

GIOVANNI BATTISTA CASTIGLIONI (\*), MIRCO MENEGHEL (\*) & UGO SAURO (\*)

## ELEMENTI PER UNA RICOSTRUZIONE DELL'EVOLUZIONE MORFOTETTONICA DELLE PREALPI VENETE (\*\*)

**Abstract:** CASTIGLIONI G.B., MENEGHEL M. & SAURO U., *Morphotectonic evolution of the Venetian Prealps: some elements.*

From the geological-structural and morphotectonic viewpoints, the Venetian Prealps show many similarities of forms partly due to the prevalence of very thick carbonatic formations. However, they also show specific peculiarities, due to their different tectonic histories and to the features and directions of the thrusts which caused their evolution during the most recent phases of Alpine orogenesis. The aim of this work is to re-examine and re-order the facts and problems characterizing the Venetian Prealps region, partly on the basis of newly acquired knowledges. However, it should be noted that only by means of specific researches, which this report will hopefully stimulate, will it be possible to provide exhaustive answers to some of the problems noted here.

After a brief presentation of the few elements of chronological significance regarding the Neogene and Lower and Middle Pleistocene, the geologic-structural features of the prealpine belt are illustrated. This belt is involved in at least three large-scale tectonic systems, all with different directions. In relation to the features of these systems, the following morphotectonic styles are found: a) style with monoclinical blocks, prevailing in the western sector; b) tabular style, prevailing in the central sector; c) complex style with faulted folds (north-east sector). One can find large tectonic scarps both limiting the monoclinical blocks and at the southern border connected with flexures or fault-folds. More particularly smaller fault scarps are present at some edges and interior parts of the mainly tabular structures (e.g. Lessini Mountains). Some of these are the expression of recent movements, of Pleistocene and in some cases Holocene age.

There is remarkable congruence between large forms and structures, both in the tabular areas (plateaus) and in those with monoclinical blocks and fold areas, in the sense that both orographic trend and altitude reflect tectonics directly. The Venetian Prealps show very good examples of specific tectonic forms and derived structural forms modelled by erosional processes, with results which are congruent with tectonics. Naturally, there are also exceptions, e.g., large-scale inversions of relief mainly in the areas of maximum uplift, and minor but ex-

emplary cases in single localities. Large erosional forms which are significant in reconstructing the history of the Prealpine reliefs are grouped in the following way:

a) linear still active, erosional forms (large valleys mainly of canyon type): these express strong downcutting of the drainage network and were caused by the most recent large uplifts;

b) linear relict erosional forms: these are represented by valley trunks isolated with respect to the current drainage network, as a consequence of deviations and sometimes captures. These trunks are generally clearly hanging, and have less steep slopes than the active valleys;

c) levelled forms: these extensive surfaces are slightly undulate and are also mainly relict forms; they also preserve systems of relict valleys, indicating past evolutionary forms which developed near the local or general base level; their current altitude is the result of later uplift phenomena.

Three types of relict surfaces are distinguished: a) old planation surfaces with strong structural control; b) old planation surfaces slightly controlled by structure; c) hilly areas deriving from the dissection of hypothesized planation surfaces, of which some parts, preserved near the summits of the hills, approximately at the same altitudes, may still be recognized.

These three types of surface involve both the plateaus and the hilly areas. Some plateaus, although being erosional surfaces with strong structural control, and in practice belonging to the category of substructural surfaces, reveal the ancient erosional phases, as well as later modifications due to karstic or periglacial processes. Other deeper trunks of relict valleys indicate significant variations in the drainage network occurring during later evolutionary phases, during which the mountainous massifs may have been further dismembered and variously tilted, as an effect of tectonic movements. These movements may also be demonstrated in some cases by anomalies in the trends of the older valleys.

**KEY-WORDS:** Morphotectonics, Planation surfaces, Paleohydrography, Venetian Prealps.

**Riassunto:** CASTIGLIONI G.B., MENEGHEL M. & SAURO U., *Elementi per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica delle Prealpi Venete.*

Scopo di questo lavoro è riesaminare e presentare ordinatamente fatti e problemi caratterizzanti la regione prealpina veneta sotto il profilo morfotettonico, anche sulla base delle nuove conoscenze acquisite. Dopo una presentazione schematica dei pochi elementi di significato cronologico relativi al Neogene ed al Pleistocene inferiore e medio, vengono sintetizzati i caratteri geologico-strutturali dell'area studiata, che è interessata da almeno tre grandi sistemi tettonici. In relazione ai caratteri di questi sistemi sono presenti i seguenti stili morfotettonici:

(\*) Dipartimento di Geografia dell'Università di Padova.

(\*\*) Ricerca svolta nell'ambito del Progetto Nazionale di ricerca «Morfotettonica», del M.P.I. (Fondi 40%), Gruppo Locale di Padova (Resp. U. Sauro).

La ricerca è frutto di una stretta collaborazione fra gli autori che hanno discusso insieme tutto il lavoro. In particolare G.B. CASTIGLIONI ha steso il paragrafo 5; M. MENEGHEL ha steso i paragrafi 2, 3, 6; U. SAURO ha steso i paragrafi 4, 7, 8, 9; i paragrafi 1 e 10 sono frutto della discussione di tutti gli autori.

a) a blocchi monoclinali, b) tabulare, c) complesso, a pieghe fagliate. Le Prealpi Venete presentano situazioni esemplari di «forme tettoniche» specifiche, oltre che di forme strutturali derivate, modellate dai processi erosivi con risultati congruenti con la tettonica, anche se non mancano le eccezioni, con esempi grandiosi di inversione del rilievo in alcune zone di massimo sollevamento. Casi minori, ma esemplari, di inversione si riconoscono in corrispondenza di alcune strutture fagliate negli Alti Lessini.

Le seguenti forme d'erosione sono state ritenute significative ai fini di una ricostruzione della storia dei rilievi prealpini: a) le grandi forme d'erosione prevalentemente «lineare» tuttora attive, espressioni di un forte approfondimento dell'idrografia, determinato dagli ultimi importanti episodi di sollevamento; b) le forme di erosione prevalentemente «lineare» relitte; c) le forme di spianamento, manifestazioni areali di processi erosivi del passato.

Sono stati distinti tre tipi di superfici relitte: a) antiche superfici spianate con forte condizionamento strutturale; b) antiche superfici di spianamento poco influenzate dalla struttura; c) aree collinose derivate dalla dissezione di ipotetiche superfici di spianamento, delle quali si riconoscono alcuni lembi, conservati in corrispondenza delle sommità delle colline, situate a quote concordanti. Le superfici, così distinte, interessano sia gli altopiani che le aree collinari.

Alcuni altopiani, pur essendo «superfici spianate a forte condizionamento strutturale» e in pratica appartenendo alla categoria delle superfici substrutturali, hanno evidenze che testimoniano le antiche fasi erosive, oltre che modificazioni intervenute successivamente per lo svilupparsi dei processi carsici e periglaciali. Altri tronchi di valli relitte, più profondi, denotano variazioni della rete idrografica assai importanti, nel corso di fasi evolutive più tarde, durante le quali i massicci montuosi sembra si siano ulteriormente disarticolati, o «sbloccati» e inclinati, come effetto di movimenti tettonici diversificati che, tra l'altro, sembrano dimostrati in alcuni casi da anomalie apparenti nell'andamento delle valli più antiche.

TERMINI CHIAVE: Morfotettonica, Superfici di spianamento, Paleoidrografia, Prealpi Venete.

## 1. INTRODUZIONE

Con questo lavoro intendiamo mettere a fuoco i principali problemi riguardanti i caratteri morfotettonici dell'area prealpina veneta; va detto subito che si tratta di un lavoro impostato secondo un disegno regionale, che tuttavia consapevolmente rimane una semplice presentazione dello stato delle ricerche.

Il periodo classico delle ricerche geomorfologiche regionali, da collocarsi principalmente tra le due guerre, aveva prodotto studi di ampio respiro su quest'area, principalmente ad opera di PENCK & BRÜCKNER (1901-1909), KLEBELSBERG (1921), MARINELLI (1922-1948), SCHWINNER (1923), VENZO (1944), e potrebbe dirsi concluso con la sintesi di WINKLER HERMADEN (1957) sulle Alpi Orientali, cui anche LEHMANN (1959) si richiamerà pochi anni dopo.

A nostro parere il periodo successivo, pur avendo visto diminuire l'impegno verso quel genere di studi, è stato caratterizzato da un buon numero di elementi nuovi, sia per l'approfondimento di temi geomorfologici su singoli settori delle Prealpi, sia soprattutto per un avanzamento complessivo dei metodi di ricerca applicati a quest'area tanto nella geomorfologia in senso stretto, quanto in altri settori assai importanti, vicini alla geomorfologia. Tra questi ultimi, il vasto campo degli studi geologici ha progredito sensibilmente, come può dedursi sia scorrendo la sintesi

curata da CASTELLARIN (1982) per gli aspetti strutturali, sia osservando il progresso del quadro conoscitivo sull'evoluzione paleogeografica nel Mesozoico e nel Cenozoico, acquisita con i metodi della geologia stratigrafica.

Tra gli ultimi lavori, si possono citare quelli di MASSARI & *alii*, (1986 a, b), e di STEFANI (1987), che sintetizzano le attuali conoscenze sulle provenienze dei sedimenti clastici, soprattutto miocenici, della fascia subalpina veneta: vi riconoscono una prima serie di sedimenti dominata da apporti di provenienza alpina assiale (ricoprimenti austroalpini e penninici), fino al Langhiano, e, a partire dal Serravalliano, una dominanza di detriti proveniente dalla copertura sedimentaria delle Alpi Meridionali, ciò che definisce, secondo gli autori citati, l'età dell'insorgere dei grandi *thrusts* con direzione SW-NE e vergenza verso la pianura, che caratterizzano le linee morfotettoniche principali dei rilievi attuali.

L'altro importante stimolo per un approccio nuovo allo studio morfotettonico dell'area si è manifestato con i programmi di ricerca concernenti la neotettonica (per brevità citiamo solo il lavoro di DE CONCINI & *alii*, 1980 e quelli conclusivi di ZANFERRARI & *alii*, 1982 e di OGNIBEN, 1987), i quali, insieme con gli studi di sismotettonica, hanno dimostrato la necessità di considerare i rilievi prealpini come sottoposti a spinte e movimenti che giungono fino ai tempi presenti (PANIZZA & *alii*, 1981, SLEJKO & *alii*, 1987).

