

AperTO - Archivio Istituzionale Open Access dell'Università di Torino

La successione sedimentaria osservabile in superficie

This is the author's manuscript

Original Citation:

Availability:

This version is available <http://hdl.handle.net/2318/93856> since

Publisher:

Tipografia Egizia

Terms of use:

Open Access

Anyone can freely access the full text of works made available as "Open Access". Works made available under a Creative Commons license can be used according to the terms and conditions of said license. Use of all other works requires consent of the right holder (author or publisher) if not exempted from copyright protection by the applicable law.

(Article begins on next page)



LA FORESTA FOSSILE



PRESENTAZIONE

ELEMENTI DI GEOLOGIA DEL BACINO DEL TORRENTE STURA DI LANZO

Introduzione

(*Edoardo Martinetto*)

A piccola scala la zona in cui affiora la Foresta Fossile è completamente impostata su formazioni sedimentarie del Quaternario (0 - 2 milioni di anni fa) e del Pliocene (5 - 2 milioni di anni fa). Esse sono composte da frammenti di varia dimensione (blocchi, ciottoli, granuli, complessivamente detti “clasti”) prodottisi per disgregazione di rocce preesistenti, ricche di minerali silicei; tali frammenti sono stati trasportati da fiumi, ghiacciai e, subordinatamente, dai venti sino al luogo di deposizione finale, avvenuta invariabilmente in ambiente continentale.

A scala maggiore, invece, la Foresta Fossile si colloca ai piedi di una catena montuosa ancora in attivo sollevamento (le Alpi), ma anche al margine di un importante bacino sedimenta-

rio, espressione di un marcato sprofondamento della crosta terrestre: la Pianura Padana. Essa ha raccolto gran parte dei “clasti” asportati dalla catena alpina, ospitando nel suo sottosuolo enormi volumi di rocce sedimentarie.

I contributi che seguono sono quindi volti a illustrare, ovviamente in maniera semplificata, la storia geologica del bacino dello Stura di Lanzo, sia per quanto riguarda il suo tratto vallivo, impostato sulle Alpi (si veda anche [Chiariglione, 1994](#)), sia per il tratto extravallivo e quindi padano.

Tratto alpino

(*Aldo Chiariglione, Marco Gattiglio*)

L’assetto geologico delle Valli di Lanzo si può inquadrare nella più vasta panoramica dell’orogenesi (“nascita delle montagne”) al-



Fig. Geo5. Panoramica del tratto padano del Bacino dello Stura di Lanzo. La linea scura parallela al corso d’acqua corrisponde alla scarpata di terrazzo di Robassomero, la quale incide il lembo di conioide plio-pleistocenico della Mandria. Sulla sinistra è visibile un piccolo lembo del terrazzo della Vauda.
View of the lower part of the Stura di Lanzo basin. The wooded area to the right is the Mandria terrace. To the left a small portion of the Vauda terrace is visible.

pina. Questo grandioso evento geologico, di livello planetario, ebbe inizio circa 150 milioni d'anni fa e diede origine alle Alpi e a molte altre catene montuose. Nello specifico, la catena alpina derivò dalla collisione di due placche continentali (europea e africana), i cui margini continentali erano inizialmente separati dal piccolo bacino oceanico della Tetide. Le fortissime compressioni sviluppate durante la collisione realizzarono imponenti traslazioni e appilamenti di masse rocciose (falde di ricoprimento) che, nelle Alpi Occidentali, portarono a un'ampia sovrapposizione del margine del continente africano

su quello europeo (Fig. GEO1). Durante la prima fase dell'orogenesi la crosta oceanica fredda e densa della Tetide sprofondò (subduzione lungo il "piano di Benioff") sotto la placca africana per alcune centinaia di chilometri all'interno del mantello terrestre, portando in profondità anche i sedimenti marini, insieme a brandelli di crosta continentale strappati al margine africano. Le rocce sprofondate (subdotte) riequilibrarono la loro composizione mineralogica alle condizioni di alta pressione e di temperature relativamente basse tipiche della zona di subduzione. Tali rocce, rappresentate oggi da scisti blu

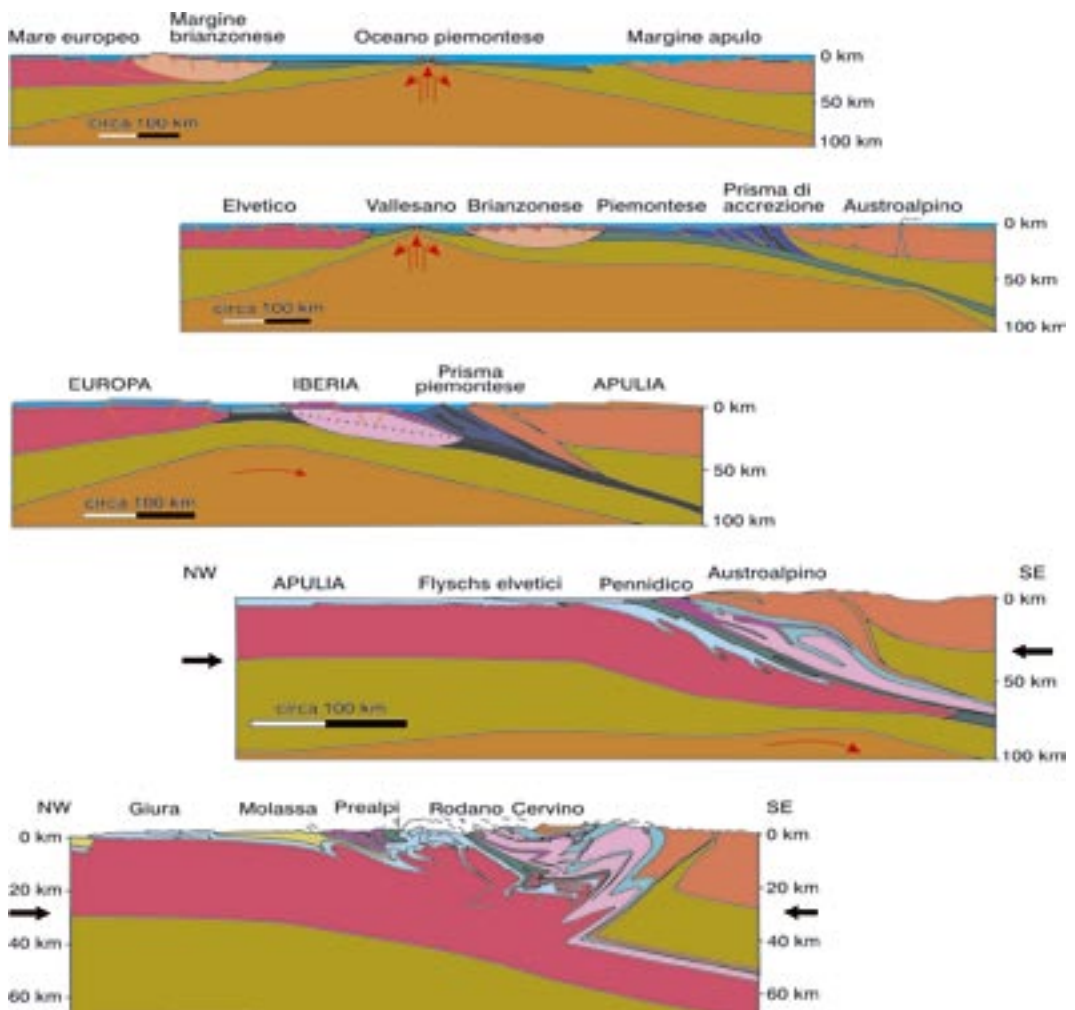


Fig. GEO1a - Schema delle maggiori tappe della storia delle Alpi. *Sketch of the main phases in the evolution of the Alps.*

ed eclogiti, testimoniano l'evento metamorfico alpino più vecchio (eoalpino) e conservano un'associazione di minerali che indica il raggiungimento di profondità almeno fino a 100 km all'interno della Terra.

