dall'adiacente Monte Cucco, posto di fronte a Sutrio, tra Arta e Paluzza (figure 49 e 50).

Il suo versante meridionale è segnato da due antiche paleofrane delle quali conserva, evidenti, le nicchie di distacco. La meno appariscente, e oramai cicatrizzata, è visibile sulla destra, verso est. Ad essa si affianca una seconda e ben più dirupata conca franosa che, a causa dell'erosione tuttora in atto, è visibile già dalla periferia nord di Tolmezzo. La duplice nicchia è la testimonianza morfologica di un colossale frana-



Fig. 50 - La conca di Sutrio e Paluzza come appare oggi, a distanza di qualche migliaio d'anni dallo svuotamento del paleclago e dall'asportazione dell'accumulo di frana. Al suo posto, nel fondovalle, notiamo un ventaglio alluvionale: il conoide degli Alzeri (fig. 51).



Fig. 51 - Il conoide di deiezione degli Alzèri (Alpi Carniche centrali), sul quale si è sviluppato il paese di Piano d'Arta, visto dalla Pieve di San Pietro, sopra Zuglio. Il conoide si è accresciuto per il disfacimento erosivo della nicchia del Monte di Rivo, formatasi circa 10.000 anni fa a causa di un esteso crollo (cfr. figure 49 e 50). Negli ultimi tempi (forse da 2-3.000 anni) il Rio Randice, il corso d'acqua che ha abbandonato e distribuito a ventaglio le alluvioni del conoide, ha cominciato ad approfondirsi formando una scarpata alta 25 metri che ha inciso e cannibalizzato i propri stessi depositi come si può osservare nella foto.



Fig. 52 - La conca di Paularo (Alpi Carniche centrali) durante la presenza del paleolago (Olocene inferiore) si poteva presentare così (senza Dierico in primo piano e Paularo, naturalmente!).

mento che, nell'immediato post-glaciale (circa 10.000 anni fa) ha dato origine ad uno sbarramento che ha occluso la vallata dell'alto Bût, poco a monte di Piano d'Arta.

Le acque del Torrente Bût formarono un lago che sopravvisse per almeno 4.000 anni occupando la conca dove ora sorgono i paesi di Sutrio, Paluzza e Cercivento. Durante la sua lunga esistenza gli immissari che lo alimentavano (alto Torrente Bût da Timau, Torrente Pontaiba da Ligosullo e Rio Gladegna da Ravascletto) riversavano in esso anche una quantità di ghiaie, sabbie e limi che formarono dei potenti sedimenti di delta (ghiaie e sabbie) e di fondo lago (fanghi) che ancora oggi restano a testimoniare l'evento. L'invaso lacustre occupava una superficie superiore ai 6 km², con una soglia delle acque attestata intorno ai 610 m (figura 49). Un vero spettacolo!

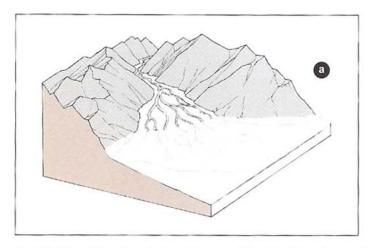
Alcune migliaia di anni dalla sua formazione (probabilmente 5-6.000 anni fa) lo sfondamento erosivo della diga naturale formata dalla paleofrana dei Monti di Rivo e Cucco produsse lo svuotamento del paleolago e l'incisione a gradoni (terrazzamento) dei depositi deltizio-lacustri che in 4.000 anni si erano accumulati a monte dell'ostacolo, tra Noiariis, Sutrio e Paluzza fino alla quota di 600 m s.l.m., 80 m sopra il fondovalle attuale.

Successivamente prese forma il conoide di alluvioni del Rio Randice (figura 51) le cui sorgenti si svilupparono nella nicchia di paleofrana del Monte di Rivo. L'ampliamento del conoide alluvionale spostò verso ovest il corso del Torrente Bût che, incurvandosi fino ad assumere l'attuale andamento, produsse la rapida e progressiva erosione delle rocce affioranti in destra idrografica, immediatamente a valle del Ponte di Noiariis.