Scendendo a studi e analisi più particolari, accenniamo a quelli che oltre a fornire dati nuovi su specifici gruppi di forme o processi geomorfici nella regione considerata, denotano una diversa impostazione, rispetto al passato, di tipici problemi morfogenetici. Per i problemi dei rapporti morfologia-struttura si dispone di uno studio monografico, con carta geomorfologica, su un'area tipica a struttura tabulare, gli Alti Lessini (SAURO, 1973), e delle evidenze presentate in altre carte geomorfologiche di dettaglio: TESSARI (1973), PELLEGRINI (1975) e in modo ancor più preciso in analisi di singole forme strutturali, interpretate talora come legate a evoluzione anche recentissima (SAURO, 1973, 1974, 1978, 1979a, b; CAVALLIN & *alii*, 1987a, b, c; PELLEGRINI, 1988; CASTALDINI & PANIZZA, 1988; FORCELLA & SAURO, 1988). Per i processi di denudazione, sembra il caso di menzionare le ricerche che hanno dimostrato, con nuovi dati di fatto, l'importanza di fenomeni evolutivi specifici nell'ambito di quelle superfici a forme raddolcite d'altopiano (SAURO, 1973) che, nell'ottica di un'interpretazione «ciclica» di tipo classico, avrebbero potuto essere considerate invece come statiche, o a lentissima evoluzione.

Il ruolo dei processi crio-nivali di degradazione dei versanti in rocce gelive, come il Biancone e la Scaglia nelle fasi fredde del Pleistocene (MATTANA, 1974; CASTIGLIONI G.B., 1974; CASTIGLIONI G.B. & *alii*, 1979), se è documentata più spesso su versanti periferici rispetto agli altopiani, piuttosto che all'interno di questi, tuttavia per estensione può far ritenere che volumi consistenti di roccia siano stati rimossi per questa via anche nelle aree già modellate con pendenze deboli. Ciò sconsiglia di ricondurre l'interpretazione delle forme raddolcite, presenti in tali zone,

al concetto di morfologia senile da un lato, o genericamente all'erosione differenziale, dall'altro.

Per motivi di brevità sorvoliamo sui vari contributi relativi alle forme carsiche, glaciali, fluviali, per evidenziare invece alcune novità nell'approccio quantitativo per lo studio della velocità dell'erosione; si tratta di due ricerche recenti rivolte l'una alla misura dell'erosione complessiva realizzata in un bacino fluviale, sia pur piccolo, nel corso dell'intero Olocene (PELLEGRINI, 1983), l'altra alla misura della degradazione specifica attuale attraverso i processi carsici nei principali gruppi montuosi prealpini costituiti da rocce carbonatiche (MENEGHEL & *alii*, 1986).

Come è noto, lo studio dell'evoluzione morfologica trae vantaggio dall'utilizzazione dei depositi correlativi, ove dati. Questo aspetto (si vedano i pochi elementi già citati e quelli che citeremo più avanti) non ha finora portato a risultati decisivi, sia per la frammentarietà dei reperti, sia per la difficoltà di una loro utilizzazione ai fini della datazione di forme o di eventi tettonici e/o erosionali-deposizionali. Convinti tuttavia che questa sia una via su cui proseguire, forniamo un elenco di indicazioni relative a dati di età pliocenica e pleistocenica tratte dalla letteratura che, sia pur nella sua incompletezza, sembra indicare una loro frequenza crescente verso le fasce altimetriche inferiori, dove si può mediamente ritenere che le condizioni ambientali siano state meno sfavorevoli alla conservazione di sedimenti più o meno contemporanei all'evolversi delle forme dei rilievi. Va pure sottolineato come, in linea di massima, il contatto montagna-pianura o collina-pianura sia, nel settore veneto, prevalentemente brusco, senza quello sviluppo areale di fasce di transizione a *glacis* e terrazzi che invece caratterizza altre fasce pedemontane. A questo proposito alcune situazioni con forme terrazzate sono state descritte da MATTANA (1978) e da MENEGHEL (1979).

Sedimenti marini del Pliocene inferiore e medio variamente inclinati sono stati descritti da DAL PIAZ (1912) e ACCORDI & SELMI (1952) a Cornuda e da FAVERO & GRANDOSSO (1982) a Bassano. Sedimenti pliocenici di ambiente continentale (argille lignitiche e conglomerati) sono stati rinvenuti lungo la Val d'Assa sull'Altopiano dei Sette Comuni da BARTOLOMEI (1984). Lo stesso autore attribuisce una età pliocenico-villafranchiana ai conglomerati di S. Ambrogio di Valpolicella; CREMASCHI (1984) ritiene che si siano sedimentati nel Pleistocene inferiore. Sempre CREMASCHI (1984) attribuisce dubitativamente al Pleistocene inferiore paleosuoli molto alterati osservati al margine meridionale del Monte Baldo e sui Colli Berici, mentre posteriori sarebbero i paleosuoli segnalati a Lumini e Lughezzano da MAGALDI & SAURO (1982). Sui Colli Berici DAL PIAZ (1947) attribuisce a depositi morenici rissiani la presenza di ciottoli e blocchi, di provenienza non locale, alla sommità di alcuni rilievi e GIULINI & *alii* (1981) segnalano la presenza, in sabbie con rari livelli a ciottolotti che riempiono un segmento di valle relitta presso Pozzolo di Villaga, di resti di vegetali fossili di età post-miocenica. Per quanto riguarda i riempimenti carsici BARTOLOMEI (1980) segnala la presenza di micromammiferi villafranchiani a S. Ambrogio e sull'Altopiano dei Sette Comuni e del Pleistocene medio

ancora a S. Ambrogio e a Soave. Accenniamo, per confronto, a una recente sintesi (FINK, 1984) relativa al settore austriaco delle Alpi orientali, in cui lo studio dei sedimenti correlativi dell'avampese per datare le fasi evolutive della morfologia della montagna ha trovato largo impiego da tempo: l'autore, in quel caso, ha dovuto ancora limitarsi al raffronto critico tra le varie interpretazioni presentate dall'abbondante bibliografia, anche vecchia, senza giungere a proprie nuove conclusioni. Un'altra sintesi (TOLLMANN, 1986) pur portando dati sulla velocità di sollevamento della zona alpina assiale e interpretazioni sull'età delle superfici di spianamento, mantiene molta prudenza nelle correlazioni tra aree diverse.

Dopo queste considerazioni, noi stessi, nell'introdurre la nostra ricerca, ricordiamo al lettore che lo scopo di essa consiste nella presentazione ordinata di fatti e problemi caratterizzanti in modo tipico la regione sotto il profilo morfostrutturale, più che nella risposta esaustiva ai problemi stessi.

## 2. INQUADRAMENTO STRUTTURALE REGIONALE

Appartenenti alla grande unità strutturale delle Alpi Meridionali, le Prealpi Venete formano la fascia montuosa e collinare prospiciente a Sud la pianura padano-veneta e ne rappresentano la porzione che ha subito il raccorciamento minore (CASTELLARIN & VAI, 1982).

L'area da noi esaminata è interessata da tre sistemi tettonici che sono presenti in tutta l'area, ma ciascuno di essi è dominante in porzioni diverse dell'area stessa. Le direzioni morfo-tettoniche citate sono state riconosciute anche in studi sui lineamenti osservati in fotografie aeree (CONEDERA & *alii*, 1972) o con altri metodi. In più WISE & *alii* (1979), oltre alle direzioni sopra citate, indicano per la zona un dominio di lineamenti con direzione carnica N65W, che non trova corrispondenza con le direzioni tettoniche riportate in letteratura.

A Ovest è dominante il sistema giudicariense N35E, legato alla Linea delle Giudicarie Sud. Il dominio si estende, per l'area da noi considerata, dalla depressione del Lago di Garda e più a Nord dalla depressione del Lago di Molveno fino alla Valle dell'Adige. I motivi tettonici che si sviluppano grosso modo paralleli sono dati da faglie, anticlinali asimmetriche con il fianco orientale spesso passante a piega-faglia e sovrascorimenti con blocchi sovrascorsi verso Est. Tra i principali citiamo la linea del Ballino, che corrisponde alla depressione del settore settentrionale del Lago di Garda, quella del Sarca e quella dei Monti Baldo e Stivo, i sovrascorimenti del Lago di Molveno, della Paganella, di Fai e Mezzolombardo, del Monte di Mezzocorona, del Monte Rosta e Terlago, del Pastelletto, le anticlinali del Baldo, dello Stivo e della Paganella. Interrompono la continuità di questi motivi tettonici alcune faglie aventi direzione N40W (direzione scledense); tra esse le principali sono: la linea di S. Ambrogio di Valpolicella, per la maggior parte sepolta dai depositi alluvionali dell'alta pia-

nura veronese, le faglie di Pesina e Lumini, nel Monte Baldo meridionale, la Arco-Pannone presso la Valle di Loppio, quella della Rocchetta-Cavedine, poco più a Nord e infine la Sporminore-Zambana, anche essa come la Arco-Pannone con movimento trascorrente sinistro.

L'area dove i motivi tettonici principali sono allineati secondo la direzione scledense copre tutti i Monti Lessini e in parte l'Altopiano dei Sette Comuni. Qui le linee di direzione giudicariense sono interrotte dalle continue e assai sviluppate faglie di direzione scledense che per la maggior parte presentano una componente di movimento trascorrente sinistro (CASTELLARIN, 1982). Tra le prime vanno citate la faglia diretta di Boscochiesanuova e le faglie di Val di Centa, di Posina, di Passo del Zovo e, a Sud-Est dei Berici, la Sossano-Nanto e quella sepolta della Riviera dei Berici. Tra le seconde, procedendo da SW a NE: la faglia di Cerro, quella di Boscochiesanuova-Masselli, la Selva di Progno-Bocca d'Orno, quella di Campofontana, la Valdagno-Recoaro, la Schio-Vicenza, quella di Arsiero, la Tonezza-Folgaria, la Mezzaselva-Caldonazzo.

Lungo la Valsugana e dall'Altopiano dei Sette Comuni verso Est diventano predominanti motivi tettonici di direzione valsuganese, cioè orientati secondo la direzione veneta N70E, se pur con ampie variazioni. Spesso questi motivi sono costituiti da più o meno complesse pieghe sinclinali e anticlinali e da sovrascorrimenti con masse sovrascorse verso Sud. Tra i principali ricordiamo: i sovrascorrimenti della Valsugana, di Monte Agaro e Pedavena-Ponte nelle Alpi, le anticlinali di Cima d'Asta, di Monte Coppolo-Monte Pelf, di Monte Lisser, del Montello e di S. Maria di Feletto, le sinclinali di Gallio, di Belluno, del Cansiglio, del Soligo e la flessura pedemontana, che si segue dalla Valdastico alla Valle Lapisina. Pure in questa zona si riconoscono linee di direzione scledense, quali la faglia di Valstagna e il sovrascorrimento di Montaner.

Non mancano infine motivi tettonici anche importanti aventi direzione intermedia tra quelle citate: le faglie di Pinè e del Fersina, con direzione N50E, e le linee Val Tolva-Marcésina, di Val di Seren, di Longarone e di S. Croce aventi direzione N-S.

