

GEOMORFOLOGIA E NEOTETTONICA DELLA VAL GALLENCA ED AREE LIMITROFE NELL'ALTO CANAVESE

R. Malaroda

Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino

RIASSUNTO - La ricerca che si conclude con la pubblicazione della Carta Geomorfologica e Neotettonica della Val Gallenca ha dato i seguenti risultati principali:

- I processi alterativi dominanti nella regione, che vengono qui convenzionalmente indicati come pleistocenici medi, riguardano sia il bedrock cristallino sia i depositi sciolti.

- I relitti dei prodotti della pedogenesi, che in questo lavoro viene indicata come pleistocenica inferiore, sono relativamente scarsi e, fatta eccezione per piccole aree, sono ricoperti dai depositi medio pleistocenici e solidali con loro. Se ne può dedurre una sostanziale stabilità del territorio fino al termine del Pleistocene medio.

- Con l'eccezione delle parti immediatamente sottostanti alle creste del versante sinistro della Val Gallenca, tutta l'area è stata sottoposta ad un terrazzamento intenso e ripetuto a partire dall'inizio dei tempi pleistocenici superiori. Il fenomeno non è dipeso da variazioni del livello di base della Valle dell'Orco, in cui il Gallenca confluisce, in quanto nella zona di Cuornè i ghiacciai würmiani non hanno mai raggiunto quote elevate, non sono penetrati nella bassa Val Gallenca, né hanno determinato in essa depositi oclusionali. Un'azione glaciale è, d'altronde, improponibile per i terrazzamenti del versante sudorientale della dorsale di Belmonte poiché esso fronteggia la pianura e non è stato, se non minimamente nella parte settentrionale, raggiunto dai ghiacciai. I terrazzi sono pertanto da attribuire interamente a movimenti epirogenetici.

- L'epirogenesi si è verificata tramite gradualmente e ripetuti sollevamenti, realizzatisi però in maniera differenziale utilizzando un fitto reticolo di faglie neotettoniche subverticali che suddividono l'area in numerosi prismi con comportamento meccanico indipendente.

- Si è trattato in prevalenza di sollevamenti, di diversa entità e intervallati localmente da soste o inversioni. Lo dimostrano le piccole plaghe a NW di Valperga e intorno a Rivara, dove i depositi pleistocenici inferiori, anziché essere sottostanti a quelli pleistocenici medi come è di norma, sono stati da loro terrazzati.

- Anche per quanto riguarda la dorsale di Belmonte, la ben riconoscibile composizione dei clasti provenienti dal granito ha permesso di accertare che essa è stata affiorante nel Pleistocene inferiore, venne in seguito sepolta sotto i depositi glaciofluviali medio pleistocenici, per tornare ad essere sottoposta ad erosione solo nel Pleistocene superiore.

- E' dimostrabile che l'epirogenesi, sostanzialmente positiva, del settore ha avuto il suo massimo sviluppo durante il Pleistocene superiore. Esistono numerosi indizi che essa è continuata e continua, benché attenuata, fino all'Attuale. Dato l'interesse che per il problema hanno questi indizi, essi vengono dettagliatamente riepilogati anche in questo sommario:

1) Tutti i corsi d'acqua sono, anche nei loro tratti terminali, in attiva erosione e producono ancor oggi dei terrazzamenti, spesso diversamente accentuati lungo i vari segmenti dell'asta fluviale.

2) Anche nell'alveo dell'Orco esistono due zone di rapide; esse rispondono a faglie neotettoniche dalle quali risultano deformate persino le alluvioni attuali.

3) Due piccole aree ellittiche a W di Rivara, situate presso il limite meridionale della carta su cui esse sono rappresentate con apposito segno (una è venuta a cadere solo in parte entro l'area cartografata), hanno l'alveo dei due piccoli corsi d'acqua che le percorrono meandriforme ed ultraescavato, evidentemente per un sollevamento in corso che produce una intumescenza (stadio iniziale di una morfologia ad *entrenched meanders*).

4) Non mancano accertabili fenomeni di basculaggio di alluvioni attuali, ma è soprattutto significativo il fenomeno, ben visibile nella valle del Viana, per il quale ho ritenuto necessario creare il nuovo termine di "flessura geomorfologica". Per esso il pendio delle conoidi, su cui si localizza, presenta dei veri e propri gradini in corrispondenza ad allineamenti per i quali, nei versanti a fianco, sono state riconosciute delle faglie neotettoniche.

- Nell'alta Val Gallenca sono esistiti dei ghiacciai locali sia nel Pleistocene inferiore sia, più estesi, nel Pleistocene medio. Questi ghiacciai avevano le loro zone di alimentazione sotto i pendii del M. Soglio, mentre l'unica sicura testimonianza di ghiacciai würmiani si trova, un po' spostata verso Est, nella località del Pian della Mussa. Oltre al morenico sparso sono presenti anche dei cordoni morenici sia pleistocenici medi sia pleistocenici superiori. L'interpretazione di tutte queste caratteristiche glaciali richiede, naturalmente, molta cautela perché, oltre ai soliti fattori climatici, bisognerebbe tener conto anche, e forse di più, delle variazioni di quote e topografia conseguenti ai movimenti epirogenetici. Alla Neotettonica si può far risalire, per es., la scarsità di modellamenti e depositi glaciali che, sullo stesso versante sinistro, si osservano ancora più a Est, nei pendii a Sud delle Rocche S. Martino.

- Non meno problematica è la ricostruzione dei ghiacciai della Valle del Viana. Qui esistono depositi morenici pleistocenici inferiori, anche con un cordone laterale; mancano però apparati frontali pleistocenici medi e superiori. Inoltre, nella testata della valle, oggi sproporzionatamente ristretta rispetto ai depositi che ha prodotto, sono del tutto assenti delle forme che possano ricordare dei circhi glaciali. Ritengo che la morfologia dell'alta Val Viana conservi ben poco delle caratteristiche che essa aveva nel Pleistocene.

- Nella media Val Gallenca è singolare la presenza di imponenti accumuli di massi sparsi su ampie superfici e per i quali sembra inadeguata l'assimilazione sia a morene sia a frane. Sono due. Il primo si trova lungo il corso del Gallenca a Sud di Mezzavilla; l'età sembra del Pleistocene medio ma potrebbe essere anche pleistocenica inferiore. Ho usato per descriverlo il termine di "marocca" per l'analogia che esso ha con la morfologia delle tipiche marocche del Trentino, anche se la genesi del deposito, che è certamente legata a trasporto glaciale, è probabilmente in parte diversa. Per esso infatti, come per il secondo che è più recente e consiste in una più rada dispersione di massi sopra la superficie delle alluvioni würmiane della bassa Valle Buasca, è molto probabile che più che il collasso legato al ritiro dei ghiacciai abbiano influito eventi sismici contemporanei al forte sollevamento dei versanti a monte.

- L'energia del rilievo, ma soprattutto la suddivisione di tutti gli alvei minori in segmenti, alcuni in equilibrio, altri, prevalenti, in ultraescavazione (con rapide e cascate), conferma che il sollevamento della regione si è attuato utilizzando numerose faglie e partendo da numerose superfici terrazzate di varia età che hanno costituito ripetutamente temporanei livelli di base.

- Poiché, in base alle quote delle scarpate e pur tenendo conto delle successive deformazioni, il terrazzamento può essere valutato dell'ordine dei 200 metri, la velocità media del sollevamento che ne risulta è di 2,5 mm/a se si suppone distribuita nel Pleistocene superiore + Olocene, o di 3 mm/a se la si pensa essenzialmente concentrata nel Pleistocene superiore; il primo valore, o un valore intermedio, sembrano i più accettabili.

ABSTRACT: The research now brought to a conclusion with the publication of the Geomorphological and Neotectonic Map of the Val Gallenca has produced the following main results:

- The region's dominant alteration processes, here conventionally referred to Middle Pleistocene, involve both the crystalline bedrock and the unconsolidated deposits.

- The relicts of the pedogenesis products, here conventionally referred as Lower Pleistocene, are relatively scanty. Except in small areas, they are covered by and in continuity with Middle Pleistocene deposits. Substantial local relief stability can, therefore, be assumed down to the end of the Middle Pleistocene.

- With the exception of the parts immediately underlying the ridges of the left side of the Val Gallenca, the whole area was subjected to repeated, intensive terracing from the commencement of Upper Pleistocene. This was not due to changes in the base level of the Valle dell'Orco, into which the Gallenca flows, since the last glaciers never reached high levels in the Cuornè area, did not penetrate the Lower Val Gallenca and did not close it with occlusional deposits. Glacial action, what is more, cannot be postulated for the terraces on the SE side of the Belmonte Ridge because this faces the plain and was not reached by the glaciers, except for a tiny portion in its northern part. The terraces must thus be entirely attributed to epeirogenetic movements.

- Epeirogenesis took place in the form of gradual, repeated upliftings completed in a differential way, through a thick network of subvertical neotectonic faults that divide the area into numerous prisms with independent mechanical behaviour.

- The picture is mainly one of upliftings of various extent locally punctuated by pauses or inversions. This is demonstrated by the small zones to the NW of Valperga and around Rivara, where the Lower Pleistocene deposits, instead of being below the Middle Pleistocene as usual, have been terraced by them.

- As to the Belmonte Ridge itself, the readily recognisable composition of its granite clasts shows that it was an outcrop in the Lower Pleistocene, buried under the Middle Pleistocene glaciofluvial deposits and only returned to be subjected to erosion in the upper Pleistocene.

- It can be demonstrated that the substantially positive epeirogenesis of the sector reached its maximum development during the last Glacials. There is plenty of evidence to show that it has continued in an attenuated form down to the Present. The interest of this evidence, indeed, is such as to entitle it to be set out in detail below:

1) All the watercourses, even their terminal sections, are in active erosion and still producing terraces, often differently accentuated along their beds.

2) There are two sets of rapids in the bed of the Orco, corresponding to neotectonic faults, by which even the Present-day alluvia are deformed.

3) The two small elliptical areas to the W of Rivara, indicated with a specific sign near the southern edge of the map (one of which also extends beyond it), are traversed by two meandering, ultra-excavated streams, clearly due to ongoing uplifting of their beds, resulting in the doming that forms the initial stage of an entrenched meanders morphology.

4) There is no lack of pivoting of the Present alluvia. Of greater significance, however, is the phenomenon, clearly visible in the Viano Valley, for which I have felt it necessary to coin the term "geomorphological flexure". Due to this, the slope of the fans, on which it is located, displays veritable steps for which neotectonic faults correspond on the valley sides.

- In the Upper Val Gallenca there were local glaciers in the Lower Pleistocene and more extensive ones in the Middle Pleistocene. These glaciers were fed from the slopes SE of Mt Soglio whereas the only sure sign of Würmian glaciers is found at the Pian della Mussa, a little to the East. In addition to the scattered morainal deposits, there are both Middle and Upper Pleistocene morainic ridges. Caution is, naturally, needed in interpreting these glacial features, since apart from the usual climatic factors account must be taken, perhaps even more so, of changes in height on topography caused by uplifting. To Neotectonics, for example, one can ascribe the lack of modellings and glacial deposits that, on the same left-hand side, are still observable further to the E on the slopes of Rocche San Martino.

- No less problematical is the reconstruction of the Viano Valley glaciers. Here there are Lower Pleistocene morainal deposits accompanied by a morainic ridge, whereas Middle and Upper Pleistocene fronts are lacking. Moreover, at the head of the valley, now proportionally restricted with respect to the deposits that produced it, there are none of the forms reminiscent of a glacial cirque. I am of the opinion that the morphology of the upper part of the valley retains very few of the characteristics it had in the Pleistocene.

- A singular feature of the middle Val Gallenca is the presence of two imposing masses of boulders scattered over wide areas that cannot readily be ascribed to either moraines or landslides. The first lies along the course of the Gallenca to the S of Mezzavilla. It appears to be of Middle Pleistocene age, but could also be Lower Pleistocene. I have used the term "marocca" to describe it as its shape is similar to that of the typical "maroccas" of the Trentino, though its origin, which is certainly due to glacial transport, is probably partly different. For both, the first and the second deposit which is more recent and consists of a more scattered accumulation of boulders on the Upper Pleistocene alluvia of the Lower Valle Buasca, it is much more likely, in fact, that the collapse was linked to seismic events contemporaneous with the strong uplifting of the uphill slopes.