Un'evoluzione comparabile si riscontra anche nel settore di Paularo, lungo il Canale d'Incaroio. Dopo il ritiro dei ghiacciai würmiani un tratto della valle fu interessato da un voluminoso movimento di frana che, riversandosi nel fondovalle, formò un tappo di detriti alto quasi cento metri, in un punto in cui la valle era particolarmente stretta. La paleofrana si staccò dal versante idrografico sinistro producendo una nicchia la cui forma svasata, pur se attualmente rivestita da fitta vegetazione, è ancora riconoscibile osservandola dal paese di Trelli.

Le acque provenienti da monte, quelle del Torrente Chiarsò, furono bloccate e diedero origine a un esteso lago (figura 52). Le sabbie e i fanghi (limi) del fondo lacustre sono ancora visibili a tratti tra Dierico e Trelli. I corsi d'acqua immissari del lago avanzavano da Paularo e da Dierico. Portavano con loro un'ingente quantità di detriti che finì per formare degli ampi ventagli di alluvioni. Questi, incontrando le acque del lago, si trasformarono in delta lacustri.

Le ghiaie erano abbandonate vicino alla linea di riva, mentre le particelle più fini e leggere, sabbie e fanghi, riuscivano a distribuirsi su lunghe distanze, fino a raggiungere la



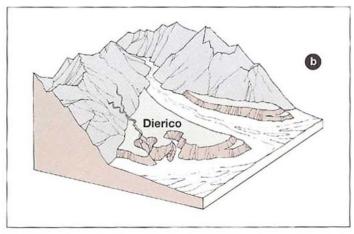


Fig. 53 - Esemplificazione dell'evoluzione morfologica di un settore vallivo in cui si è formato un lago per sbarramento del deflusso delle acque (a). All'erosione dell'ostacolo, posto sulla destra esternamente al disegno, segue il rapido svuotamento del lago e un'incisione spesso profonda (per "erosione regressiva", cioè risalente da valle verso monte) dei depositi di colmamento dell'invaso (b).

parte più lontana del fondo lacustre, vicino all'ostacolo della paleofrana.

Anche in questo, come nel precedente e nei successivi casi descritti, il fatto che il lago sia ormai scomparso significa che, dopo qualche migliaio di anni di vita, la barriera formata dall'accumulo di paleofrana cominciò a cedere. Lo stesso lago doveva risultare oramai molto più piccolo di quanto fosse all'inizio. Questo perché i corsi d'acqua immissari avevano continuato nel tempo a riversare detriti alluvionali nelle sue acque. E la linea di riva settentrionale, di conseguenza, era lentamente avanzata, muovendosi verso l'ostacolo della paleofrana. Infine, il cedimento della paleofrana innescò il rapido svuotamento del lago e, al suo posto, tornarono a scorrere le acque del Torrente Chiarsò. Nel volgere di poco tempo il corso d'acqua sviluppò una decisa erosione, sia dell'accumulo di paleofrana, asportandolo completamente, sia dei sedimenti lacustri e deltizi distribuiti a monte. L'alveo fluviale fu riportato alle quote di fondovalle alle quali correva prima della formazione del lago. La conseguenza, come sempre avviene in un'evoluzione del genere, fu che i ventagli di detriti alluvionali e deltizi, e i depositi fini di fondovalle lacustre, furono incisi, sezionati, in gran parte asportati e distrutti (figura 53).

