

ALESSIO CONSOLI

FENOMENI CARSIICI NEL MASSICCIO DEL MONTE VELINO

Premessa. – La necessità di attuare una politica di «contenimento» e «riorganizzazione» della presenza antropica, e di ripristino di condizioni di «naturalità», nella porzione abruzzese del massiccio del Monte Velino (terza massima elevazione della catena appenninica) ha determinato l'intervento delle istituzioni pubbliche, resosi concreto nel dm 427 del 21 luglio 1987 e nella lr 54 del 13 luglio 1989, che hanno rispettivamente portato alla costituzione della Riserva Naturale Orientata «Monte Velino» e del Parco Naturale Regionale «Sirente-Velino». La presenza di particolari emergenze biotiche e geomorfologiche, che identificano quest'area come un *unicum* naturalistico di grande rilievo, ha quindi spinto a adottare misure conservazionistiche che rispondono a un'esigenza di maggiore attenzione nei confronti degli «elementi» naturali e a una loro diversa valutazione nel soddisfare i bisogni individuali e collettivi dell'uomo.

All'ulteriore attribuzione di un «valore» ambientale e «paesaggistico» consegue anche una significatività storica, poiché lo stato attuale del paesaggio è espressione del passato e di processi ancora attivi nel modellamento del rilievo terrestre. Tuttavia, gli interventi di tutela hanno privilegiato la componente biotica (attraverso, ad esempio, la stabilizzazione dei versanti con la ripresa del manto erboso sottoposto a intenso pascolo, o la reintroduzione di alcune specie avicole), mentre sono stati trascurati gli aspetti geologici e geomorfologici, che pur assumono significato valore scientifico e didattico (Consoli e Salvatore, 2001).

Studi preliminari effettuati dall'autore in quest'area (Consoli, 2001) hanno consentito di riscontrare una significativa concentrazione di morfotipi riconducibili al carsismo. Tali considerazioni sono emerse durante l'analisi fotogeologica utilizzata per il rilevamento dell'area in esame, da valutazioni sull'assetto geologico e da osservazioni relative all'organizzazione del reticolo idrografico e allo scorrimento delle acque superficiali. Dalla bibliografia è stato, inoltre, possibile acquisire ulteriori dati relativi ai caratteri geologico-geomorfologico dell'area del massiccio del Monte Velino che, però, non approfondiscono le tematiche relative alla morfologia carsica e ai rapporti tra carsismo e altri processi morfogenetici ⁽¹⁾.

(1) L'attenzione degli autori (distribuita su un arco temporale di circa novanta anni) – tra i quali Segre (1945), Gortani (1930, 1931), Crema (1919, 1920, 1933) e, più recentemente, Biasini (1966), Federici (1979), Frezzotti (1992) e Giraudi (1988, 1989, 1992, 1997, 1998) – si è concentrata prevalentemente su forme e processi glaciali e crionivali, legati cioè a quegli

Indagini sul terreno hanno successivamente consolidato l'ipotesi che il processo di dissoluzione chimica delle rocce carbonatiche rappresenta e ha rappresentato uno dei più importanti processi morfogenetici dell'area oggetto di indagine; non esiste una superficie rocciosa che non sia venuta a contatto con gli atmosferici, che non presenti l'azione erosiva dovuta alle acque piovane, di ruscellamento o di fusione nivale. Tuttavia, il riconoscimento e l'attribuzione delle singole forme a processi morfogenetici specifici non sempre risulta possibile, per la contemporaneità e la sovrapposizione degli agenti responsabili del modellamento del rilievo. In tal senso, risulta molto complesso lo studio delle relazioni e dei rapporti di causalità tra morfotipi e processi carsici e morfotipi e processi glaciali: il glacialismo può avere, infatti, predisposto, con il contributo apportato dalle acque di fusione glaciale e nivale e con l'erosione del substrato roccioso e la venuta a giorno delle superfici di stratificazione, l'azione di soluzione carbonatica contemporaneamente e successivamente all'Ultimo Massimo Glaciale (Federici, 1979). Gli stessi processi carsici possono, di contro, aver svolto anche loro una funzione preparatoria allo sviluppo di morfologie glaciali attraverso, ad esempio, la formazione di conche carsiche, dove più facile è poi stato l'accumulo e la conservazione delle precipitazioni nevose invernali. A tale funzione preparatoria del carsismo può essere succeduta, come realmente accade, una funzione conservatrice esplicatasi, ad esempio, attraverso l'approfondimento del fondo dei circhi glaciali e delle valli o modellando, senza alterarne la fisionomia, i potenti spessori di depositi glaciali messi in posto dagli apparati glaciali quaternari.

Studiare il carsismo in aree sottoposte all'azione del glacialismo quaternario e a quello del crioclastismo (passato e attuale) significa, dunque, valutare il peso con cui singoli agenti morfogenetici possono aver condizionato e possono attualmente condizionare, positivamente o negativamente, l'impostazione e lo sviluppo dei morfotipi carsici.

Inquadramento geografico e lineamenti geologici. – Il massiccio del Monte Velino, ben identificabile nel sistema tri-vettale Monte Velino, Monte Caornia (2.409 m) e Montagna di Sevice (2.355 m) rappresenta la porzione altimetricamente più elevata della «Catena del Monte Velino», e risulta interamente incluso nel territorio abruzzese; i confini dell'area di studio possono essere così delimitati: a S dai Piani Palentini, dai modesti rilievi dei Tre Monti (1.398 m) e del Monte Mallevona (1.400 m); a SO e O dagli altri modesti rilievi (Monte della Maddalena 1.141 m, Colle il Cerro 1.049 m) tra Rosciolo, Torano e Sant'Anatolia; a N dalla Piana di Corvaro, dalle strutture del Monte Cava (2.000 m), di Monte Rotondo (1.993 m) e di Monte Orsello (2.043 m); ancora più a N, i ripidi versanti del Monte Cefalone (2.142 m) e del gruppo del Monte Ocre (2.204 m) separano i Piani di Campo Felice dalla conca aquilana. I confini orientali sono, invece, rappresentati dal complesso degli altipiani delle Rocche (Rocca di Cambio e Rocca di Mezzo, Rovere e Ovindoli), che separano il massiccio del Monte Velino dal potente sistema a monoclinale del Monte Sirente (2.348 m) ⁽²⁾ (fig. 1).

ambienti che hanno caratterizzato e caratterizzano il massiccio del Monte Velino e che rappresentano, in parte, processi geomorfologici attuali; Cassoli e altri (1986) hanno, infine, realizzato uno studio di dettaglio sull'azione del glacialismo quaternario nel gruppo Velino-Sirente-Ocre.

(2) La Catena del Monte Velino è anche spartiacque naturale tra Mar Tirreno e Mare Adriatico, benché l'appartenenza delle acque di precipitazione ai singoli bacini idrografici non sia, però, sempre evidente, a causa della natura prevalentemente calcarea dei litotipi pre-

La morfologia del massiccio appare assai complessa, sia nelle macro- sia nelle micro-forme a causa non solo delle caratteristiche del substrato litologico costituito da potenti spessori di calcari organogeni, ma anche per la varietà e la molteplicità degli agenti morfogenetici che, oltre al carsismo, hanno agito e agiscono tuttora nell'area in esame, come il glacialismo pleistocenico, l'azione del crioclastismo e dei fenomeni presenti in ambienti periglaciali, il ruscellamento nivale e l'azione delle acque selvagge. Considerando la notevole estensione di aree a quota superiore ai 2.000 m ⁽³⁾, ne deriva anche un'elevata variabilità altimetrica, con valori che si distribuiscono tra i 987 m della Bocca di Teve, presso il margine O dell'area in esame, e i 2.486 m della vetta del Monte Velino. Tali forti dislivelli danno spesso luogo a pareti strapiombanti o versanti a pendenze molto accentuate – cui si contrappongono, invece, vaste aree pianeggianti o subpianeggianti come i Piani di Pezza e di Campo Felice. In questo senso, può essere agevole individuare, all'interno del massiccio, due distinti settori geografici: le profonde incisioni della Valle Majelama e del Vallone di Teve ⁽⁴⁾, separate dalla cresta culminante nel Bicchero (2.161 m), isolano le due dorsali montuose che costituiscono il primo e più meridionale settore del massiccio, rivolto verso la Piana del Fucino; una dorsale è costituita dalle maggiori elevazioni dell'area di studio, mentre la seconda si sviluppa dai rilievi di Monte Rotondo (1.993 m) e di Monte Cava (2.000 m), attraverso la Torricella (2.071 m), il Costone Occidentale e quello Orientale, Capo di Pezza (2.170 m) e la lunga cresta dei Monti della Magnola (2.220 m), fino all'Altopiano di Ovindoli. Entrambe le dorsali presentano una forte asimmetria dei versanti: quelli esposti a SO sono aridi e con vegetazione scarsa o assente, caratterizzati da notevoli dislivelli (1.200-1.400 m) e incisi da profondi fossi di erosione concentrata, sedi di occasionale scorrimento idrico; quelli set-