Circa 60 milioni di anni fa, la crosta oceanica era stata totalmente subdotta con conseguente scomparsa della Tetide, ma, continuando il movimento di sprofondamento, iniziò anche a subdurre la crosta continentale europea, con l'inevitabile collisione dei due paleocontinenti e "raddoppio" dello spessore della crosta continentale. Il sottoscorrimento della crosta europea rispetto a quella africana bloccò la

subduzione, poiché la crosta continentale, decisamente meno densa del mantello terrestre, incontra grande difficoltà a subdurre lungo un piano di Benioff. Lo scontro frontale delle masse continentali divenne quindi un ostacolo insormontabile al movimento di convergenza delle placche crostali (Fig. GEO1). Il movimento delle masse rocciose coinvolte nell'orogenesi – crosta oceanica, croste continentali e persino scaglie di mantello – non si limitò a seguire una traiettoria di discesa, anzi, a varie profondità, esse subirono rimescolamenti e spinte verso l'alto.

Infatti, man mano che la crosta oceanica subduceva, parti di essa si appilavano lungo il piano di subduzione, con conseguente movimento verso l'alto (traiettorie di risalita e esumazione). In seguito alla collisione delle masse continentali si verificò quindi il secondo evento metamorfico alpino: l'evento mesoalpino, caratterizzato da riequilibrio termica delle rocce coinvolte nella zona di subduzione con generale riscaldamento e sviluppo di nuove associazioni di minerali (paragenesi) di grado variabile fino alla facies **anfibolitica**, tipicamente sviluppata nelle valli ossolane. Quasi contemporaneamente, tra 40 e 30 milioni di anni fa, si ebbe una risalita di materiale fuso (magmi) che originò i plutoni e le associate manifestazioni effusive lungo la Linea Insubrica, un'importante frattura della crosta terrestre che separa le Alpi Meridionali dalle Alpi s. s.

Nella Fig. GEO1 sono riportate le maggiori tappe della storia delle Alpi: in seguito alla frammentazione del supercontinente Pangea, la crosta continentale europea, rappresentata dal margine brianzonese, si allontana dalla crosta continentale africana, rappresentata dal margine apulo, dando luogo alla nascita dell'oceano della Tetide o oceano piemontese. L'espansione dell'oceano piemontese dura fino al Cretaceo, quando la formazione di un braccio oceanico minore, rappresentato dal Vallesano, ne provoca l'interruzione e determina lo sviluppo di un piano di Benioff sotto il margine apulo (austroalpino) con subduzione della crosta oceanica della Tetide e formazione di un prisma di accrezione. Il movimento di convergenza tra la



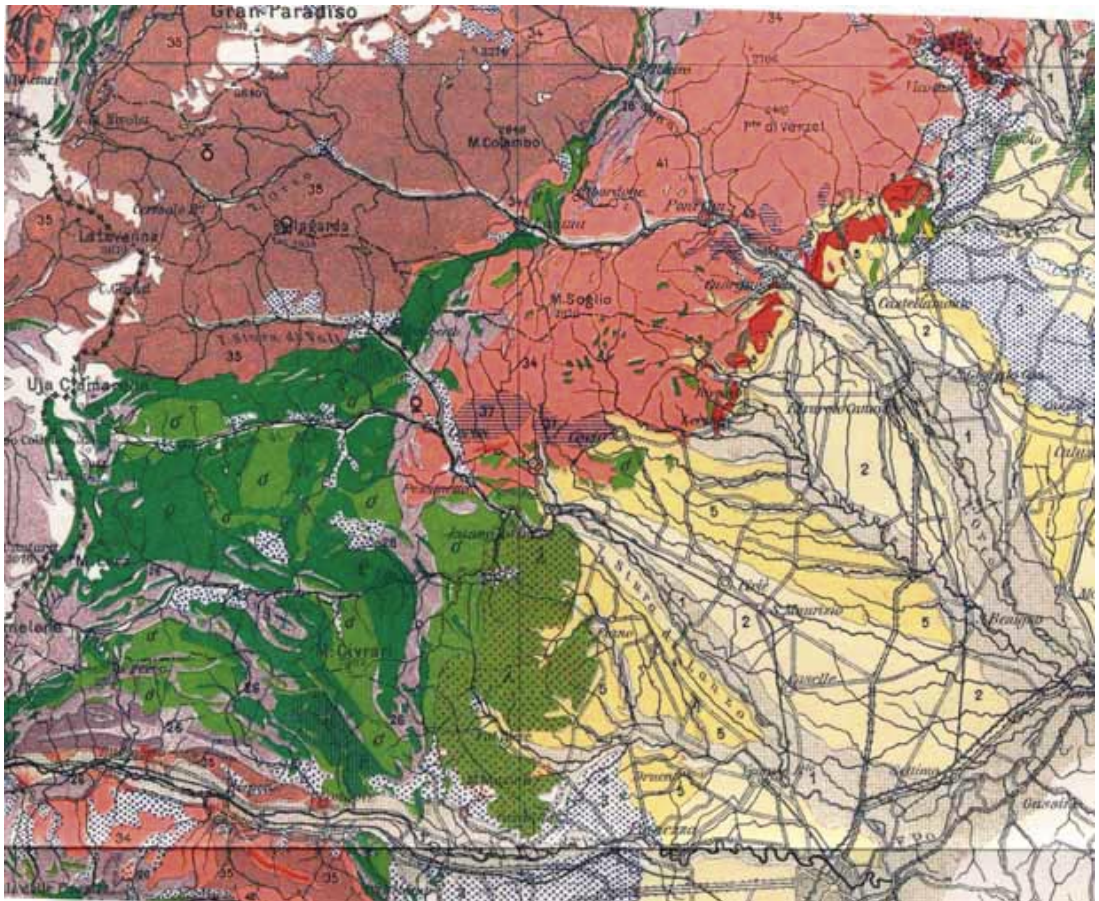
Fig. GEO1b - GEO1b: Schema paleogeografico con ubicazione della Tetide e margine collisionale

placca africana (Apulia) e la placca europea porta alla progressiva subduzione di crosta oceanica e alla chiusura dell'oceano piemontese. Le due croste continentali entrano in collisione con la crosta africana (austroalpina) sovrastante la crosta europea. La crosta oceanica, con le sue coperture, separa le due croste continentali e insieme ad alcuni lembi di crosta continentale subisce una intensa deformazione andando a costituire il dominio penninico. Al fronte della catena in formazione, in vaste depressioni sulla crosta europea, si accumulano i sedimenti (flyschs elvetici) derivanti dallo smantella-

mento della catena stessa. Con il procedere della collisione continentale prosegue la deformazione della zona assiale della catena e vengono coinvolte nella deformazione orogenetica porzioni sempre più vaste della crosta europea.