### 3. I PRINCIPALI STILI MORFOTETTONICI

Alla luce di questa situazione si osserva come anche il contatto rilievi-pianura sia essenzialmente dovuto all'assetto strutturale delle Prealpi: i Lessini veronesi e vicentini sino a Lonigo sono limitati verso la pianura dalla citata linea di S. Ambrogio e da una supposta fascia di deformazione che, pur non individuata direttamente, è stata indicata su elementi indiziari (ZANFERRARI & *alii*, 1982; SORBINI & *alii*, 1984). I Berici sono limitati a SW dalla faglia di Lonigo e, insieme ai Lessini, a NE dalla faglia Schio-Vicenza fino a Schio. L'aspetto più interessante di morfologia strutturale è dato dal margine meridionale delle Prealpi da Schio a Vittorio Veneto, dove a una fascia di motivi tettonici essenzialmente riconducibili a una flessura, ora passante a piega-faglia, a faglia inversa, a ricoprimento,

corrisponde un grande versante che si affaccia sulla pianura o, a tratti, sulla fascia collinosa subalpina. A Est di Vittorio Veneto il Cansiglio si protende sulla pianura, limitato dalle linee di Montaner e di Caneva-Maniago. Le colline subalpine presentano motivi a piega di direzione veneta, che testimoniano spinte compressive di direzione NW-SE.

#### a) *Stile a blocchi monoclinali.*

Nella porzione dove sono dominanti i motivi tettonici di direzione giudicariense vi è la presenza di rilievi monoclinali, con valli impostate lungo linee di disturbo o corrispondenti a depressioni di angolo di faglia. Esempi caratteristici di questa situazione sono i rilievi monoclinali o corrispondenti a anticlinali asimmetriche dei monti Paganella, Stivo e Baldo. Spesso l'assetto strutturale di questa zona e la notevole profondità delle valli hanno favorito il verificarsi di fenomeni franosi di scivolamento sui versanti a franapoggio e di crollo dai versanti a reggipoggio. Molti di questi fenomeni sono olocenici e alcuni ancora attivi (SAURO & MENEGHEL, 1980; CAVALLIN & *alii*, 1987a; OROMBELLI & SAURO, 1988). L'adeguamento delle forme alla struttura è anche favorito, in questo caso, dal tipo di formazioni coinvolte: principalmente dolomia triassica e calcari stratificati in grossi banchi del Giurassico.

#### b) *Stile tabulare*

Nei Monti Lessini l'influenza dell'esteso fascio di linee di direzione giudicariense è meno evidente: la morfologia è data qui da una forma a piano inclinato verso SSW, interrotto da valli profonde con direzione divergente verso Sud. Un motivo a flessura ha un notevole risalto morfologico a Ovest (flessura del Corno d'Aquiglio). Altri rilevanti motivi a flessura interessano sia i Lessini orientali sia gli altopiani vicentini. Più diffusi sono i rilievi con sommità tabulare, dovuta alla presenza di strati orizzontali o poco inclinati: tali sommità, che possono essere considerate strutturali a piccola scala, nel particolare presentano una morfologia ereditata da situazioni geografiche e climatiche diverse dalle attuali, che contrasta nettamente con la morfologia dei versanti ripidi e ben sviluppati che limitano i rilievi stessi.

Tra questi possiamo citare ad esempio gli altopiani di Folgaria e Lavarone, di Tonezza, dei Sette Comuni, del Cansiglio e i monti Pasubio e Grappa.

#### c) *Stile complesso a pieghe fagliate.*

Nella zona della Valsugana e a Est del Brenta l'aspetto morfotettonico presenta motivi più complessi di pieghe, flessure e ricoprimenti che danno origine a rilievi anticlinali (monti Coppolo e Agaro, Vette Feltrine, Monte Pelf, dorsale del Col Visentin) e a zone più depresse o valli in corrispondenza di sinclinali (zona di Lamon, Vallone Bellunese).

#### 4. GRANDI FORME ATTIVE E FORME RELITTE

I principali eventi tettonogenetici, responsabili dell'evoluzione delle morfostrutture, hanno influito nel tempo sui processi esogeni che hanno conferito una loro impronta al rilievo, anche in relazione con il succedersi di periodi con climi diversi. Ne è risultato un complesso di forme maggiori, suddivisibili in tre grandi gruppi: a) le grandi forme d'erosione prevalentemente lineare, tuttora attive, b) le forme di erosione prevalentemente lineare relitte, c) le forme di spianamento, manifestazione areale di processi erosivi verificatisi nel passato. Va precisato che l'influenza delle glaciazioni verrà qui taciuta solo per poter far risaltare meglio gli aspetti significativi della morfotettonica.

Le «forme d'erosione lineare tuttora attive» corrispondono alla rete delle grandi valli, ove continuano a prevalere i processi di erosione, almeno in una dimensione geologica. In questi contesti le forme che esprimono l'incisività dell'erosione sono fondamentalmente di due tipi: le grandi scarpate d'erosione che costituiscono i versanti di ampie valli o conche, e le strette valli di tipo canyon o forra, espressioni quasi solo di un forte approfondimento dell'idrografia. Tra gli argomenti in corso di studio possiamo accennare all'analisi dei sistemi di fratture, particolarmente nella dolomia triassica, che hanno guidato l'allungarsi di profondi valloni di incisione torrentizia e la degradazione lungo le grandi scarpate d'erosione. Ovviamente le scarpate rappresentano il risultato dell'arretramento ed eventuale ringiovanimento di versanti i cui dislivelli vanno ricondotti in linea di massima all'approfondimento idrografico, come per le valli a canyon. Occorre sottolineare che la maggior parte dei canyon sono impostati nell'ambito di formazioni carbonatiche resistenti nei confronti dell'erosione e che perciò ne facilitano la conservazione.

Le forme dell'erosione «lineare» relitte, sono rappresentate da tronconi di valli rimasti isolati rispetto all'idro-

grafia attuale, in seguito a fenomeni di deviazione (talora cattura). In genere questi tronconi di valli risultano nettamente sospesi, e presentano versanti meno ripidi, rispetto alle «valli attive» (fig. 1).

Le forme di spianamento, estese superfici solo lievemente ondulate, sono anch'esse nella maggior parte forme relitte. Secondo l'opinione comune, tali forme testimoniano fasi evolutive del passato realizzatesi in prossimità del livello di base locale o generale e la loro altitudine attuale dipende da fenomeni di sollevamento posteriori (CASTIGLIONI & STEGAGNO, 1935; FUCHS, 1969). A seconda delle condizioni morfoclimatiche i fenomeni dello spianamento potrebbero essere ricondotti ai modelli teorici della peneplanazione, o della pedimentazione. Spesso si tratta di aree a rilievo collinare, scarsamente energico, che in seguito ai successivi episodi di sollevamento, e malgrado l'approfondimento dell'idrografia nelle aree contermini, hanno conservato molti dei caratteri primitivi.

Uno dei meccanismi di spianamento che sembra essere ancora in atto (o esserlo stato in un recente passato) è quello della formazione di «coni rocciosi pedemontani». In tale fenomeno sembra infatti di poter inquadrare l'evoluzione dell'area pedemontana del Massiccio del Grappa, ove un parziale annessamento, da parte del detrito trasportato dai torrenti, del rilievo collinare pedemontano, sembra favorire l'evoluzione di «superfici di spianamento» miste, parte di erosione e parte di accumulo, ma con una prevalenza delle superfici di erosione. Un altro meccanismo dello spianamento è connesso con la morfogenesi carsica del fondo di conche o di polje periodicamente inondate, ove si innesca il processo della corrosione marginale.

Sull'Altopiano del Cansiglio sembra dimostrato che la formazione di conchi rocciosi si è realizzata in condizioni periglaciali e in connessione diretta con l'estensione di un piano di corrosione marginale rispettivamente su due lati di un medesimo polje (CASTIGLIONI G.B., 1964).



FIG. 1 - La Valle delle Mure nel Massiccio del Monte Grappa è un bell'esempio di valle relitta, priva di un corso d'acqua sul fondo. Essa risulta sospesa rispetto al reticolo di valli attive, le quali tendono a catturarla in più punti, suddividendola in tronconi. Sulla destra è ben visibile la cattura operata dalla testata della Valle del Lastego (foto U. Sauro).

Nell'ambito dell'area prealpina veneta, in linea di principio, vanno tenuti distinti dal punto di vista morfostrutturale tre tipi di superfici relitte: a) antiche superfici spianate con forte condizionamento strutturale; b) antiche superfici di spianamento poco influenzate dalla struttura; c) aree collinose derivate dalla dissezione di ipotetiche superfici di spianamento, delle quali si riconoscono alcuni lembi, conservati in corrispondenza delle sommità delle colline, situate a quote concordanti.

Osservando lo schizzo (fig. 2) si può notare come tutte queste forme costituiscono un mosaico di elementi che, considerati nelle reciproche interrelazioni, forniscono molti indizi utili per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica.

Si può tra l'altro notare come alcuni sistemi di valli relitte siano inseriti nell'ambito di superfici di spianamento e come la rete di valli attive con carattere di canyon dissechi tali valli relitte. Perciò da un punto di vista morfocronologico, per queste situazioni, l'età decrescente delle forme dovrebbe essere la seguente: superfici di spianamento e relative valli relitte, valli attive.

Procedendo ora ad una lettura dello schizzo, si osservi come le forme di erosione «attive», del tipo grande scarpata, siano presenti soprattutto nei settori occidentale e centrale in corrispondenza delle profonde incisioni delle parti terminali delle valli dell'Adige, dell'Astico e del Brenta. Tali grandi valli, orientate qui in senso N-S, nonostante siano impostate talora lungo linee di dislocazione tettonica, possono essere considerate forme preminentemente erosive, che si approfondiscono rispetto alle superfici circostanti di oltre 1000 m e localmente di 1500 metri.

Valli di tipo *canyon* si trovano nell'ambito degli altopiani dei Lessini, dei Sette Comuni e del Grappa, con profondità comprese fra un centinaio e svariate centinaia di metri. Alcune di queste valli sono il risultato di una combinazione di processi tettonici e di processi erosivi (SAURO, 1978; 1979b), ma in generale tutte sembrano essere l'espressione di un'incisione collegata ad episodi recenti di sollevamento.

Per le grandi valli prealpine dirette verso la pianura si è spesso invocato il fenomeno dell'antecedenza. Questo è dimostrabile nelle Prealpi Venete, specialmente dove una valle trasversale taglia un'anticlinale provenendo da una depressione sinclinale retrostante. È il caso del Fiume Piave insieme al suo affluente Torrente Sonna, a valle di Feltre (CASTIGLIONI B., 1945, p. 89), ed è il caso della valle morta di Montebelluna (percorsa dal Piave nel Pleistocene superiore), che taglia la struttura anticlinale del Montello presso la sua estremità occidentale.