menti e dei numerosi e vistosi fenomeni carsici presenti nel massiccio. Le aste fluviali che drenano il versante N e una parte di quello SO si riversano, infatti, nel bacino del fiume Salto che, come subaffluente del Nera, tramite il Velino versa le acque nel Tevere. I versanti che si affacciano sulla Piana del Fucino raccolgono, invece, i tributari del fiume Liri, da quando nel XIX secolo la famiglia Torlonia proseguì e completò i lavori di prosciugamento, già iniziati in epoca romana, del Lago del Fucino; il versante NE fa, infine, parte del bacino del fiume Aterno (Mare Adriatico). Tuttavia, in alcuni casi, la discontinuità tra bacino idrografico e bacino idrogeologico appare evidente, come rappresentato dal sistema di drenaggio, superficiale e sotterraneo, che caratterizza l'Altopiano delle Rocche. Mentre l'Altopiano di Ovindoli (porzione più meridionale dell'Altopiano delle Rocche) presenta alcune modeste aste fluviali che drenano la depressione in direzione della Valle d'Arano per poi confluire nel Rio La Foce (Piana del Fucino), gli altipiani di Rovere e di Rocca di Mezzo vengono drenati da aste fluviali (Rio Gamberale, Rio Caporitorto, Rio Sant'Antonio e Fosso del Scettrò) che confluiscono nell'inghiottitoio di Terranera. Esso viene oggi chiamato «Pozzo Caldaio» – il suo nome deriva dal termine «Callara», con il quale gli abitanti locali indicavano il risucchio delle acque attraverso l'inghiottitoio, simile al ribollire di una pentola (Caldaia). Oggi sappiamo che queste acque, insieme ad altre che vengono captate attraverso percorsi sotterranei, riemergono 700 m più a valle, in località La Foce, in quelle che sono le grotte di Stiffe.

(3) Oltre alle aree cacuminali del Monte Velino, si possono citare almeno altre venti vette con quota superiore ai 2.000 m, tra cui il Costone Occidentale (detto anche Vena Stellante o Stallante 2.239 m), il Costone Orientale (2.271 m), il Monte Puzzillo (2.172 m), il Monte Muro-lungo (2.184 m) e le Punte Trento (2.243 m) e Trieste (2.230 m).

(4) Entrambe le valli, dalla tipica conformazione a truogolo glaciale, presentano nella porzione superiore un analogo andamento appenninico, in quanto impostatesi lungo l'asse di una anticlinale ad andamento NO-SE. Nella porzione mediana (1.450-1.550 m), il Vallone di Teve piega decisamente a O, mentre la Valle Majelama piega a S.

tentrionali ed esposti a NE, invece, sono contraddistinti da una morfologia assai più accidentata, pareti subverticali o strapiombanti, ripidi gradini in roccia, potenti accumuli detritici alla base dei versanti stessi ed elementi (circhi e soglie glaciali, dossi arrotondati ecc.) legati all'azione del glacialismo quaternario ⁽⁵⁾. Morfogenesi glaciale presenta anche il Vallone della Genzana (localmente denominato «L'Inzana»): delimitata dai rilievi del Costone della Cerasa e della Costa Stellata e caratterizzata da un fondo ampio a gradini subpianeggianti e dossi arrotondati, la valle è stata riconosciuta come valle glaciale sospesa tributaria della Valle Majelama ⁽⁶⁾.

Il settore settentrionale è contraddistinto dalla presenza di una lunga cresta montuosa che dal Costone Orientale si raccorda alla cima di Monte Rotondo (2.060 m) e funge da spartiacque tra due ampie e articolate depressioni, il Piano (o i Piani) di Campo Felice e i Piani di Pezza. Analogamente ad altre dorsali ad andamento E-O, quella di Monte Rotondo presenta una notevole asimmetria dei versanti: quello meridionale mostra pendenze regolari e modeste tracce di morfogenesi glaciale ⁽⁷⁾, mentre quello settentrionale è caratterizzato da sette circhi dai quali modeste lingue glaciali fluivano, nell'Ultimo Massimo Glaciale, verso i Piani di Campo Felice, deponendo estesi e potenti spessori di materiale detritico. Un imponente apparato morenico complesso deposto da una lingua glaciale impostatasi lungo la Valle del Puzzillo-Valle Leona ⁽⁸⁾ divide il pianoro in due distinti settori: la porzione più orientale dei Piani, attualmente sede degli impianti sciistici, è denominata propriamente Piano di Campo Felice, mentre più a O è un'altra depressione indicata con il nome di La Camardosa, non ancora interessata da interventi antropici, ma ampiamente utilizzata, durante la stagione estiva, per il pascolo ovino, bovino ed equino. Un'evidente soglia glaciale, situata a circa 1.850 m di quota, separa invece la Valle Leona dalla Valle del Puzzillo: è questa un'ampia conca a ferro di cavallo, orientata da SO a NE, dal fondo a gradini subpianeggianti, lunga 3,5 km e larga al massimo 2,5 km. L'azione di escavazione glaciale ha contribuito a produrre una fisionomia estremamente simile a quella già citata del Vallone della Genzana: dossi arrotondati, superfici e bancate di strato affioranti costituiscono gran parte del fondovalle e risultano intensamente carsificate; l'ulteriore sovraescavazione ha, inoltre, prodotto conche e depressioni, come quelle a quota 1.800 m e 1.730 m rapidamente evolutesi in doline. La testata della valle è sbarrata dal Costone Occidentale, imponente parete rocciosa che, con un salto di 280 m, precipita all'interno della Fossa del Puzzillo; è quest'ultima un'ampia conca ellitti-

(5) Almeno otto circhi glaciali si sono impostati lungo i versanti NE della dorsale di Monte Velino, Monte Caforina, Montagna di Sevice; i cinque più settentrionali rappresentano la testata del Vallone di Teve e costituivano, durante l'Ultimo Massimo Glaciale, gran parte del bacino di alimentazione della lingua glaciale che fluiva lungo questa valle fino a Bocca di Teve. I tre circhi più meridionali alla testata della Valle Majelama rappresentano, invece, insieme al circo della Fossa dei Cavalli, gran parte del bacino di alimentazione del ghiacciaio che fluiva, almeno fino a 14.500 anni fa, tra la Costa Stellata, la Selva del Coco e la Costa della Sentina, per tutta la valle fino al suo sbocco a quota 1.100 m circa (Frezzotti e Giraudo, 1992).

(6) Il raccordo tra le due valli è, infatti, caratterizzato da un ripido gradino in roccia, di altezza pari a circa 150 m, inciso da un profondo solco di erosione torrentizia e interpretabile come soglia glaciale di valle sospesa (Cassoli e altri, 1986).

(7) Le tracce del glacialismo sono legate alla presenza di due circhi glaciali, poco evoluti, con scarse tracce di depositi glaciali sul fondo e sviluppatisi lungo il versante SE della Cimata di Pezza e di Puzzillo.

(8) Con una lunghezza di circa 3,5 km e un'ampiezza massima di circa 1,5 km, l'argine morenico complesso della Valle del Puzzillo rappresenta uno dei più ampi depositi glaciali organizzati dell'Appennino Centrale.

ca glacio-carsica, dal fondo attualmente riempito di depositi glaciali e gravitativi carsificati e parte dell'antico bacino di alimentazione del ghiacciaio che ivi fluiva fino ai Piani di Campo Felice. In sinistra idrografica della valle sono, infine, presenti tre selle: le prime due, il Passo del Puzzillo (2.073 m) e il Passo della Torricella (2.039 m), mettono in comunicazione la Valle del Puzzillo con l'ampia depressione boscosa del Campitello, testata della Valle dell'Asino-Valle Amara; la terza, denominata Passo del Morretano (1.983 m), mette in comunicazione la stessa valle con quella del Morretano-Giumenta ⁽⁹⁾.

