

EVENTI GEOMORFOLOGICI NELLE ALPI ITALIANE E NELLA PIANURA OCCIDENTALE DEL PO: INQUADRAMENTO CRONOLOGICO IN BASE A RADIODATAZIONI ¹⁴C

D. Tropeano⁽¹⁾

[in collaborazione con P. Olive⁽²⁾]

⁽¹⁾CNR- Istituto per la Protezione Idrogeologica nel Bacino Padano, Torino, Italia

⁽²⁾Université de Paris VI, Centre de Recherches Géodynamiques, Thonon-les-Bains, Francia

RIASSUNTO - *Eventi geomorfologici nelle Alpi italiane e nella pianura occidentale del Po: inquadramento cronologico in base a radiodattazioni ¹⁴C* - Il Quaternario, 6(2), 1993, 23-38 - Nuovi dati radiocronologici ¹⁴C permettono di inquadrare, in momenti ben definiti dell'intervallo Pleistocene superiore-Olocene, alcuni episodi geomorfologici connessi all'evoluzione dei versanti, soprattutto nell'arco alpino occidentale, e delle pianure fluviali. In particolare si segnala la notevole diffusione nel sottosuolo padano di un orizzonte torboso di età medio-tardo würmiana (36000 ±18000 anni BP), sinora noto per la sola Pianura piemontese meridionale, esteso anche nella pianura dei fiumi Po e Ticino presso Pavia. A partire da 9500 anni BP si evidenzia a più riprese l'attività di grandi frane nelle alte vallate, così pure, a partire da 6000 anni BP, sono documentati fenomeni di trasporto torrentizio in massa. Sono confermati dati precedenti sulla velocità media di accrescimento dei depositi alluvionali, nell'Olocene medio e Attuale, nelle aree di pianura, dell'ordine di 2 mm/anno.

ABSTRACT - *New ¹⁴C age determinations of some geomorphological events in the Italian Alps and in western Po Plain* - Il Quaternario, 6(2), 1993, 23-38 - Radiocarbon-dated episodes of landslide reactivation, debris flow deposition, fluvial sediment accretion in northwestern Italy, are reported. New findings of subfossil trunks buried in valley subsoil or debris slope deposits date mass movements occurred at intervals on the high valley slopes, and torrential deposits; the former started 9500 years BP, the latter took place since 5800 years BP. Some of these processes, which caused also valley floor damming, are documented up to 900/1000 AD, and have been indirectly ¹⁴C dated by wood or peat remains contained in upstream overflowing sediments. A peaty horizon, in the time span from 36,000 to 18,000 years BP, so far only identified in the subsoil of the Po River western alluvial plain area (southern Piedmont plain), has also been found at least up to the Ticino River inflow area. This horizon should be considered as a boundary marker between Upper Pleistocene (Pleniglacial) and Holocene fluvial deposits. Previously reported data on average Holocene sediment accretion rates in the range of 0.5 ± 5 mm/yr and with modal value of 2 mm/yr, are confirmed. A southward migration of a Po River reach in the order of 1.5 mm/yr over the last 1500 years, has been identified.

Parole-chiave: Frana, sedimentazione continentale, Alpi, Pianura Padana, ¹⁴C, Pleistocene superiore, Olocene

Key words: Landslide, continental sedimentation, Alps, Po Plain, ¹⁴C, Upper Pleistocene, Holocene

1. INTRODUZIONE

I sopralluoghi sul terreno abitualmente condotti dal personale dell'IRPI-CNR a seguito di eventi alluvionali e frane o per studi di geomorfologia applicata hanno talora portato al casuale ritrovamento di materiale organico (legni e torbe), inserito entro depositi quaternari di varia natura.

Il materiale rinvenuto, prestandosi ad analisi radiocronologiche col metodo del ¹⁴C col supporto di osservazioni morfologiche e stratigrafiche, appare di notevole importanza e integra i dati sin qui pubblicati in merito alla distribuzione geografica e cronologica dei processi morfogenetici progressi, con particolare riferimento agli eventi di frana per i quali sono assai pochi in letteratura i casi di applicazione del metodo.

Le datazioni attualmente disponibili per il Quaternario della Italia settentrionale appaiono riferirsi a un centinaio di siti variamente ubicati. Nuove datazioni vengono qui riportate, per alcune località dell'arco alpino e della Pianura padana occidentale (Fig. 1): relativamente numerose

quest'ultime, poche quelle relative alle zone montane. Esse sono state riferite a varie tipologie di fenomeni di demolizione e di accumulo, riconducibili in sintesi a: "frane" in senso lato (depositi per collasso di versante), *debris flow* (depositi per alluvionamento torrentizio), depositi fluviali.

2. SEGNALAZIONI PRECEDENTI DI LEGNI SUBFOSSILI E TORBE: SINTESI STORICA

L'importanza di poter disporre di resti lignei e torbosi in affioramenti significativi per trarne utili deduzioni di interesse geomorfologico, è giustificata dalla relativamente scarsa frequenza con cui ricorrono i ritrovamenti, congiuntamente alla odierna possibilità di applicazione delle moderne tecniche di analisi radiocronologica. Ciò nonostante già in passato si era talora data enfasi al ritrovamento di resti vegetali subfossili quaternari, spesso senza curare il problema dell'inquadramento cronologico dei terreni d'origine o confondendo depositi più recenti con altri più antichi e viceversa.

Fin dalla seconda metà del '700 tali reperimenti in varie località, soprattutto lombarde, costituiscono fonte di interesse per

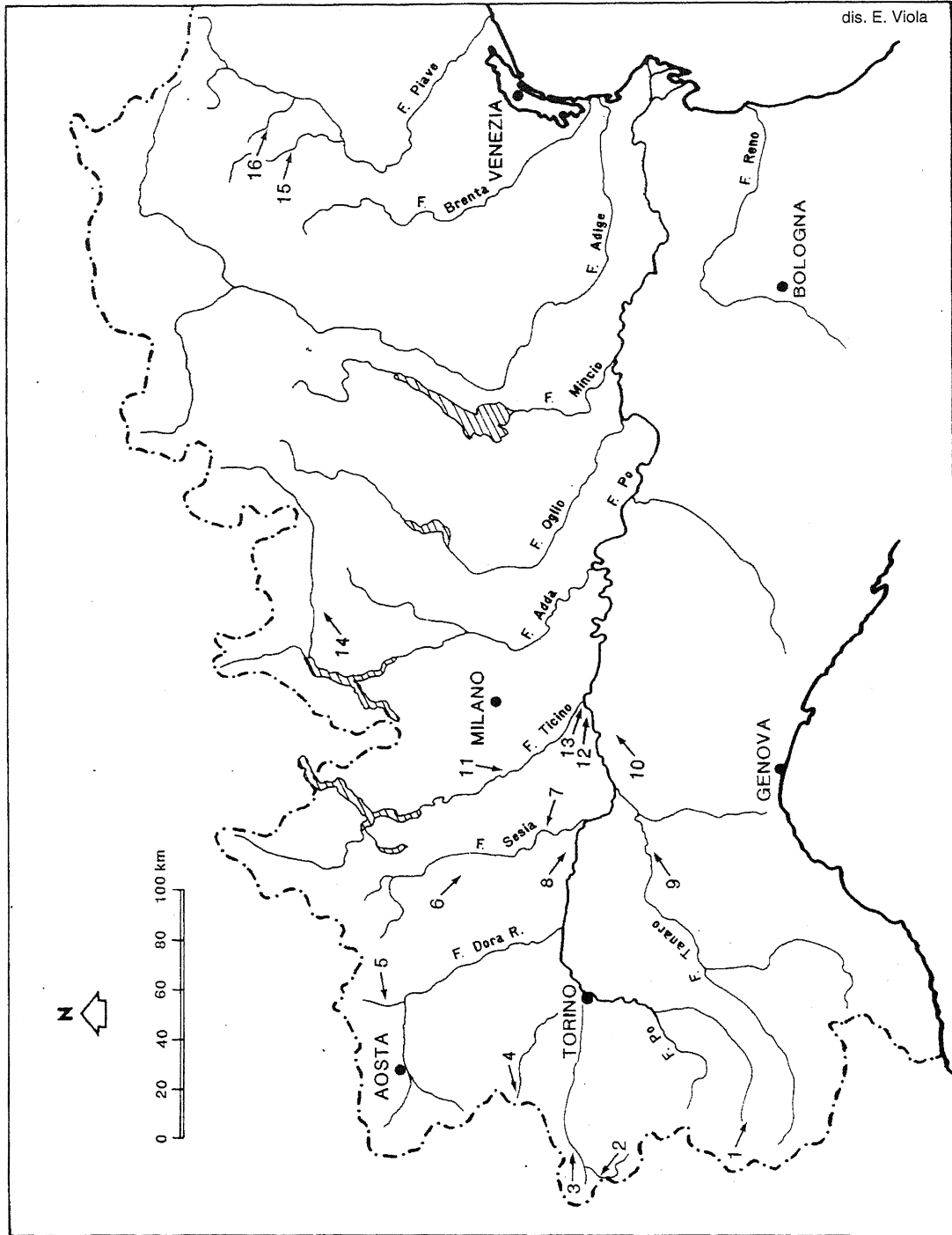


Fig. 1 - Ubicazione schematica dei siti di provenienza dei campioni radiodati ^{14}C , indicata con le punte di freccia; i numeri rimandano al testo. Sketchmap of the study area, showing finding locations of ^{14}C dated samples (arrows). Reference numbers are in the text.

studiosi, oltretutto per motivi di intrinseca curiosità per il potenziale energetico che poteva scaturire dai materiali rinvenuti. Risale al 1771 un primo lavoro (*"Della Torba. Memoria del sig. Conte Annibale Vimercati"*), ove è descritta una torbiera che *"pochi passi dista dalla città di Crema, formata in gran parte di tronchi d'alberi"* (Amoretti, 1807).

Amoretti (1807) riferisce di aver pochi anni dopo visitato varie torbiere, spinto dal proposito di ricercare combustibili alternativi in risposta alle *"continue e ognor crescenti querele, sulla scarsezza delle legne... che hanno a se chiamata l'attenzione del provvido nostro Governo, e data origine a savie leggi sulla conservazione, e sull'aumento de' boschi"*. L'Autore non sembra porsi il problema dell'età dei vari giacimenti, in quanto si limita a descrivere depositi di età recente accomunandoli ad altri "villafanchiani", senza neppure troppo rispettare l'ordine geografico.

Tra le numerosissime località citate, ricorrono la Brianza (ove *"trovaronsi sepolti de' grossi tronchi di legno infracidato, che tagliavasi come l'argilla stessa; ma seccato prese forma e consistenza di legno"*), la torbiera di Velleso nel Comasco⁽¹⁾, *"scopertasi nel 1782... in qualche parte composta di caduti tronchi di abeti... e in parte di radici, rami e foglie d'erbe"*, quella di Castelnovate nel Novarese: *"una selva di pini è qui caduta, parte in tronchi di gran diametro, e parte in ischeggie, e quindi coperta da franato monte. Essa molto estendesi sotto que' colli viniferi in istrati alquanto inclinati all'Est. Fu casualmente trovata nello scorso anno sotto uno strato sottile d'arena ferrea, che ha acquistata consistenza e durezza, e sul quale sta un'ottima argilla bianca, che sino a Milano trasportasi. Il legno è per lo più annerito; e sovente i suoi strati son frammezzati da lucente nafta"*.