L'effetto dello svuotamento del lago e le conseguenti erosioni fluviali, possono essere compresi meglio con un paragone. Prendi un budino lasciandolo nel suo stampo, appoggialo di fronte a te sul tavolo e poi, con un cucchiaio, comincia... a saziarti! Anche tu, come l'acqua del Torrente Chiarsò, non riuscirai a completare la tua opera di distruzione (anche la gola ha un limite), lasciando parti di dolce ancora attaccate alle pareti dello stampo. Bene, dopo lo svuotamento del paleolago le acque del Torrente Chiarsò hanno fatto lo stesso. Nella loro opera di erosione distruttiva hanno risparmiato, qua e là, brandelli più o meno estesi dei depositi che un tempo si erano riversati nel lago. Resti che ora sono rimasti ancorati ai versanti della valle... le pareti dello stampo. Tali resti, ancora intatti, si possono riconoscere in più punti dell'alto Canale d'Incarojo. Sopra di loro, alcune migliaia di anni dopo, sono stati edificati i paesi di Paularo e Dierico con alcune delle loro borgate (figura 54).

L'evoluzione fu la medesima anche per il settore di Forni di Sotto dove a bloccarsi, sempre per una gigantesca paleofrana, furono le acque del Tagliamento. A Sappada invece accadde al Piave, ma la ragione fu la stessa (figura 58). In questi ultimi due casi una parte dell'accumulo franoso è ancora visibile, non completamente asportato dalle acque. Per di più, nel caso di Forni di Sotto, anche lo strapiombante versante roccioso posto a valle del paese ed attraversato dalla costruenda galleria stradale, ha recentemente dato segni di instabilità. Una nuova frana potrebbe nuovamente



Fig. 54 - Dierico, a sud di Paularo (UD), sorge sopra un brandello di alluvioni fluvio-deltizie risparmiate dall'erosione. La ragione della particolare forma del ripiano su cui sorge il paese è esemplificata nella figura 53.



Fig. 55 - Il ripiano di Illegio come doveva presentarsi agli occhi di un cacciatore mesolitico (fine glaciazione würmiana): un lago originato dallo sbarramento della vallecola di Illegio da parte della lingua giaciale, in fase di ritiro, che ancora occupava la vallata dei T. Bût.



Fig. 56 - Oggi la stessa zona della precedente figura si presenta così. La spianata è formata dai sedimenti fluvio-lacustri che rapidamente colmarono il lago adagiandosi nella forma originaria della vallecola di Illegio. Un po' come un impasto riempie uno stampo per dolci.

bloccare il deflusso del Tagliamento generando conseguenze che questa volta si ripercuoterebbero non solo sull'ambiente ma anche e soprattutto sulle attività antropiche.

I paleolaghi formati per franamenti improvvisi non hanno vita lunghissima. Come abbiamo visto riescono a sopravvivere per qualche migliaio d'anni al massimo e poi sono destinati a sparire. O per il cedimento dell'ostacolo di frana o per il riempimento del lago stesso da parte di sedimenti deltizi in progressivo avanzamento. Oppure per entrambe le cause: prima il riempimento e poi lo scalzamento erosivo, sia dell'accumulo di frana, sia dei sedimenti deltizio-lacustri e fluviali ad esso retrostanti (figura 53).

Non solo laghi di paleofrana ...

La storia recente del Friuli è costellata di laghi, grandi e piccoli. Se procediamo a ritroso nel tempo ci accorgiamo che i grandi laghi di sbarramento da paleofrana erano stati preceduti da altri tipi di laghi, formati e scomparsi poche migliaia di anni prima. Erano i laghi da sbarramento glaciale. Meno comuni dei primi, in Friuli, hanno almeno due esempi degni di citazione. Quello che occupò il bacino di Tarvisio (era il paleolago più ampio dell'intero territorio friulano con i suoi 10 km² di superficie), e quello, molto meno esteso (2 km²) ma meglio percepibile, di Illegio, sopra Tolmezzo (figure 55 e 56). I presupposti che consentono la formazione di simili laghi sono semplici e spettacolari al tempo stesso. Si generano di norma verso il termine di una glaciazione (nei nostri due casi era quella würmiana, circa 17.000 anni fa), quando l'innalzamento delle temperature porta verso il rapido scioglimento dei ghiacci. Bisogna però considerare che questo avviene in tempi differenti nelle singole parti di territorio a seconda della loro altitudine ed esposizione. Le vallate e i monti delle quote intermedie si liberano completamente dai ghiacci molto prima (qualche centinaia di anni, come ordine di grandezza) delle quote medio-alte. Se poi pensiamo che i rilievi delle quote medio-alte alimentano le lingue glaciali delle valli principali ecco che queste ultime, per un certo periodo, attraversano settori già liberi dai ghiacci.