Panorama geologico delle Valli di Lanzo

Le Alpi vengono grossolanamente suddivise in quattro domini, ossia in quattro megagrappi di unità che riuniscono rocce eterogenee, aventi però una storia simile. Nel



Da sostituire
 Dasostituire
 Da sostituire
 Da sostituire

Fig. GEO2 – Carta geologica semplificata del Piemonte nord-occidentale. *Sketch geologic map of northwestern Piedmont.*

settore occidentale della catena alpina, i domini sono: l'Elvetico e il Pennidico, anche se sono presenti qualche lembo di Austroalpino e una limitata porzione di Alpi Meridionali (Dominio Sudalpino). Nelle Valli di Lanzo predomina il Pennidico, rappresentato dal Massiccio Cristallino interno del Gran Paradiso (costituito da rocce di crosta continentale e comprendente la media e alta Val Grande) e dalla falda dei "calcescisti con pietre verdi" (anche detta ofiolitica, costituita da rocce derivanti dal bacino oceanico della Tetide). Il dominio Austroalpino è rappresentato dalla Zona Sesia-Lanzo. Non interessano, invece, le Valli di Lanzo il Dominio Elvetico e Sudalpino, in quanto il primo affiora diffusamente oltre lo spartiacque italo-francese e il secondo è sviluppato più a est, a partire dal vicino Canavese, anche se molto probabilmente è presente, ad almeno un chilometro di profondità, anche nella parte pianeggiante del bacino dello Stura di Lanzo.

Osservando la carta geologica (Fig. GEO2), si nota che una discreta porzione della Valle Grande è formata dalle propaggini meridionali del massiccio cristallino del Gran Paradiso. La roccia prevalente in questo settore è lo gneiss, le cui bancate, con inclinazioni quasi verticali, formano imponenti pareti a picco sul fondovalle.

Le "pietre verdi" (ofioliti) e i calcescisti associati costituiscono l'intera ossatura centro-meridionale delle Valli. Esse vengono considerate come una porzione di fondale dell'oceano Tetide, scomparso durante la subduzione, infatti le **ofioliti** sono le rocce che costituiscono la crosta oceanica e parte del sottostante mantello superiore terrestre. Infine, allo sbocco delle Valli, affiorano rocce appartenenti al cosiddetto Massiccio Ultrabásico (o Ultramafico) di Lanzo, che rappresentano un brandello di mantello terrestre, portato in superficie durante la collisione crostale che ha realizzato l'orogenesi alpina.

Il settore Nord-Est delle valli, rappresentato sulla carta geologica (Fig. GEO2) dal colore rosa, appartiene alla Zona Sesia-Lanzo. Questa unità è costituita da varie rocce tra

le quali prevalgono, però, gneiss minuti e i micascisti. Intorno a Monastero di Lanzo affiora una massa di eclogiti e scisti blu (glaucofaniti), rocce molto dure e compatte, oltre che relativamente rare.

I litotipi che si incontrano nelle valli non hanno una distribuzione così netta come sinteticamente è stato riportato in carta, ma, sia gli gneiss sia le pietre verdi, pur rappresentando il litotipo localmente dominante, sono associati ad altri tipi di rocce quali micascisti, quarziti e calcescisti.

Tratto padano

La successione sedimentaria osservabile in superficie

(Maria Gabriella Forno)

L'area su cui insiste la Foresta Fossile fa parte di un esteso "conoide alluvionale": corrisponde ad una tipica forma fluviale a ventaglio, legata ad una successione di fenomeni di divagazione laterale del corso d'acqua, accompagnati da sedimentazione grossolana. La sua genesi è connessa con una variazione di inclinazione dell'alveo, ecco perché si sviluppa tipicamente a valle della transizione tra il tratto montano, caratterizzato da pendenze maggiori e da un alveo ristretto, prevalentemente modellato in rocce cristalline, e il tratto di pianura, caratterizzato da inclinazioni minori e da un alveo più ampio inciso in depositi fluviali poco coerenti.

L'area in esame (Fig. GEO4) corrisponde in particolare al cosiddetto "Conoide di Lanzo", sviluppato a quota compresa tra 550 e 210 metri, che rappresenta l'esempio piemontese più caratteristico di conoide alluvionale "terrazzato": è caratterizzato da estesi settori pianeggianti distribuiti a varia quota, sospesi tra loro e rispetto alla parte centrale, più depressa, tramite scarpate con altezza di alcune decine di metri (le cosiddette "rive" che si incontrano attraversando il conoide); i diversi settori pianeggianti sono costituiti da corpi sedimentari riferibili a differenti intervalli di tempo (vedi oltre).