Un cronista de *"La Gazzetta di Belluno"* (9 maggio 1883) riferisce che *"una boscaglia fossile fu scoperta, verso la metà del secolo passato, nei colli di Manazons, vicino al castello di Quinzano (Pinzano, in provincia di Pordenone), da cui si estraggono tronchi di varie grossezze, capaci ancora di ricevere una bella pulitura... Così a Perarolo e a Recoaro, dove nel 1798 lo sfrattamento di un monte ha messo allo scoperto una selva fossile di alberi resinosi; come a Roana, nei Sette Comuni, sotto un terreno alluvionale, si presentano grossi ceppi resinosi d'alto fusto disposti gli uni sugli altri"*.

Particolare rilevanza fu data alle torbe nella pianura del Ticino e del F. Po in territorio pavese. Già il citato Amoretti (1807) ne vide *"nel 1783 presso il confluente di Ticino e Po. Una gran Torbiera vidi pur allora alla Torre de' Negri presso Belgioioso, e la vidi poi tutta o quasi tutta corrosa, e via portata dal Po, che s'ingoiò pure quasi intero il mentovato villaggio"*, e più oltre: *"ben trovai della torba nella valle del Ticino... a Ozeno (Ozzero) non lungi da Abbiate-grasso... Fummi da più d'un barcajuolo detto che simil sostanza, ossia terra nera composta di radici, vedesi ancor più al Sud stratificata nelle sponde che il Ticino corrode, e sparsa sulle ghiaie ove le alluvioni le deposero"*.

Circa sessant'anni dopo, un nuovo accenno alle torbe pavese vieni fatto da Valsecchi (1868): egli riporta una stratigrafia completa, ove la torba, associata ad "argilla", risulta estesa in continuità su tutta la sezione di uno scavo eseguito per le fondazioni del ponte sul Po a Mezzanacorti. I primi cenni stratigrafici sui giacimenti torbosi nell'immediato sottosuolo pavese sono forniti da Taramelli (1882), che intuì l'esistenza di *"un piano assai esteso di argilla azzurrognola, verdastra, finemente"*

micacea, spesso con torba compatta" in sinistra Po e lungo il terrazzo sinistro del Ticino. Successivamente Corti (1892), nel citare numerose località lungo il corso del Ticino con livelli torbosi subaffioranti, e riportando alcune descrizioni stratigrafiche di dettaglio, si soffermò sullo studio di Diatomee fossili ivi contenute. In conclusione sostenne l'appartenenza delle torbe *"alla parte più antica del Diluvium"*, in analogia con quanto già asserito dall'autore precedente. Qualche anno dopo, Farneti (1897), in base a uno studio preliminare delle essenze vegetali contenute nell'orizzonte torboso, prospettò l'ipotesi che durante il "periodo diluviale" esistesse una vasta palude con specchi d'acqua più profondi, col perdurare di condizioni climatiche molto rigide.

Analogo orizzonte fu probabilmente individuato nel sottosuolo cremonese. Una Tavola (autore anonimo) pubblicata nel 1900 e riferentesi al progetto del ponte sul Po a Cremona, riporta un profilo geologico lungo l'asse del ponte, ricavato da 13 sondaggi approfonditi di 9+14 m sotto lo zero idrometrico. Sotto sabbie e ghiaie attuali fu reperito un livello quasi continuo di torba sui 7+8 m di profondità, poggiante su un banco di limi argillosi potente circa 3 m, a sua volta seguito da sabbie fini.

In Piemonte, una solo cenno bibliografico vien fatto nel secolo scorso da Gastaldi (1873) in merito a "ligniti brune" nei dintorni di Carignano. Indirettamente vi accenna poi Demorra (1883), segnalando la presenza nel sottosuolo delle alluvioni padane tra Villafranca e Carignano di *"un vasto deposito argilloso, di colore turchino" richiamante l'idea che "nei tempi preistorici ivi esistesse una vasta laguna, o palude, che a poco a poco venne colmata"*.

Solo molti anni più tardi risulteranno nuovamente esser oggetto di segnalazione bibliografica le torbe del Pavese, in uno studio della GEMINA (1963), limitatamente all'elencazione delle località di affioramento. Sorprende però il fatto che nella 22ª Edizione del Foglio "Pavia" della Carta Geologica d'Italia l'orizzonte torboso non venga in alcun modo indicato, salvo che puntualmente (Belgioioso e Bissone), nonostante le segnalazioni precedenti e la notorietà che tale materiale sia stato usato per lungo tempo quale combustibile dalla popolazione locale.

Pur se rare, non mancano in letteratura citazioni di casi di disseppellimento di resti arborei subfossili inglobati in materiali di frana. Nel 1888 una grandiosa frana in alta val Nure, nel Piacentino, *"mise allo scoperto un grande numero di frammenti di tronchi di pino, alcuni ancora atti ad essere lavorati, altri con un principio di carbonizzazione e di petrificazione. Gli abitanti del luogo attribuiscono l'inumanazione di quei frammenti ad una antica frana distaccatasi dallo stesso monte 400 anni addietro e di cui si conserverebbe la tradizione"* (Trabucco, 1889). Così pure, in Valle Stura di Lanzo, *"la tradizione vuole che il Piano d'Usseglio sia stato nei tempi antichi un gran lago... Conferma tale credenza il fatto che nella località di Piazzette, scavando un pozzo nel 1928, per conto della impresa dei lavori idroelettrici, vi si trovarono tronchi di faggio a sei metri di profondità, e altro materiale friabile nonché un pezzo di legno furono trovati a una cinquantina di metri di profondità, scavando la galleria nei fianchi del monte, in direzione del Vallone"* (Carpano, 1930).

Altri ritrovamenti di resti arborei, avvenuti nella metà del secolo scorso e i primi decenni del presente nelle Alpi piemontesi e valdostane, disseppelliti durante lavori di scavo, sono inoltre menzionati da Monterin (1936); altri casi, in particolare in alta Valle di Susa, sono citati pochi anni dopo da Capello (1942).

E infine in Trentino, verso la fine degli Anni '50, fu ritrovato un frammento di tronco ad una profondità di 32 m nella grande frana di Nembia a sud dell'attuale bacino del lago di Molveno; sottoposto ad analisi, esso fornì l'età di 2908 ± 153 BP (Marchesoni, 1958). A quanto risulta, fu questo uno dei primi casi di applicazione, in Italia Settentrionale, del metodo di radiodattazione ¹⁴C, sempre più affermatosi in questi ultimi vent'anni.

(1) Successivamente ridescritta da Monti (1832): *"il filone in qualche luogo ha quattro piedi di altezza, e vi si disotterrano dei gravi tronchi di larice, che appena scavati sono molli, ma l'aria li rassoda ed indurisce"*; viene ingenuamente fornita spiegazione di tale accumulo: *"ai tempi di Gregorio magno, morto nel 604, cadde un tale diluvio di acque in Lombardia, che ne furono sepolte selve, vigne e campi, dal che si dice, formaronsi que' mucchi di legna che si cavano di sotterra e si abbruciano"*.

3. SCHEDE DESCRITTIVE

3.1 Frane

– Canosio (n. 1 in Fig. 1), Rif. IGM F. 79 "Dronero", Tav. III NO "Prazzo", 32TLQ46102312. Versante destro del vallone del Preit, località Salabessa (quota 1450 circa). Accumulo di frana di modeste dimensioni (superficie valutabile dell'ordine di 1 ha) con fronte in erosione attiva per scalzamento al piede da parte del torrente; materiale costituito da cloritoscisti, calcescisti, quarziti e serpentiniti di ridotte dimensioni (mediamente centimetriche) in abbondante matrice limoso-argillosa giallastra, derivata da disfacimento dei litotipi scistosi. Nella massa erano inglobati, al momento del sopralluogo (30 luglio 1985) numerosi tronchi di conifere di diametro compreso tra alcune decine di centimetri ed oltre un metro (Fig. 2) (Sorzana & Valpreda, 1986). Due campioni, prelevati da tronchi rispettivamente ubicati sui settori destro e sinistro dell'affioramento, del diametro l'uno di circa 1 m, l'altro di 70 cm, hanno dato età ^{14}C di 3990 ± 80 anni BP e 4150 ± 65 anni BP.

Osservazioni: un'importante manifestazione di collasso dovette verificarsi poco dopo il termine cronologico su indicato, causando l'abbattimento di una grossa porzione di foresta.

– Serre de la Voute (comune di Salbertrand, Valle di Susa) (n. 3 in Fig. 1), Rif. IGM F. 54 "Bardonecchia", Tav. II SE "Oulx", 32TLQ351942 (Fig. 3).

Il fenomeno (superficie totale 2,6 km², su un dislivello di 1240 m) interessa il versante sud orientale di M. Chasses Blanches, in sinistra della Dora Riparia. Esso ha completamente sbarrato il tratto di valle in cui si trova attualmente il paese di Salbertrand in concomitanza con la frana presente sul versante destro della valle (Frana di Testa di Mottas) (Sorzana & Valpreda, 1986). Le due frane, pur differendo per quanto riguarda il materiale coinvolto (rispettivamente gneiss e calcescisti), presentano notevoli analogie per il meccanismo di messa in posto e per il perdurare di condizioni generalizzate di instabilità; esse sono documentate, nel caso esaminato, anche dai sensibili danni ai manufatti presenti sul corpo di accumulo periodicamente danneggiati dal lento procedere del movimento (opere di derivazione AEM dell'acqua della Dora Riparia per la centrale idroelettrica di Chiomonte). Il fenomeno più ingente, prodottosi sul versante sinistro della Dora, era stato segnalato sin dal 1941 come "deposito franoide di versante a grossissimi elementi... Commisto a questo deposito vi è un complesso morenico di entità notevole" (Capello, 1941); nel successivo Foglio 54 (Oulx) della Carta Geologica d'Italia l'area interessata appare invece indicata come accumulo detritico per la porzione più a valle e come accumulo morenico per la porzione più a monte.

L'autore citato, in base alle osservazioni che ebbe



Fig. 2 - Accumulo di frana sul versante sinistro del vallone del Preit (Canosio, Val Maira). È visibile, al centro della foto, uno dei tronchi subfossili radiodati (CRG 629; 4150 ± 65 anni BP).

Landslide mass on the left slope of the Preit stream valley (Maira basin, SW Piedmont). In the center of the picture, a subfossil trunk, which has been radiocarbon-dated (CRG 629; 4150 ± 65 y BP).

modo di fare in occasione di importanti tagli per lavori stradali, riconobbe e descrisse, a monte dello sbarramento, un orizzonte lacustre; altre considerazioni, fondate sulla morfologia e topografia dei luoghi, fornirono la prova di un antico lago che doveva raggiungere 29000 m² di area, 4500 m di lunghezza massima, 650 m di larghezza massima e 1025 m di quota media; inoltre, "doveva almeno essere profondo una quindicina o ventina di metri".