- The energy of the relief, but above all the division of all the minor stream beds into segments, some in equilibrium, the majority in ultra-excavation (with rapids and waterfalls), definitely show that epeirogenesis occurred through numerous faults and starting from numerous terraced surfaces that repeatedly served as temporary base levels.

- Since in view of the heights of the scarps, though with due allowance for subsequent deformations, the terracing may be regarded as of the order of 200 metres, its mean uplifting rate is 2.5 mm/a, if it is thought to spread over the Upper Pleistocene and the Holocene, or 3 mm/a if concentrated in the Upper Pleistocene; the first value, or one between the two, would appear the most acceptable.

Parole chiave: alterazione; Geomorfologia; Neotettonica; Piemonte; Quaternario.

INTRODUZIONE

Anche con il desiderio di verificare e comparare le esperienze geomorfologiche acquisite in un settore alpino esterno, le Alpi Marittime francesi⁽¹⁾, contemporanea-

⁽¹⁾ Specialmente nel corso del rilevamento per la Carta Geologica del Settore Meridionale del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:25.000, attualmente in corso di stampa e che comparirà nel volume 51 (1999) delle Memorie di Scienze Geologiche di Padova.

mente ai rilievi in quel settore, ho dedicato una piccola parte del mio tempo a ricerche nella regione prealpina interna, nel settore canavesano.

Idea base e filo conduttore della ricerca che ha portato alla realizzazione della carta è stata l'analisi dei rapporti tra alteriti, esarazione glaciale e movimenti neotettonici al fine di raggiungere una più definita localizzazione spaziale e temporale di questi ultimi e di precisarne l'entità. Alterazione e Neotettonica sono perciò i fenomeni essenzialmente analizzati e messi in evidenza in questo lavoro e nella carta che lo accompagna.

La regione prealpina alto-canavesana, in cui l'area studiata si colloca, si distingue, oltre che per la profondità dei processi alterativi, per la presenza di una grande valle glaciale trasversale e per l'esistenza di due valli a decorso essenzialmente longitudinale (Fig. 1), parallele al bordo alpino, la cui esistenza è indizio di movimenti di sollevamento frazionati, e non localizzati unicamente in corrispondenza alla grande scarpata interna, come avviene invece nella maggior parte dei settori prealpini.

Le due valli in questione, entrambe affluenti dell'Orco, sono la Valle Sacra a Nord e la Val Gallenca a Sud. Dopo una serie di escursioni preliminari (1981-83) ho ritenuto più semplice da analizzare la Val Gallenca, anche perché comprende un importante repere petrografico, il granito di Belmonte, e, proprio in corrispondenza ad esso, una netta cresta spartiacque sul fianco destro della Valle.

La Valle Gallenca e le zone limitrofe, costituite dal fondovalle Orco, dalle pendici sudorientali della dorsale di Belmonte e pianura confinante, e dalla corta valle trasversale di Forno Canavese, sono state minuziosamente esaminate. Ciò ha richiesto un tempo notevole anche perché, mentre procedeva il lavoro, si è verificato il quasi totale abbandono della viabilità di sentieri e mulattiere, cancellati o sommersi da impenetrabili roveti e filiceti. Gli stessi, importanti, punti di riferimento delle case contadine e degli alpeggi, quando non coperti dalla vegetazione, sono ora ridotti a ruderi o, se ancora abitati, hanno mutato toponomastica. Questi inconvenienti sono stati solo in parte compensati dalle nuove strade campestri, con tracciati spesso improvvisati ed incostanti di cui occorre diffidare.

Per quanto riguarda la definizione dello stato di freschezza o alterazione delle rocce è bene tener presente che esistono, ovviamente, tutti gli stadi intermedi tra il sabbione più o meno argilloso di alterazione, in cui scistosità o stratificazione possono essere talora, benché con fatica, riconosciuti, ma che si sgretola al solo toccarlo, ed altre alteriti, più o meno consistenti e più o meno conservanti tracce non solo delle strutture ma anche della composizione originarie. Per questi motivi la distinzione tra alteriti, rocce alterate e rocce fresche non è priva di soggettività e spesso si basa sul contrasto che chi rileva può constatare tra affioramenti topograficamente vicini.

La presente ricerca ha dimostrato la piena validità del grado di alterazione come criterio cronologico purché si tenga conto, come verrà detto nel capitolo sull'alterazione, dei due fenomeni del rimaneggiamento e della ripedogenesi. Essa consente di stabilire una successione di eventi e, anche accettando la pluralità di glaciazioni proposta da Sibrava, Bowen & Richmond⁽²⁾, non se ne sminuisce il valore.

Solo analisi pedologiche di dettaglio, o studi palinologici, potranno in futuro permettere di distinguere, per

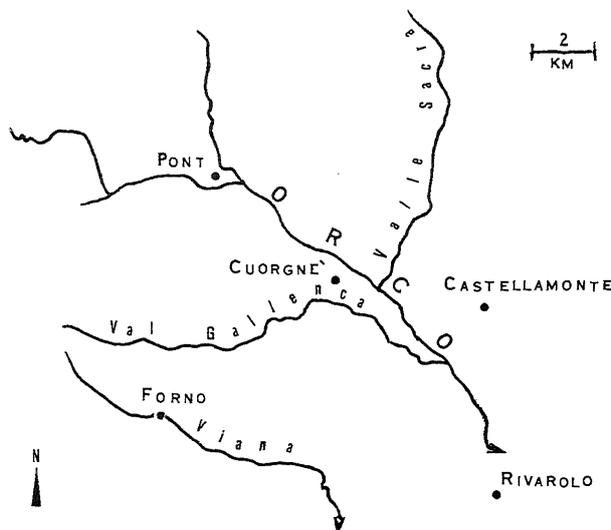


Fig. 1 - Localizzazione dell'area.

Location of the area.

esempio, le varie glaciazioni che in questo lavoro vengono raggruppate sotto il nome di glaciazioni tardo-pleistoceniche medie, mettendo in evidenza intervalli glaciali minori che qui sono tutti compresi nell'Eemiano. Ma questo non toglie che anche la distinzione d'insieme ora adottata, forse la sola possibile per un'area estesa e tettonicamente problematica, come quella esaminata, abbia permesso di raggiungere risultati geologicamente significativi.

È bene comunque ripetere che i validi hiatus nella successione dei processi alterativi sopra richiamati (del resto già definiti nel riquadro a sinistra in alto della carta) corrispondono alla seguente successione:

OLOCENE	post-Glaciale
PLEISTOCENE SUP.	ultimo ciclo glaciale
PLEISTOCENE MEDIO	Eemiano e penultimo ciclo glaciale
PLEISTOCENE INF.	Interglaciali e glaciali più antichi

Va da ultimo richiamata l'attenzione sullo scarso significato che hanno le quote di altitudine che si è obbligati ad utilizzare per necessità di riferimento ma cui non si deve attribuire un valore reale una volta che sia accertato, come avviene nella presente ricerca, che nella zona descritta hanno avuto luogo movimenti di sollevamento o abbassamento anche rilevanti entro brevi periodi.

⁽²⁾ Puramente in questo senso, e basandosi essenzialmente sul grado di alterazione, vengono usati nella carta allegata al presente lavoro, anche se per semplicità non sono virgolettati, i nomi dei glaciali e degli interglaciali. È inoltre per gli stessi motivi di semplificazione che si parla di sedimenti, bedrock, pedogenesi e alterazioni qualificate come:

- pleistocenici superiori, per quanto attiene al Postglaciale e all'ultimo ciclo glaciale;
- pleistocenici medi, per i tempi dell'Eemiano e del penultimo ciclo glaciale;
- pleistocenici inferiori se ci si riferisce agli interglaciali e ai glaciali più antichi.

Data la non sempre facile identificazione dei punti topografici, la carta è stata dotata di un sistema convenzionale di coordinate che dovrebbero facilitarne la consultazione. Queste sono stampate ai margini e possono essere utilizzate per un rapido reperimento di luoghi citati, in prima approssimazione se si leggono solo i primi caratteri al numeratore e al denominatore (es.: 5/B), con maggior precisione se si utilizza l'intera espressione (es.: 53/B6).

LAVORI PRECEDENTI

Sul Canavese esistono un gran numero di pubblicazioni.

Esse riguardano, in particolare, la sua posizione nel quadro della Geologia alpina e, ovviamente, la "Zona del Canavese". L'elenco degli autori inizia con il Baretto (1835) e continua, denso di nomi, specialmente nella seconda metà dell'800. I loro contributi sono stati esaurientemente commentati nelle due monografie di Novarese (1929) e di Baggio (1965). Solo alcuni saranno richiamati nel capitolo immediatamente successivo a questo, in cui si accenna alla Geologia della regione, argomento che non rientra, se non indirettamente, negli obiettivi del presente lavoro.

Qui verranno prese in considerazione unicamente le pubblicazioni e le cartografie relative al Quaternario ed alla Geomorfologia. Anche per queste bisogna osservare che, se non mancano trattazioni che riguardano l'insieme del Canavese, solo limitati cenni o dati vi si trovano relativi alla nostra ristretta area alto-canavesana che comprende la Val Gallenca, i pendii prealpini tra Forno e Cuornè e lo sbocco della Valle dell'Orco.

Le pubblicazioni più antiche in cui se ne parla sono la Memoria del Baretto sul Gran Paradiso (1877) e la "Geologia della Provincia di Torino" dello stesso che ha visto la luce nel 1893. Nella prima (1877, pp. 93-96 e 102-107) viene descritta la triplice cerchia morenica frontale di Cuornè, attribuita all'unica glaciazione che l'autore riconosce, e si descrive, con una certa meraviglia, il brusco smagrimento del ghiacciaio dell'Orco presso il suo sbocco, dovuto al suo allargamento, ma che oggi potrebbe essere forse meglio spiegato tenendo conto anche dei movimenti neotettonici contemporanei alla glaciazione. Non manca un accenno agli estesi depositi ciottolosi "diluviali" del Gallenca che, a Prascorsano, si trovano sopraelevati di 80-90 metri sull'alveo attuale del fiume che li ha depositati (1877, p. 94). Nella seconda opera l'apparato morenico frontale dell'Orco viene dettagliatamente descritto (1893, p. 342), esagerando forse un po' la penetrazione di questo ghiacciaio principale entro la Val Gallenca fino a farlo raggiungere i pressi di S. Colombano (1893, p. 338) e attribuendo correttamente ad essa la deviazione imposta al corso del Gallenca nei pressi di Cuornè (1893, p. 540).

Nella Carta Geologica delle Alpi Occidentali al 400.000 (1908), che raccoglie tutti i dati dei rilevamenti effettuati dall'Ufficio Geologico per il 100.000, il morenico attorno a Cuornè è abbastanza precisamente raffigurato, e così pure il "Diluvium antico ferrettizzato con apporti glaciali" segnato su entrambi i versanti di Belmonte, e quindi anche in Val Gallenca. Il foglio Ivrea (1910) della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 distingue, invece, il morenico würmiano che occupa le pendi-

ci SE di Belmonte.

Nella già citata, dettagliata e critica, monografia del Novarese (1929) il Quaternario è del tutto ignorato, salvo nella allegata cartina 1:25.000 intitolata "Il granito di Belmonte" in cui non sono indicati depositi glaciali e gli altri terreni quaternari sono distinti semplicemente in due parti, il "Diluvium antico ferrettizzato" nettamente prevalente, e le "Alluvioni terrazzate" limitate solo ai due talweg (Gallenca e Livesa) della Val Gallenca ed a parte dell'area situata ad Est e SE di Cuornè. Con queste semplificazioni contrasta la accurata trattazione monografica che lo stesso autore aveva dedicato in precedenza (Novarese, 1911-16) al Quaternario aostano-canavese. In essa i depositi glaciali allo sbocco della Valle dell'Orco sono adeguatamente esaminati, viene segnalato il profondo stato di alterazione dei materiali prewürmiani, facendo notare che esso è comune tanto ai depositi sciolti che alle rocce sottostanti (Parte 1^a, pp. 22 e 29-32). Novarese tratta dettagliatamente dell'apparato frontale würmiano della zona di Cuornè, di cui viene segnalato l'estremo lembo presso il ponte sul Gallenca a SSE di Cuornè (Novarese 1911-16, Parte 1^a, p. 14; Parte 2^a, carta), e discute e tenta interpretazioni anche della strana presenza di ghiacciai, o nevati, intorno al M. Soglio, alle testate delle valli Gallenca e Viana (Novarese, 1911-16, Parte 1^a, p. 23).