Morfologia simile ai Piani di Campo Felice presentano i Piani di Pezza, bacino tettonico-carsico allungato in direzione E-O tra la cresta di Monte Rotondo e il Costone della Cerasa fino al Vado di Pezza (1.468 m) e, più a S, al valico di Capo Porcaro (1.398 m), entrambi comunicanti con l'Altopiano di Rovere e di Ovindoli. I Piani presentano un fondo subpianeggiante, in parte riempito da materiale detritico sovente organizzato in dossi e risultato dell'azione di trasporto e deposito delle modeste lingue glaciali che scendevano dai dieci circhi situati lungo il versante N del Costone della Cerasa, della Costa Cerasole, di Capo di Pezza e dalla piccola lingua glaciale che occupava la Valle Cerchiata. Sul margine SO dei Piani di Pezza è presente, infine, un piccolo rilievo alto 30-40 m e dalla forma arcuata, già riconosciuto (Cassoli e altri, 1986) come morena frontale di una lingua che scendeva dai due circhi posti alla testata della Valle del Ceraso, lungo la cresta della Magnola. Come per i Piani di Campo Felice, la presenza di numerose doline poste lungo i margini del pianoro, le scarse incisioni fluviali che denotano l'assenza di un vero e proprio drenaggio superficiale e la presenza di tre piccoli laghetti come il Lago di Pezza, rimandano a un'interazione con processi carsici.

Geologia. – In base agli studi effettuati da Crema (1933) e da Vezzani e Ghisetti (1998), si può oggi affermare che gli affioramenti litoidi presenti nell'area di studio appartengono alle unità della piattaforma laziale-abruzzese e alle sue successive deformazioni tettoniche. Si tratta, in prevalenza, di calcari organogeni, compatti e a grosse bancate, appartenenti al Giurassico medio-superiore («Formazione di Pacentro») o al Cretaceo superiore (Formazione di «Monte Acquaviva»; Valanginiano-Turoniano), a volte intercalati da piccoli livelli bauxitici, formati in sacche di calcari del Cretaceo medio-superiore e costituenti giacimenti di modeste dimensioni. La «Formazione di Pacentro» si rileva nella gran parte dell'area di studio e nei settori altimetricamente più elevati del massiccio: i Monti della Magnola, l'area cacuminale del Monte Velino, Monte Caforia, Monte Costognillo e Montagna di Sevice, il Monte Murolungo, la dorsale di Monte Orsello, gran parte della cresta di Monte Rotondo, Colle dell'Orso, Capo di Pezza e Costa della Cerasa. La «Formazione di Acquaviva» non risulta molto diffusa nell'area di studio; lembi affiorano ai Prati del Caforia, sul Monte Rozza, l'area a N della Montagna di Sevice, lungo lo spartiacque del Bicchero, la Valle del Puzzillo e la dorsale del Monte Puzzillo-Monte Cornacchia a O dei Piani di Campo Felice, sull'area cacuminale del Monte Cefalone e del Monte Serralunga, parte della Cimata di Pezza e delle Valli del Morretano e del Campitello. A queste formazioni si sovrappongono, talora, alcuni lembi di calcari, arenarie e brecce mioceniche (Serravalliano-Langhiano); tra questi si segnalano i «Calcari a Briozoi e Litotamni», affioranti nei pressi della Montagna di Sevice e sui Prati del Cafor-

(9) Il tipico profilo «a U» alla testata di queste valli e altri indizi geomorfologici fanno ipotizzare una morfogenesi glaciale e una stretta correlazione, soprattutto relativa alla Valle del Morretano, con l'evoluzione dei corpi glaciali nella Valle del Puzzillo.

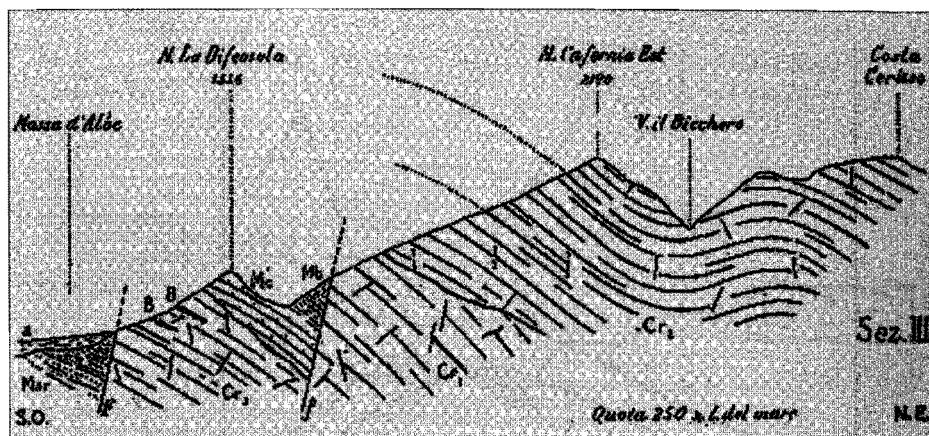


Fig. 2 — Sezione geologica attraverso il Monte Velino (da Crema, 1933)

Cr1 Calcarei del Valanginiano; Cr2 Calcarei del Sopracretaceo; B Bauxite; Mc Calcarei; Mar Arenarie; Mb Breccie del Miocene medio; mo Morene; a Alluvioni antiche

nia, mentre risultano maggiormente diffusi lungo il margine meridionale dei Piani di Campo Felice, a volte parzialmente sepolti sotto i depositi glaciali pleistocenici. Altri affioramenti sono localizzati sul Monte Serralunga, sul Monte Cefalone e sul versante SE di Monte Orsello. A formazioni plioceniche e quaternarie appartengono, infine, tutti quei depositi continentali, in maggior parte di origine alluvionale e glaciale, che ricoprono le depressioni, gli altipiani interni e i fondovalle come risultato dell'azione degli agenti esogeni sui calcari mesozoici. Tra questi si individuano depositi lacustri argilloso-limoso-sabbiosi, localizzabili nei Piani di Pezza e di Campo Felice (Pliocene superiore-Olocene); depositi appartenenti a conoidi alluvionali, oggi in gran parte inattivi, localizzati allo sbocco delle principali aste vallive alla base dei ripidi versanti SO del massiccio, come esemplificato dalla conoide complessa situata allo sbocco della Valle Majelama (Frezzotti e Giraudi, 1992); detriti di falda, associati a processi gravitativi e che ricoprono parzialmente i versanti delle principali valli (Valle Majelama, Vallone di Teve, Valle del Ceraso), terre rosse, diffuse all'interno delle depressioni carsiche e delle numerose doline presenti e sedimenti morenici, estesi depositi legati all'intensa azione del glacialismo quaternario e localizzabili nei circhi glaciali del Monte Velino e del Monte Caforia, nei Piani di Campo Felice e di Pezza, nella Valle Majelama e nel Vallone di Teve.

Un'intensa tettonica plicativa e dislocativa ha interessato tutte le formazioni calcaree: faglie sono presenti lungo il margine settentrionale dei due grandi altipiani carsici dei Piani di Campo Felice e dei Piani di Pezza, mentre una lunga faglia bordiera, orientata in direzione appenninica, si sviluppa lungo il versante meridionale dei Monti della Magnola, scompare in prossimità dello sbocco della Valle Majelama, per poi ricomparire, collegandosi con un'altra faglia che taglia trasversalmente i versanti SO del sistema Montagna di Sevice-Monte Velino-Monte Caforia. Un interessante sistema anticlinale-sinclinale ha, poi, condizionato l'impostazione e l'evoluzione delle due valli glaciali di Teve e Majelama (fig. 2). In quest'ultima, i calcari mesozoici si incurvano a formare una grandiosa anticlinale, diretta da NO a SE e disposta longitudinalmente al massiccio; essa si prolunga nel Vallone di Teve e a NO nei Monti della Duchessa, mentre a SE interessa i pacchi calcarei dei Monti della Magnola. A NE della grande piega anticlinale della Valle