Molte forme di erosione lineare relitte sono di più difficile interpretazione. Consistono in segmenti di valli, con

fondi piuttosto ampi, generalmente inattivi per carsismo e nettamente sospesi rispetto ai fondovalle attivi. In particolare alcuni sono sospesi in corrispondenza di grandi scarpate d'erosione, altri in corrispondenza di grandi scarpate tettoniche. Queste valli relitte sono per lo più inserite nell'ambito delle antiche superfici di spianamento degli altopiani, con l'eccezione di alcune delle più grandi, i cui fondi si trovano a quote nettamente inferiori.

Queste ultime sono più frequenti nella parte settentrionale dell'area esaminata, ove sono dirette in senso Est-Ovest. In particolare, da Ovest verso Est, si trova dapprima la valle morta di Loppio, cui segue, ad Est della Val d'Adige, ma spostata una ventina di chilometri più a Nord, la Sella di Pergine di Valsugana, quindi la valle di Tesino, la Val Rodena, e la conca di Fonzaso, e poco a Sud di queste la valle morta di Fasto e di Arsié (fig. 4). Quest'importante sistema di segmenti di valli relitte longitudinali risulta sospeso fra alcune decine ed alcune centinaia di metri rispetto ai principali fondovalle attivi. La conca di Fonzaso comunica poi direttamente con la conca di Feltre e con la Valle del Piave per mezzo di piane alluvionali al livello dei torrenti oggi attivi.

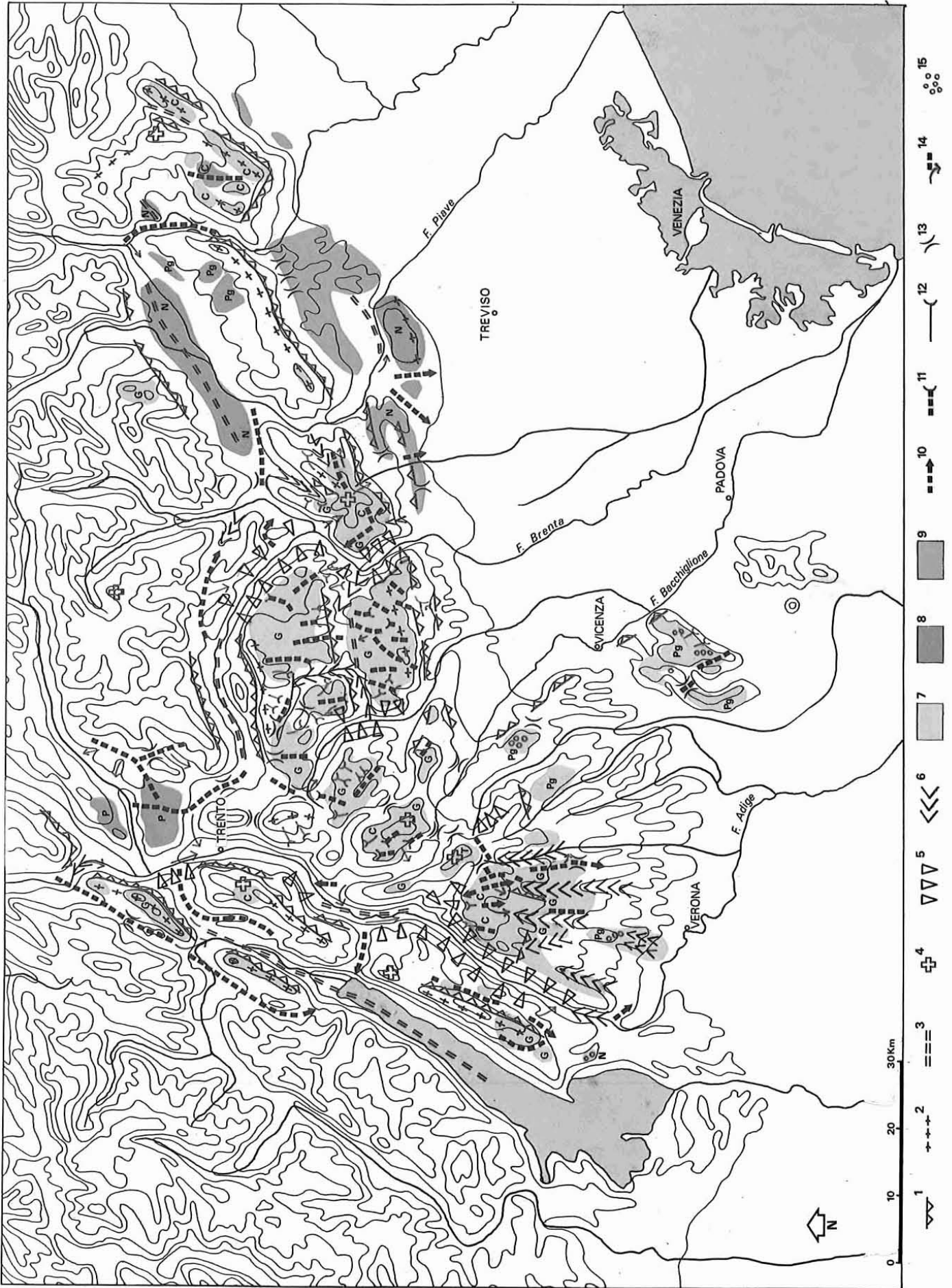
Le superfici di spianamento, distinguibili nei tre tipi sopra descritti, interessano sia gli altopiani che le aree collinari.

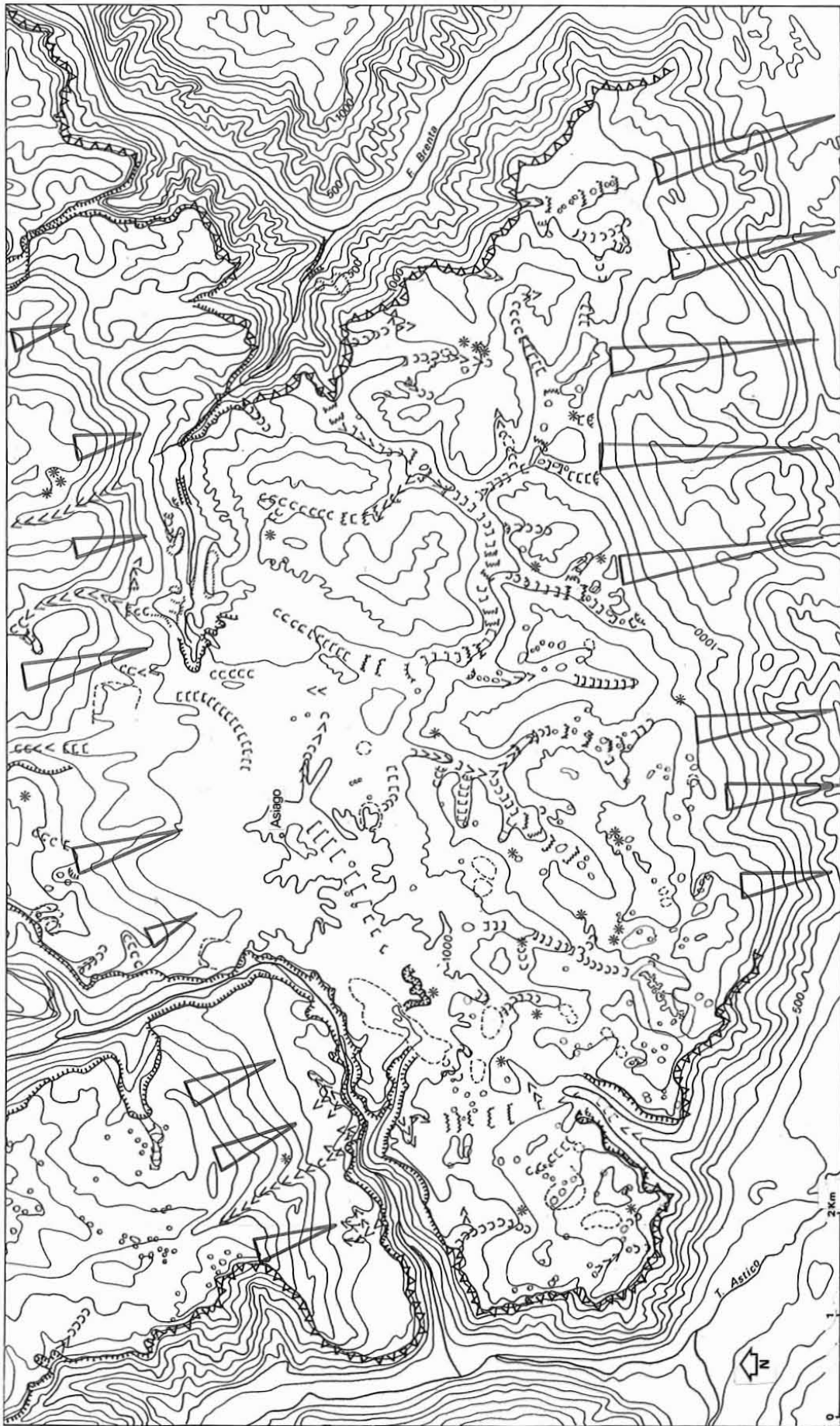
Le più estese fra le superfici del primo tipo si trovano nell'ambito degli altopiani centrali (dal Pasubio al Grappa), ma sono presenti anche nei Lessini, nel Carega, nel Cansiglio-Cavallo e nei Berici. Tali aree con tracce di superfici relitte, pur mostrando un forte condizionamento strutturale, in particolare della litologia, sono distinguibili sia per l'omogeneità dei caratteri morfologici, sia per l'esistenza di valli relitte, ed ancora per la presenza di forme carsiche evolute. Tra queste ultime, oltre alle grandi conche, figurano doline di crollo e pozzi troncati dall'erosione superficiale (SAURO, 1981).

Superfici del secondo tipo sono riconoscibili nell'ambito della fascia collinare che occupa il settore settentrionale della Val Belluna e l'altopiano del Montello. Le sommità di queste colline presentano un rilievo molto attenuato, che conferisce loro l'aspetto di bassi altopiani poco dissecati dall'erosione lineare. D'altro canto l'andamento complessivo di tali superfici (non i particolari) risulta in larga misura indipendente da influenze strutturali. Particolarmente istruttivo il caso dell'altopiano conservatosi al nucleo della sinclinale dell'Alpago su rocce tenere, recentemente illustrato da PELLEGRINI (1983), anche per quel che riguarda la sua dissezione prevalentemente olocenica.

Superfici del terzo tipo si trovano nelle estese colline subalpine delle Prealpi Venete orientali. Tali colline, pur presentandosi come dei sistemi di dorsali monoclinali a forte

Fig. 2 - Schizzo degli elementi più significativi per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica delle Prealpi Venete. Legenda: 1) grande scarpata tettonica, 2) dorsale anticlinale, 3) depressione, valle sinclinale, 4) culminazione morfotettonica, 5) grande scarpata di erosione, 6) valle di tipo canyon, 7) antica superficie spianata con forte condizionamento strutturale, 8) area che conserva resti di un'ipotetica superficie di spianamento nell'ambito di un rilievo collinare con sommità a quote concordanti, 9) antica superficie di spianamento poco influenzata dalla struttura, 10) valle relitta e antica direzione di scorrimento, 11) valle relitta sospesa, 12) altre valli secche sospese, 13) importante sella, 14) deviazione, cattura, in relazione con reticoli relitti, 15) lembo di altopiano conservante resti di coperture allotigene del tipo *Augensteinlandschaft*.