Un lavoro glaciologico del Sacco (1925, pp. 4-7) contiene una abbastanza estesa descrizione degli apparati frontali dell'Orco che vengono attribuiti essenzialmente alle glaciazioni mindeliane e rissiane e, solo per la parte minore, più interna, al Würmiano.

Uno schizzo geologico estremamente semplificato è contenuto nella Monografia di Gabert sulla parte occidentale della Pianura Padana (1962, p. 210, f. 106), in cui tutti i terreni sciolti sono figurati genericamente come "glacis" e si succedono con "logica", ma purtroppo irreali, regolarità dal più antico e più alto, premindeliano, a quelli terrazzati, attribuiti al Mindel, Riss e Würm.

La carta geologica 1:20.000 allegata alla monografia di Baggio (1965) segna morene würmiane attorno a Cuornè ma solo sulla sinistra del Gallenca, morene ferrettizzate sui pendii a SE di Belmonte fino all'altezza di Riborgo e poi Diluvium antico ferrettizzato fino a Rivara.

Il contributo cartografico più recente e preciso relativo allo sbocco della Valle dell'Orco è quello della carta 1:25.000 di Devecchia (in Carraro, 1982). Le cerchie würmiane, salvo la più esterna, vengono considerate sepolte sotto i depositi fluviali olocenici.

Il Villafranchiano cui, precedentemente a questo mio lavoro, veniva assegnata in genere un'estensione esagerata, è tuttavia presente ed a documentarlo, anche con schizzo cartografico, ha provveduto Martinetto (1995) segnalando nell'incisione torrentizia di Roncaro, 1 km a Nord di Rivara e a NW di C. Catelani, delle argille databili per la presenza di 13 taxa carpologici.

GEOLOGIA DEL PREQUATERNARIO

Nell'area, oltre ai terreni quaternari, affiorano le rocce di due unità tettoniche ben conosciute, la Zona Sesia-Lanzo e la Zona del Canavese. Interposta, ma con affioramenti limitati e mal definibile, la Zona d'Ivrea. Tutte sono considerate pertinenti alla megaunità delle Alpi Meridionali. A separarle, nella parte nordorientale, compare il più meridionale dei massicci granitici sudalpi-

ni, quello di Belmonte.

Non rientrava nello scopo del lavoro studiare le rocce di queste unità né la loro Tettonica, se non per quel tanto che ha relazione con la Geomorfologia. E questo, d'altronde, era reso molto difficile, e talora impossibile, per l'alterazione avanzata che le trasforma, nella prevalenza dei casi, in alteriti o addirittura in sabioni alteritici dei quali solo con difficoltà, e spesso con incertezza, è possibile individuare la natura originaria.

Non vi sono perciò nella carta, salvo alcune precisazioni di litotipi ed una più certa definizione dei limiti tra le unità, novità di rilievo rispetto ai precedenti rilevamenti. Fa eccezione, entro la Zona del Canavese, la regione del versante sudorientale della dorsale di Belmonte ove, avendo dovuto percorrere i talweg dei numerosi torrentelli che lo solcano, ho potuto individuare, alla base della spessa coltre di alteriti, rocce fresche ben riconoscibili. I risultati sono stati già pubblicati (Malaroda, 1987) e consistono essenzialmente:

- nella prima segnalazione di un flysch carbonifero;
- nella descrizione della transizione fra le facies non metamorfiche di esso e le contattiti che ne derivano quando ci si avvicina al granito di Belmonte;
- nella scoperta di addentellati stratigrafici tra le rocce clastiche del flysch metamorfosate e rocce ad anfibolo e gneiss anfibolici;
- nella necessità, quando si voglia rendersi conto della Geologia del settore, di ammettere la presenza di numerose faglie in prevalenza trasversali rispetto alla struttura alpina.

Non ho ritenuto di poter affrontare il problema della separazione tra Serie del Canavese e Zona d'Ivrea. Rocce anfiboliche si trovano nelle parti più alte, prossime al granito, dei talweg che scendono dalla dorsale di Belmonte verso SE. Si trovano inoltre nella gola che il Gallenca scava a SW di Cuornè e nel limitrofo fianco destro della bassa Val Gallenca. La massa più cospicua, e con più netti caratteri di una gabbrodiorite, costituisce il monticello recintato a SE di Pisso. Ma altre rocce ad anfibolo compaiono nei pendii tra questa località e Pratiglione. Masse, anche notevoli, che però macroscopicamente non ho saputo distinguere, salvo quando sono glaucofanitiche si trovano poi ovunque intercalate nella Zona Sesia-Lanzo. In tutti questi materiali non si vedono contatti tettonici e, in particolare, tra gli gneiss anfibolici del versante SE di Belmonte, sicuramente facenti transizione al Carbonifero, e quelli del Gallenca a Sud di Cuornè le differenze, se esistono, sono poco sensibili.

Su questo problema, delle rocce anfiboliche, le mie osservazioni hanno confermato i dati innovativi di Baggio (1965, pp. 47-58) che ha fatto notare la grande analogia di quelle della Serie del Canavese con quelle della Formazione Dioritico-kinzigitica, e anche con quelle della Serie Sesia-Lanzo, verificando le affinità già segnalate, per le facies gabbriche, con la Zona d'Ivrea da Fenoglio (1933; 1956).

Baggio descrive le trasformazioni di queste rocce anfiboliche in facies migmatite dioritiche (Baggio, 1965, p. 50) ed avanza l'idea che ciò sia dovuto al granito di Belmonte portando, a conforto di un'età più recente del granito rispetto alle rocce anfiboliche, la segnalazione di due filoni granitici che le attraversano nella zona di Case Fiori (Pemonte).

Per parte mia (Malaroda, 1987, pp. 394-400 e altrove) ho già descritto la presenza di un'aureola continua di metamorfiti di contatto lungo il pendio SE della dorsale di Belmonte e la comparsa in essa di rocce anfiboliche derivanti da litotipi diversi, di età probabilmente carbonifera.

Tutte le rocce cristalline della regione sono fortemente ripiegate, anche con pieghe a piani assiali orizzontali. In carta sono state indicate solo le poche giaciture arealmente costanti, e perciò significative.

Fra i litotipi di cui ha potuto essere precisata la collocazione ed estensione si situano i profiroidi permiani e le serpentiniti che, entrambi, presentano una relativa freschezza, insolita per la regione. La natura e l'età dei contatti con le rocce circostanti non hanno potuto, però, essere mai precisate.

Quasi totalmente nuove sono le osservazioni che si riferiscono ai terreni quaternari, di cui si tratta nel capitolo successivo.

QUATERNARIO

Cordoni e depositi glaciali

Non hanno arealmente molta importanza ma il loro significato per le ricostruzioni cronologiche degli altri depositi e la Neotettonica è notevole.

Morene della Valle dell'Orco

Il morenico della Valle dell'Orco è ben riconoscibile, anche quando si tratti di erratici isolati, per l'inconfondibile presenza delle migmatiti occhiate, provenienti dal Massiccio del Gran Paradiso, la cui localizzazione è stata cartografata.

Glaciazioni pleistoceniche superiori

Le morene dell'ultimo ciclo glaciale si riconoscono chiaramente per la freschezza dei loro clasti fra i quali, però, e specialmente nell'impasto di fondo, possono essere rappresentati anche materiali rimaneggiati da depositi del Pleistocene medio (e in parte quasi trascurabile anche del Pleistocene inferiore).

Sul lato destro della valle si distinguono i resti di quattro cerchie, una alta e terrazzata a q. 580 nella zona di Ronchi presso Trione (69/B5), due, semisepolte e anch'esse in parte terrazzate, a q. 400 nell'area del cimitero di Cuornè (73-79/B3-B6), una, quasi totalmente sepolta e distrutta anche per azione antropica a q. 400 nei pressi di Fattoria Data (81-87/C7-D0). Il numero di pulsazioni che esse indicano sembra essere di tre.

Per quanto riguarda la sinistra dell'Orco, la carta la rappresenta solo marginalmente: vi si riconoscono una cerchia pleistocenica superiore nella zona di Moriane (80-82/A6-A8) e consistenti depositi glaciali, fortemente terrazzati ed evidentemente sollevati, nella collina del Castello sopra Vasetto, a E di Pedaggio (87-90/A5-B7).

In base ai trovanti di migmatiti occhiate è possibile stabilire anche che i ghiacciai delle pulsazioni pleistoceniche superiori hanno raggiunto q. 800 ad Est di M. Calmio (53/A2), q. 580 nella zona di Giandrone (65/B4) e quote di solo 480-450 m nei dintorni di Cuornè. I ghiacciai pleistocenici superiori dell'Orco non sono mai sicuramente penetrati nella Val Gallenca né hanno coperto i pendii ad Est della dorsale di Belmonte.

Glaciazioni pleistoceniche medie

Pur non conservando in genere morfologie a cordoni, i depositi delle glaciazioni del Pleistocene medio sono stati più estesi di quelli pleistocenici superiori in quanto i loro erratici si trovano sui pendii a Sud della dorsale di Belmonte (peraltro allora non emersa come si dirà più avanti) fino all'altezza di Riborgo, attualmente a q. 460 (73/E3).

Di notevole consistenza (tanto da corrispondere probabilmente ad un cordone) è l'accumulo morenico pleistocenico medio sulla sinistra della bassa Val Gallenca allo sbocco della valletta di Raschiotti (72/C3). Esso rappresenta un bell'esempio di rimodellamento a conoide, a sua volta terrazzata, avvenuto nel Pleistocene superiore.

Un accumulo morenico pleistocenico medio con cordone si trova, fuori della Val Gallenca, nel valloncetto che sbocca nella Valle dell'Orco a S. Anna di Campore; è situato sulla sinistra, a q. 825 e a N delle case di Tural (53/A9).

Glaciazioni pleistoceniche inferiori

L'unico deposito morenico pleistocenico inferiore, essenzialmente costituito da un accumulo di massi erratici, si trova presso il crinale della cresta spartiacque settentrionale della Val Gallenca, a q. 950 circa (57/B4).

Morene locali della Val Gallenca

Nel Pleistocene medio la valle ha ospitato un piccolo ghiacciaio vallivo che non ha mai raggiunto la parte terminale. Nel Pleistocene superiore si sono formati notevoli accumuli con carattere di ghiacciai e nevali di circo. Oltre che l'interesse per i rapporti con gli estesi glaciofluviali del Pleistocene medio, questi corpi glacio-nivali sono significativi per gli imponenti depositi di marocche cui sono legati.

Pulsazioni glaciali pleistoceniche superiori

Accumuli glacionivali a grandi massi sono comuni nelle parti alte del fianco sinistro, ad eccezione del settore centrale delle Rocche di S. Martino ove, per evidente ringiovanimento neotettonico, affiora solo la nuda roccia. Confinano quasi sempre, spesso con limiti difficilmente definibili, con detriti o frane e, a monte, con frane di collasso o prodotte dal fenomeno della "degradazione delle vette". Anche per questo motivo, nelle zone a forte pendio e prive di morfologia glaciale come nell'alta valle del Buasca (43-48/B2-C3), più che di vere morene si tratta spesso di accumuli glacio-nivali.

Unico deposito tipicamente glaciale è quello del Pian della Pessa (13-21/C5-D1), ove si sono sviluppate alcune morene frontali e delle alluvioni di riempimento di piccoli bacini intermorenici.

Un minuscolo apparato glacio-nivale, con relativo circo, compare, infine, sul fianco destro dell'alta Val Gallenca, a WNW di Canauta (25/E1).