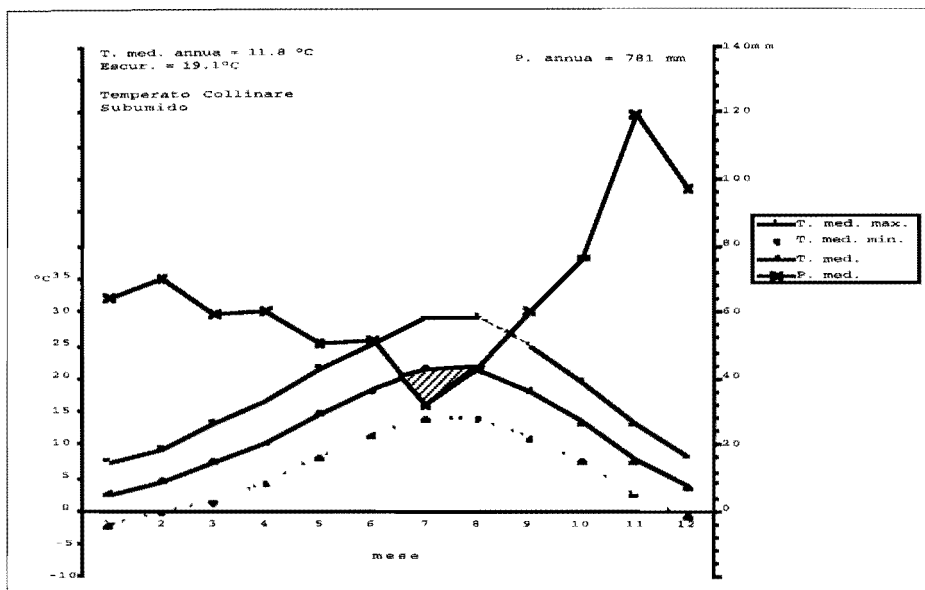


Fig. 3 – Diagramma termo-pluviometrico di Avezzano (708 m)

Majelama, invece, si sviluppa una nuova piega, sinclinale, che dal Colle dell'Orso prosegue parallelamente all'anticlinale, fino a perdersi nella Valle dell'Asino. In alcuni casi, come per la media-alta Valle del Puzzillo, gli agenti morfogenetici (principalmente carsismo e glacialismo) hanno determinato la venuta a giorno degli strati rocciosi che costituiscono il substrato calcareo, consentendo la facile individuazione dei motivi tettonici.

Inquadramento climatico. – Le caratteristiche climatiche del massiccio del Monte Velino risultano fortemente condizionate dalla sua posizione all'interno della catena appenninica e dalla distanza dal mare. Infatti, l'equidistanza dalle coste tirreniche e adriatiche e la presenza di rilievi montuosi che circondano il massiccio riducono l'effetto delle correnti umide marittime e ne aumentano la continentalità; le masse d'aria umide occidentali sono ostacolate dalla catena dei Monti Simbruini ed Ernici, mentre a E le correnti marittime scaricano la loro umidità lungo i versanti orientali della catena del Gran Sasso d'Italia e del massiccio della Majella. Conseguentemente, i valori di precipitazioni sono più modesti se confrontati con quelli dei massicci limitrofi, mentre l'andamento delle temperature evidenzia una maggiore escursione termica tra stagione calda e fredda.

Nell'area di studio sono state considerate sette stazioni termo-pluviometriche: Ovindoli (1.363 m), Avezzano (708 m), Rocca di Mezzo (1.329 m), Tornimparte (886 m), Massa d'Albe (856 m), Rosciolo (903 m) e Scurcola Marsicana (730 m)⁽¹⁰⁾. Per queste stazioni si osserva che i valori di piovosità oscillano tra 850 e 900 mm annui, con un minimo

(10) Per le prime quattro, tra le quali la stazione di Ovindoli risulta la più elevata, sono stati considerati i dati relativi al trentennio 1964-1993, mentre per le restanti stazioni sono stati considerati i dati relativi al periodo 1971-1993.

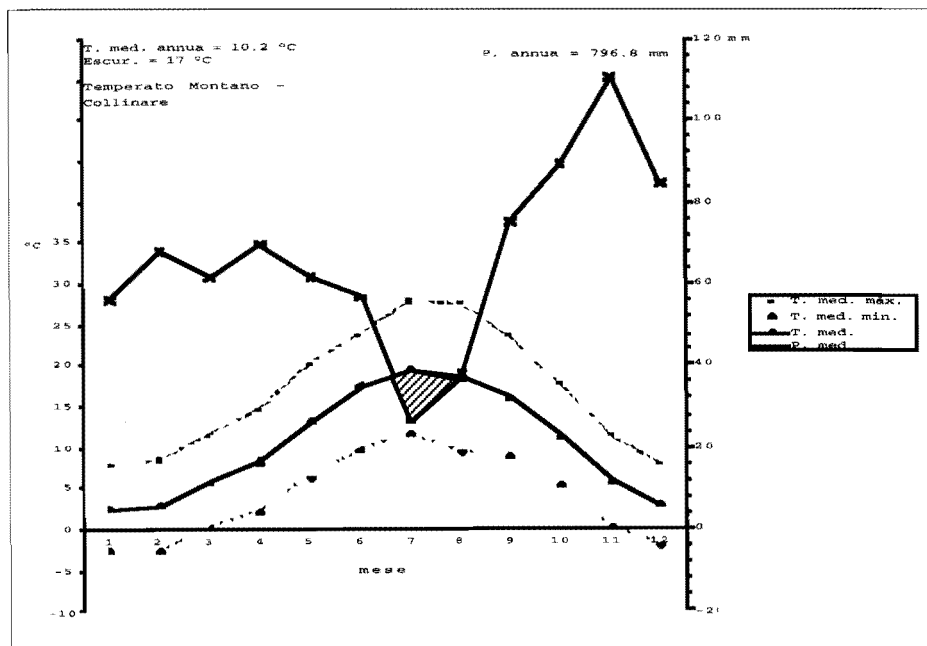


Fig. 4 – Diagramma termo-pluviometrico di Massa d'Albe (856 m)

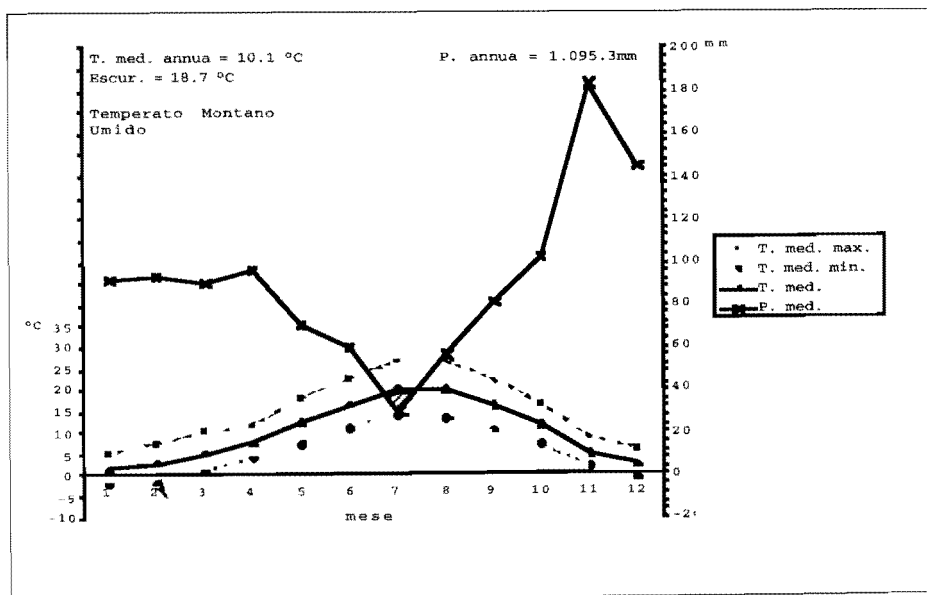


Fig. 5 – Diagramma termo-pluviometrico di Tornimparte (886 m)