Nel corso di una recente trivellazione per ricerche idriche che nella piana di Oulx si è spinta sino a circa 51 m di profondità senza raggiungere il substrato roccioso, sono state osservate alternanze di ghiaie e argille grigio-bluastre; in particolare è presente un livello potente circa dieci metri a 14 m di profondità dal p.c. Nella piana di Beaulard, un'altra trivellazione ha incontrato il substrato a 56 m di profondità. In base a tali dati appare estremamente probabile che il bacino di sedimentazione lacustre indotto dalla presenza dei grandiosi corpi di accumulo sopradescritti avesse dimensioni ancora maggiori di quanto ipotizzato da Capello (1941) e si spingesse sino a comprendere l'intera piana tra Oulx e Beaulard con una lunghezza complessiva superiore a 12 km; per parte sua, lo spessore dei depositi di colmamento, anche evidenziato da recenti dati stratigrafici in prossimità dell'accumulo, lascia arguire che la profondità dell'invaso originario fosse ben superiore a quella supposta.

Una campagna di sondaggi fu effettuata nel 1991 per iniziativa del Magistrato per il Po, su committenza della S.p.A. SITAF, sia sul corpo frana che in settori limitrofi,

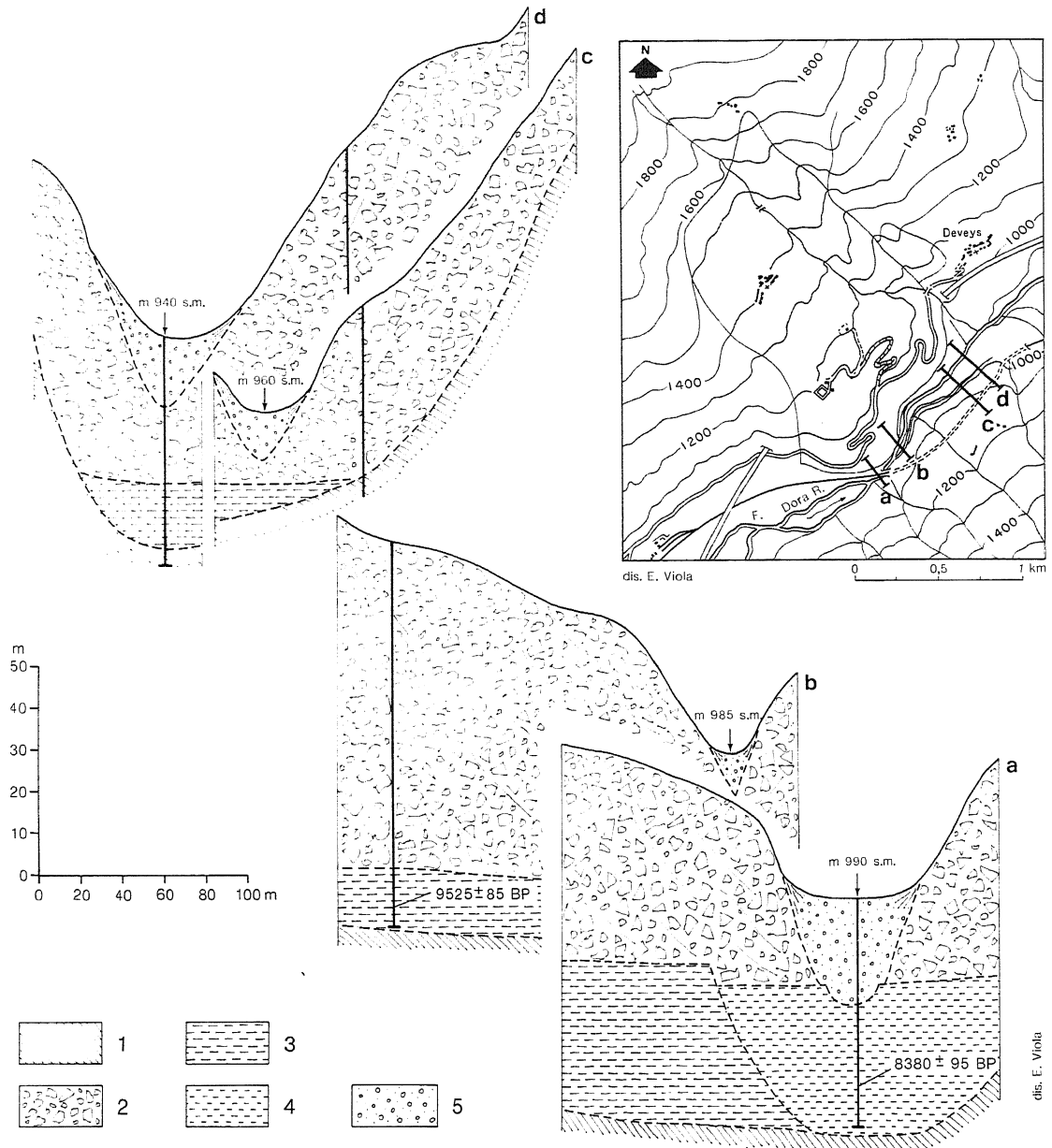


Fig. 3 - Profili trasversali del settore vallivo di Serre de la Voute (Val di Susa), evidenzianti in modo schematico i rapporti tra movimenti di massa sul versante e successione dei depositi alluvionali di riempimento. Planimetria di riferimento nel riquadro, indicante gli accumuli di frana (in grigio). 1 = substrato roccioso, 2 = materiali collassati, 3 = depositi alluvionali conseguenti al primo evento radiodattato di ostruzione del fondo vallivo, 4 = depositi alluvionali conseguenti a un successivo episodio radiodattato di sbarramento vallivo, 5 = depositi di sovralluvionamento recenti e attuali. Linee in neretto = assi dei sondaggi.

Valley transects near Serre de la Voute (Susa Valley, W Piedmont) schematically showing connections between mass movements on the slope and valley fill processes. On the reference sketchmap (inset) landslide masses are in grey. 1 = bedrock (gneiss), 2 = collapsed materials, 3 = alluvial deposits following a first ^{14}C dated event of valley floor damming, 4 = alluvial deposits following a second ^{14}C dated valley floor damming episode, 5 = recent and present overflooding deposits. Solid line = borehole axis.

per approfondire indagini su consistenza e limiti del grande ammasso di frana, sottopassato dai recenti tunnel autostradali (Fig. 2). Un sondaggio ultimato in maggio, effettuato a quota 1040 m circa, nel settore inferiore dell'accumulo, incontrò una serie di terreni così costituita:

- m 0+21: detriti rocciosi, associati a sabbie più o meno limose;
- m 21+29: detriti di roccia, con prevalenza di matrice sabbiosa grossolana;

- m 29+36: materiali detritici a granulometria più minuta dei precedenti;
- m 36+78: ancora detrito con abbondante matrice fine;
- m 78+81: limi più o meno sabbiosi di colore grigio;
- m 81+90: sabbie più o meno limose; tra le progressive 83,50 e 84,50 fu estratto un campione di legno subfossile, la cui età ^{14}C risulta pari a 9525 ± 85 anni BP.

Tabella 1 - Composizione granulometrica (range dei valori percentuali e diametro mediano in mm; n. 20 analisi) dei campioni prelevati dai sondaggi sul corpo frana di Serre la Voute e sui depositi alluvionali originati dallo sbarramento del fondovalle (Analisi granulometriche eseguite dal Geom. R. Massobrio).

Grain-size distribution (range of % values and median value in mm ; no.20 analyses) of borehole samples from the Serre la Voute landslide and alluvial deposits emplaced by the valley floor damming (Grain-size distribution analyses by R. Massobrio).

	Ghiaia	Sabbia	Limo-argilla	D ₅₀
versante	9-77	16-83	5-32	0,15-22
fondovalle	1-50	15-66	17-80	0,02-2,0

Osservazioni: il sondaggio non si spinse oltre i 90 m, a causa di una importante falda in pressione (l'acqua risalì di oltre 40 m lungo il foro); da ciò è deducibile la presenza del substrato roccioso intorno a tale profondità.

I primi 78 m della serie attraversata corrispondono alla massa roccioso-detritica dislocata, a granulometria eterogenea con prevalenza della matrice sabbiosa (Tab. 1); essa poggia su un complesso alluvionale-lacustre potente almeno una decina di metri, a sua volta verosimilmente prodotto da un precedente sbarramento vallivo, anteriore a 9500 anni fa.

– Comune di Salbertrand (Valle di Susa), basso terrazzo in destra della Dora Riparia. Rif. IGM F. 54 "Bardonecchia", Tav. II SE "Oulx", 32TLQ351939. Campione ricavato da sondaggio eseguito nel luglio 1991 appena a monte del corpo di frana su descritto, nella piana di esondazione della Dora alla quota 990 m circa. La stratigrafia risultò la seguente:

- m 0-21: depositi alluvionali ghiaioso-sabbiosi di colore grigio;
- m 21-27: idem, con passate sabbiose;
- m 27-30: alternanze di ghiaie con ciottoli e sabbie limose;
- m 30-36: ghiaie e sabbie con limi argillosi;
- m 36-38: limi argillosi e sabbie grigio scuro;
- m 38-41: sabbie grigie;
- m 41-44: limi argillosi; verso i 42 m di profondità fu incontrato legno subfossile. Sottoposto a datazione, fornì l'età ¹⁴C di 8380 ± 95 BP;
- m 44-48: ghiaie e ciottoli;
- m 48-51: limi argillosi con subordinate sabbie e ghiaie;
- m 51-54: ghiaie e limi argillosi giallastri.

Osservazioni: anche in questo caso una potente getto d'acqua in pressione rese sconsigliabile il proseguimento del foro, suggerendo comunque la presenza del substrato litoide intorno ai 55 m di profondità; il che d'altra parte fu confermato da un sondaggio eseguito due mesi dopo lungo la forra valliva, in asse con l'alveo, circa 900 m a valle. La quota di ritrovamento del campione radiodato,

circa 10 m più bassa del precedente, lascia intuire come il precedente deposito sia stato reincidento; un nuovo franamento, verificatosi anteriormente a 8400 anni fa, provocò quindi un'altra ostruzione ai deflussi con successivo deposito di materiali prevalentemente fini, esattamente in analogia col caso precedente (Fig. 3; Tab. 1). Il tasso medio di innalzamento dei depositi, a partire da allora, assume il valore di 5 mm/anno.

– Pian della Mussa, sponda sinistra T. Stura di Lanzo, Comune di Balme (n. 4 in Fig. 1). Rif. IGM F.55 "Susa", Tav. IV NE "Uia di Ciamarella", E = 1356925, N = 5018300. Durante la trivellazione di un pozzo nel perimetro dell'Azienda Acquedotto Municipale di Torino, nell'autunno 1985, furono reperiti alcuni frammenti legnosi di conifere.

Stratigrafia e osservazioni: in epoca postglaciale, sul versante destro della valle ad est di Rocca Tovo si produsse un fenomeno di scoscendimento con colata di detrito (Sorzana & Valpreda, 1986). L'accumulo, costituito da blocchi di prasiniti massicce di enormi dimensioni, ostruendo il fondovalle e risalendo il versante opposto sino a quota 1750 m, provocò la formazione di un bacino lacustre esteso per oltre 1500 m che si andò progressivamente colmando. Il top dei sedimenti lacustri, ora in buona parte coperto da successivi depositi di versante e su cui la Stura divaga senza incidere, si trova mediamente alla quota di 1730 metri. In base ad una serie di sondaggi effettuati nel 1900 nell'ambito di studi per la realizzazione di un invaso per la derivazione di acqua dal Pian della Mussa, è stato appurato che la roccia in posto si trova, almeno nelle porzioni centrali della piana, a profondità superiore a 70 metri. Trivellazioni molto più recenti (anno 1985), effettuate per conto dell'Azienda Acquedotto Municipale di Torino nel settore prossimale della piana di colmamento, hanno invece incontrato, intorno ai 35 m di profondità, il substrato roccioso (serpentiniti massicce).