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12

2 km



FIG. 4 - La Valle del Brenta, a Sud di Primolano, assume l'aspetto di un profondo canyon diretto verso Sud, che separa nettamente i due gruppi montuosi dell'Altopiano dei Sette Comuni e del Grappa. Quest'incisione è incassata rispetto all'antica paleovalle diretta verso Est, della quale sulla destra in alto è visibile il troncone relitto di Arsìe (foto U. Sauro).



condizionamento strutturale, sono spesso caratterizzate da profili sommitali suborizzontali, talora abbastanza estesi e situati a quote non troppo diverse. Risulta perciò possibile ricostruire un'ipotetica paleosuperficie, che troncava le strutture tettoniche e di cui si sono conservati solo modesti lembi relitti.

##### 5. GLI ALTOPIANI SOTTO L'ASPETTO MORFOSTRUTTURALE: ESEMPI PARTICOLARI

Gli altopiani delle Prealpi Venete offrono lo spunto per alcune considerazioni sul grado di congruenza tra forme e tettonica in grande e sull'impiego dei termini: superfici strutturali, superfici substrutturali, superfici di spianamento. «Congruenza» nel senso che gli alti strutturali corrispondono molto bene agli alti morfologici, le depressioni tettoniche a depressioni morfologiche in grande: ben note sono queste corrispondenze nella zona a grandi pieghe asimmetriche delle Prealpi Bellunesi, ma le considerazioni che seguono faranno riferimento alle aree a prevalente stile tabulare in rocce carbonatiche (si ricordi, per contro, come alcune aree di massimo innalzamento tettonico, corrispondenti alle valli del recoarese e del Leogra, alla conca dei Laghi di Caldonazzo e Levico e alle montagne poste più a Est, abbiano visto smantellate le coperture carbonatiche e parte delle formazioni sottostanti fino al substrato metamorfico).

Nelle forme degli altopiani veri e propri, le quote si elevano e si abbassano secondo le linee della tettonica; tale congruenza sistematica è uno dei motivi che giustifica la classificazione degli altopiani stessi tra le «antiche superfici spianate con forte condizionamento strutturale». Una seconda questione concerne la possibilità di riferire la genesi di tali superfici all'erosione a spese di formazioni «tenere» con esumazione del tetto di formazioni più resistenti. In tal senso si adatterebbe per esse il termine di superfici strutturali, o meglio, nel nostro caso, di superfici substrutturali. Tra le formazioni «tenere» si individua per lo più quella ad elevata componente marnosa, detta Biancone, prevalentemente del Cretacico, che peraltro è largamente conservata in vasti tratti di altopiano; tra le formazioni più resistenti sono da annoverare quelle calcaree stratificate e calcaree massicce del Giurassico.

È cognizione corrente che le superfici di spianamento si riconoscono come tali specialmente nei casi in cui esse tronchino rocce diverse. Sugli altopiani del Pasubio e del Toraro-Fiorentini grandi superfici, che dovrebbero appartenere nell'insieme a una generazione antica di forme ondulate, sono modellate su rocce che vanno dalla dolomia triassica ai calcari giurassici di varie formazioni e fino al Biancone. Sull'altopiano di Lavarone varie ondulazioni e dislivelli rispecchiano le dislocazioni di tipo rigido oppure plicativo, ma in modo attenuato, con demolizione sensibile delle strutture emergenti anche se costituite dalle formazioni rocciose calcaree ritenute «dure». Considera-

FIG. 3 - Schizzo degli elementi più significativi per una ricostruzione dell'evoluzione morfotettonica dell'Altopiano dei Sette Comuni. Legenda: 1) grande scarpata morfotettonica, 2) orlo di grande scarpata di erosione, 3) orlo di valle a canyon, 4) valle relitta con fondo a V, 5) valle relitta con fondo arrotondato, 6) valle relitta con fondo piatto, 7) valle relitta con fondo ampio ed irregolare, 8) gradino di fondo o di confluenza di valle relitta, 9) ripiano di erosione in roccia su versante vallivo, 10) conca carsica, dolina, 11) conca carsica dal contorno mal definito, talora aperta, 12) principali pozzi e cavità carsiche troncate dall'erosione.

zioni analoghe valgono per larghi settori dell'Altopiano dei Sette Comuni, anche dove è certamente mancata l'eventuale azione morfologica livellante di coltri glaciali trasfuenti dai bacini entroalpini. Argomento decisivo a noi pare la presenza di valli relitte a versanti raddolciti, o anche reticoli complessi di valli, che testimoniano, su queste rocce calcaree, l'elaborazione di specifiche forme fluviali facenti parte di un paesaggio erosivo a rilievo attenuato con una propria autonomia di sviluppo rispetto al condizionamento del fattore erosione selettiva. Trattandosi in generale di aree carsiche, la presenza di reti di valli fluviali può essere vista come un fatto ereditato dall'evoluzione di una morfologia erosiva in rocce soprastanti meno carsificabili, rimasta funzionale per un certo tempo anche dopo lo smantellamento di quelle e l'elaborazione di forme di erosione entro rocce carsificabili.

Vista nell'insieme, la genesi delle superfici spianate degli altopiani appare effettivamente riconducibile, in più casi, a fasi erosive assai evolute realizzatesi nel passato, con modalità che a luoghi rispondono al concetto di superfici di spianamento, altrove a paesaggi di colline di erosione poco elevate tra valli fluviali raccordate agli antichi livelli di base.

L'altitudine dei vari settori di altopiano e alcune ondulazioni all'interno di essi si devono in gran parte ai movimenti tettonici posteriori agli spianamenti, ma naturalmente in parte anche alle deformazioni anteriori o contemporanee agli spianamenti stessi che, tra l'altro, possono appartenere a più fasi succedutesi nel tempo.

## 6. ALTOPIANO DEI SETTE COMUNI

L'Altopiano dei Sette Comuni è limitato a Nord e a Est dalla profonda incisione della Valsugana, che nel suo tratto terminale, il Canale del Brenta, assume l'aspetto di

uno stretto canyon e separa l'altopiano stesso dal Monte Grappa, posto a Est. Verso Sud, l'altopiano si affaccia con un ben individuato versante sull'alta pianura vicentina e sulle colline del marosticano. Mentre il limite è nettamente individuato a Nord e a Est, dove i ripidi versanti della Valsugana sono in netto contrasto con la morfologia a dolci ondulazioni dell'altopiano, il passaggio al versante meridionale è più graduale e articolato e a tratti non è facile individuare dove dai caratteri tipici della morfologia del primo si passa alle forme caratteristiche del secondo. A Ovest l'altopiano è limitato dalla profonda valle del Torrente Astico, ma si ha una certa continuità, nella zona del Passo di Vézzena, con il più occidentale altopiano di Lavarone.

Alcune valli tuttora attive incidono profondamente l'altopiano, interrompendone la continuità morfologica: il loro aspetto di *canyon* contrasta nettamente con quello delle valli inattive e relitte presenti nella zona sommitale e i cui versanti sono brevi e meno ripidi. Tra le prime ricordiamo la Val d'Assa (fig. 5) con la tributaria Val Galmarara, la Val Gadena e la Val Frenzela (DE MARCHI, 1911).

Le formazioni geologiche interessate, che vanno dalla dolomia triassica, affiorante a Nord e lungo i versanti delle valli che incidono profondamente l'altopiano, ai calcari del Giurassico e del Cretacico, affiorano con debole inclinazione verso Sud. L'uniformità dell'assetto strutturale è interrotta da una piega anticlinale che con direzione ENE-WSW passa in corrispondenza del Monte Lisser. Questa anticlinale, il cui fianco meridionale è il più sviluppato, si raccorda a Sud con la parallela sinclinale di Gallio, cui segue un'altra anticlinale e infine il fascio di motivi tettonici che accompagnano la flessura pedemontana.

Come già evidenziato, se nel complesso vi è un sostanziale accordo della morfologia con l'assetto strutturale, nel senso che alle formazioni più innalzate a Nord e alle anticlinali corrispondono i settori più elevati, mentre in corri-



FIG. 5 - La superficie del fondo della Conca di Asiago nell'Altopiano dei Sette Comuni si presenta suborizzontale con deboli ondulazioni. La profonda incisione del canyon della Val d'Assa, in prossimità della confluenza del Gelpach, contrasta nettamente con le forme dell'altopiano (foto U. Sauro).

spondenza della sinclinale di Gallio vi è una depressione, nel particolare l'accordo tra struttura e superficie topografica non è realizzato e quest'ultima interseca le varie formazioni affioranti. Per questi aspetti è risultata interessante l'area meridionale dell'altopiano, dove, grazie al carattere conservativo dell'ambiente carsico e al fatto che qui i processi glaciali e crionivali degli episodi freddi pleistocenici sono stati meno attivi che nella porzione settentrionale dell'altopiano stesso, sono conservate forme che possono essere spiegate in riferimento a un contesto paleogeografico diverso dall'attuale (fig. 3).

L'aspetto più interessante di questa porzione dell'altopiano è dato dalla presenza di segmenti di valli relitte, ora inattive per carsismo, ma la cui origine fluviale è indubbia. Si presentano come valli dall'andamento sinuoso, che formano una rete idrografica ben sviluppata nonostante ora appaia frammentata. La densità di drenaggio della rete di queste valli relitte è di 0,56 km/km<sup>2</sup>. I versanti non sono molto inclinati (con pendenze massime del 67% ma generalmente assai minori), la profondità delle valli varia da qualche decina di metri a circa 200 m. I fondovalle sono assai diversi, non solo tra l'una e l'altra valle, ma anche lungo uno stesso segmento: ora stretti a V, ora arrotondati, ora ampi e piatti, ora ampi e irregolari con l'affioramento di spuntoni e piccoli dossi rocciosi.

I processi carsici in più punti hanno portato alla formazione di doline e di ampie conche chiuse lungo i fondovalle, così che il loro profilo longitudinale si presenta irregolare e con contropendenze. Le modificazioni del drenaggio operate dal carsismo e probabili movimenti tettonici avvenuti posteriormente alla formazione della rete idrografica rendono problematico il riconoscimento delle originarie direzioni di scorrimento. Considerando la porzione di altopiano a Sud della bassa Val d'Assa, di Asiago e della Val Frenzela, l'inclinazione dei fondovalle è orientata nel modo seguente:

Direzione	N° segmenti	Lunghezza media km	Lunghezza massima km	Lunghezza totale km
Nord	24	1,9	5,8	46
Est	11	1,0	2,8	11
Sud	8	1,6	3,7	13
Ovest	11	1,7	5,5	19

È poi da evidenziare la presenza di gradini lungo il profilo longitudinale di alcune valli che conferiscono loro l'aspetto di valli sospese rispetto a una valle principale.