Pulsazioni pleistoceniche medie

Due tronconi di cordone morenico laterale pleistocenico medio sono conservati a SW di Mezzavilla (Fig. 2), sulla destra del Gallenca, a q. 950 (41/D7). Dovevano far parte di un apparato frontale ben sviluppato data l'estensione del morenico di fondo in tutta l'area ad esso interna (pendii ad W di Mezzavilla). Con questa cerchia sembra essere in rapporto, probabilm-

te di essa immediatamente più antico, il grande accumulo di marocche pleistoceniche medie (o tardo-pleistoceniche inferiori?) che segue il Gallenca più a valle, fino a q. 475 circa e che è immediatamente sottostante alla piana glacio-fluviale di Braida.

Glaciazioni pleistoceniche inferiori

Non ne restano che scarse testimonianze, sotto forma di massi profondamente alterati e rubefatti entro i depositi glaciali più recenti, specie quello pleistocenico medio, o nel glaciofluviale pleistocenico medio (vedi quadrelli 34 e 35).

Morene locali della Valle del Viana

La bella conoide glaciofluviale mediopleistocenica di Forno-Rivara, profondamente terrazzata dai due rami del Viana, ed i più bassi depositi glaciofluviali e fluviali pleistocenici superiori si innestano, a monte, quando non sono a contatto con il bedrock, con vasti accumuli glaciali o glacionivali in cui si trovano mescolati materiali pleistocenici medi e superiori (e in parte minore anche inferiori). Le fronti di questi ghiacciai o nevali, di cui nella parte cartografata non si vedono tracce geomorfologiche, si collocano probabilmente molto in alto, a monte di Forno Canavese.

Più in basso, benché piccole, esistono invece testimonianze di sicure morene pleistoceniche inferiori, una, con distinto cordone morenico laterale, nella zona di Chiangiotti (52/G8), altre, a Data S. Pietro (40/G0) e, lungo l'alveo del Viana di sinistra tra Massucco e Forno (50/G0).

A differenza della Val Gallenca, la Valle Viana non sembra dunque aver avuto ghiacciai vallivi né nel Pleistocene medio né in quello superiore.

Marocche

Accumuli caotici di grossi, anche enormi, blocchi, spesso tabulari, di rocce cristalline accompagnano il Gallenca nel tratto del suo corso a Sud e Sudest di Mezzavilla. Sono chiaramente sottostanti alla superficie, modellata a conoide, del glaciofluviale di Braida e, quando in esso affiorano depositi glaciofluviali o alluvionali pleistocenici inferiori, sembrano associati ad essi.



Fig. 2 - Masso di migmatite occhiadina della Zona Sesia-Lanzo nel cordone morenico rissiano di Pratialdo, a q. 430 a SW di Mezzavilla (41/D7).

Augen-gneiss migmatite. Block of the Sesia-Lanzo Zone in the Riss marginal ridge at Pratialdo, SW of Mezzavilla (41/D7).

Anche per i legami, già ricordati, che hanno con la morena laterale pleistocenica media di Pratialdo, la loro età, posto che sia unica, si colloca quindi tra il tardo Pleistocene inferiore e la parte inferiore del Pleistocene medio. Per il tipo di alterazione prevalente sembrerebbe più probabile quest'ultima.

Accumuli analoghi, ma compresi invece tra frane e detriti postglaciali, si trovano in tutta la parte alta del medio fianco destro del Gallenca.

E' specialmente l'omogeneità litologica che indica che il processo genetico di questi depositi è analogo a quello delle frane; esso deve però essere stato legato a modesti trasporti glaciali o nivali. Poiché nel bedrock delle aree a monte non si vedono tracce di morfologie da distacco, i crolli generatori delle marocche sono in questo caso da attribuire a bruschi sollevamenti neotettonici; le marocche della Val Gallenca dovrebbero perciò essere considerate dei depositi legati ad eventi paleosismici.

Esiste un altro tipo di deposito analogo a quello delle marocche e lo si trova unicamente nella parte terminale del Torrente Buasca (62-68/C0-C5), affluente di sinistra della media Val Gallenca. Per una lunghezza di oltre un km questa valle, che in questo tratto è percorsa, ai suoi due fianchi, da due torrenti subparalleli, ha un fondovalle alluvionale pleistocenico superiore con evidenti terrazzamenti e deformazioni neotettoniche. La superficie del deposito è, salvo nella sua breve parte iniziale e nella, abbastanza sviluppata, parte terminale, cosparsa di trovanti che, per il loro stato di freschezza, ho attribuito, come le alluvionali, al Pleistocene superiore. Per trovare del tipico morenico pleistocenico superiore a blocchi bisogna risalire fin quasi alla testata della valle, anche se qualche accumulo di massi non alterati su roccia in posto o entro detrito non manca a quote intermedie.

Pure per questa curiosa morfologia, penso si tratti di frane prodotte, entro le morene dell'alta valle, da eventi sismici legati a faglie neotettoniche, probabilmente veicolate dal ghiaccio e dalla neve che sono franati con esse. A differenza che nelle marocche, sostanzialmente, qui l'accumulo sarebbe stato laminare e più sottile.

Depositi detritici e di frana. Pediments

Sono molto estesi, specialmente sul fianco sinistro della Val Gallenca. Talora si ricordano, in alto, con accumuli per "scoscendimento di vetta" (Fig. 3). In base alla pedogenesi si possono distinguere in pleistocenici superiori, medi e inferiori. La separazione, come è più che per i depositi glaciofluviali e fluviali, arrischia di essere spesso soggettiva. Specie la distinzione tra depositi gravitazionali pleistocenici medi e superiori, data l'estensione che hanno nella regione le alteriti pleistoceniche medie del bedrock, risulta in molti casi impossibile; infatti la demolizione di queste alteriti produce, anche nel Pleistocene superiore, coperture detritiche e di frana identiche a quelle pleistoceniche medie.

Molto spesso i detriti sfumano in coperture eluviali, in glacis, talora anche in suoli.

I depositi gravitazionali con parziale scorrimento per flusso sono presenti sia nel Pleistocene medio (quadrello 32), sia, e specialmente (Pleistocene inferiore?) ai piedi dei rilievi tra Rivara e Pertuso (67-76/E8-G4) ove mostrano una elevata maturità per i loro clasti, sempre piccoli ed esclusivamente quarziticci.



Fig. 3 - Scoscendimento di vetta (quadrello 30 della legenda). Versante Nord della cresta spartiacque sinistra della Val Gallenca (5/B2).

Ridge collapse structure and rockfall (colour box 30 of the legend). North side of the left watershed ridge of Val Gallenca (5/B2).

Una particolare indicazione è fornita dalla posizione dei *blocchi di frana del granito di Belmonte*. Si tratta di massi, non raramente di dimensioni enormi, che si trovano, isolati o in ammassi, lungo il contorno del granito, a non grandi distanze dai suoi affioramenti attuali. Sono comuni entro l'abitato di Prascorsano (60/D8). Quando questa distanza è leggermente maggiore, come per i trovanti a Nord di Valperga (83/D3), sembra che oltre alla frana si debba pensare ad un limitato trasporto su neve o suolo gelato.

Ho segnalato un caratteristico allineamento di massi granitici nel Glaciofluviale pleistocenico inferiore, o alla base del Glaciofluviale pleistocenico medio, sulla destra dello stretto talweg che scende da Prascorsano (62/D5) e confluisce nel Gallenca a Buasca e nel costone che li separa (Fig. 4). Sull'altro versante della dorsale di Belmonte, a q. 430, nel canale sotto Case Fiori (67/E6) un masso di granito sta certamente sotto, e non entro o sopra, le alluvioni profondamente alterate e rubefatte.

Non sono stati segnati in carta i numerosi massi di



Fig. 4 - Glaciofluviale pleistocenico inferiore con ciottoli di granito di Belmonte. Strada Prascorsano-Pian Rosa (71/D3).

Lower Pleistocene glaciofluvial with Belmonte granite pebbles. Road Prascorsano-Pian Rosa (71/D3).

granito che si trovano lungo tutto il bordo sudorientale del granito di Belmonte e coprono il Cristallino, il Carbonifero (Case Fiori), il Glaciofluviale pleistocenico medio, le alluvioni del Pleistocene superiore e lo stesso granito. Tutti presentano l'arrotondamento caratteristico del granito esposto a climi tropicali e subtropicali, arrotondamento che li caratterizzava evidentemente, già prima che fossero trasportati nella posizione attuale. Quando li si osserva sul granito è molto dubbio se li si debba considerare in frana, anche se possono aver subito qualche limitato trasporto; ciò vale per esempio per quelli che si incontrano lungo il sentiero che sale da Valperga al Santuario di Belmonte (73/D8) (Fig. 5).

È abbastanza logico pensare che questi massi si siano mossi per crollo, probabilmente in corrispondenza ad eventi paleosismici legati ai sollevamenti prodotti dalle faglie neotettoniche che esistono ai margini e entro il granito. Essi confermerebbero perciò quanto si deduce per altre vie, che cioè il sollevamento di Belmonte è avvenuto essenzialmente in due tempi diversi, uno compreso tra il Pliocene superiore e l'inizio del Pleistocene medio, l'altro posteriore almeno al medesimo intervallo di tempo, ma più probabilmente del tardo Pleistocene superiore o dell'Olocene

Depositi glaciofluviali ed alluvionali

Hanno grande estensione. Nelle parti di pianura e nelle valli dell'Orco e del Viana prevalgono quelli delle glaciazioni pleistoceniche superiori e quelli postglaciali, mentre nella parte centrale della carta dominano quelli del Pleistocene medio.

Glaciofluviali e fluviali olocenici

Sono presenti, benché non molto estesi, lungo gli alvei dell'Orco e del basso Viana, debolmente terrazzati tra di loro e, nel caso del Viana, in parte ricoperti le alluvioni del Pleistocene superiore più recente (61/G9 e 61-73/G3-7).

Glaciofluviali e fluviali del Pleistocene superiore

Costituiscono, fuori carta, buona parte dell'alta pianura canavesana da cui risalgono in tutti i fondovalle dell'alto Canavese. Da notare che, per distinguerli dai depositi più antichi, ha scarsa efficacia il criterio pedogenetico in quanto massi e ciottoli, ma specialmente massa di fondo, hanno quasi sempre gli stessi caratteri che nei depositi del Pleistocene medio dato che da essi derivano in gran parte.

È solo in base ai terrazzamenti, quindi, che hanno potuto essere distinte almeno tre fasi, le quali potrebbero corrispondere ai tre episodi principali delle glaciazioni del Pleistocene superiore (quadrelli 25-28).

Glaciofluviali e fluviali del Pleistocene medio

Sono estesi e potenti, tanto nella Val Gallenca che nella Val Viana, che sul pendio sudorientale della dorsale di Belmonte. L'intero spessore dei loro depositi presenta la classica alterazione ocrea del Pleistocene medio, alterazione che procede, senza alcuna discontinuità anche nel bedrock, quando esso è esposto.

In molte aree (vedi quadrelli 34 e 35) affiorano, sotto di essi, dei depositi che da essi si distinguono solo per avere una pedogenesi caratteristica del Pleistocene inferiore. Ciò si verifica specialmente intorno a Mezzavilla ed a NNE di Prascorsano, perlopiù in singoli

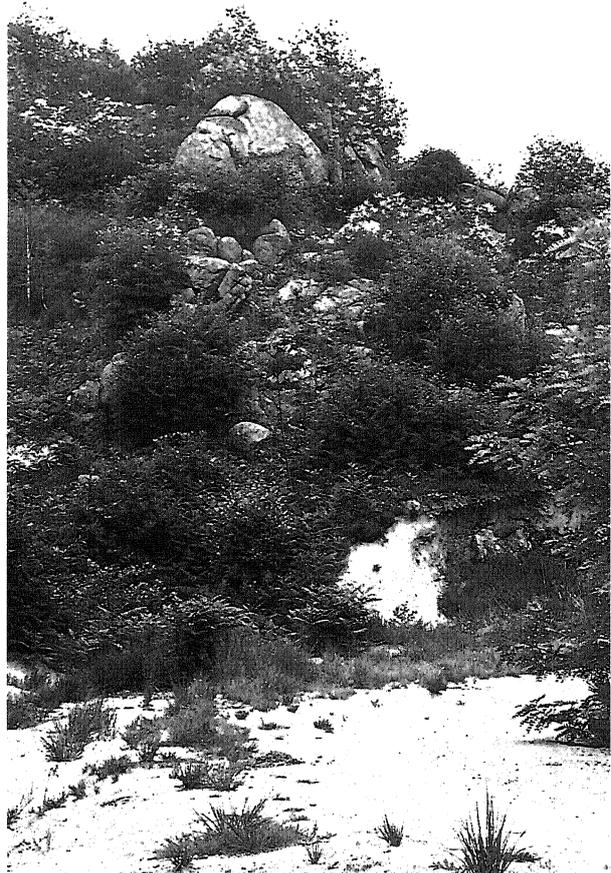


Fig. 5 -Degradazione sferoidale nel granito di Belmonte molto fratturato. Mulattiera da Valperga al Santuario di Belmonte (70/E0).