Ma questa certezza ci porta a capire il significato dell'espressione laghi da sbarramento glaciale. C'erano valli minori dove le lingue glaciali appena dissolte erano state sostituite da un corso d'acqua. Il flusso d'acqua carico di detriti si muoveva verso una confluenza nella valle maggiore. Eppure l'incontro

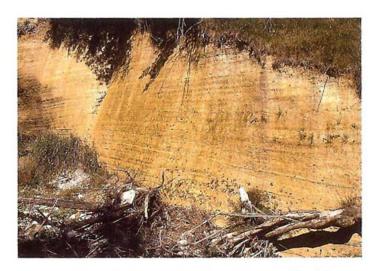


Fig. 57 - Limi lacustri stratificati deposti nel paleolago di Tarvisio durante la deglaciazione würmiana (Pleistocene superiore alto). Rio Bianco, località S. Antonio (Tarvisio).

con il fiume collettore doveva essere rimandato. La valle principale per il momento era ancora intasata dai ghiacci i quali, anziché accogliere le acque della valle minore, le bloccavano creando una sorta di tappo gelato. Le acque allora finirono col ristagnare creando laghi profondi parecchie decine di metri e gli abbondanti detriti rapidamente avanzavano verso il centro del lago.

Quanto descritto si è verificato in molti settori della catena alpina. Ma solo in pochi casi i depositi lacustri non sono stati completamente asportati dalle successive erosioni. Illegio e Tarvisio sono tra questi. L'indispensabile "tappo" necessario per formare il paleolago di Illegio (superficie di 2 km²) era dato dalla lingua glaciale che durante il proprio ritiro, ancora occupava la Valle del Bût. Anche le acque del paleolago di Tarvisio, ampio 5 volte quello di Illegio, erano bloccate da una lingua glaciale in fase di ritiro: la gigantesca lingua che, appena oltre il confine con l'Austria, occupava l'intera Valle del Gail, con una larghezza di 5 km!

Erano laghi che si riempivano rapidamente di sedimenti trasportati dall'immissario. Sul fondo lacustre iniziava la deposizione dei fanghi sui quali in breve avanzavano i depositi deltizi che venivano infine coperti da quelli fluviali, con i quali il lago finiva per essere definitivamente colmato. Nel volgere di poche centinaia di anni l'iniziale massa d'acqua, confinata



Fig. 58 - Durante l'Olocene inferiore anche la conca di Sappada (BL) era occupata da un lago dovuto ad uno sbarramento per frana, staccatasi dalla Cresta del Ferro (a destra, in lontananza).

tra il muro di ghiaccio frontale e le pareti laterali della valle minore, finiva con l'essere sostituita, in parte o totaimente, da un volume di ghiaie, sabbie e, alla base, fanghi (figura 57). Alla completa scomparsa della lingua glaciale che occupava ancora la valle principale seguiva l'erosione (parziale o, spesso, pressoché totale) dei depositi, ancora incoerenti (ossia non cementati), del riempimento lacustre. Nel caso dei paleolaghi di Illegio e Tarvisio l'erosione ha risparmiato significative porzioni dei depositi deltizio-lacustri. A Illegio, osservando quanto resta a testimonianza dell'evoluzione passata, diventa particolarmente facile e affascinante immaginare come doveva apparire la zona 17.000 anni fa.