Del tutto anomalo, rispetto alle forme descritte e alle valli tuttora attive, è il Torrente Gelpach che, proveniente da Nord, dopo avere attraversato il centro di Asiago, piega ad Ovest descrivendo un corso assai sinuoso, quasi meandriforme, sino a entrare in una forra che lo porta a immettersi nel Torrente Assa. Il suo corso tortuoso, che male si spiega con l'assetto delle formazioni sulle quali scorre, potrebbe derivare da un fenomeno di sovrapposizione, con l'ipotesi che il suo tracciato si sia sviluppato su una piana di sedimenti sciolti di origine fluvioglaciale.

Altre forme testimonianti un ambiente paleogeografico

diverso dall'attuale sono le grandi depressioni carsiche. Il carsismo è molto sviluppato sull'altopiano con forme sia epigee che ipogee. Ma se le profonde cavità verticali sparse un po' dovunque testimoniano l'avvenuto innalzamento del massiccio carbonatico e un livello di base situato a bassa quota, le ampie conche di tipo uvala, alcune delle quali sventrate e riconoscibili solo come relitti, si sono verosimilmente sviluppate per la presenza di una falda epircarsica, giustificabile con un poco profondo livello di base. Tra le depressioni più estese ricordiamo quelle di Malga Paù, di Lovarezze, di Fondi, di Meltar, di Lastar. In particolare la depressione chiusa di Malga Paù, per la sua estensione di poco inferiore al chilometro quadrato, per le quote sostanzialmente concordanti del fondo, per l'essere racchiusa da rilievi con versanti ben individuati rispetto al fondo, può essere considerata un piccolo polje, il cui fondo è stato reso irregolare dalla formazione di doline dopo che il polje stesso è divenuto inattivo.

## 7. MASSICCIO DEL MONTE GRAPPA E RELATIVE COLLINE SUBALPINE

Il Massiccio del Monte Grappa si configura come una prosecuzione verso Est dell'Altopiano dei Sette Comuni dal quale è separato dalla stretta e profonda incisione della Valle del Brenta. In particolare, dal punto di vista morfologico risulta evidente una stretta analogia con la parte meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, per la presenza anche qui di un reticolo di valli relitte. Ci limitiamo a considerare alcuni aspetti dell'idrografia dell'altopiano occidentale, tralasciando quella del settore orientale per cui sono già stati descritti vari fenomeni di cattura (CARRARO & SAURO, 1979). L'altopiano occidentale, situato ad Ovest della dorsale sommitale di Cima Grappa, è una superficie substrutturale modellata in formazioni carbonatiche del Mesozoico. Nell'altopiano è inciso un reticolo di valli suddivisibile nei due bacini della Valle di S. Lorenzo-Valle di Santa Felicità dirette verso Sud, e della Val Cesilla diretta verso Nord.

La Valle di San Lorenzo, una tipica valle secca di altopiano, lunga circa 5 km, diretta in senso N-S nel suo tratto più settentrionale e NW-SE nel tratto meridionale, si continua a Sud con il profondo canyon della Valle di Santa Felicità, diretto in senso N-S. Rispetto all'asse della valle di San Lorenzo tutti i principali affluenti mostrano una direzione prevalente in controcorrente; in particolare la Val dei Lebi e la Valle delle Foglie dopo una direzione iniziale verso Sud piegano decisamente verso Ovest, per poi piegare di nuovo verso Sud nei tratti immediatamente precedenti le confluenze. Da un'analisi complessiva del reticolo di questo bacino si coglie con facilità, non solo come la Valle di S. Felicità abbia catturato, sventrandolo, un reticolo di altopiano poco attivo dal punto di vista idrologico, ma anche come la direzione di scorrimento di questo reticolo fosse diretta inizialmente verso Nord. L'antica testata della «paleovalle di San Lorenzo» doveva dunque corrispondere all'attuale depressione di Campo Croce, un tron-

cone di valle, orientato in senso WNW-ESE e sospeso sia rispetto alla Valle di Santa Felicità, sia rispetto alla scarpata meridionale dell'altopiano. Se si considera come l'antica testata sia situata alla quota di 1 075 m, mentre l'attuale testata, che dista circa 8 km dalla precedente, è alla quota di 1 285 m (Albergo Finestron), si comprende come l'inversione dell'idrografia debba essere stata determinata da un sollevamento differenziale, probabilmente per un movimento di inclinazione (basculamento), di oltre 200 m fra il margine settentrionale e quello meridionale dell'altopiano.

In vari tratti della Valle di San Lorenzo, nella parte bassa del versante sinistro (orientale), a poche decine di metri al di sopra del fondovalle attuale, si riconoscono dei ripiani in roccia, interpretabili come terrazzi di erosione, cioè come lembi relitti dell'antico fondovalle, che era leggermente spostato più ad Est. Ciò risulta particolarmente evidente nella zona di Osteria al Lepre, a circa 1 200 m s.l.m.

L'antica Valle di San Lorenzo, così come la Val Cesilla, che è ancora oggi diretta verso Nord e sospesa sulla Valle del Brenta, doveva essere diretta verso il nodo idrografico di Primolano ove si immetteva nel «paleoBrenta» diretto verso Arsìe.

A Sud del Massiccio del Grappa è presente un'estesa fascia pedemontana in cui si alternano superfici poco inclinate di coni pedemontani, e dorsali collinari di tipo monoclinale, modellate in una serie di formazioni marnoso-arenacee del Terziario, che immergono verso SSE. Le dorsali risultano perciò allungate in senso WSW-ENE, all'incirca parallelamente alla grande scarpata meridionale del Grappa.

In particolare sono ben distinguibili: un'area occidentale in cui prevalgono le superfici dei coni rispetto ai rilievi collinari, da un'area orientale in cui le superfici delle dorsali collinari sono nettamente prevalenti rispetto a quelle dei coni pedemontani.

Nell'area occidentale interessanti appaiono le interrelazioni fra l'idrografia dei coni e quella delle dorsali collinari. Queste dorsali appaiono dissecate da valli trasversali che ne interrompono la continuità, isolando dei colli. Sono tuttavia presenti anche dorsali che conservano al loro interno segmenti di valli pensili, sospese sia rispetto al versante settentrionale, sia al meridionale, come se si fosse verificato un sollevamento delle dorsali collinari, o un abbassamento delle superfici dei coni.

Nel settore orientale invece nessuna valle attiva attraversa le dorsali collinari, che risultano piuttosto continue per una lunghezza dell'ordine degli 8-10 km. In particolare la fascia inferiore del versante settentrionale della dorsale più meridionale si configura come una scarpata rettilinea di considerevole lunghezza, della quale è difficile spiegare la genesi come forma originata dal corso d'acqua che percorre la depressione monoclinale a Nord (il Torrente Musone).

Sulla base delle conoscenze attuali, per molti aspetti lacunose, è possibile formulare soltanto un'ipotesi preliminare sull'evoluzione morfologica di quest'area subalpina.

I coni pedemontani possono essere considerati dei *glacis* parte di erosione, parte di accumulo, ma con una prevalenza di superfici di erosione. Essi si sarebbero formati, secondo i meccanismi di formazione dei coni rocciosi, in relazione ad un parziale seppellimento del rilievo collinare da parte di materiali detritici trasportati dai torrenti pedemontani. Le colline sarebbero state in gran parte spianate dall'erosione laterale dei torrenti stessi, i più importanti dei quali occupano il settore occidentale dell'area. Perciò le dorsali collinari potrebbero rappresentare dei relitti di questi processi di erosione. Tuttavia con quest'ipotesi contrasta la relativa freschezza delle scarpate rettilinee che delimitano a Nord i rilievi monoclinali del settore sudorientale. Queste scarpate potrebbero dunque essere delle forme tettoniche, determinate da faglie inverse, antitetiche rispetto alla struttura principale che segue la scarpata meridionale del Grappa (scorrimento di Semonzo e strutture che lo continuano verso Est). L'esistenza di faglie inverse con questa vergenza nell'ambito dell'area collinare è già stata dimostrata da BRAGA (1970).

## 8. COLLI BERICI

I Colli Berici consistono in un sistema di altopiani, orlati da un complesso molto articolato di scarpate ed incisi da valli con caratteri di canyon. Spesso, raggiunta la quota dell'alta pianura tali valli assumono l'aspetto di larghe valli alluvionali, ampi «golfi» della pianura interdigitati con il rilievo collinare. Per un osservatore a terra spicca perciò il contrasto fra la superficie dell'altopiano, caratterizzata da estese conche e doline, generalmente poco profonde, e le ripide scarpate marginali ed i versanti delle valli a canyon (ALBERTINI, 1952).

Vi si riconosce l'espressione di almeno due generazioni di forme. Un'attenta analisi sia delle forme dell'altopiano, sia dei caratteri e della rete delle valli permette di cogliere altri aspetti significativi per una ricostruzione dell'evoluzione morfologica del rilievo.

Fra questi spicca la «paleovalle di Pozzolo», situata nel settore meridionale, che costituisce un solco lungo circa 2 km e largo quasi 1 km, incassato nell'ambito della superficie dell'altopiano di 100-150 m, e che risulta tuttavia nettamente sospeso sia rispetto alla valle di Calto situata a Nord, sia rispetto alla pianura situata a Sud. È evidente che si tratta del troncone relitto di una valle fluviale che attraversava tutto l'antico rilievo berico. Vi sono presenti depositi allotigeni quali sabbie e ghiaie, comprendenti anche rocce di elementi cristallini (DAL PIAZ, 1947; BARTOLOMEI, 1958; CAVINATO, 1963; GIULINI & *alii*, 1981). Anche per i depositi allotigeni con ciottoli cristallini esistenti in altre parti dello stesso altopiano, può essere avanzata l'ipotesi che si tratti di residui di sedimenti fluviali di provenienza entroalpina appartenenti a un'originaria formazione (terziaria?) smantellata, in analogia con quanto viene ammesso comunemente per le ghiaie che si trovano su alcuni altopiani delle Alpi calcaree settentrionali, per i quali si usa il termine di *Augensteinlandschaft*. Questa ipotesi

richiede ulteriori controlli, poiché l'altra interpretazione, data da DAL PIAZ nel 1947, che si tratti di depositi glaciali rissiani, poggia su evidenze molto serie, anche se non ha trovato ulteriori conferme nel contesto regionale.