Un altro sondaggio, circa 300 m a monte dell'ostruzione valliva, non ha raggiunto il substrato, attestandosi invece su un banco di limi argillosi grigi; al tetto del medesimo, a circa 50 m di profondità, erano racchiusi alcuni resti legnosi. Il campione da qui prelevato, sottoposto a radiodazione, ha fornito un'età ¹⁴C pari a 6460 ± 210 anni BP. La serie soprastante è costituita da depositi alluvionali a granulometria molto grossolana, se si eccettua un banco tra i 25 e i 30 m di profondità ove abbonda la matrice limo-argillosa.

L'età ricavata per il deposito inglobante i resti lignei consente la ragionevole ipotesi che un consistente collasso si sia prodotto in epoca appena anteriore all'inizio della fase deposizionale di colmamento vallivo; ammettendo che la sedimentazione sia regolarmente proseguita sino ai giorni nostri, ne conseguirebbe una velocità media di accrescimento di 7-8 mm/anno.

– La Magdeleine (n. 5 in Fig. 1), Rif. IGM F. 29 "Monte Rosa", Tav. III NE "S. Vincent", 32TLR929741.

Versante sinistro del T. Marmore, affluente della Dora Baltea (Valle d'Aosta). Nel corso di uno scavo effettuato nel luglio 1988 per la costruzione del campo sportivo in località Brengon (quota 1644), vennero alla luce alcuni grossi tronchi di conifere sepolti nel pianoro alle spalle della chiesa. Sul fronte di scavo affiorava, sotto una coltre di suolo localmente molto scuro spessa 80÷100 cm, un deposito limoso-argilloso con rari blocchi di grandi dimensioni, dello spessore visibile di circa 2 m, dalla cui base risultavano provenire i resti arborei (G. Mortara, com. pers.). Un campione di essi ha fornito l'età ^{14}C di 2660 ± 45 anni BP.

Osservazioni: la morfologia del sito e di un'ampia area circostante è con tutta evidenza legata a ripetute fasi di collasso più o meno pronunciate del versante, coinvolgenti depositi glaciali di copertura e forse parte del substrato (prevalenti Ofioliti); a un fenomeno locale di instabilità è da riferire l'abbattimento e il seppellimento dei tronchi d'albero.

L'età del campione è quasi esattamente coeva a quella di un deposito torboso antistante la fronte del Ghiacciaio dei Forni, nelle Alpi Centrali (2670 ± 130 anni BP), riconosciuta coincidente a una fase di deterioramento climatico tra le più accentuate nell'Olocene, a scala mondiale (Orombelli & Pelfini, 1985).

– Comune di Tartano (Valtellina), sponda sinistra del torrente Val Corta, circa 1 km a SW del centro abitato del Capoluogo (n. 14 in Fig. 1). Rif. IGM F. 18 "Sondrio", Tav. III SE "Mezzoldo", 32TNS518054. Nel corso di un sopralluogo effettuato appena dopo l'evento alluvionale dei giorni 18-19 luglio 1987, risalendo il corso del torrente si osservò la seguente sezione, messa a nudo da un marcato processo di erosione laterale (a partire dall'alto):

- m 0÷5,00: deposito ghiaioso con ciottoli e grossi blocchi, di presumibile origine colluviale;
- m 5,00÷7,00: sabbie prevalenti, debolmente stratificate;
- m 7,00÷7,20: banco torboso, esteso lateralmente per alcuni metri, con resti legnosi: un campione ha dato un'età ^{14}C di 1085 ± 50 anni BP; crostone ferro-manganesifero al letto;
- m 7,20÷8,50: blocchi e ciottoli in prevalente matrice sabbiosa di colore giallo bruno, non cementata; emergenza di acqua al contatto con la facies sottostante;
- m 8,50÷11,00 (fondo alveo): ghiaie con ciottoli e blocchi in predominante matrice limoso-sabbiosa di colore grigioverde chiaro con clasti minuti per lo più angolosi. Il tutto presenta un discreto grado di cementazione, intere zolle disgregate dall'erosione torrentizia sono state infatti trascinate per parecchie decine di metri a valle del punto di affioramento.

Osservazioni: all'esame fotointerpretativo si rileva la presenza di masse dislocate a sbarrare la valle, nel punto di

confluenza con la Val Lunga, pur non essendo riconoscibile una nicchia di frana evidente; la stessa legenda della CGI (F. 18) accenna tra l'altro a "detriti di falda e materiali di frana", sovrastanti gli "gneiss di Morbegno" (gneiss biotitici) costituenti in tale località il substrato: i materiali del sito in esame sono cartografati come tali. E' probabile che un importante fenomeno di collasso si sia avuto in età basso-medioevale, tale da provocare, verso monte, un rallentamento delle acque di piena e, per qualche tempo, una deposizione forzata dei sedimenti con la formazione di un vaso lacustre profondo varie decine di metri.

3.2 Depositi torrentizi

– Torrente Grand Vallon (anche denominato "Envers de la Glacière"), affluente sinistro della Dora in Comune di Cesana (Alta valle della Dora Riparia), apice conoide (n. 2 in Fig. 1). Rif. IGM F. 66 "Cesana Torinese", Tav. I NO "Cesana Torinese", E = $5^{\circ}40'15''$, N = $44^{\circ}57'45''$.

Osservazioni: un sopralluogo effettuato il 29 settembre 1990, a seguito di un fenomeno di trasporto in massa avvenuto il 3 agosto, ha portato al ritrovamento di vari tronchi arborei in un orizzonte ghiaioso-ciottoloso re-inciso da erosione di fondo (Fig. 4). Tale deposito, privo di classazione granulometrica, in matrice sabbioso-limosa abbastanza cementata, di colore grigio, a clasti di calcescisti affioranti nel medio bacino, contiene anche grandi blocchi. Lo spessore visibile non supera 1÷1,5 m. Esso riveste per alcune decine di metri e per modesta larghezza le pareti della gola rocciosa in cui è intagliato il corso d'acqua nel tratto prossimo alla conoide e all'apice della medesima. Esso è sovrastato da depositi di piena torrentizia recenti e attuali.

Un campione prelevato in sponda destra, fortemente compresso, tra la base del deposito e il substrato, ha fornito l'età ^{14}C di 2850 ± 60 anni BP. Un secondo campione inglobato in analogo sedimento, alcuni metri più a valle, ha dato un'età ^{14}C non dissimile, di 3010 ± 50 anni BP. Il deposito in questione appare come il relitto più antico di precedenti fasi deposizionali; abbastanza singolare il fatto che sia stato risparmiato da successive fasi erosive, almeno per quanto ne riguarda la porzione basale.

– Torrente Cordevole, sponda sinistra a monte del cono di deiezione troncato del T. Bordina (Comune di Agordo) (n. 15 in Fig. 1). Rif. IGM F. 23 "Belluno", Tav. IV NO "Agordo", E = $0^{\circ}25'3''$, N = $46^{\circ}16'16''$.

Stratigrafia sommaria: i depositi torrentizi del T. Bordina, in gran parte derivanti dallo smantellamento dei materiali d'accumulo di un'antica frana, in un primo tempo provocarono il riempimento della valle principale del Cordevole con formazione di un vaso lacustre a monte; successivamente, furono incisi dal corso d'acqua principale.

Alla base affiorano litotipi del Trias medio-superiore calcareo, sovrastati per 15÷18 m da depositi quaternari.



4a

4b



Fig. 4 - Torrente Grand Vallon presso Cesana (Alta Val Susa), apice conoide. La stretta incisione allo sbocco della forra rocciosa è bordata da depositi da *debris flow* di epoche successive. Il deposito contenente alla base uno dei resti arborei radiodati (CRG 1085; 2850 ± 60 anni BP), indicato con freccia, è sovrastato da depositi di colate detritiche recenti e attuali (Fig. 4a). Il basso deposito al centro foto è conseguente al rilascio di sedimenti successivo al passaggio del *debris flow* del 3 agosto 1990. Fig. 4b): particolare.

Grand Vallon stream near Cesana (High Susa Valley, W Piedmont), apex of the fan. The narrow incision at the outlet of the canyon is bordered by debris flow deposits of various ages. The deposit with a radiocarbon dated log remain (CRG 1085; 2850 ± 60 y BP) at the base (marked by an arrow) is overlaid by recent and present debris flow deposits (Fig. 4a). The low deposit in the centre of the photo is the result of the passage of a debris flow occurred on 3 August 1990. Fig. 4b): a detail.

Essi consistono in ghiaie per alcuni metri di spessore, a cui fanno seguito sabbie grigio chiaro e sabbie limose con passaggi a limi argillosi, più frequenti verso l'alto della sezione. Proprio al contatto tra le ghiaie basali e la sequenza sabbioso-limosa è stato reperito, nell'inverno 1989-90, un tronco arboreo in posizione di crescita (M. Govi, com. pers.). La radiodatazione ^{14}C di un campione del medesimo ha fornito il risultato di 5870 ± 75 anni BP.

Osservazioni: l'età del campione, coincidente con quella di un altro frammento legnoso raccolto alla base di una formazione argillosa lacustre eteropica della precedente (Decima & Cimpellin, 1981), precisa il termine *ante quem* dovette verificarsi il processo di alluvionamento, a sua volta preceduto dalla deposizione delle masse collassate. Campioni di legni rimaneggiati, successivamente prelevati a livelli più alti della serie, hanno fornito età di 2-5 secoli più recenti (V. Villi, com. pers.).

– Torrente "Ru Torbol", affluente in sponda sinistra del T. Maé a valle di Fusine (Comune di Zoldo Alto) (n. 16 in Fig. 1). Rif. IGM F. 12 "Cortina d'Ampezzo", Tav. III SE "Cencenighe Agordino", $E = 0^{\circ}19'03"$, $N = 46^{\circ}22'35"$. Scarpata in erosione in terreni a predominante costituzione ghiaioso-sabbiosa. Essi consistono, in base a osservazioni del febbraio 1992, in depositi da alluvionamento torrentizio in massa, potenti una quindicina di metri; alla base è conservato un orizzonte organico, spesso una

decina di cm, con tronchi subfossili di conifere in posizione secondaria, anche di grandi dimensioni (sino a 80 cm di diametro); un campione di legno da qui prelevato ha fornito l'età ^{14}C di 5905 ± 75 anni BP. I terreni sottostanti, della potenza valutabile in una ventina di metri, corrispondono a depositi glaciali (A. Moscariello, com. pers.).

Osservazioni: è indirettamente suggerito il termine *post quem* si dovette verificare un episodio di *debris flow* comportante l'abbattimento dei tronchi arborei in questione.