Quello che accadeva in simili casi può essere paragonato a ciò che si osserva quando un passaggio a livello si abbassa. Il treno che passa lungo il binario (la lingua glaciale che transita nella valle principale) per un breve periodo blocca il flusso delle auto che... ristagnano, nell'attesa che la strada sia di nuovo libera. Dopo il transito dei treno, come per la lingua glaciale, il flusso delle auto riprende a scorrere. E sarà proprio la ripresa dello scorrimento delle acque che inciderà la massa delle alluvioni fluvio-lacustri, approfondendosi progressivamente in esse, terrazzandole in gradoni sub-paralle-li, incastrati l'uno nell'altro e raccordati da scarpate erosive (figura 53).

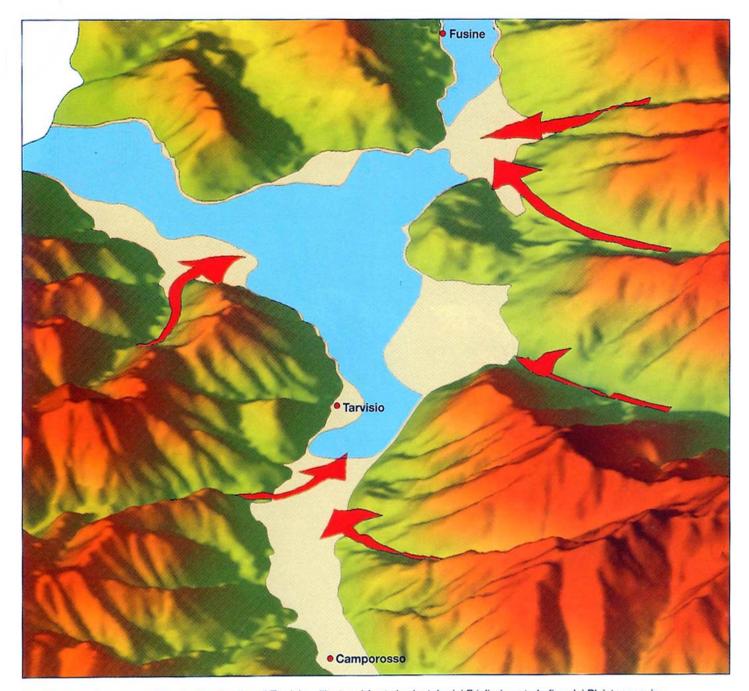


Fig. 59 - L'ampia conca antistante alla cittadina di Tarvisio, all'estremità nord-orientale del Friuli, durante la fine del Pleistocene, in concomitanza con il ritiro dei ghiacciai würmiani, diventò per un certo tempo un ampio invaso lacustre. Lo sbarramento, anche in questo caso, fu causato da una barriera di ghiaccio in progressivo ritiro: la poderosa lingua che occupava la vallata del Fiume Gail, in Austria.



Morfologie recenti

Manca un tassello al completamento del quadro evolutivo quaternario del settore friulano. Per trovarlo occorre tornare, ancora una volta, l'ultima, a quel breve periodo che, poco meno di 20.000 anni fa, registrò la necessaria svolta verso la futura abitabilità del nostro territorio da parte dell'Uomo. Quel breve intervallo durante il quale i ghiacciai in pochi secoli si ritirarono arroccandosi nelle conche delle quote più elevate: la deglaciazione würmiana!

Fu allora che cominciarono a crearsi i presupposti climatici, fisici e morfologici che, al tramonto del Paleolitico superiore, fecero dell'alto Friuli montano e pedemontano una terra di richiamo per animali ed esseri umani. E fu da quel momento che il territorio iniziò a recepire gli ultimi cambiamenti e si preparò ad assumere l'aspetto che ora lo caratterizza.

Cosa in realtà può essere cambiato da allora, da quando i ghiacci abbandonarono le vallate alpine? È già stato descritto in che modo in molte valli principali si fossero formati ampi paleolaghi per le frequenti frane di sbarramento. Frane indotte, si pensa, da intense precipitazioni piovose seguite al generale aumento dell'umidità ed alla drastica ridistribuzione della circolazione atmosferica, dovuta alla scomparsa della vasta calotta glaciale alpina.