## 9. MONTELLO

Nell'ambito del Montello, un basso rilievo anticlinale con la forma di un'ampia cupola ellissoidale, che emerge dall'alta pianura veneta, quello che più ha richiamato l'attenzione degli studiosi è stato il settore occidentale: il SACCARDO (1885) vi ha cartografato diverse estese superfici suborizzontali separate da scarpate, che sono poi state in seguito descritte minuziosamente dallo STELLA (1902) e dal TONIOLO (1907) i quali le hanno interpretate come terrazzi, riferendoli ad antichi cicli erosivi operati dal fiume Piave. Si tratta di sei ripiani, compreso quello sommitale (forse sette sulla base dell'esame delle fotografie aeree). Si parte da un terrazzo inferiore situato alla quota di circa 140 m, soltanto 10 m al di sopra della pianura, per poi salire su una serie di terrazzi le cui quote medie si aggirano intorno ai 190, 225, 255, 280, 330 m. Meglio si coglie l'individualità dei ripiani inferiori, le cui scarpate delimitanti sono ben nette e continue; nell'ambito dei ripiani superiori invece le scarpate sono più sfumate e discontinue.

Secondo ABRAMI & MASSARI (1968) e VENZO & alii (1977), i ripiani inferiori di questa sequenza sarebbero dei terrazzi fluvio-glaciali attribuibili al Mindel. Infatti la parte più a monte della superficie di questi terrazzi sarebbe in roccia (conglomerati del Miocene), mentre la parte verso valle sarebbe in depositi fluvio-glaciali appartenenti alle antiche conoidi.

Il TONIOLO (1907) ha osservato come questi ripiani si differenzino per caratteri e densità delle doline: in particolare sui ripiani più bassi le doline sono poche e di pic-

cole dimensioni, mentre sui ripiani più elevati le doline sono molto più numerose e di maggiori dimensioni.

Viene qui presentata una rielaborazione di alcuni dati morfometrici raccolti da VISENTIN (1982). Il grafico (fig. 6) permette di evidenziare le interrelazioni fra le seguenti variabili: le quote delle superfici dei terrazzi, i diametri medi delle doline, le aree ricoperte da doline su ciascun terrazzo. Risulta evidente come, con l'eccezione dei due terrazzi più bassi, il diametro delle doline aumenti in modo quasi lineare fra valori intorno ai 40-50 m e valori superiori ai 100 m; nel contempo si verifica un aumento delle percentuali delle aree ricoperte dalle doline, comprese fra circa il 2% ed il 60%. Senza dubbio nell'ambito dei diversi terrazzi il gruppo più omogeneo è rappresentato dall'insieme 3° + 4° + 5° terrazzo, dal quale si discosta considerevolmente il 6° sia per il diametro delle doline, sia per l'area percentuale occupata da queste.

L'analisi delle dimensioni delle doline di ciascun terrazzo ci fornisce indicazioni sulla sequenza evolutiva di queste forme. Infatti, come nei normali terrazzi alluvionali, le superfici dei diversi terrazzi del Montello presentano età crescenti dal basso verso l'alto. Così per la giovane età della superficie del terrazzo inferiore il processo carsico ha avuto poco tempo per esplicarsi e la densità delle doline è ancora particolarmente bassa; sul terrazzo più alto il fenomeno carsico è invece notevolmente più evoluto tanto che ben il 60% della superficie è carinata dalle doline.

Per quanto riguarda le variazioni nei caratteri e dimensioni delle doline, queste rientrano in intervalli molto più ristretti: così il diametro medio varia fra gli estremi di 52 e 104 m; sorprende a questo proposito la scarsità di forme più piccole, in particolare nei terrazzi inferiori.

La sequenza dei terrazzi sembrerebbe da imputare più al sollevamento tettonico del colle che all'alternarsi di fasi di costruzione e di erosione del conoide in rapporto ai cicli climatici, anche se una combinazione fra i due fenomeni sembra plausibile. A favore di tale combinazione stanno alcuni caratteri dei terrazzi inferiori rilevati da VENZO & alii (1977); i terrazzi sarebbero perciò delle forme miste di erosione fluviale laterale e di deposito fluvio-glaciale. Come prova a favore del sollevamento tettonico del colle, ed insieme a questo dei terrazzi, è stata portata la deformazione delle superfici dei terrazzi inferiori e medi, superfici che risultano leggermente bombate e presentano almeno nei loro settori più settentrionali una pendenza verso monte (contropendenza rispetto all'originaria direzione di deflusso del Piave) (ABRAMI & MASSARI, 1968). Tale contropendenza sembra esistere, anche se non è facilmente valutabile a causa delle ondulazioni determinate dallo sviluppo della morfologia carsica: tuttavia una leggera pendenza verso Nord può essere osservata anche nel settore settentrionale del Colle di Montebelluna, interpretabile anch'esso come un antico terrazzo di erosione. Concludendo, la sequenza dei terrazzi documenterebbe sia più episodi di sollevamento del Colle del Montello, sia un progressivo inarcamento dell'anticlinale che lo costituisce. L'ultimo episodio di sollevamento potrebbe essere la causa principale della deviazione del Piave che ha piegato verso ENE, aggirando interamente il Colle.

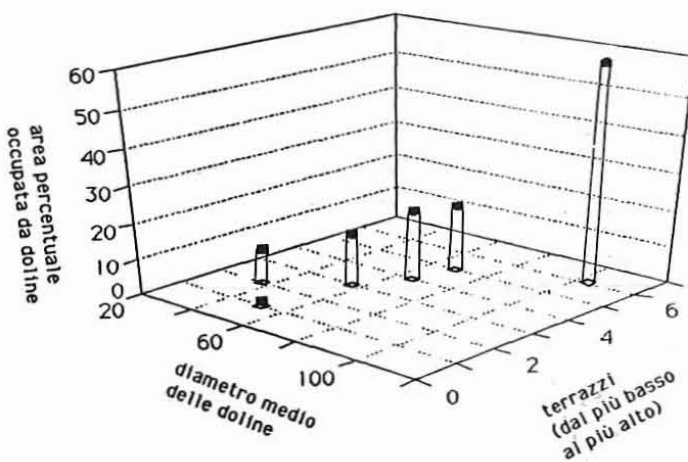


FIG. 6 - Relazione fra lo stato di sviluppo della morfologia carsica e la successione altimetrica dei terrazzi nel Montello occidentale.

I vari settori della fascia prealpina veneta, pur avendo in comune alcuni importanti caratteri morfotettonici in rapporto alla loro evoluzione nel tempo ed alla prevalenza di formazioni rocciose carbonatiche dotate complessivamente di grande spessore, presentano anche specifiche particolarità. Nel loro ambito si riconoscono diversi stili morfotettonici: a) stile a blocchi monoclinali, b) stile tabulare, c) stile complesso a pieghe fagliate. Inoltre, specialmente lungo la grande flessura pedemontana, si presenta il motivo di grandi scarpate tettoniche e, più in particolare, in alcuni tratti marginali e all'interno dei Monti Lessini, di scarpate di faglia, con diversa e varia orientazione.

Prevalente è la congruenza tra forme in grande e struttura in grande, sia nelle zone tabulari («altopiani»), sia in quelle a blocchi monoclinali e nelle zone a pieghe, nel senso che l'andamento orografico e l'altitudine riflettono in modo diretto la tettonica: di questi fatti le Prealpi Venete presentano situazioni esemplari di «forme tettoniche» specifiche e di forme strutturali derivate, modellate dai processi erosivi con risultati congruenti con la tettonica. Non mancano naturalmente le eccezioni, con esempi grandiosi di inversione del rilievo, soprattutto sul lato delle Prealpi rivolto verso la conca dei Laghi di Caldonazzo e Levico e sull'area dell'alto Agno e del Leogra (zone di massimo sollevamento). Esempi minori ma esemplari di inversione si conoscono in corrispondenza ad alcune strutture fagliate negli Alti Lessini.

Speciale attenzione è stata rivolta agli estesi resti di superfici antiche, testimoni di fasi erosive del passato giunte a produrre spianamenti o superfici a debole energia di rilievo prima dei movimenti tettonici di sollevamento che, tra l'altro, hanno portato all'altitudine attuale i vari tratti di altopiano e innescato l'incisione di profonde vallate e canyons. Alcuni altopiani, pur essendo «superfici spianate a forte condizionamento strutturale» e in pratica appartenendo alla categoria delle superfici substrutturali, hanno evidenze che testimoniano le antiche fasi erosive, soprattutto perché conservano numerosi relitti di valli d'erosione, rimaste poi sospese per effetto dei sollevamenti e dello smembramento del rilievo operatosi nelle nuove fasi erosive, oltre che trasformate per lo svilupparsi dei processi carsici e periglaciali. Altri tronchi di valli relitte, più profondi, denotano variazioni della rete idrografica assai importanti, nel corso di fasi evolutive più tarde, durante le quali i massicci montuosi sembra si siano ulteriormente disarticolati o sbloccati e inclinati, come effetto di movimenti tettonici diversificati che, tra l'altro, sembrano dimostrati in alcuni casi da anomalie apparenti nell'andamento delle valli più antiche. Anche a quote relativamente basse vengono segnalate forme o relitti di forme riconducibili a processi di spianamento, che in alcuni casi potrebbero essersi sviluppati fino al Pleistocene superiore, se non oltre.