3.3 Depositi fluviali

– Fiume Tanaro, sponda destra in comune di Masio (n. 9 in Fig. 1; Fig. 5). Rif. IGM F. 69 "Asti", Tav. I SE "Rocca d'Arazzo", E = $4^{\circ}00'52''$, N = $44^{\circ}54'17''$. Un centinaio di metri a monte del ponte di Felizzano, una scarpata di erosione prodottasi per le piene primaverili del 1988 mise in luce una sezione stratigrafica costituita, a partire dall'alto, per i primi 2 metri, da sabbie medio-fini grigio-giallastre. Esse contenevano irregolari livelli di sabbie (diametro mediano 0,35 mm) e limi giallo-marroncino, nonché subordinate lenticelle ghiaiose dello spessore di pochi centimetri (diametro mediano 10,5 mm). Con l'interposizione di un evidente contatto erosivo, seguiva il deposito sottostante, per una potenza visibile di 3 metri circa, consistente in argille limose di predominante colore giallastro (diametro mediano minore di 0,001 mm); circa in posizione intermedia furono rinvenuti frammenti di ceramica ascrivibili alla tarda età del Bronzo-età del Ferro (Tropeano & Oberti, 1991), associati a resti carboniosi su cui la datazione ^{14}C non ha potuto fornire alcun esito.

Osservazioni: l'orizzonte basale, ove è inciso il letto fluviale, appariva coperto da un deposito di ghiaia e ciottoli di spessore non valutabile con frequenti zolle di torba rimaneggiate, pertanto con nessun valore diagnostico circa il termine *post quem* dovette iniziare la sedimentazione della litofacies contenente i manufatti protostorici su descritti. In base all'età ^{14}C di un campione analizzato, risultata uguale o superiore a 44000 anni B.P., è possibile soltanto arguire che una notevole lacuna cronostratigrafica segni il passaggio tra sedimenti pleistocenici, ove è verosimilmente inciso il corso d'acqua ma non direttamente affioranti, e la facies pelitica sovrapposta, sicuramente olocenica come attesta il materiale ceramico rinvenuto nella metà inferiore dell'affioramento.

– Pianura in destra Sesia, sponda destra T. Rovasenda in comune di Rovasenda (n. 6 in Fig. 1). Rif. IGM F. 43 "Biella", Tav. I NO "Masserano", E = 1445175, N = 5048500. Una scarpata di erosione laterale presentava, al 5 dicembre 1985, la seguente successione stratigrafica (dal piano campagna):

- m 0÷0,60: ghiaie a elementi di rocce vulcanitiche;
- m 0,60÷1,60: limi variegati di color grigio-giallastro;
- m 1,60÷2,00: limi con torba, frustoli e rametti appa-

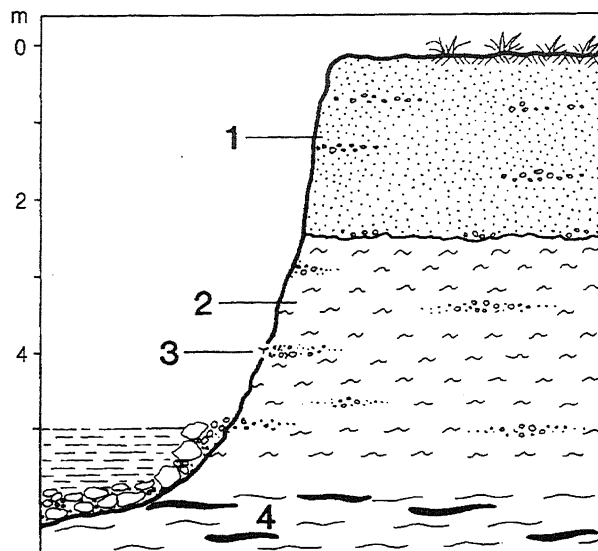


Fig. 5 - Sponda destra del F. Tanaro, tra Masio e Felizzano, sezione schematica: 1) sabbie medio-fine con livelletti di limi e ghiaie; 2) argille limose con frustoli e resti carboniosi; 3) frammenti ceramici (età del Bronzo-età del Ferro); 4) probabili sedimenti torbosi (Pleistocene) (Da Tropeano & Oberti, 1991, modif.).

Right bank of River Tanaro, between the villages of Masio and Felizzano (Central Piedmont), schematic cross-section: 1) medium- to fine-grained sand with thin layers of silt and gravel; 2) silty clay with coal remains; 3) pottery fragments (Bronze-Iron age); 4) probable peaty sediments (Pleistocene) (From Tropeano & Oberti, 1991, modified).

rentemente "carbonizzati"; il campione qui raccolto ha fornito l'età ^{14}C di 44 ± 49 anni BP, pertanto da considerarsi attuale;

m 2,00 in poi: ghiaie grossolane a elementi di varie rocce cristalline, ascrivibili al Pleistocene per analogia di facies con altri sedimenti osservati al bordo delle vicine Prealpi biellesi.

Osservazioni: il dato radiocronologico permette di attribuire la deposizione del banco limoso e della soprastante coltre ghiaiosa a uno o più eventi alluvionali di questo secolo, escludendo senz'altro l'ipotesi di eventi più remoti. Una superficie di erosione segna, ovviamente, il contatto con le sottostanti ghiaie a grossi elementi.

– Fiume Sesia, sponda sinistra in comune di Palestro, poco a valle della traversa di derivazione per il Roggione di Sartirana (n. 7 in Fig. 1). Rif. IGM F. 58 "Mortara", Tav. IV NO "Palestro", 32TMR63901465. La stratigrafia, rilevata nel settembre 1985 lungo un tratto di sponda in erosione attiva, appariva la seguente:

- m 0,00÷1,50: limi e sabbie fini giallastre, in gran parte legati a esondazioni attuali;
- m 1,50÷2,50: inizialmente sabbie grigie, quindi ghiaie predominanti (60%), con diametro mediano 7 mm. L'abbondanza di resti

lateritici (mattoni) suggerisce per questi depositi un'età storica recente;
 m 2,50÷3,00: sabbie grigie con livelletti limosi;
 m 3,00÷3,50: ghiaie e sabbie di color grigio-giallastro;
 m 3,50÷4,00: torba compatta; il campione da qui prelevato ha fornito l'età ^{14}C di 18110 ± 265 anni B.P.

Oltre m 4,00 e per la profondità presunta di $1,5 \pm 2$ m sotto il pelo d'acqua comparivano limi argillosi grigio-azzurri e sabbie grigio-verdastre medio-grossolane.

Osservazioni: il periodo in cui si è formato il banco torboso corrisponde alla più marcata pulsazione climatica fredda registrata nel Pleistocene superiore centro Europeo. Appare ipotizzabile, in via del tutto preliminare, che questo importante affioramento di torba, per quanto appartenga a una fase deposizionale più recente nell'ambito della serie, costituisca un tratto d'unione tra l'orizzonte pelitico-sabbioso individuato estesamente nel sottosuolo dell'alta pianura del Po (Tropeano & Cerchio, 1984), collocabile, in base ai dati attuali, nell'intervallo 31000-25000 anni B.P., e quello qui considerato della pianura Po-Ticino, che le datazioni ^{14}C qui proposte inquadrano nell'intervallo approssimativo 35000-29000 anni dal Presente.

Non va tuttavia inteso, con quanto su affermato, che attraverso tutto il lasso di tempo intercorso si sia necessariamente avuta continuità di sedimentazione, in mancanza di dati certi in proposito. E' anzi logico supporre che nell'ambito dell'intero ciclo deposizionale si siano manifestate anche importanti fasi di erosione.

– Pianura del fiume Po, Casale Monferrato, Cascina Guazza (n. 8 in Fig. 1; Fig. 6). Rif. IGM F. 58 "Mortara", Tav. III NO "Ticineto", 32TMR59350157. Nella cava di sabbia e ghiaia a q. 108 circa denominata "Guazza" salutarmente sono stati recuperati grossi tronchi arborei.

Stratigrafia sommaria: a partire dalla superficie, si hanno per 5 ± 6 m ghiaie e sabbie grigie dapprima di aspetto "fresco", e successivamente con leggera patina di ossidazione. La proporzione tra le classi granulometriche è assai variabile: una parte della cava è aperta in prevalenti sabbie, ove di preferenza si rinvenivano nell'orizzonte superiore i tronchi d'albero. A profondità diverse si incontrano livelli a maggiore cementazione e limi sabbiosi piuttosto compatti. I clasti, talora di grande taglia raggiungendo i 20 ± 30 cm (asse maggiore), appartengono a rocce originarie delle valli alpine, soprattutto ofioliti, gneiss, quarzi, anfiboliti. In un vicino pozzo trivellato si sono osservate sabbie e ghiaie sino a 21 m di profondità, quindi un banco di limi argillosi potente 2 m, e infine depositi prevalentemente grossolani fino a 48 metri dal p.c. Con buona probabilità lo spessore dei depositi olocenici non dovrebbe superare la decina di metri, mentre i sottostanti terreni verosimilmente appartengono all'ultima glaciazione, come d'altra parte attesta il rinvenimento, a detta dei cavaatori, intorno al 1978, del troncone subrettilineo di una grossa difesa di Elefantide,

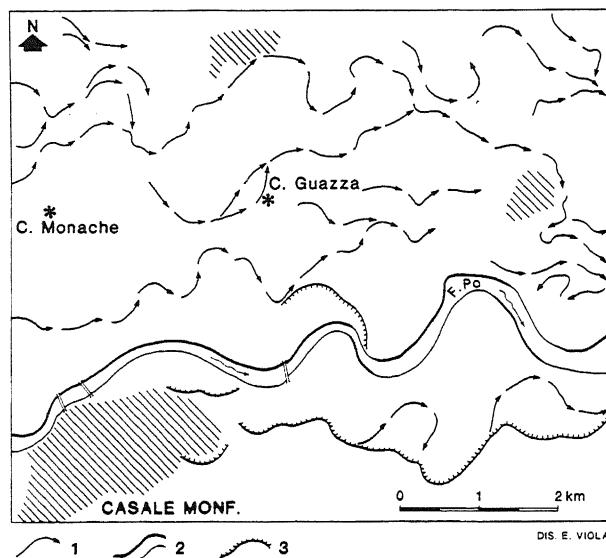


Fig. 6 - Planimetria schematica (da aerofotografie) del settore di pianura del Po presso Casale Monferrato, con indicazione degli antichi percorsi fluviali (1), dell'alveo ordinario attuale (2) e del limite meridionale della fascia di divagazione recente del fiume, definito da un orlo di terrazzo poco accentuato (3). Sono inoltre ubicate (asterisco) le località di reperimento dei tronchi arborei radiodatiati.

Sketchmap (from aerial photographs) of a reach of the Po Plain near Casale Monferrato (Central Piedmont), showing the course of old fluvial channels (1), the bankfull present channel (2) and the southern border of present floodplain (3). Finding localities of radiocarbon dated logs are shown by an asterisk.

putroppo andata poi dispersa.

La profondità precisa dell'orizzonte a resti arborei non è nota, in quanto la visuale è impedita dall'emergenza della falda idrica mentre la coltivazione si spinge a 25 m nel sottosuolo; da informazioni avute in sito parrebbe che il livello a resti arborei si localizzi intorno a 2 ± 4 m sotto il pelo ordinario di falda, ossia sull'ordine dei 5 ± 10 metri sotto il piano campagna. Non è possibile pertanto ricostruire una serie stratigrafica, salvo evidenziare la granulometria prevalentemente grossolana dei depositi (ghiaie con ciottoli). Un campione ricavato dalla porzione esterna di un grosso tronco d'albero estratto circa vent'anni addietro (ne è stata riferita una lunghezza originaria di 20 m, con diametro basale di m 1,20) ha fornito l'età ^{14}C di 1590 ± 60 anni BP. Altro campione, ricavato il 5 luglio 1990 dalla parte esterna di un tronco recuperato di recente e posato sul piazzale di cava, ha fornito l'età di 1515 ± 45 anni BP.