Ma anche i paleolaghi, pur nel loro spettacolare impatto, occuparono tratti molto ridotti se confrontati con la lunghezza totale delle vallate. Non è dunque sufficiente osservare i cambiamenti del territorio nei brevi segmenti vallivi occupati dai paleolaghi. Dobbiamo capire cosa accadeva e quali modifiche morfologiche si stavano preparando anche lungo le porzioni delle valli nelle quali, dalla deglaciazione in poi, ha continuato fino ad oggi a scorrere un torrente o un fiume. Oppure dobbiamo cercare cos'è cambiato alla base dei numerosi versanti rocciosi, spesso intimamente fratturati, una volta che furono liberati completamente dal rivestimento glaciale.

Fig. 60 - Il conoide di deiezione sul quale sorge Gemona, così come appare dalla sommità del Colle di Osoppo. Il ventaglio alluvionale si è costruito negli ultimi 20.000 anni circa.

Sono proprio queste le due tipologie di settori che, più di altre, hanno risentito di variazione. In entrambi i casi, nei fondivalle e lungo le pendici dei massicci fratturati, si possono essere depositate grandi quantità di materiali detritici, secolo dopo secolo, per migliaia di anni. Spesso gli accumuli hanno una forma caratteristica, a ventaglio. Da molto ridotto, con raggio di poche decine di metri, a gigantesco, fino a parecchi chilometri. Non è difficile, osservando il territorio, riconoscerne la presenza. La cercheremo insieme. Ma prima occorre ancora fornire qualche informazione... tecnica, per così dire. Ci aiuterà nella ricerca. Si è detto che sono principalmente due i tipi di accumulo.

Il primo tipo di ventaglio detritico si ritrova di preferenza nelle zone di media e soprattutto di alta montagna, dove sono più frequenti le pareti rocciose ampie e scoscese. Oltretutto è molto frequente che queste siano attraversate da sistemi di fratture e faglie. E non di rado le faglie hanno prodotto, specie nelle fragili dolomie e dolomie calcaree, spesse fasce cataclastiche che, in termini meno tecnici ma più comprensibili, rappresentano delle fasce intensamente fratturate che bordano uno o entrambi i lembi di una faglia.

È proprio alla base di queste pareti che tendono ad accumularsi ingenti quantità di detriti, in genere sempre molto spigolosi. Sono dovuti al frequente e periodico distacco di frammenti rocciosi grandi e piccoli che finiscono per accatastarsi, spesso dopo una caduta verticale di alcune centinaia di metri, al piede dei rispettivi versanti. In questo modo si formano depositi costituiti sia da estese e continue fasce detritiche, con inclinazioni in genere intorno ai 35° (angolo di riposo del pietrisco), sia da più circoscritti ventagli detritici, caratterizzati sempre da pendenze elevate (~25°-35°).

Il secondo tipo di ventaglio detritico è il cosiddetto conoide di deiezione o conoide alluvionale. Già quest'ultimo aggettivo lo qualifica meglio: sono alluvioni, dunque detriti trasportati e abbandonati da un corso d'acqua. I ventagli di alluvioni si formano, ad esempio, dove le acque di un affluente si immettono in quelle del corso principale, il collettore di



Fig. 61 - Valle della Chianevate, massiccio del M. Cogliàns. Vista sulle suggestive distese detritiche che occupano la conca sotto forma di concidi detritici di versante e di falde detritiche.

fondovalle il quale è sempre dotato di pendenze più moderate. In questo caso le acque dell'affluente perdono velocità e abbandonano la parte più grossolana del carico che trasportano.