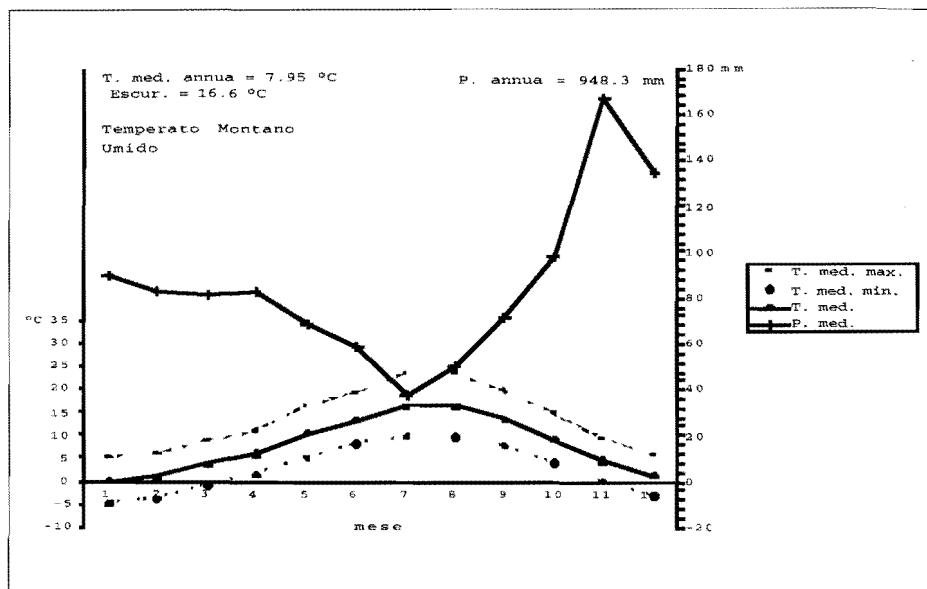


Fig. 6 – Diagramma termo-pluviometrico di Rocca di Mezzo (1.329 m)

ad Avezzano ⁽¹¹⁾ (781 mm annui) e un massimo a Tornimparte (1.095,8 mm annui), denotando una generale tendenza all'incremento della piovosità con la quota. Le piogge presentano un andamento stagionale, con due massimi, uno assoluto, in autunno, con novembre mese più piovoso (135,8 mm in media) e uno relativo, in primavera, con aprile mese più umido (78,1 mm in media). I minimi, invece, si registrano in estate, con luglio mese in assoluto più asciutto (32 mm in media) e in inverno (gennaio e marzo mesi più asciutti), anche se quest'ultimo risulta poco pronunciato. Complessivamente, la porzione settentrionale del massiccio, più esposta alle incursioni di aria umida provenienti da E e da SE, presenta il massimo pluviometrico (1.400 mm annui nell'area del Monte Puzzillo e Piani di Campo Felice), mentre la porzione meridionale, sottovento rispetto alle correnti occidentali, risulta più asciutta, con valori inferiori a 1.000 mm annui. I giorni di pioggia sono in media 95, ma il valore oscilla tra i 106 giorni di Rocca di Mezzo e gli 88 della stazione di Avezzano.

I dati relativi alle precipitazioni nevose e ai giorni di permanenza al suolo della neve sono altrettanto interessanti; poiché esiste, in questa porzione dell'Appennino, una spiccata variabilità annuale dell'innevamento, i giorni di precipitazioni nevose oscillano tra 14 e 23 all'anno per le località più elevate (Rocca di Mezzo, Ovindoli e Tornimparte) e i 2-4 giorni per le località a più bassa quota (Avezzano, Massa d'Albe, Rosciolo e Scurcola Marsicana). Di conseguenza, anche la durata della neve al suolo è assai variabile, e oscilla tra i 70 giorni (in media) per le località più elevate (Ovindoli e Rocca di Mezzo) e

(11) Un valore così modesto per la stazione di Avezzano è legato alla sua posizione ai margini della conca intramontana del Fucino. Come in altre conche, come quella di Sulmona e di Navelli, la presenza di alti rilievi limita la circolazione delle masse d'arie e, di conseguenza, le precipitazioni.

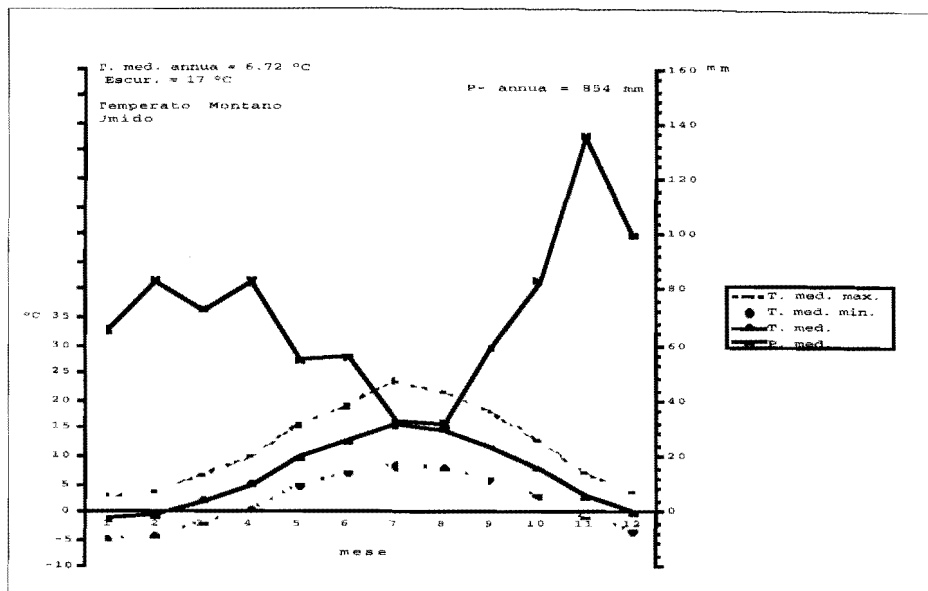


Fig. 7 – Diagramma termo-pluviometrico di Ovindoli (1.363 m)

gli 8-9 giorni per quelle a quote più modeste (Avezzano, Massa d'Albe, Rosciolo e Scurcola Marsicana). Ovviamente, gennaio e febbraio sono i mesi con il maggior numero di giorni nevosi e di permanenza della neve al suolo.

Tuttavia, anche in alcune aree a quote relativamente basse, la neve permane fino a primavera inoltrata, grazie a favorevoli condizioni di esposizione e di accumulo. Risalendo di quota, l'innevamento si protrae non solo alla primavera, ma anche a estate inoltrata (alcuni nevai lungo la Cimata Fossa dei Cavalli o nell'alto Vallone di Teve permangono fino alla seconda metà di agosto). L'analisi dei dati pluviometrici consente di attribuire all'area di studio un regime pluviometrico di tipo *sublitoraneo appenninico* del versante tirrenico.

In merito alla temperatura, i dati del Servizio Idrografico evidenziano un andamento tipico delle aree montane. La temperatura media annua oscilla tra i 6,72 °C della stazione di Ovindoli e gli 11,84 °C della stazione di Avezzano. Le temperature più elevate si registrano in luglio, con valori medi massimi che oscillano tra i 29,1 °C (per la stazione di Scurcola Marsicana) e i 23,2 °C per quella di Rocca di Mezzo. A gennaio si registrano, invece, le temperature più basse, con massime comprese tra i 2,6 °C di Ovindoli e i 7,6 °C di Massa d'Albe. Nonostante che Avezzano sia alla quota più bassa (708 m contro gli 856 m di Massa d'Albe), la sua temperatura si attesta sui 7,4 °C: la particolare esposizione termica, favorita anche dalla localizzazione dell'abitato di Avezzano in una conca, dove possono permanere per più giorni sacche di aria fredda. Le temperature minime oscillano, invece, tra i -5,1 °C in gennaio di Ovindoli e i -1,1 °C di Rosciolo (con un analogo fenomeno di inversione termica rispetto alla più bassa Avezzano); in estate (luglio), i valori medi minimi oscillano tra gli 8,3 °C, sempre a Ovindoli, e i 13,7 °C di Avezzano. Di conseguenza, i giorni di gelo, cioè quelli in cui la temperatura media minima è inferiore a 0 °C, possono raggiungere valori pari a 120-150 per le stazioni più ele-

vate (Rocca di Mezzo e Ovindoli), mentre nelle stesse località la temperatura media può essere inferiore a 0 °C per 30-90 giorni ⁽¹²⁾.

Il gradiente termico verticale, calcolato sul versante NE, è dell'ordine di 0,58 °C/100 m, mentre quello calcolato per il versante SO è dell'ordine di 0,72 °C/100 m. In base a questi valori e considerando le temperature medie annue delle stazioni considerate, l'isoterma 5 °C (temperatura media annua) si individua a quote comprese tra 1.850 e 1.950 m per i versanti O, SO e S, che risentono di una maggiore insolazione, mentre risulta più bassa e compresa tra 1.650 e 1.750 m per i versanti N ed E a minore insolazione. Il riconoscimento della quota alla quale si individua l'isoterma annuale 5 °C è particolarmente importante, in quanto consente di delimitare l'area all'interno della quale le temperature oscillano con maggiore frequenza intorno allo 0 °C favorendo, così, attraverso una prolungata permanenza della neve al suolo, lo sviluppo dei processi crioclastici prioritariamente responsabili del disfacimento meteorico della roccia in posto. L'isoterma 1 °C è localizzata, invece, a quote più elevate e, di fatto, racchiude solo l'area cacuminale della vetta del Monte Velino.