- ABRAMI G. & MASSARI F. (1968) - *La morfologia carsica nel Colle del Montello*. Riv. Geogr. It., 75, 1-45.
- ACCORDI B. & SELMI M. (1952) - *Micropaleontologia del giacimento pliocenico di Cornuda (Treviso)*. Ann. Univ. Ferrara, 3, 69-102.
- ALBERTINI R. (1952) - *Cenni geomorfologici sui Colli Berici*. Riv. Geogr. It., 59, 93-116.
- BARTOLOMEI G. (1958) - *Resti di un carsismo terziario nei Colli Berici*. Actes Deuxième Congr. Int. Spéléol., Bari - Lecce - Salerno 1958, 1, 216-219.
- BARTOLOMEI G. (1980) - *Micromammiferi del Plio-Pleistocene*. In: «I vertebrati fossili italiani», Catalogo della Mostra, Verona, 249-258.
- BARTOLOMEI G. (1984) - *Evoluzione fisica e biologica dal Pliocene ai giorni nostri*. In: Aspes A. (a cura di): «Il Veneto nell'Antichità - Preistoria e Protostoria», 113-136, Banca Popolare di Verona, Verona.
- BRAGA GP. (1970) - *L'assetto tettonico dei dintorni di Possagno (Trevigiano Occidentale)*. Acc. Naz. Lincei, 48, 451-455.
- CARRARO F. & SAURO U. (1979) - *Il glacialismo «locale» wurmiano del Massiccio del Grappa (Province di Treviso e di Vicenza)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 6-16.
- CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1988) - *Contributo alla definizione del limite tra evidenze di neotettonica e fenomeni dovuti ad altre cause*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., in stampa.
- CASTELLARIN A. (a cura di) (1982) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 441, 220 pp.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino*. In: Castellarin A. & Vai G.B. (a cura di): «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», Guide Geologiche Regionali, 1-22, Soc. Geol. It., Bologna.
- CASTIGLIONI B. (1945) - *Problemi geomorfologici dell'Albania*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 7, 82, (10), 88-104.
- CASTIGLIONI B. & STEGAGNO G. (1935) - *La Valpantena, l'altopiano dei Lessini, la Valle d'Illasi, la Val Tramigna e la conoide terrazzata dell'Adige*. Decima escursione Geogr. Interuniv., C.N.R., Com. Naz. Geogr., 9-23.
- CASTIGLIONI G. B. (1964) - *Forme del carsismo superficiale sull'altopiano del Cansiglio*. Atti Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, cl. Sc. Mat. Fis. Nat., 122, 327-344.
- CASTIGLIONI G. B. (1974) - *Importanza dei processi periglaciali nel Pleistocene per l'evoluzione del rilievo nelle Prealpi Venete*. Natura e Montagna, 21, 15-17.
- CASTIGLIONI G. B., GIRARDI A., SAURO U. & TESSARI F. (1979) - *Grèzes litées e falde detritiche stratificate di origine crionivale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2, 64-82.
- CAVALLIN A., FORCELLA F., OROMBELLI G. & SAURO U. (1987a) - *Le grandi frane dette «Marocche», nel Trentino meridionale*. ENEL (in stampa).
- CAVALLIN A., FORCELLA F., OROMBELLI G. & SAURO U. (1987b) - *Le scarpate-pareti di faglia del settore centro meridionale del «Fascio Giudicariense»*. ENEL (in stampa).
- CAVALLIN A., OROMBELLI G. & SAURO U. (1987c) - *Studio neotettonico del settore centro meridionale del «Fascio Giudicariense»*. ENEL (in stampa).
- CAVINATO A. (1963) - *L'eolico nei Monti Berici e Lessini*. Rend. Acc. Naz. Lincei, cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, 35, 143-151.
- DE CONCINI C., DE FLORENTIIS N., GATTO G. O. & ILLICETO V. (1980) - *Movimenti attuali nelle Alpi Orientali rilevati mediante livellazioni ripetute*. Mem. Sc. Geol., 34, 53-66.
- CONEDERA C., DAL PASSO G., PICCOLI G. & TRAVAGLIA SACCARDI P. (1972) - *Studio fotogeologico del Veneto centro-occidentale fra il Lago di Garda ed il Fiume Brenta*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 28, 44 pp.
- CREMASCHI M. (1984) - *I paleosuoli ed i depositi atriali delle cavità carsiche e dei ripari*. In: Aspes A. (a cura di): «Il Veneto nell'Antichità - Preistoria e Protostoria», 101-112, Banca Popolare di Verona, Verona.
- DAL PIAZ G. (1912) - *Sull'esistenza del Pliocene marino nel Veneto*. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, 5, (1), 6 pp.

- DAL PIAZ G. (1947) - *Sui depositi morenici prewurmiani dei Colli Berici e sulla loro provenienza*. Acta Pontif. Accad., 10, (29), 339-354.
- DE MARCHI L. (1911) - *Idrografia carsica dei Sette Comuni*. 47 pp., Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque, Venezia.
- FAVERO V. & GRANDESSO P. (1982) - *Nuovi affioramenti di Pliocene marino nei dintorni di Bassano del Grappa (Vicenza)*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 71-77.
- FINK J. (1984) - *Eastern Alps*. In: Embleton C. (a cura di): «Geomorphology of Europe», 243-249, Macmillan, London.
- FORCELLA F. & SAURO U. (1988) - *Evoluzione morfotettonica del settore meridionale della dorsale del Monte Baldo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., in stampa.
- FUCHS F. (1969) - *Studien zur Karst- und Glazialmorphologie in der Monte Cavallo Gruppe - Venezianische Voralpen*. Frankfurter Geogr. Hefte, 47, 114 pp.
- GIULINI P., PICCOLI G. & SBICEGO S. (1981) - *Osservazioni preliminari su resti vegetali fossili provenienti da una cava di sabbia dei Colli Berici (Vicenza)*. St. Trentini Sc. Nat., Acta Biologica, 58, 271-275.
- VON KLEBELSBERG R. (1921) - *Zur Morphologie der Lessinischen Alpen*. Ostalpine Formenstudien, 3, (1), 66 pp.
- LEHMANN H. (1959) - *Studien über Poljen in den venezianischen Voralpen und im Hochpennin*. Erdkunde, 13, 258-289.
- MAGALDI D. & SAURO U. (1982) - *Landforms and soil evolution in some karstic areas of the Lessini Mountains and Monte Baldo (Verona, Northern Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 5, 82-101.
- MARINELLI O. (1922-1948) - *Atlante dei Tipi Geografici*. (Tav.: 10, 18, 19, 26 a cura di L. TREVISAN nella seconda edizione) I.G.M., Firenze.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & ZANFERRARI A. (1986a) - *The Oligo-Miocene molasse of Veneto-Friuli region, Southern Alps*. Giorn. Geol., ser. 3, 48, 235-255.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C. & JOBSTRAIBIZER P. G. (1986b) - *A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy)*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 8, 141-168.
- MATTANA U. (1974) - *Glacialismo e fenomeni periglaciali nel territorio delle Prealpi Venete*. Natura e Montagna, 21, 5-14.
- MATTANA U. (1978) - *Terrazzi quaternari presso Vittorio Veneto*. Quaderni Gruppo St. Quat. Padano, 4, 61-76.
- MENEGHEL M. (1979) - *I terrazzi fluviali della Valle d'Illassi (Monti Lessini)*. St. Trentini Sc. Nat., Acta Geologica, 56, 153-168.
- MENEGHEL M., SAURO U., BACIGA M. L., FILECCIA A., FRIGO G., TONIETTO V. & ZAMPIERI D. (1986) - *Sorgenti carsiche ed erosione chimica nelle Prealpi Venete*. St. Trentini Sc. Nat., Acta Geologica, 62, 145-172.
- OGNIBEN L. (1986) - *Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti*. St. Trentini Sc. Nat., Acta Geologica, 63, 1-165.
- OROMBELLI G. & SAURO U. (1988) - *I lavini di Marco: un complesso di frane oloceniche nel contesto morfotettonico dell'alta Val Lagarina*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., in stampa.
- PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981) - *Modello sismotettonico dell'area fra il lago di Garda ed il Monte Grappa*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 587-603.
- PELLEGRINI G. B. (1975) - *Carta geomorfologica del bacino del Torrente Valda (Prealpi dell'Alpago) (scala 1:10.000)*. L.A.C., Firenze.
- PELLEGRINI G. B. (1983) - *Valutazione quantitativa dell'erosione di un bacino idrografico mediante l'analisi tridimensionale del rilievo*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 6, 61-71.
- PELLEGRINI G. B. (1988) - *Aspetti morfotettonici della linea Schio-Vicenza*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., in stampa.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1901-1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig, 3 voll., 1200 pp.
- SACCARDO A. (1885) - *Ricerche intorno alle erosioni del Montello*. Atti Soc. Veneto-Trentina Sc. Nat., 9, (2), 16 pp.
- SAURO U. (1973) - *Il Paesaggio degli alti Lessini*. Studio geomorfologico. Museo Civ. St. Nat. Verona, Mem. f. s., 6, 161 pp.
- SAURO U. (1974) - *Aspetti dell'evoluzione carsica legata a particolari condizioni litologiche e tettoniche negli Alti Lessini*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 945-969.
- SAURO U. (1978) - *Forme strutturali e neotettoniche nei Monti Lessini*. Quaderni Gruppo St. Quat. Padano, 4, 31-60.
- SAURO U. (1979a) - *Dati preliminari sulla neotettonica del F. 48. (Pescbiera)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 251, 251-260.
- SAURO U. (1979b) - *Fault scarps in the western Venetian Prealps*. Proc. 15th Meeting «Geomorphological Survey and Mapping», Modena (Italy), 139-149, Ist. Geol. Univ. Modena.
- SAURO U. (1981) - *Morphogenetical and chronological aspects of some karst areas of the Italian Alps*. Proc. 8th Int. Speleol. Congr., Bowling Green, U.S.A., 556-562.
- SAURO U. & MENEGHEL M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 21 (Trento), 35 (Riva), 36 (Schio) e 49 (Verona)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. 356, 331-357.
- SCHWINNER R. (1923) - *Die Oberflächengestaltung des ostlichen Suganer Gebietes (SO Tirol)*. Ostalpine Formenstudien, 3, (2), 140 pp.
- SLEJKO D., CARULLI G. B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILCETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. C.N.R., Gruppo Naz. Difesa Terremoti, Rend. n. 1, 82 pp., 3 carte.
- SORBINI L., ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M., FORLANI L., GANDINI F., MENEGHEL M., RIGONI A. & SOMMARUGA M. (1984) - *Geologia e geomorfologia di una porzione della pianura a Sud-Est di Verona*. Mem. Museo Civ. St. Nat. Verona, 2 ser., Sez. Sc. della Terra, 2, 91 pp.
- STEFANI C. (1987) - *Composition and provenance of arenites from the Chattian to Messinian clastic wedges of the Venetian foreland basin (Southern Alps, Italy)*. Giorn. Geol., ser. 3, 49, (1), 155-166.
- STELLA A. (1902) - *Descrizione geognostico-agraria del Montello*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 11, 81 pp.
- TESSARI F. (1973) - *Geomorfologia del bacino di Lamon. Val Cison, Alpi Dolomitiche*. Mem. Museo Tridentino Sc. Nat., 19, 29-113.
- TOLLMANN A. (1986) - *Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen*. Mitteil. Oesterr. Geogr. Gesellschaft, 128, 62-72.
- TONIOLO A. R. (1907) - *Il Colle del Montello*. Mem. Geogr., 1, 257-393.
- VENZO S. (1944) - *Studio geomorfologico sull'altopiano di Lavarone e sull'alta Valsugana (Trentino). Raffronti con la bassa Valsugana e la Val d'Adige*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 83, 183-249.
- VENZO S., CARRARO F. & PETRUCCI F. (1977) - *I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa Valle del Piave da Quero al Montello e del Paleo-Piave nella Valle del Soligo*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 64 pp.
- VISENTIN G. (1982) - *Aspetti della morfologia carsica del Montello*. Tesi di laurea inedita, Ist. Geogr. Univ. Padova, relatore U. Sauro.
- WINKLER HERMADEN A. (1957) - *Geologisches Kraftespiel und Landformung Grundsätzliche Erkenntnisse zur Frage junger Gebirgsbildung und Landformung*. Springer Verlag, Vienna, 822 pp.
- WISE D. U., FUNICIELLO R., PAROTTO M. & SALVINI F. (1979) - *Domini di lineamenti e di fratture in Italia*. Ist. Geol. Paleont, Univ. Roma, 42, 53 pp.
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G. B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G. B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione neotettonica dell'Italia nord-orientale*. Mem. Sc. Geol., 35, 355-376.