Spheroidal weathering in the joint-rich Belmonte granite. Mule-track from Valperga to Belmonte Sanctuary (70/E0).

punti limitati ma può, più raramente, occupare plaghe di una certa estensione (quadrello 35).

L'esiguo spessore dei depositi profondamente alterati e rubefatti, che si può verificare quando sotto ad essi è visibile il bedrock, ma specialmente la solidarietà, senza discordanza, con i depositi del Pleistocene medio che li ricoprono e con cui possono essere localmente mescolati, permette di ritenere che, durante la loro deposizione, e fino alla fine del Pleistocene medio, non ci siano state, di norma, importanti modifiche altimetriche nei bacini di deposizione.

Questo salvo casi particolari. Il primo è costituito dalla piccola area a NE della dorsale di Belmonte, dominante la pianura tra Valperga e Cuornè (77-82/C3-D4). Qui i depositi glaciofluviali pleistocenici inferiori non stanno sotto quelli pleistocenici medi ma li sovrastano e sono da essi terrazzati. Anche il granito di Belmonte è, in questo punto, fortemente arcosizzato (quadrello 3) o ridotto ad eluvium (quadrello 37).

Il secondo caso si osserva nell'area circostante Rivara (52/G5 e 55/G8). In entrambi i casi bisogna ammettere dei movimenti di sollevamento neotettonici locali intervenuti nel corso del Pleistocene medio.

Glaciofluviali e fluviali del Pleistocene inferiore

Solo in pochi punti, come sui fianchi sinistri della bassa valle tra Catelani e Case Beatrice (69/G3) e della valle del Viana (63/G4), materiali glaciofluviali e fluviali sottostanti a quelli pleistocenici medi presentano singoli ciottoli profondamente alterati e rubefatti o caolinizzati. In taluni casi è certo che questi depositi, sempre poco potenti, poggiano sul Villafranchiano.

Anche a SSW di Case Piandane (69/F0), sotto la spessa coltre di depositi glaciofluviali pleistocenici medi, compare un rosario di piccoli affioramenti che ho attribuito al Pleistocene inferiore. Sono costituiti da alluvioni ben stratificate ed orizzontali, che contengono ciottoli di granito (anche grossi) e di rocce anfiboliche. In qualche punto si vede che poggiano, tramite una superficie erosionale, su delle argille uniformemente grigie o screziate da venature giallastre o rossastre. Queste argille, che contengono qualche granulo sabbioso e ciottoletti di granito, potrebbero rappresentare il Villafranchiano.

L'ALTERAZIONE

Il fenomeno, per la sua estensione e modalità, ha rappresentato fin dall'inizio, come si è già detto nell'introduzione, uno degli obiettivi primari della ricerca. L'area esaminata fa parte di quella fascia prealpina piemontese che, da Biella a Cuneo, presenta rocce quasi sempre alterate salvo per le brevi interruzioni che si riscontrano allo sbocco delle grandi valli trasversali alpine ove il materiale alterato è stato facilmente asportato dall'esarazione dei ghiacciai pleistocenici superiori.

Anche nella nostra area l'alterazione è profonda ed ha caratteri essenzialmente omogenei, sia che interessi il bedrock, sia che riguardi i depositi sciolti (Fig. 6).

Se, in un esame sommario della carta, si uniscono i colori marron dei quadrelli 1 e 2 e 9÷19 relativi al bedrock a quelli verdi dei quadrelli 31÷34 (p.p.) relativi ai terreni sciolti morenici, glaciofluviali, di glacis e detrito, si può avere una prima idea della enorme estensione dell'alterazione del Pleistocene medio, che è quella che



Fig. 6 - Continuità dell'alterazione del Pleistocene medio al passaggio tra i Glaciofluviali medio pleistocenici e le sottostanti alteriti della Zona Sesia-Lanzo. A NW di Braida (44/D2).

Uninterrupted Middle Pleistocene weathering from Middle Pleistocene Glaciofluvials to alterite bedrock of the Sesia-Lanzo Zone. NW of Braida (44/D2).

domina l'area.

Il bedrock è generalmente molto alterato e questa alterazione si estende, anche se in maniera meno accentuata e discontinua, fino alla sommità dei rilievi (dorsale M. Calmo-Monsuffietto) che delimitano a Nord la Val Gallenca. Al posto delle rocce originarie si ha spesso solo un sabbione nel quale è talora ancora molto riconoscibile in molti casi la giacitura, ma solo raramente la natura delle rocce originarie. Per questo motivo queste rocce, certamente molto diverse per composizione mineralogica e chimica da quelle d'origine, non possono che essere indicate con la denominazione di alteriti.

Pur esistendo limitate transizioni e mescolamenti è facile dimostrare che nell'area sono rappresentati i tre tipi di alterazione ben conosciuti in ambiente alpino, i quali si succedono, senza eccezioni, nell'ordine cronologico tradizionale. Di esse uno solo, quello centrale, è nettamente dominante.

3) Esistono anche delle rocce fresche o con alterazioni solo deboli. Oggi, purtroppo, anche queste, salvo nei tagli molto recenti, sono coperte da una patina nera pseudovetrosa dovuta alle piogge acide che le riveste tutte ad eccezione delle chiazze rimaste chiare per la morte, anch'essa dovuta all'inquinamento atmosferico, dei licheni crostosi che ancora recentemente le ricoprivano. I suoli sono raramente di colore grigio perché perlopiù mescolati con delle componenti bruno-arancio che derivano da suoli e rocce immediatamente più antichi. Non c'è dubbio, e lo si vede molto bene ai fianchi, recentemente esarati, della Valle dell'Orco, che questi materiali e queste pedogenesi vanno attribuite all'Olocene o al Pleistocene superiore.

2) Domina, come si è detto, una profonda alterazione che produce trasformazioni profonde nelle rocce (alteriti), disgregazioni anche totali sia nel bedrock che nei terreni sciolti e ciò per spessori notevoli. Produce colorazioni in prevalenza arancio giallastre o brunastre, salvo per alteriti derivanti da litotipi particolari, come gneiss e migmatiti aplitiche che danno colori bianco giallastri, anche molto chiari, o come anfiboliti e glaucofaniti che determinano colori nerastri o nero bluastri. I suoli, argillosi, sono anch'essi prevalentemente arancioni. La profondità delle trasformazioni ben s'accorda con l'attribuzione ad un lungo intervallo cronologico, con prevalenti condizioni interglaciali e con l'idea che esso si identifichi con l'Eemiano.

1) Sicuramente più antichi sono uno o più processi alterativi di cui esistono testimonianze meno abbondanti. Essi consistono nella formazione di suoli profondamente evoluti e rubefatti (Fig. 7) e di caolino. Più comunemente questi prodotti si trovano sulla superficie, ma soprattutto entro diaclasi del bedrock. In pochi casi (vedi sopra) riguardano morene o depositi glaciofluviali ed alluvionali, sempre di scarsa potenza e sempre sovrastanti il bedrock di alteriti di Cristallino o il Villafranchiano. Nei depositi sciolti sono talora singoli ciottoli che si presentano caolinizzati mentre gli altri, e la matrice, sono di colore arancio. L'interpretazione di questo fenomeno è resa complicata dal fatto che esistono indubbiamente anche azioni di ripedogenizzazione dei suddetti materiali ad opera della pedogenesi del Pleistocene medio (Fig. 8). Talora infatti solo il centro di un clasto (nel detrito o nell'alluvione) mantiene la pedogenesi rossastra molto spinta e la caolinizzazione bian-

ca mentre il resto è diventato arancione come la matrice. Poiché però questo fenomeno è stato visto solo in poche località e solo alla base di più estese coperture, sembra logico concludere che, comunque, questi sedimenti profondamente alterati e rubefatti e/o caolinizzati siano poco potenti, relitti, e attribuibili al Pleistocene inferiore (eventualmente, in parte, specie per quelli caolinizzati, al Pliocene superiore).

La carta evidenzia il fatto che, a fianco e spesso a netto contatto con le alteriti, esistono delle rocce fresche o semifresche. Queste, com'è naturale, compaiono più frequentemente nelle parti più alte dei rilievi o nei solchi torrentizi più profondi. Esiste, naturalmente, anche una selettività litologica nel processo di alterazione per cui, per esempio, a parte le quarziti filoniane che rimangono inalterate, anfiboliti, glaucofaniti e serpentiniti sono, in genere, meno alterate degli gneiss e dei micascisti. Questa non è però la causa dominante perché la presenza di rocce fresche o meno alterate è spesso evidentemente dovuta a sollevamento neotettonico delle aree meno alterate.

Lo spessore delle alteriti è, nella maggior parte dei casi, tale che la roccia fresca non affiora neppure sul fondo dei rii ultraescavati. Ove invece ciò avviene, come sul fondo dei torrentelli che solcano il pendio sudorientale della dorsale di Belmonte, questo spessore può essere valutato sull'ordine dei 200 metri.

Nell'area studiata si verifica la fortunata possibilità di studiare il rapporto tra l'alterazione del Pleistocene medio, assolutamente dominante, e le espansioni glaciali del Pleistocene superiore, per i contatti che si osservano ai due fianchi della Valle dell'Orco. Qui infatti le alteriti vengono nettamente troncate dalle esarazioni e deposizioni pleistoceniche superiori. Esse non possono pertanto che essere precedenti al Pleistocene superiore.

I suoli molto evoluti e rubefatti ed il caolino

Compaiono in affioramenti arealmente limitati ma distribuiti su tutta l'area. Molto più diffusi i suoli molto evoluti e rubefatti che, benché sempre allo stato di relitti, si osservano spesso alla base dei prevalenti e relativamente potenti depositi del Pleistocene medio.

In più punti, nella nostra area come del resto nella limitrofa Valle Sacra, si osservano fenomeni di una caolinizzazione più o meno avanzata; non si tratta però mai di aree molto estese. Gli indizi principali sono segnati in carta con apposito simbolo. Essi si trovano principalmente nel bedrock ma possono interessare anche i sedimenti glaciofluviali e fluviali. L'alterazione è certamente più antica del Pleistocene medio in quanto i depositi pleistocenici medi che la ricoprono non ne sono colpiti. Abbastanza consistentemente la caolinizzazione è legata, al tetto, alla pedogenesi molto intensa, che è bene evidente nei depositi pleistocenici inferiori; essa si arresta, alla base, contro il tetto del Villafranchiano.

Nel bedrock il caolino, come i suoli molto evoluti e rubefatti, è essenzialmente localizzato entro fratture (Fig. 9), tasche, o zone di cataclasi, le quali sovente si allargano verso l'alto ad indicare che l'alterazione che li ha generati proviene da un'antica superficie topografica.

Nei conglomerati, quando compare, il fenomeno riguarda solo livelli poco potenti situati alla base dei



Fig. 7 - Detrito con alterazione del Pleistocene medio che copre un bedrock con impregnazioni di materiali rubefatti lungo le fratture. Strada a NW di S. Colombano Belmonte, altitudine 680 m (59/C3).

Reddish Lower Pleistocene weathering products soaking along bedrock fractures, covered by Middle Pleistocene debris. NW of S. Colombano Belmonte, along the road, elevation 680 m (59/C3).