I valori delle temperature medie annue e mensili e delle precipitazioni medie annue e mensili sono stati successivamente utilizzati per la costruzione dell'«indice di termicità» e dell'«indice ombrotermico» ⁽¹³⁾, in base ai quali si è operata una classificazione bioclimatica dell'area in esame: da questa risulta che tutte le stazioni in esame appartengono alla «regione temperata», con la presenza di un bimestre arido per la stazione di Avezzano (metà giugno-metà agosto), che però si riduce a quattro settimane per le stazioni di Rosciolo, Massa d'Albe, Scurcola Marsicana e Tornimparte (seconda metà di giugno e prima metà di luglio).

Forme carsiche nel massiccio del Monte Velino. – Come è stato premesso, l'impostazione e lo sviluppo di forme ascrivibili a processi tipo *Karst* sono state influenzate e, in parte, predisposte dall'azione precedente o contemporanea di altri agenti morfogenetici, quali il glacialismo quaternario, il crioclastismo, i processi gravitativi ecc.; ne è risultata una moltitudine di forme carsiche di dimensioni ed estensione differenti, sia su roccia in posto che su materiale detritico: doline, conche glaciocarsiche, *polje* e le complesse sculture in roccia nuda dei campi carreggiati costituiscono gli elementi che caratterizzano il paesaggio carsico del Monte Velino.

(12) L'analisi delle temperature medie annue, minime e massime, consente di valutare i valori delle escursioni termiche annue, che risultano comprese tra i 16,6 °C di Rocca di Mezzo e i 19,1 °C di Avezzano, la stazione più «continentale» dell'area di studio.

(13) L'indice di termicità (It) è la somma, in decimi di grado, della temperatura media annua, della temperatura media minima del mese più freddo e della temperatura media massima del mese più freddo; è un indice che valuta l'intensità del freddo. Nell'area in esame, le stazioni di Ovindoli (It = 42,2), Rocca di Mezzo (It = 77,5), Scurcola Marsicana (It = 131,2) e Tornimparte (It = 132,5) appartengono al «termotipo montano», la stazione di Massa d'Albe (It = 152,2) a quello «montano-collinare», mentre quelle di Avezzano (It = 167,4) e di Rosciolo (It = 171) appartengono al «termotipo collinare». L'indice ombrotermico (Io), quoziente tra la somma della precipitazione media dei mesi in cui la cui temperatura media è superiore a 0 °C e la somma delle temperature medie mensili superiori a 0 °C, valuta l'intensità dell'aridità e della umidità dell'area in esame. Nell'area del massiccio del Monte Velino le stazioni di Tornimparte (Io = 8,98), Rocca di Mezzo (Io = 16,6) e Ovindoli (Io = 17) appartengono all'«ombrotipo umido», quella di Scurcola Marsicana (Io = 6,75) all'«ombrotipo umido-subumido», quella di Rosciolo (Io = 6,16) all'«ombrotipo subumido-umido» e quelle di Avezzano (Io = 5,49) e Massa d'Albe (Io = 6,49) all'«ombrotipo subumido» (Rivas Martínez, 1995).

Le conche carsiche. Le doline rappresentano la tipica forma dovuta al processo di solubilizzazione delle rocce carbonatiche: diffuse in modo eterogeneo, spesso raggruppate in areali di estensioni limitate, le doline rappresentano il morfotipo più presente nell'area in esame e assunto forme e dimensioni assai differenti, fino a valori così elevati che è possibile ipotizzare una forte interazione con i processi glaciali e periglaciali. In virtù di tali considerazioni, si è preferito operare una suddivisione del morfotipo in modo da raggruppare le doline in tre classi dimensionali comprendenti le forme piccole (con diametro da alcuni metri fino a una decina di metri), le forme medie (con diametro da una ad alcune decine o al massimo un centinaio di metri), le forme grandi (con dimensioni nettamente superiori a cento metri) associabili a vere e proprie «conche glaciocarsiche». Per tutte e tre le classi è stato poi necessario procedere a una ulteriore distinzione tra quelle doline che si sono impostate direttamente sul substrato roccioso e quelle che si sono sviluppate su depositi detritico-glaciali.

Le forme più piccole non sono molto diffuse e si trovano spesso raggruppate in aree di diverse centinaia di metri quadri di estensione a formare dei veri e propri campi di doline; hanno forma circolare, subcircolare o ellittica, diametro variabile dai 2-3 m fino a 10 m, profondità generalmente inferiore a 1 m che, solo per quelle più grandi, raggiunge i 2 m. In questa categoria è, ad esempio, ascrivibile un campo di doline localizzato su un piccolo pianoro intorno ai 2.000 m, nella porzione NO del Vallone della Genzana: le doline, dalla forma imbutiforme e poco depresse nel terreno, appaiono di dimensioni assai modeste e fortemente raggruppate, indizio di un carsismo giovane o poco sviluppato. Poche decine di metri a valle della Punta Trento, intorno ai 2.200 m di quota lungo il versante S, è presente una piccola conca, lunga 120-130 m, larga 55-60 m e dal fondo quasi piatto, sviluppatasi su di un pacco di strati inclinati a formare la piega sinclinale della Valle Majelama; al suo interno si è impostato un gruppo di doline, allineate lungo le superfici di interstrato e, talora, tra loro collegate da modesti impluvi. Nelle zone dove la carsificazione è stata più intensa, il fondo delle doline risulta maggiormente impermeabilizzato e favorisce il ristagno di acqua di fusione e di piccole masse di ghiaccio e neve che contribuiscono all'ulteriore approfondimento della stessa cavità. Un caso analogo è presente anche nella Valle del Morretano (1.850-1.900 m di quota) dove le doline, dalla profondità decimetrica (fino a un massimo di un metro), risultano allungate perpendicolarmente al versante, su ripiani costituiti da superfici di strati blandamente inclinati.

Morfotipi poligenici, ma estremamente diffusi in tutta l'area in esame sono, invece, le doline sviluppatesi sui depositi glaciali; si tratta, in effetti, di forme «da ghiaccio morto» su cui si è impostata l'azione selezionatrice delle acque piovane e di fusione nivale e quella solvente dei processi carsici. Un esempio è rappresentato dal campo di doline sviluppatosi all'interno dell'ampia depressione glaciocarsica denominata «Fossa del Puz-zillo» dove, durante la deglaciazione tardiglaciale, un modesto corpo glaciale ha deposto abbondante materiale morenico ed è stato parzialmente ricoperto da detrito precipitato dalle pareti che circondano la depressione. Così intrappolata all'interno di clasti e sfasciumi, la massa di ghiaccio è riuscita a conservarsi per maggior tempo rispetto alla neve e al ghiaccio che, direttamente esposti agli agenti atmosferici, per l'aumento della temperatura e per la riduzione dell'alimentazione nivale, sono stati sottoposti a intensa ablazione. Col tempo, anche queste lenti di ghiaccio si sono fuse provocando un riassetto degli accumuli detritici soprastanti che sono sprofondati verso il basso. A questa azione, per così dire, «gravitativa», si aggiunge quella del ruscellamento superficiale e ipodermico che asporta il materiale più fine, mentre quello grossolano rimane in posto e si compatta. A tutto ciò si aggiunge, ovviamente, l'azione delle acque stesse che discio-

glie e, alla fine, contribuisce alla ulteriore «eliminazione» di materiale clastico. Man mano che la dolina si approfondisce, questa stessa si autoalimenta; infatti, l'aumento delle dimensioni della depressione consente un accumulo maggiore e una maggiore persistenza della neve come pure un maggior richiamo di acqua piovana, intensificando, in definitiva, l'azione dei processi descritti. Il risultato finale è quello di una superficie detritica nel complesso ondulata, caratterizzata da una serie di depressioni dalla forma generalmente regolare, «a piatto» o «a scodella», e senza allineamenti o direzioni preferenziali, che crivellano letteralmente i depositi su cui si sono impostati. Nell'esempio citato della Fossa del Puzzillo, esse hanno una forma sub-ellittica e profondità massima di 1-2 m; in molti casi, poi, sull'orlo, indubbiamente più stabile, di queste doline si sviluppa un suolo che permette la crescita di arbusti, prevalentemente di ginepro montano (*Juniperus communis* sp. *montana*); il fondo, invece, risulta spesso occupato da clasti grossolani e spigolosi di dimensioni decimetriche, frutto del citato processo di selezione, ma anche lentamente rotolati sul fondo della depressione contemporaneamente all'approfondimento della stessa ⁽¹⁴⁾.