Osservazioni: l'età del primo campione è singolarmente congruente con quella di un altro resto arboreo (1595 ± 50 anni BP) già segnalato in letteratura (Charrier & Peretti, 1977) e rinvenuto circa 3 km più a ovest (località C.na Monache) e in un analogo contesto geomorfologico, caratterizzato da una rete idrografica superficiale (o vestigia della medesima evidenziabili da esame aerofotointerpretativo) a decorso parallelo a quello attuale del Po. Da tempo è stata espressa l'ipotesi che il settore di

pianura, delimitato a sud dal rilievo collinare Chivasso-Casale e, agli estremi ovest ed est rispettivamente, dalle confluenze dei fiumi Dora Baltea e Sesia, sia stato sede nel Quaternario recente-Attuale di progressive migrazioni d'alveo. Ciò si può anche dedurre dall'evidenza dei numerosi alvei relitti ora fungenti da colatori e rogge e in gran parte rimaneggiati per esigenze irrigue che solcano la bassa pianura vercellese.

Nel tratto tra Morano Po e quello qui considerato sono documentabili, negli ultimi tre secoli, ripetute divagazioni d'alveo dall'una all'altra estremità dell'intera sezione di deflusso. Certamente già in passato era manifesta la tendenza del filone principale del fiume a portarsi in sinistra, attraverso il Canale "della Castagna", contro cui si sono realizzati tentativi di interclusione sin dal sec. XVII, già effettivi sin dalla seconda metà del '700 e più compiutamente realizzati nell'800, anche se ancora sin'oltre la metà del secolo scorso il ramo era suscettibile di attivarsi per piene straordinarie; come nell'autunno 1828 e 1839, nel maggio 1846 e nell'ottobre 1857. Il processo di migrazione verso sud può considerarsi stabilizzato alla metà di questo secolo. Pur tenuto conto degli alterni spostamenti d'alveo e di probabili interferenze antropiche, il dato radio-cronologico riveste comunque interesse nella valutazione indiretta della velocità media di migrazione laterale del fiume, che risulta compresa tra 1,3÷1,5 m/anno.

Lo spessore soprastante fornisce un dato, ancorché puntuale e come tale indicativo, circa il tempo medio di accrescimento dei depositi, dell'ordine di 4÷5 mm/anno; esso è congruente con i dati relativi ai depositi più recenti della pianura piemontese meridionale (Tropeano & Olive, 1989).

– Pianura del torrente Curone, cava RDB presso Casei Gerola (n. 10 in Fig. 1). Rif. IGM F. 58 "Mortara", Tav. II SE "Casei Gerola", E = 148760, N = 499260. La stratigrafia, rilevata sul fronte di scavo il 4 settembre 1986, risultava la seguente:

- m 0,00÷1,50: sabbie limose fini giallastre, legate a esondazioni di Curone e Po in epoca storica;
- m 1,50÷2,50: limi argillosi grigio-brunastri, a Molluschi terrestri, in parte alterati in paleosuolo con diffusi resti di manufatti lateritici;
- m 2,50÷7,50: depositi in prevalenza limosi grigio-azzurri o cinerei, con graduale passaggio a sabbie fini. Questo complesso riaffiorava in una cava attigua, ove ha restituito verso il fondo scavo un frammento ligneo, la cui età ^{14}C è risultata di 4410 ± 55 anni B.P.

Osservazioni: il dato qui deducibile di accrescimento medio dei depositi (1,7 mm/anno) concorda per ordine di grandezza con l'età radiocronologica in precedenza ricavata per altri siti, ad analoghe profondità, del sottosuolo padano a monte di Torino (Tropeano & Olive, 1989). È opportuno aggiungere che età pressoché identica (4380

± 70 anni BP) è stata rivelata da un orizzonte organico alla radice della spianata olocenica in destra Scrivia presso Tortona, una quindicina di km a sud ovest del sito qui considerato, alla profondità di circa 4 m dal piano campagna (Cortemiglia, 1992).

– Fiume Ticino, sponda sinistra del ramo denominato "Lanca di Besate" in comune omonimo (n. 11 in Fig. 1). Rif. IGM F. 58 "Mortara", Tav. I NE "Vigevano", E = 1495825, N = 5017450. La stratigrafia, rilevata in affioramento su scarpata naturale nell'agosto 1985 a partire dal piano campagna, così appariva:

- m 0÷8,00: ghiaie eterometriche prevalenti (75%), diametro mediano 10 mm, con intercalazioni lentiformi a prevalenti ciottoli, o sabbiose, di colore giallastro. Lieve patina di ossidazione presente sui clasti;
- m 8,00÷8,50: limi argillosi grigio-azzurri, in corrispondenza al pelo idrico;
- m 8,50÷8,75: alternanze di livelletti torbosi e argille limoso-torbose. Un piccolo tronco arboreo rinvenuto alla base, a contatto con la torba ma parzialmente inglobato in sottostanti limi argillosi, ha fornito una età ^{14}C di 35590 ± 2180 anni BP.

Oltre m 8,75: limi argillosi sino al fondo alveo (profondità massima 60÷70 cm).

Osservazioni: il complesso pelitico-torboso alla base della serie è correlabile per litologia e per età con la formazione, già riconosciuta e descritta per la pianura piemontese meridionale (Tropeano & Cerchio, 1984), attribuita all'ultima glaciazione. Pertanto le ghiaie e sabbie che, con evidente contatto erosivo, poggiano sul complesso suddetto, genericamente attribuite al Pleistocene superiore (cfr. Carta Geol. d'It. F. 59), sembrano piuttosto ascrivibili all'Olocene basale.

– Fiume Po, cava "Inerti-Pavia S.p.A." (comune di Mezzanacorti) (n. 12 in Fig. 1). Rif. IGM F. 59 "Pavia", Tav. III NE "Zinasco", E = 1510325, N = 4995550. Frammenti di zolle torbose, prelevate il 4 settembre 1986 dal fondo alveo del fiume, tramite disgregatore, da un impianto flottante di estrazione sabbia e ghiaia.

Stratigrafia e osservazioni: secondo informazioni avute in loco, nel tratto considerato l'alveo del fiume Po incide un discontinuo banco torboso, localmente compatto, spesso 20÷30 cm, alla profondità di m 2,50 dal pelo di magra. Superiormente, con contatto erosivo, sono osservabili ghiaie e sabbie di deposito attuale, con abbondanti resti di manufatti anche di epoca romana. Inferiormente, a quanto risulta da letteratura (Gastaldi, 1873; Valsecchi, 1868) e da osservazioni personali, la facies torbosa è associata a sabbie fini e limi argillosi potenti una decina di metri, a cui fanno seguito verso il basso, con gradualità, orizzonti a sabbie e limi grigio-cinerei via via più antichi del Pleistocene. L'età ^{14}C data da un campione di torba (28610 ± 975 anni BP) conferma

ancora una volta che la facies qui esaminata è coeva di quella riconosciuta e già descritta per la pianura del Po a monte di Torino.

– Fiumi Po e Ticino, zona di confluenza a est di Tracò Sicomario (n. 13 in Fig. 1). Rif. IGM F. 59 "Pavia", Tav. Il NO "Belgioioso", E = 1516350, N = 5000212. La stratigrafia seguente è stata ricavata da esame dei campioni di un pozzo in corso di scavo (agosto 1985):

- m 0,00÷10,00: sabbie medio-fini, talora cementate, giallognole;
- m 10,00÷16,50: sabbie medie prevalenti, di colore azzurrognolo, con poca ghiaia (8%); diametro mediano 0,4 mm;
- m 16,50÷18,00: sabbie come sopra, con subordinate ghiaie fini;
- m 18,00÷20,00: sabbie con frustoli legnosi e torba compatta verso la base; un campione della medesima ha dato una età ^{14}C di 33070 ± 1040 anni BP;
- m 20,00÷21,00: limi argillosi grigi e giallastri;
- m 21,00÷60,00: prevalenti sabbie, di colore verdastro; oltre m 60 e sino a fondo scavo (m 85) limi grigio-cinerei.

Osservazioni: i primi 10 metri di sedimenti verosimilmente corrispondono all'Olocene. Le sabbie sottostanti grigio-azzurre potrebbero appartenere già al tardo Pleistocene mentre la torba e i limi associati, almeno sino a 21 m di profondità, confermano la loro affinità cronologica e di facies con l'orizzonte già segnalato. Tali depositi mostrano una graduale transizione verso il basso a livelli probabilmente ancora würmiani.

Per quanto riguarda la pianura pavese, i dati per ora disponibili non consentono di precisare la base dell'orizzonte torboso; si può comunque ritenere che lo spessore di tale complesso nella media, non sia inferiore alla decina di metri. Osservazioni complementari a quelle sopra riportate ne suggeriscono la notevole estensione nel sottosuolo, a conferma delle ipotesi espresse da Taramelli (1882) oltre un secolo fa. La presenza del livello torboso è indiziata quasi ininterrottamente da zolle rimaneggiate sui ghiaioni o subaffioranti lungo l'alveo del Ticino dai dintorni di Vigevano alla foce, nonché lungo il tronco di Po a monte e a valle di Mezzanacorti, dove il fondo alveo è praticamente inciso in tali depositi, anche se non direttamente affioranti. Tale orizzonte, come recenti radiotadazioni ^{14}C su ossa fossili confermano (P. Cavagna, com. pers.), ha verosimilmente restituito buona parte dei frequenti resti di Mammiferi genericamente sin'ora ascritti alle "alluvioni quaternarie pavese".

Verso l'alto, il complesso torboso evolve in una serie di sabbie più o meno limose giallastre, potente una decina di metri, costituente in parte il terrazzo sinistro del Ticino tra Motta Visconti e Pavia, nonché quello del Po, a tratti ben definito, tra Sannazzaro de' Burgondi e Sommo; tale serie è inquadrabile negli stadi sommitali del Würm e nell'Olocene basale, al pari di quella a monte di Torino, pressoché analoga per potenza e litologia, costi-

tante il terrazzo di La Loggia in sinistra Po e quello meno accentuato di Borgo Cornalese-C. Fortepasso in destra del fiume.

Il piano di esondazione recente e attuale dei fiumi Po e Ticino nel territorio qui considerato corrisponde invece a depositi "freschi" ghiaioso-sabbiosi, olocenici, che in massima parte sono da intendersi poggiati con contatto erosivo e in lacuna di sedimentazione sul complesso torboso e l'espressione di ripetute e irregolari fasi di terrazzamenti successivi, con continua rielaborazione dei depositi.

Ciò è d'altra parte confermato dalla commistione di abbondanti resti di manufatti (mattoni, vasellame) di età romana e contemporanea, sia lungo le sponde che le barre di deposito.

4. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

In Tabella 2 sono elencate in ordine crescente le età dei campioni utilizzati nel presente studio. Sulla base dei risultati e tenuto conto delle informazioni bibliografiche disponibili, è possibile esprimere alcune considerazioni generali.