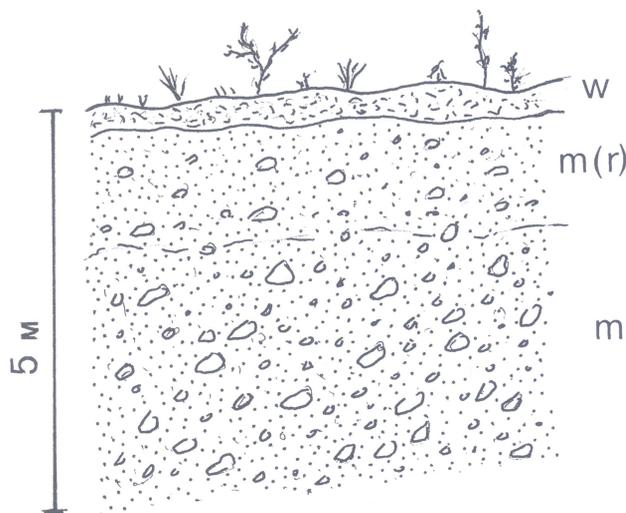


Fig. 8 - Sezione prodotta dallo scavo per fondamenta di una stalla a SE di Mezzavilla (43/D5): w, suolo würmiano (bruno); m(r), glaciofluviale mindeliano ripedogenizzato nel Riss (rosso, con fiamme giallo-arancio, ciottoli giallo-arancio se piccoli, rossi con involucro giallo-arancio se grandi); m, glaciofluviale ghiaioso mindeliano con ciottoli fino a 1 m di diametro (rossi).

Artificial section excavated for the foundations of a cattle shed. SE of Mezzavilla (43/D5): w, Würmian soil (brown); m(r), Mindel glaciofluvial with superimposed Riss pedogenesis (red with orange-yellow strips, pebbles orange-yellow if small, red with orange-yellow rim if large); m, Lower Pleistocene glaciofluvial gravel with red pebbles up to a diameter of 1 meter.

sedimenti pleistocenici medi, livelli che sono stati attribuiti al Pleistocene inferiore.

Solo eccezionalmente il caolino può comparire entro terreni detritici o morenici più recenti, anche pleistocenici superiori, ma in questi casi le condizioni dell'affioramento consentono di pensare ad una probabile migrazione secondaria da vicini giacimenti di caolino più

antichi.

Sulla genesi del caolino, anche per la regione piemontese come in altre parti del mondo, sono state avanzate ipotesi contrastanti. In Piemonte l'area più studiata è quella di Lozzolo, nel Biellese, ove esistono grandi giacimenti d'interesse industriale. Cavinato (1941) propendeva per ritenerli di origine idrotermale, sia quando interessano il bedrock sia, con qualche perplessità, quando si localizzano entro terreni sciolti. Bottino (1973) considera invece entrambi come prodotti di alterazione superficiali verificatisi nel Villafranchiano e nel Pleistocene inferiore. Il processo genetico si sarebbe svolto in parte entro falda freatica stazionaria, in parte in ambiente subaereo, essenzialmente durante alternanze climatiche caldo umide e caldo seche.

Benché l'argomento non sia stato affrontato da me di proposito, si può affermare che evidenze riscontrate fanno propendere in tutti i casi per un'origine pedogenetica in cui la genesi del caolino si colloca cronologicamente prima di quella dei suoli molto evoluti e rubefatti.

Questo è il caso che si osservava sul lato W della sella a W del Belvedere di Valperga (67/D6), in una piccola cava usata per il riporto di materiale destinato a produrre una spianata. In questa sezione artificiale, si notavano entro un caolino nel quale erano state cancellate tutte le tessiture e strutture, degli specchi di faglia coperti da pellicole di ematite (Fig. 10).

A SSW di Chiappignolo (43/E4) invece, il caolino forma solo delle vene entro gneiss micascistosi con intercalazioni anfiboliche. Le salbande di queste vene sono rivestite da ossidi di Mn e, quando si chiudono per divenire capillari, sono solo gli ossidi di Mn che le riempiono. C'è anche una alterazione ematitica ma essa proviene dalle rocce circostanti e impregna secondariamente il caolino. Tutto è ricoperto da detrito a pedogenesi pleistocenica media.

In Val Gallenca, nei valloncelli che scendono da Pian Rosa (72/C6) verso NW l'alterazione riguarda le rocce anfiboliche della Zona d'Ivrea, le quali si trasformano in un'argilla grigia in basso e in caolino bianco in alto. Ma il bianco del caolino si estende anche ai sopra-



Fig. 9 - Eluvium del Pleistocene inferiore sotto detrito del Pleistocene medio. Versante meridionale della dorsale spartiacque destra della Val Gallenca, presso Chiappignolo (46/E).

Lower Pleistocene eluvium covered by Middle Pleistocene debris. Southern slope of the right watershed ridge of Val Gallenca, near Chiappignolo (46/E).

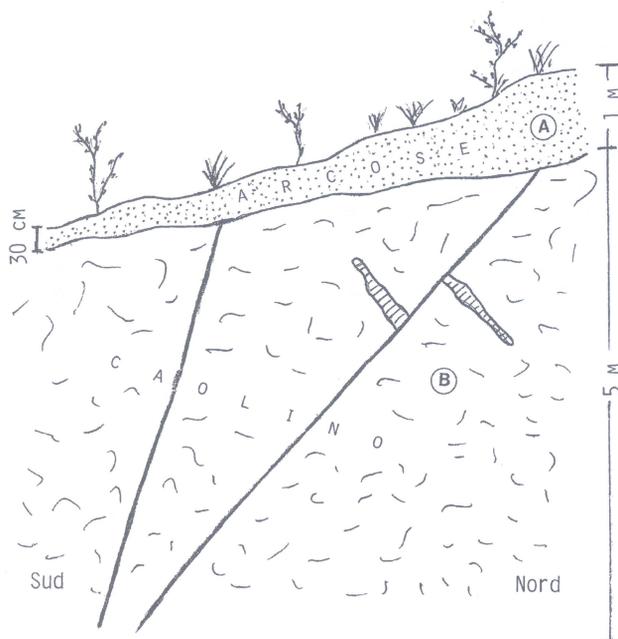


Fig. 10 - Caolino (Pliocene sup.?) coperto da arcose con alterazione del Pleistocene inferiore. Piccola cava abbandonata. Sella della dorsale di Belvedere, 125 m a WNW della villa (a W di Valperga) (77/D6): A, arcose alloctona del granito di Belmonte ben rubefatta. Separazione molto netta dal sottostante B, caolino giallo chiaro (probabilmente derivato dallo stesso granito di Belmonte) attraversato da faglie i cui specchi sono coperti da pellicole di ematite e da striature che immergono di 60° verso SE. Il filoncello fagliato è di siliceite.

Kaolin (Upper Pliocene?), covered by Lower Pleistocene arkose. Small abandoned quarry. Ridge saddle 125 m WNW of Belvedere villa (W of Valperga) (77/D6): A, allochthonous arkose of Belmonte granite well "ferrettized" with very sharp basal separation from the underlying B, light yellow kaolin (possibly derived from the same Belvedere granite) crossed by fault mirrors with haematite films and slickensides dipping 60° SE. The faulted lens is a siliceite dike.

stanti conglomerati del Pleistocene inferiore che, a seconda dei punti, possono essere caolinizzati totalmente o almeno parzialmente.

I TERRAZZI

Imponente è il numero delle scarpate, corrispondenti a terrazzi suborizzontali o a nette rotture di pendio. Esse si diradano solo nelle parti più elevate dei rilievi, raggiungendo tuttavia spesso le creste.

Loro caratteristica è quella di essere scolpite indifferentemente entro il bedrock, o entro i sedimenti, o contemporaneamente entro entrambi.

Poiché, salvo per le più recenti, si tratta di bedrock o di sedimenti alterati, e poiché si tratta sempre, in quest'ultimo caso, di alterazioni tipiche del Pleistocene medio, è chiaro che le erosioni che le hanno prodotte devono essersi verificate nel Pleistocene superiore o nell'Olocene.

Date le scarse quote raggiunte nell'area dai ghiacciai principali della Valle dell'Orco non è con oscillazioni di questi che può essere spiegato il continuo spostamento del livello di base necessario per dare origine ad

un così fitto terrazzamento. Questo, d'altronde, è esteso anche a tutto il vasto versante che fronteggia la pianura e che non fa parte della Val Gallenca; almeno in questo caso oscillazioni puramente climatiche non possono essere state influenti.

La regione, come verrà illustrato nel successivo capitolo sulla Neotettonica, è profondamente solcata da numerose faglie variamente orientate. Esse tagliano e dislocano spesso le superfici terrazzate, per cui non è facile riconoscere una continuità nelle linee di scarpata che, in alcuni casi, sono sicuramente ripetute, proprio per faglia. Quelle da ritenere cronologicamente diverse rimangono tuttavia numerose e portano a concludere che, nel corso del Pleistocene superiore, il sollevamento dell'area è continuato, senza lunghi periodi di stasi o inversioni di tendenza, che avrebbero comportato sovralluvionamenti o scomparsa di scarpate per erosione o seppellimento.

Si notano tuttavia anche alcune disposizioni abbastanza regolari:

- Tutto il pendio prealpino dominante la pianura, da Valperga a Rivara, ha terrazzamenti che si possono seguire con una relativa continuità su distanze relativamente notevoli. Le faglie principali, NW-SE, sembrano qui aver avuto importanza dominante rispetto a quelle minori nel governare la morfologia. In questo caso, due o tre episodi di sollevamento concentrati nel Pleistocene superiore potrebbero dar ragione di tutti i terrazzamenti. Lo stesso può dirsi per la parte conservata in depositi del Pleistocene medio della media e bassa Val Gallenca.

- All'estremo nordest della dorsale di Belmonte, cioè nella zona ad W di Valperga, i terrazzi sono più numerosi. In questa stessa zona, come si è detto, i depositi sedimentari del Pleistocene inferiore, anziché essere sepolti sotto quelli del Pleistocene medio, sono ad essi sovrastati e da essi terrazzati e il granito di Belmonte presenta un'alterazione particolarmente forte (Fig. 11). Questa zolla tettonica deve aver subito movimenti diversi da quelli della maggior parte delle altre, sollevandosi, pur senza far affiorare il granito, anziché sprofondando, nel Pleistocene medio.

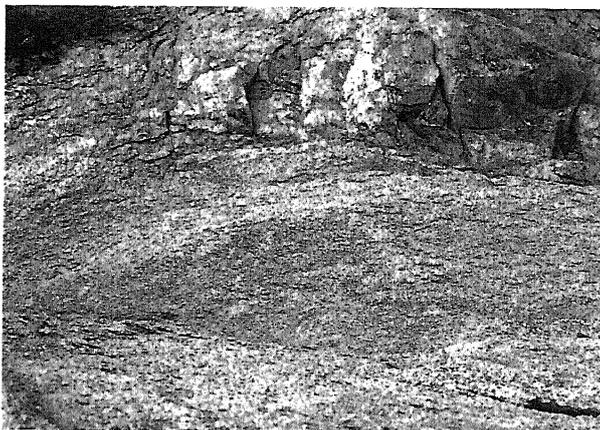


Fig. 11 - Arcose del granito di Belmonte. Parte settentrionale della dorsale di Belmonte, presso La Tuvil-Trucchi (75/D1).

Arkose of the Belmonte granite. Northern part of the Belmonte ridge, near La Tuvil-Trucchi (75/D1).

- Nell'alto fianco sinistro dell'alta Val Gallenca una serie di prismi di rocce relativamente fresche è molto ricca di terrazzi, che invece mancano nelle zone contermini. Si potrebbe pensare che essi abbiano subito un sollevamento più energico e tentare di porre in relazione questo fatto con l'osservazione che questa è l'unica area in cui abbiano avuto un certo sviluppo dei ghiacciai locali pleistocenici superiori.

LA NEOTETTONICA

Lo studio dei terrazzi porta inevitabilmente a conclusioni sui movimenti neotettonici. E' chiaro, anzitutto, che questi ultimi si sono verificati lungo faglie verticali o subverticali. Ed è pure chiaro che queste seguono in parte la direzione alpina NE-SW, che è quella della Val Gallenca, e in parte la direzione perpendicolare NW-SE che è quella della Valle dell'Orco.

Ma la carta rende evidente anche che i movimenti neotettonici responsabili dei sollevamenti recenti non si sono svolti, salvo rari casi, per lineamenti continui, ma frazionati dalla presenza di numerose faglie minori, molte delle quali raggruppate in famiglie di significato probabilmente solo locale. Va detto che, benché possano apparire numerose, le faglie cartografate sono certamente in numero inferiore alla realtà perché, se hanno scarso rigetto, risultano invisibili entro alle alteriti ed ai depositi sciolti.