Le doline intermedie e quelle dalle dimensioni più elevate possono ospitare, durante la primavera o l'autunno, minuscoli specchi d'acqua; tra questi possiamo ricordare quel-

(14) Estremamente differenti sono le interpretazioni relative all'origine di queste doline in deposito glaciale o, più semplicemente, «cavità superficiali» su deposito morenico. M.L. Gentileschi, in un dettagliato articolo sulle forme da crioclastismo sul massiccio della Majella (1967b) e sul Gran Sasso d'Italia (1967a), fornisce un'ampia raccolta di ipotesi: G. Nangeroni (1952) ritiene che tali cavità siano la conseguenza della fusione differenziale di lenti di ghiaccio sepolto, mentre per A. Pietracaprina (1963) tali morfotipi sono il risultato della compressione nivo-glaciale su materiale clastico precedentemente disposto a formare simili ondulazioni. K. Hassert (1900), nei suoi scritti su forme crionivali nell'Abruzzo, riferendosi ad alcune doline rilevate nei depositi glaciali di varie località del Gran Sasso e della Majella, attribuisce l'avvallarsi del materiale detritico a sottostanti cavità carsiche nel substrato calcareo, catalogandole, secondo la classificazione del Cvijić al gruppo delle «doline alluvionali». Verosimilmente è possibile che alcune doline risultino «ereditate» da analoghi morfotipi subdetritici, anche se, in questo caso, lo spessore del detrito deve essere sufficientemente modesto o la depressione originaria sufficientemente profonda per poter «favorire» l'impostazione di un analogo morfotipo nel sovrastante detrito (in molti casi, infatti, tali depositi possono avere una potenza di metri o decine di metri). K. Haserodt (1953) è, invece, uno dei sostenitori dell'origine prettamente carsica di queste cavità superficiali, asserendo che esse si formano semplicemente in conseguenza di un processo di dissoluzione del materiale detritico-morenico, seguito da un asporto del materiale a opera delle acque che circolano nello stesso. La creazione di vie di drenaggio subdetritico preferenziali, continua Haserodt, sarebbe alla base della creazione di una superficie ondulata alla quale corrispondono dossi e cavità doliniformi. J. Demangeot (1965), infine, avanza l'ipotesi della pura azione meccanica di selezione e trasporto delle acque circolanti nel detrito morenico attraverso il fondo del deposito, da cui la tendenza allo sprofondamento dello stesso. Accettando questa ultima ipotesi, M.L. Gentileschi ritiene che tali morfotipi siano da considerare non come vere e proprie doline, bensì «conche crionivali», cioè depressioni di origine crionivale sviluppatesi su precedenti forme in depositi detritici. Personalmente ritengo che tutte le ipotesi sostenute possano concorrere alla impostazione e allo sviluppo di tali cavità superficiali, anche se le modalità e l'intensità, nonché le fasi in cui agiscono la dissoluzione carbonatica, il trasporto meccanico del detrito, la compattezza nivo-glaciale e l'«adattamento» della superficie detritica al substrato roccioso (o a un altro precedente deposito detritico) risultano assai differenti. È appunto in tal senso che si è preferito mantenere, nell'attribuzione del processo morfogenetico responsabile dello sviluppo di questa forma, una ipotesi «poligenica», anziché strettamente monogenica.

lo presente nella Valle del Puzzillo, alla quota 1.781 m, che si imposta sul fondo di un'ampia dolina «a piatto» profonda alcuni metri. Essa presenta, sul bordo settentrionale, un piccolo solco d'incisione che funge da scolmatore nelle fasi di piena del piccolo lago. La presenza di questi specchi d'acqua, distribuiti eterogeneamente in tutta l'area di studio, rappresenta non solo un punto di maggiore concentrazione di umidità, ma anche una importante riserva di acqua per il bestiame che pascola in queste zone durante l'asciutta stagione estiva. Oltre a ospitare piccoli specchi lacustri, tali depressioni svolgono una importante funzione drenante per le acque superficiali. In particolare, due profonde cavità parzialmente riempite da depositi grossolani e poste a 1.720 m e a 1.450 m di quota sbarrano il deflusso delle acque che scorrono sul fondo del Vallone di Teve; in località Colletto di Pezza, a quota 2.100 m circa in prossimità del rifugio CAI «V. Sebastiani», è presente invece un'altra piccola cavità, larga 4 m circa e fortemente asimmetrica a seguito della forte inclinazione del pacco di strato su cui si è impostata. Attualmente, risulta essere colmata di detriti e inerti da costruzione, ma in un recente scavo del 1997 gran parte di questo materiale è stato asportato, raggiungendo, a un paio di metri di profondità, il fondo della depressione; questa appariva riempita di clasti grossolani e da fratture beanti che fanno ipotizzare un collegamento con cavità sotterranee.

Le doline di dimensioni intermedie risultano essere le più diffuse nell'area in esame e, come quelle di dimensioni inferiori, presentano fisionomia e struttura estremamente diversificata. Quelle più interessanti si trovano nei Piani di Campo Felice: si tratta di campi di doline, formatesi principalmente secondo il procedimento descritto in precedenza, su tutto l'esteso accumulo glaciale prospiciente la Valle del Puzzillo e in parte anche sui depositi glaciali presenti tra questo limite inferiore e i 1.650 m di quota all'interno della Valle Leona ⁽¹⁵⁾. La denominazione «i Cento Monti», che è stata utilizzata per individuare tutta quest'area, ben si adatta a descriverne la morfologia: una distesa ondu-

(15) Questi depositi rappresentano l'ultima significativa espressione del ghiacciaio che fluiva nella Valle del Puzzillo nel tardo Pleistocene e risultano costituiti da due elementi principali: un argine morenico complesso e un deposito glaciale disorganizzato. Del primo, dalla convessità verso NE e che può essere considerato come il risultato della sovrapposizione di morene di accrezione, probabilmente a nucleo ghiaccio, risultano ben conservate solo le porzioni laterali, mentre quella più avanzata, che doveva spingersi fin quasi sotto il Monte Cefalione, è stata completamente erosa dal ruscellamento superficiale e i materiali nuovamente depositi sotto forma di coni alluvionali. La porzione di argine più settentrionale è molto sviluppata e ha una lunghezza di circa 1,5 km, mentre la sua larghezza raggiunge gli 800 m: sulla superficie è stata rilevata una successione di cordoni dalla forma arcuata, lunghi al massimo alcune centinaia di metri, che dovevano rappresentare digitazioni della fronte glaciale all'inizio della deglaciazione. L'altro lembo di argine morenico è situato a SE, è lungo circa 1.200 m e largo, in media, un centinaio. Sebbene non organizzato come un unico anfitratto morenico, tale apparato rappresenta la massima posizione raggiunta dal ghiacciaio nell'Ultimo Massimo Glaciale. Questo elemento morfologico racchiude un vasto deposito glaciale disorganizzato che risale parzialmente nella Valle Leona ed è formato, probabilmente, dalla sovrapposizione delle morene di ablazione a un deposito glaciale di fondo. L'analisi dei profili trasversali della Valle del Puzzillo fa ipotizzare che durante l'Ultimo Massimo Glaciale tutta la valle fosse occupata da un corpo glaciale e che questo contribuisse anche ad alimentare, tramite la trasfuenza attraverso il Passo del Moretano, un ghiacciaio che si era sviluppato lungo la valle omonima. In questa fase l'erosione avrebbe interessato tutta la soglia di quota 1.850 m della Valle del Puzzillo, permettendo al ghiacciaio la sovraescavazione di due grosse conche situate immediatamente a valle della stessa, tra 1.800 e 1.730 m di quota, oggi evolutesi in doline.