Pleistocene superiore. Le condizioni climatiche e paleoideografiche instauratesi a partire dalla massima espansione dell'ultima glaciazione e caratterizzanti sino al tardiglaciale le pianure dell'Italia del nord, hanno portato a modelli fluviali a canali anastomosati o meandriformi, tali comunque da consentire ampi ristagni idrici con specchi palustri e formazione di torbiere su grandi estensioni. In tal senso l'orizzonte torboso, a cui più volte si è fatto riferimento, si evidenzia ampiamente non soltanto nel sottosuolo della pianura piemontese meridionale, ma anche della pianura di Po e Ticino presso Pavia, della laguna veneta (Fontes & Bortolami, 1974) e puntualmente è individuabile nel Golfo triestino (Marocco, 1991), nel sottosuolo ferrarese (Bondesan *et al.*, 1974) e in altri siti della pianura lombarda (Vittori & Ventura, 1990)⁽²⁾ e del Triveneto (Paganelli *et al.*, 1988). Depositati di torba coevi ai precedenti si segnalano altresì nell'alta pianura novarese (Orombelli, 1986) e bergamasca (Orombelli, 1974). In quasi contemporaneità di sedimentazione con i termini più antichi dell'orizzonte torboso, è da rilevare, nel settentrione delle Marche, la deposizione di importanti sequenze a clasti grossolani ad opera di correnti fluviali a canali

⁽²⁾Una segnalazione aggiuntiva forse si riferisce anche alla piana settentrionale del Lago d'Isèo, presso Pisogne. La stratigrafia annessa al progetto di "Ricostruzione del tronco stradale comprendente il ponte denominato "Barcotto" dissestato dalla piena del Fiume Oglio nel settembre 1960" (Ufficio del Genio Civile di Bergamo, Archivio CNR-IRPI), riporta 7 sondaggi, in asse col ponte lungo la S.S. 42; essi rivelano ghiaie e sabbie, per lo più grossolane, grigie, che in centro alveo raggiungono lo spessore di 15÷20 m, con sottostanti torbe, talora già presenti a partire da circa 10 m dal p.c. e legni a più livelli, in sabbie fini limose prevalenti, sino alla profondità indagata di circa 50 m.

Tabella 2 - Risultati delle datazioni effettuate sui campioni di legni e torbe nei siti esaminati. La voce "litologia" è riferita alla natura dei depositi originari. Sigla CRG = Centre de Recherches Géodynamiques, Thonon (Francia).

¹⁴C age determinations of wood and peat samples from studied sites. The item "lithology" refers to original deposits. CRG = Centre de Recherches Géodynamiques (Thonon, France).

Campione Sample	Località Locality	N.in Fig.1 No.in Fig.1	Ambiente deposizionale Sedimentation environment	Litologia Lithology	Età convenzionale Conventional age	Età calibrata (anni BP) Calibrated age in y BP
CRG-700	Rovasenda	6	sedimenti fluviali	limi torbosi	44 ± 49	(attuale)
CRG-1061	Val Tartano	14	depositi torrentizi	torba	1085 ± 50	892/997 AD
CRG-1072	Casale Monf.	8	sedimenti fluviali	sabbie e ghiaie	1515 ± 45	434/599 AD
CRG-1071	La Magdeleine	5	materiali di frana	limi argillosi	2660 ± 45	890/799 BC
CRG-1085	Grand Vallon	2	depositi torrentizi	ghiaie grossolane	2850 ± 60	1208/929 BC
CRG-1086	Grand Vallon	2	depositi torrentizi	ghiaie grossolane	3010 ± 50	1375/1133 BC
CRG-630	Canosio	1	materiali di frana	detrito e limi	3990 ± 80	2875/2210 BC
CRG-629	Canosio	1	materiali di frana	detrito e limi	4150 ± 65	2925/2550 BC
CRG-742	Casei Gerola	10	sedimenti fluviali	limi e sabbie	4410 ± 55	3365/2905 BC
CRG-1062	Agordo	15	depositi torrentizi	ghiaie, sabbie	5870 ± 75	4893/4688 BC
CRG-1239	Ru Torbol	16	depositi torrentizi	ghiaie e sabbie	5905 ± 75	4900/4724 BC
CRG-740	P. della Mussa	4	depositi torrentizi	limi argillosi	6460 ± 210	5745/5035 BC
CRG-1238	Serre la Voute	3	depositi torrentizi	limi e sabbie	8380 ± 95	
CRG-1128	Serre la Voute	3	depositi torrentizi	limi e sabbie	9525 ± 85	
CRG-699	Fiume Sesia	7	sedimenti fluviali	torba	18110 ± 265	
CRG-741	Fiume Po	12	sedimenti fluviali	torba	28610 ± 975	
CRG-701	F. Po-Ticino	13	sedimenti fluviali	torba	33070 ± 1040	
CRG-628	F. Ticino	11	sedimenti fluviali	torba	35590 ± 2180	
CRG-1016	Felizzano	9	sedimenti fluviali	torba	>43000	

intrecciati (senza ristagni d'acqua) (Calderoni *et al.*, 1991); modello d'alveo inquadrabile quindi in un contesto paleo-morfologico e ambientale ben diverso da quello che doveva configurarsi per la pianura del Po.

Nell'ambito delle località altopadane qui considerate, l'orizzonte torboso è compreso in un intervallo per ora cronologicamente fissato tra un limite inferiore di 36000 anni BP ed uno superiore di 18000 anni BP. Su scala regionale sussiste d'altra parte la possibilità che l'intervallo si dilati a ritroso sino a valori uguali o superiori a 44000 anni BP, mentre dai dati bibliografici si evince una graduale transizione verso l'alto, per ciò che riguarda i termini più recenti, sino al Finiglaciale⁽³⁾. L'estensione temporale del complesso torboso-pelitico (o più complessi con caratteri simili) risulterebbe perciò non inferiore a 30000-35000 anni.

Relativamente alla pianura piemontese meridionale, l'orizzonte torboso su citato già era apparso significativo per la definizione del limite Pleistocene-Olocene. La presenza di torba e, più frequentemente, dell'orizzonte limoso-argilloso e sabbioso a cui è associata, risulta inoltre da varie trivellazioni eseguite nella pianura compresa tra il Po e il Ticino, a una profondità relativamente costante dalla superficie aggirantesi sulla decina di metri. Nei rari affioramenti lungo Sesia e Ticino si è osservato, al pari di quelli in precedenza segnalati (Tropeano & Cerchio, 1984), il contatto sempre erosivo con i soprastanti depositi fluviali recenti e attuali, a conferma dello hiatus che

sinora si è visto caratterizzare, quanto meno nell'ambito della fascia di divagazione recente dei corsi d'acqua, il passaggio tra le unità sedimentarie del Pleistocene superiore e dell'Olocene.

E' ragionevole ipotizzare la considerevole estensione anche nel sottosuolo della Lomellina dell'orizzonte torboso, forse utilizzabile, qualora ulteriori dati potranno comprovarlo, quale marker stratigrafico per la definizione del limite Pleistocene-Olocene nell'ambito di più estesi settori della pianura del Po, oltre a quelli sinora individuati.

Olocene. Le stesse aree montane in cui si sono evidenziati antichi fenomeni di instabilità, per frane o trasporto torrentizio in massa, ancor oggi risultano manifestare propensione ad analoghi dissesti, attestati sia notizie storiche che da osservazioni attuali.

Il più antico evento di frana radiodatato, nell'alto bacino della Dora Riparia, risalente ad epoca appena anteriore a 9500 anni BP, è da intendersi conseguente ai fenomeni di deglaciazione endovallivi e indirettamente suggerisce quindi il termine *ante quem* le masse glaciali occupavano la Valsusa alla quota di fondovalle intorno ai 1000 m. Date non dissimili di analoghi grandi movimenti di massa sono state riferite per la Valle d'Aosta (F. Bonetto, com. pers.) e per l'Ampezzano (Zardini *et al.*, 1984).

Per ciò che riguarda la frana della Valsusa, seguiranno altre riprese di movimento, una delle quali sicuramente attestata un millennio dopo. Altre frane si manifesteranno poi nelle Alpi in varie epoche successive: in Val di Lanzo intorno a 6500 anni BP, in Val Maira intorno a 4000 anni BP, in Valtourmenche circa 2600 anni BP, in bassa Valtellina verso 1100 anni BP. E' curioso constatare come ciò sia avvenuto a regolari intervalli coprendo l'arco di tempo

⁽³⁾Sussistono però alcune eccezioni. Ad esempio, nella regione adriatica settentrionale il Pleistocene termina con una lacuna di sedimentazione, non essendosi evidenziati depositi più recenti di 18000 anni BP (Bortolami *et al.*, 1977).

che va dal Primo Boreale alla base del Tardo Subatlantico (secondo la classificazione di Blytt-Sernander).

I fenomeni di *debris flow* sono attestati a partire da circa 5900 anni BP nelle Alpi Orientali (Val Cordevole, Val Zoldana), e testimoniati per la prima volta in Piemonte (Val di Susa) intorno a 3000 anni BP.

Per ciò che riguarda l'alta pianura del Po nulla di nuovo è qui da aggiungere circa l'intervallo cronologico ricoperto dai depositi olocenici che, salvo un caso isolato riferibile al passaggio Dryas-Alleröd (circa 12000 anni BP) (Tropeano & Olive, 1989), si localizza tra il periodo Atlantico e l'Attuale. Un dato di singolare interesse è invece fornito circa il tempo medio di traslazione laterale di un tratto del fiume Po presso Casale, pari a 1,5 m/anno quale risultante di accentuate e pulsatorie modificazioni d'alveo verificatesi anche in età moderna.

Il complesso delle notizie su riportate conferma che su vasta scala dovettero insorgere periodiche recrudescenze climatiche intorno a 6000 anni BP e sino al primo millennio DC. Importanti eventi di geomorfologia fluviale sono d'altronde comprovati in tutto tale arco di tempo dai dati di letteratura, sia in Italia del Nord che in altri Paesi europei (Tropeano & Olive, 1989).

I dati radiocronologici relativi a processi alluvionali conferiscono un ulteriore, pur se modesto, contributo alla valutazione indiretta della velocità di accrescimento dei

depositi torrentizi e fluviali olocenici e concordano di massima con i pochi dati ricavabili dalla letteratura.⁽⁴⁾ Con l'assunzione, di pura ipotesi, che i processi di sovralluvionamento abbiano assunto ritmi costanti nel tempo proseguendo sino all'epoca presente, risulterebbe per ciò che riguarda le aree intravallive un campo di valori compreso tra 2,5 mm/anno e 7÷8 mm/anno. Nelle zone di pianura, ove conseguentemente può risultare un più ridotto apporto di sedimenti, i dati qui presentati rientrano nel campo di 0,5÷5 mm/anno, già individuato per la pianura del Po occidentale, con valore più frequente intorno a 2 mm/anno relativo alla pianura in senso lato comprese le aree deltizie (Tropeano & Olive, 1989).

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano, per alcuni campioni forniti, oltreché le relative indicazioni stratigrafiche, il Dott. M. Govi e il Dott. G. Mortara; così pure gli altri Colleghi geologi V. Villi, A. Moscarello, P.F. Sorzana, M. Alliaud, F. Bonetto, F. Luino per informazioni da essi avute o l'aiuto prestato nel lavoro sul terreno.