Osservando la successione sedimentaria affio-

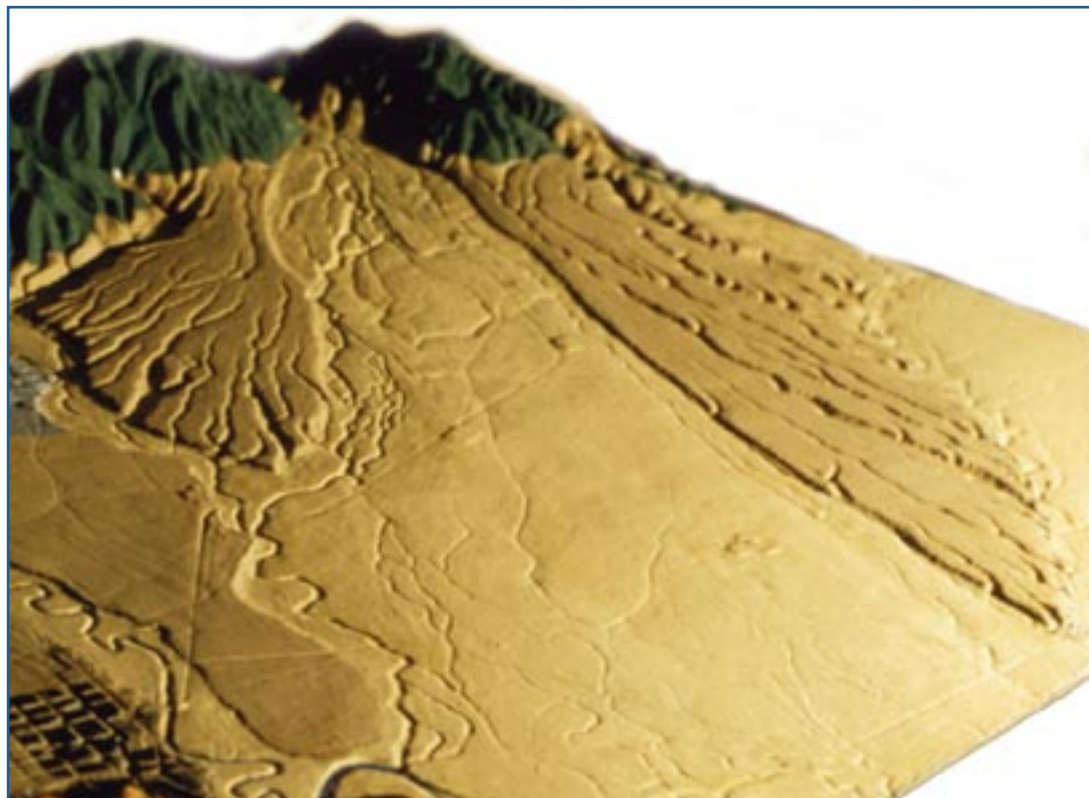


Fig. GEO4 – Plastico che riproduce morfologia e geologia del conoide dello Stura di Lanzo. *Morphology and geology of the Stura di Lanzo alluvial fan.*

rante in corrispondenza al conoide in esame, le testimonianze più antiche corrispondono ai sedimenti “villafranchiani” (A) [FINE-STRA STO1] osservabili nei tratti inferiori delle scarpate lungo il T. Stura di Lanzo e i suoi affluenti: questi sedimenti suggeriscono l’originaria presenza di una pianura deltizia, con uno sviluppo altimetrico molto prossimo al livello marino e con morfologia pianeggiante, tipica del tratto terminale di un corso d’acqua in prossimità della foce. I sedimenti deltizi formano un insieme di corpi sedimentari sovrapposti, con andamento lenticolare: mostrano grana fine, con prevalenza di sedimenti sabbiosi e **siltosi** caratterizzati da stratificazione piano-parallela, contenenti localmente corpi lenticolari ghiaiosi, costituiti da ciottoli con diametro inferiore al decimetro, con stratificazione incrociata concava. L’eterogeneità di questi sedimenti è connessa con la presenza di numerosi alvei fluviali in cui si

suddivide il corso d’acqua principale, in corrispondenza ai quali si ha la concentrazione dei sedimenti grossolani, compresi in estese aree allagate in cui decantano i sedimenti più fini, ricchi spesso di macroresti vegetali e polline.

La sovrapposizione dei corpi sedimentari e la natura prevalentemente fine dei depositi suggeriscono condizioni di relativa stabilità tettonica. All’interno di questi termini si è potuta deporre e conservare fino ai nostri giorni la Foresta Fossile dello Stura, indicativa di un’età pliocenica media (vedi DESCRIZIONE). Pur essendo questi sedimenti in parte preservati alla base della successione affiorante, l’originaria superficie della pianura deltizia appare invece totalmente asportata dai successivi fenomeni di erosione.

Le testimonianze geologiche successive corrispondono, più in particolare, a importanti superfici di erosione che troncano i sedimenti



Fig. GEO6 - L'erosione operata dallo Stura ha riportato alla luce limi e sabbie deposti circa 3 milioni di anni fa in ambiente fluvio-palustre (al centro). questa immagine evidenzia che lo Stura ha recentemente asportato i ciottoli e blocchi grossolani deposti nell'Olocene, ancora presenti sulla destra.

The erosion operated by the Stura River exposed silts and sands deposited about 3 million years ago in a continental environment (river channels and alluvial swamps). This picture shows that the river has recently removed the large pebbles and rounded blocks which had been deposited during the Holocene, still present to the right.

deltizi e segnano l'inizio della deposizione dei sovrastanti depositi fluviali (B): questi ultimi mostrano tessitura ghiaiosa grossolana, tipica dei sedimenti costituenti i conoidi alluvionali pedemontani, formati da elementi con diametro fino a oltre 50 cm, mescolati a una matrice prevalentemente sabbioso-siltosa. I sedimenti fluviali formano diversi corpi che mostrano tra di loro un "rapporto di terrazzamento", ossia risultano localizzati arealmente e deposti progressivamente a quota inferiore entro incisioni modellate nei sedimenti precedenti. Tale situazione implica una sensibile attività erosiva del T. Stura di Lanzo, che ha scavato profonde incisioni modellate nei sedimenti "villafranchiani" e nei depositi fluviali successivi: il rapporto di ter-

razzamento tra i corpi sedimentari e la natura grossolana dei depositi sono indicativi di un sollevamento generalizzato.

A differenza della successione deltizia, per la quale i numerosi resti fossili rinvenuti testimoniano un riferimento al Pliocene, per la successione fluviale sovrapposta, essenzialmente priva di fossili, il riferimento temporale risulta più incerto, poiché si basa soltanto sul grado d'alterazione del suolo (**pedogenesi**).

In particolare nell'esteso intervallo di tempo successivo alla sedimentazione l'alterazione pedogenetica ha prodotto, sui sedimenti fluviali più antichi:

1- una sensibile ossidazione dei composti di ferro, evidenziata dalla colorazione rossa e

bruna della matrice e dallo sviluppo di aggregati, favorito dagli ossidi di ferro;

2 - una marcata alterazione dei **feldspati**, a cui è connessa la formazione di una rilevante percentuale di argilla, sottolineata dalla natura argillosa della matrice e dalla disgregazione dei ciottoli;

3 - una completa lisciviazione, legata alla dissoluzione dell'originaria componente **carbonatica**.

Come si è detto, tanto il grado di alterazione pedogenetica quanto l'entità dell'incisione fluviale e delle successive modificazioni del paesaggio sono in relazione con l'età dei sedimenti.

Nelle parti laterali più esterne del conoide, corrispondenti ai settori di Balangero in sinistra idrografica e di La Cassa in destra, sono conservati i sedimenti più antichi, sensibilmente alterati, caratterizzati da una colorazione rossa intensa, da una fortissima aggregazione da parte degli ossidi di ferro, da una matrice prevalentemente argillosa, da ciottoli profondamente disgregati e da una completa lisciviazione dei carbonati: questi sedimenti hanno anche uno sviluppo altimetrico a quota maggiore (tra 550 m a monte e 500 m a valle) e mostrano una superficie con notevoli ondulazioni legate al sensibile **rimodellamento** successivo; l'insieme di questi elementi suggeriscono di riferirli al Pleistocene inferiore.