Il risultato di questo fitto intreccio di faglie è che l'area risulta suddivisa in una quantità di solidi prismatici di forma e dimensioni diversissime, tutti, nel complesso, sollevati ma alcuni sollevati ed altri abbassati rispetto ai prismi vicini.

L'età di queste faglie è diversissima, e molte sono quasi sicuramente polifasiche, cioè hanno dato luogo a movimenti in tempi diversi e probabilmente anche con segno diverso, come è possibile dimostrare solo in pochi casi. Così è avvenuto, per esempio, per quelle che delimitano il granito di Belmonte, affiorante ed in erosione nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore ma sepolto sotto i depositi glaciofluviali ed alluvionali da allora fino all'Olocene come indica la mancanza di apporti detritici in tutta l'area circostante⁽³⁾.

Alcune di queste faglie mettono a contatto rocce fresche con alteriti o sedimenti alterati⁽⁴⁾, altre troncano

⁽³⁾ Numerose faglie entro il granito hanno direzioni comprese tra 40° e 60° e rigature subverticali o immergenti fino a 70° verso SW. Del sollevamento recente del rilievo di Belmonte non vi sono, oltre a quelle sedimentologiche ricordate, altre prove se non la relativa rarità dei terrazzi. Alla sua sommità non esistono coperture alluvionali ma solo, semmai, fine eluvium granitico.

⁽⁴⁾ Questi contrasti nella morfologia e nella freschezza delle rocce di affioramenti anche vicini non potevano non apparire estremamente problematici un tempo quando scarsa considerazione veniva data ai movimenti neotettonici. In mancanza di rilevamenti di dettaglio, essi potevano al massimo essere sospettati, come fa Gabert (1962, p. 211) che, dopo essersi soffermato sulla strana relativa freschezza del granito di Belmonte, conclude che "différences locales de tectonisation se sont ajoutées aux différences d'altération de la fin du Pliocène pour donner cette variété du relief".

scarpate di terrazzi o ne determinano la ripetizione a gradinata, molte producono l'irregolarità del profilo dei corsi d'acqua, che è un'altra delle caratteristiche rimarchevoli dell'area.

Vi sono esempi didattici di alluvioni pleistoceniche superiori e, nell'alveo del Viana, anche oloceniche troncate da faglie. I movimenti si possono considerare tuttora attivi anche se, in questi terreni sciolti, non sono facili da individuare se non quando coincidono con la prosecuzione di faglie, identificabili ai lati, entro rocce più antiche. Essi si notano specialmente nella zona intorno a Rivara ove, a Nord dell'abitato, si hanno, entro alluvioni pleistoceniche superiori e oloceniche, chiari fenomeni di basculaggio.

Molto curiose sono le piccole irregolarità morfologiche che si rilevano nel glaciofluviale e nell'alluvionale tardo-pleistocenico superiore lungo il corso del Viana. Qui, questi depositi formano una stretta e lunga conoide che è l'espressione morfologica principale della valle. Risalendola, lungo la strada più importante che la percorre fin da Busano, cioè ben prima di entrare nell'area della nostra carta, si incontrano frequenti gibbosità trasversali, con inclinazione maggiore verso valle, che potrebbero essere confuse con degli orli, smussati, di terrazzo. Confrontando la loro posizione con quella delle strutture ai fianchi della valle si riesce invece spesso a stabilire che non si tratta di forme erosive ma di strutture di origine neotettonica. Ho ritenuto utile segnalare in carta quelle maggiormente evidenti e di più sicura interpretazione e creare per esse l'apposito termine di "flessure geomorfologiche".

Movimenti di sollevamento ancora in corso sono riscontrabili anche nel talweg dell'Orco ove due serie di rapide corrispondono a dislocazioni entro le alluvioni attuali nelle zone di S. Anna di Campore (65/A5) e a valle di Pedaggio (89/B8).

ALTRI CARATTERI GEOMORFOLOGICI

La Val Gallenca e la Valle Viana hanno la morfologia delle valli fluviali. Neppure alle loro testate vi sono dei circhi glaciali e le forme da esarazione glaciale, anche nelle parti più alte, sono solo deboli e incerte.

La Valle dell'Orco, anche nella parte terminale che è compresa nella carta, presenta invece il tipico profilo trasversale ad U e montonature e striature (oltre a terrazzi di esarazione) nelle rocce fresche che sono state coperte dai ghiacciai pleistocenici superiori.

Le valli minori, ma in questo anche la Valle dell'Orco, presentano sezioni trasversali molto variabili lungo il loro asse longitudinale. In corrispondenza a questo fatto, il loro talweg viene occupato, anche più volte ripetutamente, da una successione di larghe varici di alluvioni e di strette gole o comunque strozzature di roccia in posto. Ciò è dovuto evidentemente alle faglie. Queste hanno prevalentemente rigetti verticali o con solo deboli componenti trascorrenti.

Sono le faglie, certamente, che determinano anche le direzioni delle valli, anche se ciò non è sempre cartograficamente espresso perché queste faglie sono in gran parte sepolte sotto i depositi di fondovalle.

Il limite a SE dei rilievi, tra essi e la pianura, è di sicura natura tettonica ed ha estesi tratti rettilinei, il prin-

cipale diretto NE-SW. In corrispondenza ad esso le alluvioni del Pleistocene medio sono ripetutamente troncate da *faccette triangolari o trapezoidali*. Altrettanto chiaramente tettonico è il limite NW del granito di Belmonte e della stretta valle che lo accompagna sullo stesso lato.

Nella zona a NW di Mezzavilla, cioè sul fianco sinistro del Gallenca, è ben visibile, in idonee condizioni di illuminazione, una morfologia a gradinata e a quinte che tronca le vallette e le piccole dorsali del versante e che è dovuta ad una famiglia di faglie, probabilmente del sistema NNE-SSW, di cui solo alcune hanno potuto essere cartografate (Fig. 12).

Fra le forme minori una, che merita segnalazione, è rappresentata dal ramo vallivo situato a W di Galassola (63/F4-9), i cui fianchi rettilinei e subparalleli indicano che si tratta di un *piccolo graben* riempito da alluvioni tardo-pleistoceniche superiori, a loro volta disturbate da una faglia trasversale.

E' in concomitanza con una faglia orientata WNW-ESE, come quella presso Valperga, più che per i soli accumuli morenici dell'Orco, che si è verificata la *brusca variazione di direzione del Gallenca* alle spalle di Cuornè. Essa è ben databile e attribuibile al tardo-Pleistocene superiore.

Quanto alle forme erosive minori, oltre alla conoide terrazzata che incide la morena pleistocenica media a SE di Raschiotti (72/C3), va ricordato che, entro l'abitato di Sale (57/D1), le alluvioni del Pleistocene medio perfettamente orizzontali sono state morfologicamente rimodellate in una bella pseudoconoide di erosione e presentano delle divagazioni torrentizie.

Per quanto riguarda le *strutture* all'interno dei terreni sciolti, quelle tipiche di *ambienti periglaciali* esistono ma sono raramente visibili, solo quando opportune sezioni, di solito dovute a recenti tagli stradali, espongono gli scarsi spessori in cui esse possono essere riconosciute. Sono state viste, nei glacis del Pleistocene medio dei pendii del fianco sinistro della Val Gallenca, dei suoli con scheletro, o dei limi, che presentano dei dossi duomiformi, con diametro inferiore al metro. Raramente sono riconoscibili, nei detriti della stessa età, delle strutture a grèzes litées.



Fig. 12 - Morfologia a scenario determinata da numerose faglie verticali subparallele al crinale che fa da sfondo. Versante a NW di Mezzavilla (3-4/C-D).

Morphology determined by vertical strike-slip faults system on the slope NW of Mezzavilla (3-4/C-D).

Anche nei detriti più antichi sono totalmente assenti quelli cementati, che non possono esistere nell'area perché vi mancano del tutto le rocce carbonatiche.

Di un *reticolato idrografico abbandonato* vi sono numerose tracce che sono state indicate in carta. Le più estese riguardano i depositi glaciofluviali pleistocenici medi o le alluvioni oloceniche. Nessuna indica direzioni che si scostino particolarmente dalle attuali vie di flusso.

Dopo i terrazzi, il tratto più saliente della morfologia locale è però senz'altro costituito dal fenomeno dell'ultraescavazione degli alvei minori, cui è dedicato il capitolo seguente.

Culmine topografico della regione è il M. Soglio (q. 970). Le due creste che delimitano la Val Gallenca discendono da esso. Sulle creste, come sui pendii ad esse di poco sottostanti, esistono delle rotture di pendio le cui scarpate sono certamente più alte dei fitti terrazzi dell'area che, tutti, vanno attribuiti al Pleistocene superiore. Costituisce quindi un problema il fatto che questi terrazzi si disegnino anche entro al morenico pleistocenico superiore e al detrito recente; la spiegazione più verisimile è che queste morfologie non siano scolpite entro ai terreni di copertura ma siano più antiche di essi e da essi rivestite e mascherate.

La loro età va compresa tra quella dei terrazzi pleistocenici superiori e quella della superficie delle vette. Quest'ultima presenta una morfologia dolce, a modellamento ampio ed arrotondato, specialmente nella sua parte inferiore che si estende intorno alla soglia di S. Bernardo di Mares (Fig. 13). In essa si osservano dei tratti ringiovaniti intorno all'Alpe Caluso in cui una faglia NNE-SSW determina una smussata faccetta triangolare proprio sotto l'alpeggio, e l'aspra morfologia del versante E del M. Soglio. Pure ringiovanita essa appare all'altro estremo, intorno alle Rocche S. Martino.

Se le ampie superfici peneplanizzate anteriori a questi ringiovanimenti sono attribuibili, come sembra probabile anche per il loro confronto con quelle di Frassineto e di S. Elisabetta del versante opposto dell'Orco, al Pliocene superiore ne deriverebbe una importante conseguenza. Dopo la peneplanizzazione del Pliocene superiore vi sarebbe stata, cioè, una forte attenuazione dei processi di demolizione glaciale e fluviale, e quindi anche del sollevamento, stasi che sarebbe stata fortemente, bruscamente e ripetutamente, interrotta dalla forte attivazione verificatasi nel Pleistocene superiore.

LE ULTRAESCAVAZIONI

Tutto il reticolato idrografico dell'area ha un carattere molto giovanile, compresi i corsi dell'Orco, del Viana e del tratto del Gallenca che percorre la Valle dell'Orco. E ciò benché questi fiumi scorrano in fondovalle ampi di alluvioni pleistoceniche superiori che sono però da essi incise. Nel caso dell'Orco sono le stesse alluvioni oloceniche ad essere terrazzate.

Ma è nel Gallenca della Val Gallenca e nei rii minori suoi affluenti e nei rii del basso versante SE della dorsale di Belmonte che l'erosione è più forte e che il profilo longitudinale diventa particolarmente ripido e quello trasversale profondamente scavato rispetto ai fianchi. Su questi, le scarpate del terrazzamento non sono state

perlopiù indicate solo per semplificare il disegno. Percorrere il fondo di questi torrentelli è in genere molto disagiata non solo per la intricata vegetazione di rovi, per le discariche e le immondizie che in essi vengono gettate ma anche perché il loro talweg è continuamente interrotto da rapide e cascate che richiedono faticose diversioni sui fianchi.

I frequenti e perlopiù bruschi cambiamenti nella pendenza rendono evidente come quasi tutti questi corsi d'acqua abbiano un profilo longitudinale frazionato, in cui si succedono tratti in equilibrio e tratti in forte erosione.

Generalmente, ma non sempre, i primi sono occupati da alluvioni, detriti, frane o morene, i secondi da roccia in posto. E generalmente, ma non sempre, le rocce di questi talweg sono rocce fresche, anche se tutto intorno affiorano solo sedimenti alterati o alteriti di rocce cristalline.

La Neotettonica ha avuto un ruolo determinante nel produrre questi ringiovanimenti localizzati che, per di più, la scarsa capacità erosiva di questi piccoli corsi d'acqua tende a conservare. Ma anche corsi d'acqua con portate permanenti e consistenti, come l'alto e medio Gallenca, non mancano di evidenziare il fenomeno.