Si ringraziano altresì, per la lettura critica del manoscritto e i preziosi e indispensabili suggerimenti critici forniti, il Prof. F. Carraro e un altro anonimo *referee*.

Il Geom. E. Viola e il Sig. P.G. Trebò (CNR-IRPI Torino) hanno rispettivamente curato l'esecuzione dei disegni e delle stampe fotografiche.

RIFERIMENTI

⁽⁴⁾Si riporta qualche esempio in proposito. Presso Sant'Ilario d'Enza (Reggio Emilia), scavi archeologici del secolo scorso misero in luce "una serie continua ed uniforme di alluvioni, che... alzarono il suolo di 6 m" a partire dal periodo neolitico, "stando il suolo odierno 60 centimetri soltanto sull'ultimo preistorico" (Charrier, 1884). Ciò è giustificato, secondo l'autore, dal fatto che a partire dai successivi insediamenti di età storica "le correnti erano già frenate dagli argini... come termine fissato al dominio dell'acque, le quali tuttavia per che protestino contro questa violenza dell'arte umana con frequenti rotture degli argini e larghi allagamenti". Dalle considerazioni espresse si desume una velocità media di accrescimento dell'ordine di 0,3 mm/anno. Nella pianura di Broni e Voghera "si rinvennero ancora pavimenti antichi alla profondità di metri 3 circa", rialzamento attribuito al "diluvio" citato da Paolo Diacono in età longobarda (Saglio, 1890). Nel centro urbano di Parma "la città romana ha il suo impianto a circa m 3,00÷4,00 sotto il livello delle attuali strade e trovasi quasi sempre sepolta sotto riporti più o meno recenti oltre che a terreno alluvionale. Ciò comprova le numerose esondazioni del torrente" omonimo (Banzola, 1976). Nella piana di Oulx, in base a dati archeologici e storici (pure qui furono rinvenuti resti di età romana tra 6 e 8 m di profondità), fu ricavato un incremento progressivo, benché intermittente, di 4 mm/anno (Capello, 1940). A Domodossola "il livello archeologico risalente al primo secolo dopo Cristo si trova da 3 a 4 metri di profondità all'interno del centro storico... e da 6 a 7 metri di profondità a metà fra il centro storico e la stazione ferroviaria... mentre a monte del centro storico deve cercarsi a 10 e più metri al di sotto del livello attuale. Il sopraelevamento del terreno fu dovuto alle piene successive del Bogna" (Bertamini, 1975).

Secondo informazioni avute da persone del luogo, convalidate dalla Relazione geologica annessa al P.R.G.C. di Trino (Giraudi C., 1980, ined.), nell'area di Morano Po furono ritrovati alcuni reperti preistorici dell'età del Bronzo, durante la coltivazione di una cava di ghiaia, al fondo dello scavo in sponda destra del fiume sui 7÷8 metri di profondità. E' perciò presumibile che nell'arco di tremila anni l'incremento dei depositi sia stato dell'ordine di 2 mm/anno.

Amoretti C., 1807 - *Delle torbiere esistenti nel Dipartimento d'Olonia e limitrofi, e de' loro vantaggi, ed usi*. Memorie dell'Istituto Nazionale Italiano, **1**(2), 3-19, Camillo Scorza, Milano.

Banzola V., 1976 - *Le esondazioni della Parma nel corso dei secoli*. Parma nell'Arte, **8**(2), 7-46, Tip. editr. "La Nazionale", Parma.

Bertamini T., 1975 - *Storia delle alluvioni nell'Ossola*. "Oscellana", Rivista illustrata della Val d'Ossola, **5**, (3-4), 145-163 e 201-223.

Bondesan M., Dal Cin R. & Mantovani M.G., 1974 - *Depositi fluviali würmiani in un pozzo terebrato presso Ferrara*. Annali dell'Università di Ferrara (Nuova serie), Sezione IX, **5**(8), 147-163.

Bortolami C. et al. (1977 - *Land, sea and climate in the Northern Adriatic region during Late Pleistocene and Holocene*. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **21**, 139-156.

Calderoni G., Nesci O. & Savelli D., 1991 - *Terrace fluvial deposits from the middle basin of Cesano River (Northern Marche Apennines): reconnaissance study and radiometric constraints on their age*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **14**, 201-207.

Capello C.F., 1940 - *Contributo allo studio dell'innalza-*

- mento dei depositi alluvionali in epoca storica. Boll. Soc. Geol. It., **59**, 339-350.
- Capello C.F., 1941 - *Il lago quaternario della conca di Sallabertano (Valle di Susa)*. Boll. Com. Glac. It., **21**, 155-160.
- Capello C.F., 1942 - *Contributo alla conoscenza della variazione del clima nelle Alpi Cozie in epoca storica*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **80**, 259-274.
- Carpano S., 1930 - *Le Valli di Lanzo*. 271 pp., Ditta Tipocelere, Torino.
- Castiglioni G.B., Giulini P. & Pellegrini G.B., 1981 - *Esempi di Paleoecologia*. In: *Provincia di Padova-Università di Padova, "Il territorio della Brenta"*, 32-36.
- Charrier G., 1884 - *L'idrografia e la paleontografia nella provincia di Reggio dell'Emilia*. Soc. Geogr. It., III Congr. Geogr. Int., Venezia, 15-22 settembre 1881, Comunicazioni e Memorie (Vol. II), 273-282.
- Charrier G. & Peretti L., 1977 - *Analisi palinologica e datazione radiometrica C14 di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese...* Boll. Comit. Glac. It., **23**, 51-66.
- Cortemiglia G.C., 1992 - *Tracce di area palustre a Tortona (Piemonte-Italia) sul terrazzo fluviale delle alluvioni antiche (4380 ± 70 anni B.P.)*. Julia Dertona, 2° serie, **40**, 5-12.
- Corti B., 1892 - *Sulle torbe glaciali del Ticino e dell'Olonza. Ricerche micropaleontologiche*. Bollettino Scientifico, **14**, 5-18, Pavia.
- Decima A. & Cimpellin P., 1981 - *Il Lago di Agordo: leggenda e realtà*. Le Dolomiti Bellunesi, rassegna delle Sezioni bellunesi del CAI, **4(7)**, 38-50.
- Demorra V., 1883 - *Cenni monografici sul Fiume Po tra Villafranca e Moncalieri. Proposte di sistemazione. Necessità di modificare la legge sul reggimento dei fiumi*, 60 pp., Tip. Vincenzo Bona, Torino.
- Farneti R., 1897 - *Ricerche di biologia paleontologica nelle torbe del sottosuolo pavese appartenenti al periodo glaciale*. Atti dell'Istituto Botanico dell'Università di Pavia, Nuova Serie, **5**, 47-58.
- Fontes J.C. & Bortolami G.C., 1974 - *Evolution des conifères adriatiques septentrionaux au Pléistocène supérieur et à l'Holocène*. Coll. Int. du CNRS, n. 219: "Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène", 155-161.
- Gastaldi B., 1873 - *Appunti sulla memoria del sig. G. Geikie F.R.S.E on changes of climate during the glacial epoch*. Atti R. Acc. Sc. Torino, **8**, 41 pp.
- GEMINA (Geomineraria Nazionale), 1963 - *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*, 319 pp., ILTE, Torino.
- Marchesoni V., 1958 - *La datazione col metodo del Carbonio 14 del lago di Molveno e dei resti vegetali riemersi in seguito allo svasso*. Studi Trentini di Scienze Naturali, **25(2-3)**, 95-98.
- Marocco R., 1991 - *Evoluzione tardopleistocenica-olocenica del delta del F. Tagliamento e delle lagune di Marano e Grado (Golfo di Trieste)*. Il Quaternario, **4(1b)**, 223-232.
- Monterin U., 1936 - *Il clima sulle Alpi ha mutato in epoca storica?* Boll. Com. Glac. It., **16**, 57-104.
- Monti M., 1832 - *Storia di Como*. Vol. II, parte II, pp. 820-821. Tip. C. Pietro Ostinelli, Como.
- Orombelli G., 1974 - *Alcune date C14 per il Quaternario lombardo*. Studi Trentini di Scienze Naturali, N.S., **51 (2A)**, 125-127.
- Orombelli G., 1986 - *Nuove datazioni ¹⁴C per il Quaternario superiore delle Alpi Centrali*. "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **23**, 343-346.
- Orombelli G. & Pelfini M., 1985 - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **8**, 17-20.
- Paganelli A., Miola A. & Todaro A., 1988 - *Ricerche palinologiche nel basso Veneto. 1. Biostratigrafia palinologica e dati radiometrici di alcuni depositi fluvio-lacustri*. Athesia, **2**, 105-122.
- Pellegrini G.B., Paganelli A. & Penso D., 1984 - *Aspetti geomorfologici e palinologici dei depositi fluviali nei dintorni di Carturo sul Brenta (Padova)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**, 36-39.
- Saglio P. (1890 - *Notizie storiche di Broni dai primi tempi ai giorni nostri...* Vol. I°, p. 233, Forni Editore Bologna.
- Sorzana P.F. & Valpreda E., 1986 - *Grandi frane ed evoluzione dei corsi d'acqua alpini: i casi di sbarramento nelle principali vallate piemontesi*. C.N.R.-I.R.P.I. Torino (ms. inedito).
- Taramelli T., 1882 - *Descrizione geologica della provincia di Pavia*. 50 pp., Stab. G. Civelli, Milano.
- Trabucco G., 1889. *Le frane dell'alto Piacentino. Cause e rimedii*. 16 pp., Tipografia di G. Marina, Piacenza.
- Tropeano D. & Cerchio E., 1984 - *L'orizzonte torboso würmiano nel sottosuolo della Pianura Piemontese Meridionale. Osservazioni preliminari*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **21(3)**, 199-221.
- Tropeano D. & Oberti R., 1991 - *Masio, fiume Tanaro, loc. Traversa Canale Deferrari. Rinvenimento di manufatti dell'età del Bronzo e dell'età del Ferro*. Quaderni Soprintendenza Archeologica del Piemonte, **10**, 87-89, Torino.
- Tropeano D. & Olive P., 1989 - *Vitesse de la sédimentation holocène dans la plaine occidentale du Pô (Italie)*. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, (2), 65-71.
- Valsecchi P., 1868 - *Ponte tubolare sul Po presso Mezzanacorti, ed opere relative di difesa e di nuova inalveazione*. Giornale del Genio Civile, 325-331.
- Vittori E. & Ventura G., 1990 - *Paleoclimatic and paleogeographic considerations from Late Quaternary stratigraphies in the Central Po plain*. 75° Congr. Naz. S.G.I., Milano 10-12 sett. 1990, Sessione Poster.
- Zardini R., Panizza M. & Spampani M., 1984 - *Reperto arboreo di 9000 anni fa a Ronco e osservazioni geomorfologiche sul Col Druscié (Cortina d'Ampezzo)*. 24 pp., a cura della Cassa Rurale e Artigiana di Cortina d'Ampezzo.

Manoscritto ricevuto il 3.6.1993
 Inviato all'Autore per la revisione il 23.9.1993
 Testo definitivo ricevuto il 29.10.1993