Nelle parti laterali più interne, invece, corrispondenti ai settori di Vauda Canavese in sinistra e della Mandria in destra, si osservano sedimenti interessati da alterazione **pedogenetica** notevole, anche se meno spinta rispetto ai precedenti, caratterizzati da colore bruno-rossastro, da una notevole aggregazione da parte degli ossidi di ferro, da una matrice sensibilmente argillosa, da ciottoli variamente disgregati e da una totale lisciviazione dei carbonati: si sviluppano ad una quota inferiore rispetto ai precedenti (tra 500 m a monte e 250 m a valle) e mostrano una superficie caratterizzata da un andamento blandamente ondulato, debolmente inclinata nel senso del deflusso. Tali depositi, attribuibili al Pleistocene medio, costituiscono le cosiddette "vaude", su cui attecchisce una particolare vegetazione a "brughiera" indicativa della presenza

di suoli argillosi caratterizzati da elevata acidità e scarsità di nutrienti, nonché da periodici fenomeni di ristagno d'acqua (**Guglielmetto & Martinetto, 1995**).

Caratteristiche ancora diverse mostrano i sedimenti costituenti la porzione centrale più depressa, corrispondente all'estesa pianura su cui si sviluppano gli abitati di Ciriè, Caselle e Volpiano nonché all'ampia incisione attuale del T. Stura di Lanzo. Essi sono interessati da un'alterazione pedogenetica appena incipiente: si osservano sedimenti di colore grigio, con matrice prevalentemente sabbiosa, ciottoli ancora integri e con un contenuto **carbonatico** variabile. Questi sedimenti sono distribuiti ad una quota decisamente inferiore (tra 400 m a monte e 210 m a valle) e corrispondono con il termine superiore della successione sedimentaria sepolta nel sottosuolo (**cf. SOTTOSUOLO**). Essi sono caratterizzati da una superficie quasi pianeggiante, debolmente inclinata nel senso del deflusso: l'alterazione pedogenetica incipiente suggerisce un riferimento al Pleistocene superiore - Olocene, in accordo con la distribuzione altimetrica prossima all'attuale alveo del T. Stura di Lanzo e con la conservazione dell'originaria forma fluviale; recenti datazioni radiometriche e ritrovamenti paleontologici nei pressi di Borgaro (**S. Lucchesi, com. pers.**) testimoniano in particolare che questi sedimenti comprendono l'Olocene antico (circa 9000 anni fa).

Criteri di datazione dei terrazzi fluviali

(*Edoardo. Martinetto*)

Nella II edizione del F° Torino della Carta Geologica d'Italia i depositi formanti il corpo degli alti terrazzi di La Cassa e della Mandria (in destra Stura) e della Vauda (sinistra) furono attribuiti al "fluviale Mindel", mentre il corpo terrazzato che costituisce l'estesa superficie di Ciriè, Caselle e Volpiano (sinistra Stura) e il lembo di terrazzo di Vastalla (in destra) furono attribuiti al "fluviale Riss". I termini Mindel e Riss venivano assegnati, in passato, a due delle "cinque" fasi di estrema espansione dei ghiacciai delle Alpi. Si riteneva erroneamente che tali episodi fossero ben

collocati nel tempo geologico (Desio, 1973) e riconoscibili tutt'attorno alle Alpi, a partire dalla Baviera dove erano stati inizialmente documentati. Oggigiorno sappiamo che le grandi glaciazioni pleistoceniche sono state almeno 12 e non è chiaro a quale di esse vadano collegati i corpi terrazzati del Conoide del T. Stura. Comunque, l'attribuzione **cro-nostratigrafica** al Mindel e Riss non è più ritenuta attendibile.

Resta però accertato che i depositi costituenti le estese superfici semi-pianeggianti della Mandria e della Vauda devono essere all'incirca coevi, poiché corrispondono a lembi relitti di uno stesso conoide alluvionale. La superficie di tale conoide era poco inclinata e corrispondeva quindi a un'antica pianura, che si estendeva per tutta l'area delimitata dagli attuali corsi dei torrenti Ceronda e Malone, la quale era sede di deposizione fluviale grossolana (ghiaie). Quando i torrenti iniziarono a erodere estesamente la pianura, le ghiaie che essi trasportavano non furono più in grado di uscire dall'alveo, pertanto la superficie del conoide doveva essere interessata esclusivamente da sedimentazione di limi d'**eson-dazione** fluviale e/o di particelle portate dal vento. Parallelamente, gli agenti atmosferici cominciarono ad agire sul substrato formando un suolo. Proprio la certezza che sulle superfici degli alti terrazzi fluviali si siano sviluppati antichi suoli, anche se parzialmente asportati in tempi successivi, ha permesso di utilizzare, negli ultimi decenni, il criterio del grado di evoluzione dei suoli per ottenerne una, seppur vaga, datazione.

In base a tale criterio i sedimenti fluviali originariamente attribuiti al "Mindel" si possono datare al Pleistocene inferiore (**Tabella GEO9**), per quanto riguarda quelli più antichi, e alla parte medio-bassa del Pleistocene medio o addirittura al tardo Pleistocene inferiore, per quanto concerne quelli più recenti. I depositi fluviali attribuiti al "Riss" si possono far risalire alla parte alta del Pleistocene medio o al Pleistocene superiore. Infine, i sedimenti interessati da un'alterazione pedogenetica appena incipiente, che appaiono ancora di colore grigio, possono essere attribuiti all'Olocene.

La successione sedimentaria sepolta nel sottosuolo

(Stefania Lucchesi)

Per comprendere meglio quale sia la struttura in tre dimensioni dei corpi sedimentari che affiorano in superficie, ovvero per definire la loro geometria e sviluppo nel sottosuolo, è necessario utilizzare i dati di perforazioni per sondaggi geognostici o pozzi per acqua. Tali perforazioni, particolarmente numerose soprattutto nel settore di pianura, attraversano i vari corpi sedimentari e le superficie di erosione che li delimitano e consentono di avere informazioni sulla successione stratigrafica in un determinato punto. Elaborando ed interpolando le informazioni ottenute dai diversi punti d'indagine è possibile tentare di costruire un modello che rappresenti la struttura in tre dimensioni del sottosuolo dell'area.

Come facilmente immaginabile, indipendentemente dalla distribuzione dei sondaggi, si ha un maggior numero di dati di questo tipo per quanto riguarda gli strati più superficiali, mentre via via di meno per quelli più profondi; di conseguenza anche il grado di affidabilità della conoscenza risulta minore.

I sedimenti più antichi che dovrebbero trovarsi nel sottosuolo del bacino dello Stura di Lanzo non sono stati ancora raggiunti dai sondaggi, ma sono stati invece intercettati e studiati nel limitrofo bacino dell'Orco, a San Benigno Canavese, dove l'AGIP trivellò un pozzo profondo 2700 m per la ricerca di idrocarburi (Pieri & Groppi, 1981). I sedimenti più profondi incontrati furono depositi in un ambiente marino profondo e i fossili in essi contenuti ne indicano un'età miocenica inferiore (circa 20 milioni di anni fa). Al di sopra, a 830 m di profondità, in relativa continuità di sedimentazione, si trovano gli strati basali del Pliocene che risalgono a 5 milioni di anni fa. Questi stessi sedimenti sono stati incontrati nei sondaggi più profondi effettuati nell'area dello Stura di Lanzo: sono rappresentati da sedimenti marini fossiliferi descritti nelle stratigrafie dei sondaggi come "sabbia con conchiglie", "sabbia compatta", "sab-

Finestra GEO1 - Come si raccolgono le testimonianze degli ambienti del passato?