I materiali alluvionali, prevalentemente ghiaiosi, cominciano a formare un piccolo ventaglio con pendenze modeste, di solito comprese entro gli 8°. L'inclinazione si manterrà stabile nel tempo anche quando il deposito si andrà progressivamente ampliando finendo, come spesso accade, con l'occupare l'intero spazio a disposizione nel fondovalle. Osservando bene, ogni volta che si riconosce un ventaglio alluvionale sono anche ben individuabili sia il corso d'acqua che l'ha generato sia, a monte, la nicchia di erosione fluvio-torrentizia. Le dimensioni di quest'ultima inoltre sono proporzionali a quelle del ventaglio alluvionale.

Ed ora, addentrandoci nei territori liberati dai ghiacci würmlani, proviamo a cercare insieme gli esempi di quanto sopra descritto. La loro presenza ci condurrà a percepire il cambiamento al quale rapidamente si assoggettò il territorio montano. Dalle esarazioni glaciali alle erosioni fluviali, dalla supremazia dei ghiacci, come veicolo unico di trasporto e distribuzione dei detriti, alla riaffermazione dell'acqua, attraverso gli infiniti rivoli, torrenti e fiumi che ai ghiacci si sostituirono. Restarono immutati, attraverso la transizione glaciale-fluviale solo gli approvvigionamenti di bloc-

chi e frammenti per crollo diretto dai versanti rocciosi. Con un'unica differenza: nel caso del territorio coperto dai ghiacci dalle pareti affioranti i detriti per distacco gravitativo franavano direttamente sulle lingue glaciali che li inglobavano e li accumulavano poi come depositi morenici, nel caso invece di territori privi di ghiacci i frammenti, grandi e piccoli, originati da crolli e distacchi si accumulano alla base della parete che li alimenta.

Il nostro percorso di scoperta seguirà quel corridoio preferenziale già sfruttato dalla possente lingua glaciale tilaventina: il tratto terminale della vallata del Fiume Tagliamento. Cominceremo Iì, dove l'insenatura si allarga sfumando nella Piana di Osoppo, preludio dell'alta pianura friulana da cui è separata tramite l'arco multiplo della cerchia morenica affiorante.

Risaliamo lentamente la vallata verso nord, guidati dalle ripide sponde rocciose dei Monti Brancot e San Simeone, da un lato, e gli aspri e affascinanti contrafforti dei Monti Chiampon e Plauris, dall'altro.

Già dall'inizio del nostro tragitto, alla base del M. Chiampon, osserviamo stagliarsi un perfetto esempio di conoide di deiezione. Sopra ad esso si distribuisce la risorta Gemona (figura 60), con le proprie borgate satelliti, distribuite lungo la strada statale, al perfetto confine tra la porzione ricurva più esterna del ventaglio alluvionale e l'ampio tavolato orizzontale di ghiaie accumulate dal Tagliamento in tempi recenti. Continuando verso nord e sostando a Venzone è il versante meridionale del M. Plauris (e del M. Cervada, sua diretta propaggine occidentale) a mostrarci i suoi abbondanti rivestimenti detritici. Questa volta si tratta di falde e ventagli detritici del primo tipo, dove l'accumulo è essenzialmente gravitativo e dove le stesse scosse sismiche del 1976 hanno contribuito, con crolli in massa e distacchi, ad aumentarne il volume.

Ma è la salita ad Illegio, effettuata dalla periferia sud di Tolmezzo, a riservarci il migliore esempio friulano di conoide di delezione, intaccato solo da alcuni prelievi di inerti concentrati alla fronte del deposito. Il ventaglio, non a caso denominato Rivoli Bianchi, è il prodotto del disfacimento erosivo del M. Amariana. Poca cosa in confronto alla sua enorme mole carbonatica piramidale!

Ancora una volta è la Valle del Torrente Bût, o Canale di San Pietro, a proporsi come migliore "enciclopedia morfologica" dell'alto Friuli. Risalendo la vallata è impossibile non apprezzare, tra tutti, due particolari conoidi di deiezione che, se fossero da pubblicizzare, non stenterei a definirli "di mirabile fattura". Sul primo, e più meridionale dei due, si appoggia il paese di Piano d'Arta (figura 51). Se vorrete salire da Zuglio, su fino a raggiungere Fielis, il colpo d'occhio sul conoide sarà particolarmente favorevole. Sembrerà di coglierlo nel momento in cui ancora si stava formando e accrescendo, come in una sorta di filmato accelerato. Diventerà quasi percepibile quello che in un recente passato è stato il trasferimento di ingenti quantità di frammenti rocciosi dalla nicchia scoscesa del M. di Rivo (nata come nicchia di paleofrana) al fondovalle, con la complicità del Rio Randice, veicolo di trasporto estremamente rapido ed affidabile.