Da queste comuni caratteristiche generali si staccano soltanto, procedendo da Nord:

- la regione a Nord della cresta spartiacque della Val Gallenca, che presenta il fenomeno meno evidente perché il suo modellamento è recente, essenzialmente dovuto ai ghiacciai pleistocenici superiori;

- il massiccio granitico di Belmonte, perché è di sollevamento molto recente;

- il Viana ed il suo affluente settentrionale che confluisce in esso a W di Rivara. Entrambi, benché fortemente e quasi uniformemente infossati rispetto alle alluvioni del tardo-Pleistocene superiore, hanno dei talweg più o meno percorribili, con qualche rapida, ma sostanzialmente in equilibrio.

Come per i terrazzi anche per le ultraescavazioni una precisa correlazione cronologica diventa difficile. Si ha però l'impressione, considerando insieme la posizione dei terrazzi e delle escavazioni (come è possibile



Fig. 13 - "Superficie delle vette" (Pliocene superiore) alla sella di S. Bernardo di Mares (2/B-C).

"Gipfelflur" (Upper Pliocene) around the S. Bernardo di Mares saddle (2/B-C).

fare nel basso fianco sinistro del Gallenca a Nord di Mezzavilla), che si possano separare tre cicli erosivi che potrebbero corrispondere a tre maggiori variazioni climatiche pleistoceniche superiori.

Tutti i litotipi della regione sono erodibili o erodibilissimi. La protezione contro l'erosione è data dalla fitta copertura vegetale, quella, specialmente, dei boschi, oltre che da interventi protettivi antropici.

Anche alcuni sentieri o strade campestri, specialmente se seguono la massima pendenza del versante, quando abbandonati o poco praticati, si trasformano in torrenti soggetti a forti erosioni. Quelli più notevoli sono stati indicati in carta (66/B7; 57/C6; 54/C9).

NATURA ED ETA' DEI MOVIMENTI NEOTETTONICI

In questo capitolo conclusivo vengono in parte ripresi anche dati già esposti nei capitoli precedenti.

La Neotettonica si esplica, nella nostra area, esclusivamente per faglie verticali o subverticali, solo le principali delle quali hanno potuto essere indicate in carta. Si tratta di faglie unicamente, o prevalentemente, a rigetto verticale; movimenti trascorrenti possono essere legati ad esse ma sono di entità trascurabile.

Alcune di queste faglie neotettoniche attraversano anche il limite tra le grandi unità tettoniche della Serie del Canavese (ivi compresa la Zona d'Ivrea che non ha potuto essere da essa distinta) e dalla Serie Sesia-Lanzo. Ma in questo caso sembra trattarsi di reviviscenza di faglie più antiche; mentre infatti nei movimenti neotettonici la trascorrenza ha scarsa importanza, qui essa risulta visibile e, in seguito ad essa, il settore SE della carta appare dislocato verso N, prevalentemente lungo faglie dirette NNE-SSW.

Il massiccio granitico di Belmonte è pure chiaramente delimitato da faglie neotettoniche verticali, dirette NE-SW e la sua estremità NE è sollevata lungo una faglia neotettonica diretta NW-SE.

Tutte le faglie neotettoniche dislocano in prevalenza alteriti del Cristallino Sesia-Lanzo e della Serie del Canavese, entrambe con esclusiva, o prevalente, impronta pedogenetica del Pleistocene medio, nonché depositi sciolti della stessa età, anch'essi con la medesima alterazione (Fig. 14).

L'età dei principali sollevamenti neotettonici dell'area è quindi essenzialmente posteriore al Pleistocene medio ed essi devono perciò aver avuto luogo contemporaneamente alle espansioni glaciali pleistoceniche superiori⁽⁵⁾ e, in parte, nell'Olocene.

Le alluvioni, le morene, i detriti e le alluvioni oloceniche sono anch'essi intersecati da faglie neotettoniche. Ciò si vede molto bene negli alvei dell'Orco e del Viana, e movimenti sono tuttora in corso come denotano i ripetuti e frazionati basculaggi (65/G4). Nelle alluvioni del Viana, che disegnano una lunghissima conoide che discende fino a Busano, si osserva ripetutamente un fenomeno che ho creduto di dover denominare con un



Fig. 14 - Scarpata di faglia neotettonica (40°; 90°) tra glaciofluviale (a destra) e detrito, entrambi del Pleistocene medio (a sinistra). Dorsale tra Raschiotti e Buasca, a SW di Cuornè (69/C4).

Neotectonic fault scarp (40°; 90°) between Middle Pleistocene glaciofluvial (to the right) and debris (to the left). Ridge between Raschiotti and Buasca, SW of Cuornè (69/C4).

nuovo termine, quello di *flessura geomorfologica*. Si tratta di brusche rotture di pendio, con lato a valle più ripido, che simulano delle scarpate di terrazzo. Meno accentuate si notano anche nella conoide del glaciofluviale pleistocenico medio di Sombeila e, in quella delle alluvioni del Pleistocene superiore basale della Valle di Buasca.

Didatticamente espressive sono anche, in proposito, le strutture in corso di sollevamento all'estremo SW della carta (una, quella orientale, è venuta purtroppo a cadere in parte fuori dal campo della carta). Si tratta di piccole aree in cui rocce in posto e depositi alluvionali subiscono una ultraescavazione locale, non esistente né a monte né a valle, creando sotto i nostri occhi, e benché in miniatura, due "entrenched river structures".

Nel complesso, però, pare si possa affermare che questi movimenti postglaciali ed attuali hanno una rilevanza molto minore di quella dei movimenti, così importanti per la morfologia della regione, che si sono svolti nel Pleistocene superiore⁽⁶⁾.

Questi ultimi hanno prodotto un sollevamento complessivo che, in base alle quote dei terrazzi più alti attribuibili all'erosione pleistocenica superiore confrontate con il livello di base dello sbocco della Valle dell'Orco, può essere valutato dell'ordine dei 200 metri. La velocità media che ne risulta è di 2,5 mm/a se si suppone distribuita nel Pleistocene superiore + Olocene, e di 3 mm/a se, come ritengo più probabile, la si pensa essenzialmente concentrata nel Pleistocene superiore.

Il numero delle faglie neotettoniche è grande, e insolitamente grande è anche il numero dei terrazzamenti. Essi sono particolarmente fitti nella maggior parte dell'area. Non lo sono invece per le parti più alte della Val Viera, della Val Gallenca, di un settore nordorientale del fianco sinistro della medesima, e della dorsale di Belmonte.

⁽⁵⁾ Per le probabili relazioni tra movimenti epigenetici e glaciali si veda anche Debenedetti (1965).

⁽⁶⁾ Va peraltro tenuto conto della breve durata relativa dell'Olocene (e Postglaciale).

Per le ultime due si tratta del sollevamento recente di morfologie anch'esse recenti. Per le prime, probabilmente, di terrazzi più antichi del Pleistocene medio anche se spesso si osserva, con perplessità, che essi sono mascherati da coperture sciolte recenti detritiche o moreniche.

Le molte interruzioni per faglia non consentono di seguire le scarpate sulle lunghe distanze né, per conseguenza, di ricostruire facilmente le pause di sollevamento che hanno dato luogo ai terrazzi. Esse sembrano essere 5 o 6 in qualche caso, per esempio nei prismi di sollevamento 35/C4 e 41/C7, ma in altri casi possono essere raggruppate in tre maggiori cicli erosivi, come per esempio in 33/E0, 53/E2, 61/E0 e 52/E2. Si potrebbe pensare allora che essi corrispondano alle tre principali tradizionali glaciazioni del Pleistocene superiore.

Il campo di applicazione del metodo di ricerca usato sembra molto promettente. Fra l'altro, esami ancora più accurati ed a maggior scala dovrebbero permettere di datare sia le varie fasi di movimento di una stessa faglia perché da essa alcuni terrazzi possono essere tagliati ed altri no, o in modo minore, sia il meccanismo di ogni singola fase durante la quale una stessa faglia può determinare sollevamento su un fianco di una dorsale e stasi, o abbassamento, sull'altro.

BIBLIOGRAFIA

- Baggio P., 1965 - *Geologia della Zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgnè (Prealpi Piemontesi)*. Mem. Acc. Patavina S.L.A., classe Sc. Mat. e Nat., **77** (1964-65), 39-72, 2 tt.
- Baretti M., 1877 - *Studi geologici sul Gruppo del Gran Paradiso*. Mem. Acc. Naz. Lincei, ser. 3, **1**, 122 pp., 7 tt.
- Baretti M., 1983 - *Geologia della Provincia di Torino*. Torino, Casanova, 732 pp., 7 carte, 27 profili, 8 tt.
- Billard A. & Orombelli G., 1986 - *Quaternary glaciations in the French and Italian piedmonts of the Alps*. Quaternary Science Review, **5**, 407-411.
- Bottino G., 1973 - *Studio geologico e mineralogico delle argille di Lozzolo (Biellese)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **29**, 19-42, 7 ff.
- Carraro F., 1986 - *Revisione del Quaternario allo sbocco della Valle dell'Orco*. In: Cima M. (ed.): "Belmonte: alle radici della sua storia", pp. 9-14, 3 ff., 1 carta geol. 1:25.000, Ed. CORSAC, Cuorgnè, 1986.
- Carta geologica d'Italia 1:100.000, foglio Ivrea (42)*, 1910.
- Carta geologica delle Alpi Occidentali 1:400.000*. 1908, R. Ufficio Geologico, Roma.
- Cavinato A., 1941 - *I caolini e le argille di Lozzolo, Roasio e Masserano*. La Ricerca Scientifica, **12**, 759-770, 3 ff.
- Debenedetti A., 1965 - *Probabili relazioni tra cicli glaciali e movimenti epirogenetici alpini e subalpini*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, fasc. 4, 105-115, 1 t.
- Fenoglio M., 1933 - *Studi petrografici sulla Zona del Canavese ; Gabbri anfibolici, lherzoliti e serpentine*. Per. Min., **4**, 42-85.
- Fenoglio M., 1956 - *Limiti occidentali della Zona Ivrea-Verbano e i suoi rapporti con la Zona del Canavese*. Atti Acc. Sc. Torino, **90**, 1955-56, 284-

296, 1 t.

- Gabert P., 1962 - *Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts*. 530 pp., 208 ff., 5 carte. Louis-Jean imp., Gap.
- Malaroda R., 1987 - *Segnalazione di flysch carbonifero nella Zona del Canavese*. Atti Acc. Lincei Rend. Fis., ser. 8, **81**, 389-401, 3 ff., 2 tt.
- Martinetto E., 1995 - *Significato cronologico e paleoambientale dei macrofossili vegetali nell'inquadramento stratigrafico del "Villafranchiano" in alcuni settori del Piemonte*. Tesi di dottorato Univ. Torino, 149 pp., 54 ff., 25 tabb., 5 tt.
- Novarese V., 1911-16 - *Il Quaternario in Val d'Aosta e nelle valli del Canavese*. Boll. R. Comit. Geol. It., **42**, 251-283; **44**, (Parte 2^a: Il ghiacciaio würmiano della Val d'Aosta), 203-244, 1 carta 1:250.000; **45** (Parte 3^a: Gli stadi postwürmiani), 137-196, 2 ff., 1 carta.
- Novarese V., 1929 - *La Zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **22**, 65-209, 3 ff., 5 tt, 1 tab.
- Sacco F., 1925 - *Il glacialismo nelle valli dell'Orco e della Soana*. Boll. Com. Glac. It., **6**, 32 pp., 4 tt., 1 carta glac. 1:100.000.
- √ Sibrava V., Bowen D.Q. & Richmond G.M. eds. (1986) - *Quaternary glaciations in the northern hemisphere*. Report I.G.C.P. project 24. Quat. Sc. Rev., **5**, 441 pp.
- Zaccagna D., 1887 - *Sulla Geologia delle Alpi Occidentali*. Boll. R. Com. Geol. It., 346 pp. con carta geol. 1:1.000.000 di Mattiolo E. & Zaccagna D.

Ms: ricevuto il: 30 marzo 1999
Testo definitivo ricevuto il: 14 maggio 1999

Ms received: March 30, 1999
Final text received: May 14, 1999