(Maria Gabriella Forno, Edoardo Martinetto)

E' esperienza comune che le cose cambino col passare del tempo, quindi non dovrebbe essere difficile immaginare che la zona della foresta fossile sia stata, in passato, ben diversa da come la vediamo ora.

I nostri nonni possono raccontarci il passato fino a qualche lustro fa, poi intervengono documenti e libri di storia, più indietro ancora, sino a qualche millennio fa, saranno i reperti archeologici a narrarci com'erano la popolazione umana e l'ambiente nel nostro territorio. Ma se il nostro interesse si spinge a tempi più remoti, sino a milioni di anni fa, esiste un solo tipo di "archivio" che può aver registrato le condizioni ambientali e **biotiche**: i sedimenti.

Sulla superficie terrestre, infatti, vi sono ampie aree, come mari e laghi, in cui il fango, la sabbia e i ciottoli portati dai fiumi, vanno ad accumularsi progressivamente formando spesse coltri di sedimenti. Questo processo è favorito dal fatto che molte aree subiscono un lento, impercettibile, sprofondamento (subsidenza): così, nonostante il continuo accumularsi di sedimenti, i mari, le lagune e talvolta anche i laghi non si interrano completamente, anzi il loro fondale tende spesso ad approfondirsi (ciò che purtroppo accade a Venezia). Il bello di tutto ciò è che i sedimenti sono capaci di registrare molteplici aspetti degli ambienti in cui si sono accumulati e degli eventi che li hanno caratterizzati, ivi compresi quelli relativi alle forme di vita che li popolavano, le cui tracce o resti (gusci, ossa, legni) costituiscono i fossili.

La geologia, in quanto disciplina storica, tenta di individuare la successione degli eventi verificatisi nei diversi intervalli di tempo: a differenza delle ricostruzioni storiche tradizionali, effettuate essenzialmente grazie alla consultazione di documenti scritti e all'osservazione di rappresentazioni iconografiche, le ricostruzioni geologiche si basano su un insieme di elementi registrati nelle successioni sedimentarie.

Alcuni elementi che forniscono indicazioni significative sulle caratteristiche del paesaggio al momento della sedimentazione, in quanto peculiari dei diversi ambienti, sono ad esempio la tessitura dei sedimenti, ossia l'insieme dei caratteri legati alle dimensioni e alla forma delle particelle che li costituiscono, la loro struttura, ossia la disposizione delle particelle nello spazio (ad esempio secondo piani di stratificazione), la natura dei minerali costituenti i granuli e, infine, le caratteristiche e la distribuzione dei fossili inglobati nei sedimenti. Altri elementi rappresentano invece la testimonianza dell'evoluzione successiva alla sedimentazione: tra questi si possono ricordare la presenza di superfici d'erosione che interrompono le successioni sedimentarie, in corrispondenza alle quali è avvenuta l'asportazione dei sedimenti precedentemente depositi, l'alterazione dei sedimenti, connessa alle trasformazioni chimico-fisiche che li hanno interessati nell'intervallo di tempo in cui sono rimasti esposti agli agenti atmosferici, e la deformazione che li coinvolge, legata ai movimenti differenziali dei diversi settori della crosta terrestre.

Come per effettuare una ricostruzione storica occorre "ordinare" i documenti secondo la succes-

sione cronologica in cui, grazie ad alcuni elementi caratteristici, si ipotizza che gli eventi si siano verificati, allo stesso modo anche per le ricostruzioni geologiche è necessario "organizzare la successione degli eventi" secondo un preciso ordine cronologico: ad esempio le modifiche legate all'alterazione o alla deformazione dei sedimenti sono ovviamente successive alla deposizione dei sedimenti stessi e dei fossili in essi contenuti.

Il tempo geologico è notoriamente molto esteso: inizia circa quattro miliardi di anni dal presente e si estende fino all'attuale. Come accade per gli eventi storici, anche nelle successioni geologiche risultano meglio conservate le testimonianze degli eventi più recenti: in particolare nel tratto padano del bacino del T. Stura di Lanzo sono conosciuti sedimenti riferibili solo al Pliocene (compreso circa tra 5 e 2 milioni di anni dal presente) e al Quaternario (corrispondente circa agli ultimi 2 milioni di anni), significativi dell'evoluzione del paesaggio nello stesso intervallo di tempo.

Come possiamo, però, recuperare le informazioni sepolte sotto centinaia di metri di sedimenti? Fortunatamente (da questo punto di vista) il nostro pianeta non è rigido e stabile: al centro degli oceani si aprono fratture con emissione di lava, immediatamente "congelata" al contatto con l'acqua; grandi volumi di rocce oceaniche vengono progressivamente spinti in profondità lungo le fosse che bordano alcuni continenti (America occidentale), dove si fratturano, si deformano e infine raggiungono persino il punto di fusione, facendo così sorgere catene di vulcani; talvolta i continenti collidono fra loro formando le catene montuo-

se (vedi Alpi), che continuano a sollevarsi per milioni di anni. Infine, all'interno dei continenti, blocchi di roccia scorrono l'uno sull'altro producendo i terremoti, che di tutto questo processo sono il risultato più spiacevole per l'uomo.

Ebbene, nell'ambito del nostro discorso, tutta questa attiva dinamica terrestre ci dà l'occasione di consultare senza sforzo "l'archivio" delle coltri sedimentarie: queste vengono infatti spinte a quote ben più elevate di quella dell'originario ambiente di deposizione; quindi vengono erose dagli agenti atmosferici, producendo degli "affioramenti" che fanno la gioia degli stratigrafi, dei sedimentologi e dei paleontologi. Proprio negli "affioramenti" questi studiosi sono in grado di osservare, misurare e campionare con relativa facilità gli oggetti di loro interesse (strutture e corpi sedimentari, segnali chimici e fisici, fossili). Quando la dinamica terrestre non è venuta sufficientemente in aiuto e le coltri sedimentarie rimangono profondamente sepolte, si possono sempre effettuare delle trivellazioni, anche se risultano ben più costose e difficili da interpretare. Concentrandoci ora sul tratto padano del bacino dello Stura di Lanzo, i "documenti" di cui possiamo disporre sono:

- *affioramenti di depositi continentali lungo le incisioni dei torrenti Stura e Malone e dei loro affluenti;*

- *dati di stratigrafia dei pozzi trivellati per lo sfruttamento delle falde acquifere, sino a un massimo di 300 m a Venaria e 200 m presso Ciriè;*