Il secondo è il conoide del Rio Moscardo, che da Cleulis, ai piedi del quale si estende il corpo principale dalla caratteristica sagoma a ventaglio, si allunga, in discesa, nella stretta valle che lo ospita. E avrebbe sicuramente finito col raggiungere Paluzza se i rilievi del Colle di San Daniele, arrotondati ma non eliminati dai ghiacciai würmiani, non ne avessero bloccato l'espansione verso sud.

È poi dal vicino Passo di Monte Croce Carnico che, questa volta a piedi, si va incontro alle più estese ed eleganti falde detritiche di tutta la regione, ossia quei ventagli del primo tipo, accumulati senza il concorso di un flusso d'acqua ma semplicemente per caduta verticale dalle ripide pareti rocciose alle quali si appoggiano. Sono le falde e i conoidi detritici dei Monti Coglians e Volaia che rivestono le più aspre, spettacolari ed incontaminate tra le cime alpine carniche. Tra tutte fermiamoci a ridosso del Monte Cogliàns, nella stretta valle delle Chianevate, ai confini del mondo conosciuto (figura 61).

In un'irripetibile oasi di pietra, ovattata nel silenzio irreale di un tramonto accelerato dalle serrate fila di rocce incombenti, i piani inclinati delle falde detritiche ci appaiono come tende scure appoggiate di sbieco alle rocce. Al loro interno sono raccolti gli ultimi 10.000 anni di storia del territorio alpino più estremo.

Diecimila anni d'incessanti rotolii, piccoli franamenti, crolli e sovrapposizioni cadenzate, avvenute all'interno di una sorta di enorme clessidra in cui ai granelli di sabbia si sono sostituiti i frammenti di pietra.



Fig. 62 - Falda detritica di versante di età olocenica (post-glaciale) situata alla base del Monte Rinaldo, a nord di Sappada (Belluno).

Non finisce qui...

Siamo giunti alla fine del nostro percorso. Abbiamo osservato insieme i cambiamenti subìti dal territorio friulano nel corso degli ultimi 100.000 anni e oltre, fino a 300.000 anni fa. Abbiamo cercato le tracce di tali cambiamenti. Tracce lasciate come indizi precisi, ora sotto forma di erosioni, ora di accumuli. Le abbiamo trovate e abbiamo cercato di interpretarle ordinandole secondo una successione temporale.

Forse ci siamo riusciti, almeno in parte. Chi verrà in seguito, per proseguire questa affascinante ricerca, perfezionerà a sua volta il quadro evolutivo, aggiungerà qualche nuova informazione e modificherà alcune vecchie interpretazioni. È il modo questo attraverso il quale si evolve la conoscenza. Partendo dalle ricerche sviluppate in questi nostri territori dai grandi studiosi friulani della geomorfologia regionale (tra tutti basti citare Michele Gortani, Ardito Desio e, non ultimo in questo campo, Alvise Comel) ho cercato di aggiungere nuovi dati e nuovi capitoli all'evoluzione guaternaria del Friuli. Ed è bello pensare che in futuro qualcun altro, magari proprio uno di voi che ha appena finito di leggere queste pagine, riuscirà ad appassionarsi a tali argomenti al punto da intraprendere, a sua volta, gli studi geologici, dedicandosi poi al perfezionamento del quadro evolutivo regionale, tracciato dalle generazioni di ricercatori che hanno tentato di svelare questo affascinante e coinvolgente percorso di conoscenza.