- *dati di stratigrafia relativi a un pozzo trivellato dall'Agip, presso San Benigno Canavese (circa 30 km a Est della FFS) per la ricerca di idrocarburi.*

bia argillosa". Sedimenti analoghi affiorano, inoltre, nel settore più a monte, circa 30 km a Nord-Est di Nole, presso Castellamonte e nella bassa Val Chiusella (Basilici et al., 1997). Il loro spessore non è facilmente valutabile, in quanto non se ne conosce con precisione la base; i dati relativi alle aree limitrofe indicano spessori superiori ai 270 m circa (presso Torino, nel punto in cui lo Stura di Lanzo confluisce nel Po). I dati dei pozzi per acqua, unitamente a dati provenienti dai più profondi pozzi per idrocarburi (Pieri & Groppi, 1981), indicano inoltre che originariamente il corpo di sedimenti pliocenici aveva, nella pianura piemontese settentrionale, una base debolmente concava e uno spessore piuttosto omogeneo, mentre avvicinandosi al margine delle Alpi esso si assottigliava notevolmente. L'affiorare degli stessi depositi al piede delle Alpi (a quota di 300 m s.l.m.) indica che, successivamente alla loro deposizione, sono stati deformati e, in particolare, interessati da un sollevamento relativo nel settore di monte. Localmente, anche in alcuni settori dell'area di pianura, ad esempio tra Volpiano e Settimo T.se, questi depositi sono particolarmente prossimi alla superficie topografica, trovandosi a soli 10-25 m di profondità.

Al di sopra dei sedimenti marini, separati da una superficie più o meno netta di origine stratigrafica, poggiano i sedimenti limoso-sabbiosi e spesso ghiaiosi della successione "villafranchiana", caratterizzati, nelle descrizioni delle stratigrafie dei pozzi, da "argilla gialla" o "argilla compatta" alle quali spesso sono associate "torbe" o "ligniti". Questi costituiscono la formazione predominante presente immediatamente al di sotto dei depositi fluviali del conoide dello Stura di Lanzo e rappresentano la prosecuzione sepolta dello stesso corpo sedimentario in cui è inglobata la foresta fossile dello Stura di Lanzo.

I dati di sottosuolo indicano che il loro spessore verticale conservato è estremamente variabile: nel complesso decresce da monte (Ovest) verso valle (Est), da circa 270 m presso Borgaro-Venaria a una decina di metri verso la periferia settentrionale di Torino.

Nella maggior parte dei casi, sulla base delle caratteristiche litologiche ricavate dalle strati-

grafie dei sondaggi, questi depositi sembrano mostrare maggiori analogie con la porzione inferiore, sabbioso-argillosa, della successione "villafranchiana" dell'area-tipo di Villafranca d'Asti, riferibile al Pliocene medio ("Complesso Inferiore" in Carraro, 1996). Tuttavia, nel settore in esame, abbondano pacchi di sedimenti ghiaioso-sabbiosi, che sono invece assenti nella predetta area-tipo, poiché essa si trovava a una maggiore distanza dalle Alpi, sicura fonte dei ciottoli che si riversavano nel bacino pliocenico.

In tutti i sondaggi è ben riconoscibile una superficie netta che separa due corpi geologici con diversa giacitura (strati inclinati di alcuni gradi verso Ovest in quello inferiore, suborizzontali in quello superiore), litologia prevalente (rispettivamente argille limose compatte e ghiaie sabbiose sciolte) ed età (rispettivamente Pliocene medio e Pleistocene). Tale importante superficie, con estensione regionale, è quindi manifestazione di natura erosionale e generalmente è modellata nei depositi "villafranchiani", ad eccezione della zona tra Leini e Settimo, dove essa è modellata nei depositi marini pliocenici. Questa superficie mostra andamento complessivamente regolare, con inclinazione media di circa pochi ‰ verso ESE, ma appare piuttosto ondulata nel dettaglio: in particolare risulta essere più depressa nel settore corrispondente pressappoco all'attuale corso della Stura.

La genesi della predetta superficie è piuttosto complessa: rappresenta il risultato finale di una serie di episodi di erosione ad opera di uno o più corsi d'acqua in punti e momenti diversi: è quindi poligenica e policronologica. Essa rappresenta la superficie basale su cui poggiano i sedimenti fluviali quaternari che fanno parte di conoidi alluvionali formati in varie fasi di deposizione dallo Stura di Lanzo e suoi tributari negli ultimi 2 milioni di anni. I dati di sottosuolo indicano che lo spessore di tali depositi fluviali è particolarmente ridotto, compreso tra 12 e 40 m, rispettivamente a Leini e Caselle, e che lo spessore complessivo dei corpi fluviali decresce da monte verso valle. Questa osservazione indica che nel Quaternario in questo settore gli episodi di sedimentazione sono stati complessivamente

te modesti e sono invece prevalsi, o hanno avuto una durata di entità confrontabile, gli episodi erosivi.

Evoluzione dell'ambiente nel bacino extravallivo dello Stura di Lanzo

(E. Martinetto)

La storia del bacino extravallivo dello Stura di Lanzo può essere narrata a partire dal momento in cui quest'area è individuabile quale punto abbastanza preciso della superficie terrestre, momento che può essere datato a circa trenta milioni di anni fa, ossia al termine di un'importante fase dell'orogenesi alpina. Risalendo più indietro nel tempo la documentazione geologica si fa estremamente nebulosa: al tempo dei dinosauri (ca. 200-65 milioni di anni fa) quello che sarebbe in seguito diventato il Piemonte non doveva essere altro che un insieme di frammenti sparsi di continenti, isole, mari e fondali oceanici, anche molto distanti. Tali frammenti sono stati spinti insieme proprio dall'orogenesi alpina, che non è altro se non il risultato della collisione fra il continente europeo e quello africano (vedi [Borghi & Martire, 1994](#)). A seguito di questo

evento, la geografia del Piemonte settentrionale si andò consolidando e assunse i tratti fondamentali dell'assetto attuale proprio intorno a trenta milioni di anni fa, in un'epoca detta Oligocene. A quel tempo, tuttavia, la zona della Foresta Fossile si trovava addirittura nel bel mezzo della catena montuosa, probabilmente su di un versante rivolto a sud-est, affacciato su un braccio di mare predecessore del Mediterraneo (i fondali di questo mare affiorano oggi in Collina di Torino).

Quest'ultima indicazione ci proviene dal fatto che le indagini fisiche e le prospezioni condotte centinaia di metri sotto il piano campagna hanno rivelato la presenza di rocce dello stesso tipo di quelle che formano i rilievi all'imbocco della Val d'Aosta, che, nel basso bacino dello Stura di Lanzo, sono sprofondate sino a migliaia di metri di profondità.

La radicale modificazione del territorio (da rilievo a bacino!) giunse al culmine pochi milioni di anni fa, quando il settore padano del bacino dello Stura, insieme al Canavese, cominciò a subire una marcata subsidenza, tanto che fu invaso dal mare e la linea di costa arrivò a lambire le pendici delle Alpi, come dimostrato dallo studio di un pozzo presso Levone Canavese o dai sedimenti sabbiosi



Fig. GEO7 - Conchiglie fossili di bivalvi nei depositi marini del Pliocene della Val Chiusella. *Bivalve shells in the Pliocene marine deposits of Val Chiusella.*

esposti nella bassa Val Chiusella (Basilici et al., 1997). Anche se l'inizio della subsidenza (= sprofondamento) è difficilmente collocabile nel tempo, l'ingressione marina sino al piede delle Alpi si può datare, con relativa precisione, a circa 4 milioni di anni fa, grazie al tipo di fossili presenti nei sedimenti abbandonati dal mare (Violanti, 2002). Ciò significa che la zona della FFS è rimasta emersa per buona parte dell'Era Cenozoica (iniziata 65 milioni di anni fa), un lungo intervallo di tempo in cui non è disponibile un archivio degli ambienti e della vita, per assenza di sedimentazione. Tuttavia, possiamo consolarci passando a esaminare le ricche testimonianze raccolte dai sedimenti accumulatisi successivamente a 4 milioni di anni fa. A quel tempo la Pianura Padana era un ampio golfo marino nel quale prosperava una ricca fauna, di cui sono testimoni abbondanti resti fossili di conchiglie di molluschi (Fig. GEO7). Sedimenti marini con fossili di questo tipo sono presenti anche nella zona della FFS, ma non sono osservabili, poiché si trovano a profondità di 180-200 metri e vengono incontrati solo durante la trivellazione dei pozzi per la ricerca dell'acqua.

Tra 4 e 3 milioni di anni fa, ai margini del golfo marino che occupava la Pianura Padana, si andavano ormai formando delle ampie pianure, ancora coperte da acquitrini o piccoli laghi e percorse dai fiumi che scendevano dalle Alpi portando abbondanti detriti. I sedimenti fangosi e sabbiosi accumulatisi nei

predetti ambienti umidi hanno conservato, presso Nole, Front e Barbania, delle foreste fossili con resti di tronchi, foglie, semi e polline delle piante che le popolavano.

Con il procedere della sedimentazione, la nostra zona si fece sempre più asciutta, diventando una pianura alluvionale percorsa da fiumi che abbandonavano ingenti quantità di sabbie e ghiaie. Tuttavia, quando il corso dei fiumi cambiava, il loro vecchio alveo veniva riempito da sabbie e fanghi che permettevano la fossilizzazione di resti di piante terrestri, come è successo nel caso del deposito di Vastalla, descritto in maggior dettaglio nelle pagine seguenti [cap. 3].

La deposizione di ghiaie si intensificò a partire da 3 milioni di anni fa e gli acquitrini si avviarono verso la definitiva scomparsa, visto che la pendenza della pianura aumentò in conseguenza alla formazione di ampi conoidi alluvionali, il più spettacolare dei quali è quello dello Stura di Lanzo. Esso appare, in Fig. GEO4, come una sorta di "ventaglio", che da Lanzo si estende sino a Venaria, Volpiano e Front.

Dalla fine dell'ottocento (Sacco, 1888) sino ai giorni nostri i geologi avevano attribuito, piuttosto unanimemente, la formazione del conoide dello Stura di Lanzo alla "fiumana" uscita dalle Valli di Lanzo al termine delle glaciazioni, la quale avrebbe prelevato e deposto nel tratto extravallivo il detrito mosso dagli ingenti ghiacciai che esse avevano indubbiamente ospitato. Proprio la stesura di

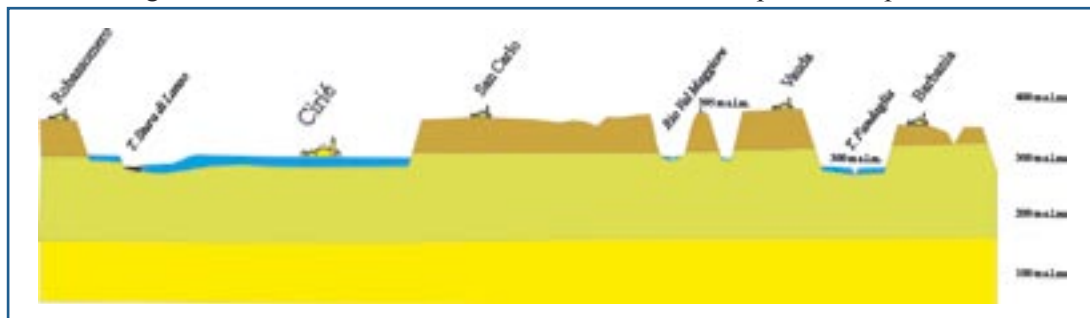


Fig. Geo8. Sezione geologica molto semplificata perpendicolare al corso dello Stura di Lanzo. A sinistra è evidenziata la scarpata di terrazzo di Robassomero, la quale incide il lembo di conoide plio-pleistocenico della Mandria. Sulla destra è visibile la superficie del terrazzo della Vauda, incisa da alcuni corsi d'acqua. *Simplified cross-section across the lower part of the Stura di Lanzo basin. To the left is shown the escarpment of Robassomero (Mandria terrace). The Vauda terrace is visible to the right, cut down by the incision of a few water courses.*

questo libro ha fornito l'occasione per un ripensamento circa la genesi e l'effettiva età di tale conoide.

A partire dal dato che alcuni depositi fossiliferi "villafranchiani", già attribuibili ad un antico ambiente di conoide alluvionale, risultano databili al Pliocene inferiore-medio (Martinetto, 1995), si è fatta strada l'ipotesi che gran parte dell'immenso volume di sedimenti ghiaiosi celato al di sotto del predetto "ventaglio" possa essersi deposta già nel Pliocene. Il conoide "pliocenico" sarebbe stato completamente "rimodellato" in seguito, a causa dell'erosione innescata dal successivo sollevamento tettonico di questo settore e, in parte, dal periodico abbassamento del livello marino che si registrò durante le glaciazioni (fino a -100 m s.l.m.). Questi fattori provocarono l'incisione del corpo di conoide ad opera dei corsi d'acqua. Tuttavia, in opposizione alla generale tendenza erosiva, si verificarono almeno due fasi di deposizione di materiali (Pleistocene inferiore-medio), che culminarono nella formazione di aree pianeggianti, ancor oggi riconoscibili nelle due principali superfici di terrazzo che danno forma al conoide dello Stura (Fig. GEO8). Di quest'ultimo si conservarono, a seguito della successiva incisione, soltanto due grandi lembi separati da un'ampia vallata, appunto gli alti terrazzi della Mandria (destra) e della Vauda (sinistra). L'ampia vallata corrisponde a una "fetta" del ventaglio asportata dalla successiva erosione dei fiumi. In tempi ancora successivi (Pleistocene superiore-Olocene) essa fu sede di nuovi episodi di sedimentazione, che diedero origine all'ampia pianura di Ciriè-Caselle.

Finestra GEO2 - Un dato incontrovertibile che si ricava dalla correlazione fra le superfici di terrazzo della Vauda e della Mandria, originariamente collegate è che sulla foresta fossile gravarono, nel Pleistocene medio, come minimo 60 metri di sedimenti, che ora non esistono più. Ecco il motivo per cui i tronchi fossili in posizione orizzontale appaiono estremamente compressi!