lata di depressioni carsiche o pseudo-carsiche senza soluzione di continuità interessa tali depositi glaciali, per una superficie complessiva di circa 4,5 km². Le depressioni presentano un perimetro regolare, circolare, subcircolare o ellittico; alcune assumono una conformazione «a 8» dovuta alla coalescenza di due doline; in altri casi le forme si complicano per coalescenze multiple; presentano un fondo «a piatto» o «a scodella», un diametro o asse maggiore che dai 10 m raggiunge i 40-50 m per le doline più grandi e complesse. Sul fondo, generalmente a 2-3 m e fino a 8-10 m dall'orlo della dolina, si rinvencono piccoli clasti e sedimenti fini, mentre, occasionalmente, si trovano ciottoli più grossolani scivolati o rotolati lungo i versanti della depressione. Risultano essere scarsamente vegetate, prevalentemente sul fondo, e con una rada copertura erbacea che si sviluppa tra l'abbondante detrito superficiale. Forme simili, ma con una estensione più modesta, si individuano in tutta l'area del massiccio del Monte Velino, come sui depositi würmiani dei Piani di Pezza e sul fondo, spesso coperto dai detriti, dei circhi alla testata delle valli glaciali (circo glaciale a N della Punta Trento oppure circo a E del Monte Cafornia). Il fondo ampio e parzialmente riempito di caotici depositi glaciali del circo del Vallone della Genzana è interessato da numerose doline imbutiformi, alcune più grandi e svasate, altre più piccole e incassate, che presentano al loro interno grossi blocchi (fino ad alcuni m² di grandezza) rotolati alla base e una modesta vegetazione arbustiva localizzata nelle aree più elevate del deposito. Analoghi morfotipi sono presenti anche all'interno dei depositi glaciali nelle porzioni medio-superiori del Vallone di Teve e della Valle Majelama: qui, le doline sono molto irregolari, dal fondo più ripido, e dalla forma «a imbuto» e, qualche volta, «a pozzo»; presentano una granulometria dei clasti molto più elevata delle precedenti, che può comprendere anche enormi blocchi precipitati dalle pareti circostanti, o erratici glaciali in apparente instabile equilibrio sull'orlo delle depressioni. Molto spesso, come nel caso della morena stadiale di quota 2.080 m nella Fossa del Puzillo, le doline si impostano immediatamente alle spalle dei depositi morenici, creando ripide depressioni più simili a veri e propri inghiottitoi, profondi fino ad alcuni metri.

In altri casi, le doline risultano impostate sul substrato roccioso e influenzate da struttura e giacitura degli strati o dall'azione del glacialismo quaternario. Il rilievo che chiude a SO il circo più settentrionale alla testata della Valle Majelama appare intensamente sottoposto all'azione del glacialismo, che ha eroso e arrotondato le testate di strato affioranti. Da questi piani di debolezza, si è sviluppato un piccolo campo di doline dalla forma prevalentemente ellittica o più spesso irregolare, anche se allungate nella direzione di immersione degli strati. Le dimensioni, oltre la forma, sono estremamente varie e comprese tra alcuni metri, per quelle circolari, fino a una decina di metri per quelle più grandi o derivanti da coalescenze singole o multiple. Condizioni simili si rinvencono anche nell'area de «la Crocetta» e di Coppa Agapito al margine NO dei Piani di Campo Felice. Altri caratteri giacaturali e strutturali hanno, invece, influenzato lo sviluppo di una serie di doline in roccia, disposte «a cascata» e di forma ellittica, allineate all'interno di alcune vallecole sviluppatesi sul versante NO del rilievo La Torricella (2.071 m), a ovest della Valle del Morretano. In quest'ultima, l'azione di sovraescavazione del ghiacciaio che vi fluiva nel Würm III ha prodotto ampie depressioni subpianeggianti, all'interno delle quali (ad esempio, quella a quota 1.735 m circa) si sono successivamente sviluppate alcune doline dal diametro di alcuni metri e dal fondo prevalentemente «a piatto». Superfici sommitali spianate o subpianeggianti, quali quelle occupate da ampie insellature, possono altresì ospitare depressioni carsiche; una di queste è osservabile lungo il versante SE del Monte La Difensola. In quest'area, su una sella quotata 1.220 m circa, è osservabile una grande depressione carsica in roccia, dalla forma

pseudo-rettangolare, lunga 80 m circa e larga 50-60 m; il fondo, ampio e svasato, risulta a una quota di circa 15-20 m inferiore al bordo della dolina e parzialmente occupata da roccia in posto, residuo della dissoluzione carbonatica. Altrove, si è osservata la presenza di un piccolo reticolo idrografico collegato alla forme e all'evoluzione di tali depressioni carsiche. Nella porzione meridionale dei Piani di Campo Felice, numerose valleciole confluiscono in doline poste in corrispondenza delle rotture di pendio tra rilievo e fondovalle, dove il contatto tra i depositi alluvionali impermeabili e il substrato calcareo favorisce, anche grazie alle acque che quivi convergono dai versanti sovrastanti, i processi di carsificazione.

Come per le doline di dimensioni inferiori, anche a questa categoria sono ascrivibili depressioni occupate da piccoli specchi lacustri: si tratta di doline dal fondo piatto, circolari o ellittiche, con diametro o asse maggiore lungo 70-80 m e al cui interno il livello dell'acqua oscilla sensibilmente tra l'autunno, quando raggiunge 1-1,5 m di profondità e l'estate, quando si presentano asciutte o con sottili e fangosi veli d'acqua; questi specchi d'acqua hanno quasi sempre un piccolo impluvio che funge da immissario, dall'andamento meandriforme, che drena le acque stagnanti dell'altopiano sul quale si sviluppa. Esempio caratteristico è il Laghetto di Campo Felice, posto a 1.528 m di quota e formato dalla coalescenza di due grandi doline, anche se solo una ospita uno specchio d'acqua permanente; dall'asse maggiore di circa 150 m, il laghetto è dotato di un brevissimo emissario che si attiva quando le acque superano la soglia e defluiscono in un più lungo canale, che drena tutta la porzione orientale dell'altopiano. Questi canali hanno fisionomia e caratteri peculiari e sono tipici degli altipiani carsici; si tratta di brevi corsi d'acqua sviluppati interamente nelle depressioni subplaneggianti che costituiscono il fondo del *polje*: hanno un andamento meandriforme a seguito delle modestissime pendenze presenti, piccole scarpatine di erosione ($h < 1$ m) di raccordo con la depressione carsica e possono esondare allagando le aree circostanti. Devono la loro esistenza alla parziale impermeabilizzazione del fondo del *polje* da parte di materiali limoso-argillosi (Vezzani e Ghisetti, 1998), non hanno uno «sbocco» superficiale (anche perché si sviluppano in bacini endoreici), ma le loro acque vengono lentamente e direttamente assorbite dal terreno o si dirigono verso inghiottitoi. Altri specchi d'acqua si riscontrano all'estremità settentrionale dei Piani di Campo Felice (dove è presente, a quota 1.539 m, una dolina dalla forma ellittica e asse maggiore di circa 70 m) o nell'area dei Piani di Pezza dove, però, il laghetto che occupa una depressione carsica di una decina di metri di diametro rappresenta l'eredità di uno specchio lacustre di livelli e dimensioni estremamente irregolari e che raggiunse, durante l'Ultimo Massimo Glaciale, 1 km² di estensione e una profondità di 8-10 m; tale livello permise al lago di superare la soglia del Vado di Pezza (in quel periodo situato a quota più bassa che quella odierna) e sviluppare un emissario verso l'altopiano delle Rocche ⁽¹⁶⁾.

(16) L'area dei Piani di Pezza è stata recentemente studiata da Giraudi (1997) al fine di operare una ricostruzione dell'evoluzione delle condizioni morfogenetiche che hanno permesso la sedimentazione di depositi lacustri nel corso del tardo Pleistocene superiore e dell'Olocene. In tal senso, gli elevati livelli raggiunti dallo specchio lacustre durante tutta la fase dell'ultimo acme glaciale sono testimoniati dallo scanno lacustre derivato dalla rielaborazione dei depositi glaciali appartenenti all'apparato morenico frontale della Valle del Ceraso (Biasini, 1966). A ulteriore testimonianza di tale dinamica deposizionale, vi sono ciottoli calcarei di dimensioni decimetriche, immersi nei tipici depositi lacustri sabbioso-limosi e legati alla fusione di piccole masse di ghiaccio galleggianti che trasportava detriti glaciali. Durante la successiva deglaciazione, la fase di regressione glaciale avvenne in maniera prima moderata e tale

Fig. 8 – *Laghetto di Campo Felice*

(Fotografia dell'autore)

Le conche glacio-carsiche. Le depressioni che superano il centinaio di metri di diametro sono incluse in una particolare categoria, quella delle conche glaciocarsiche, in cui l'azione carsica può considerarsi solo uno degli agenti morfogenetici. Nella formazione della Fossa del Puzzillo (1.956 m), la vera rappresentante di questo gruppo presente nell'area studiata, hanno contribuito differenti agenti morfogenetici (17): probabilmente le prime fasi si devono all'azione del carsismo che cominciò a creare una piccola depressione, allargata e approfondita dal crioclastismo. L'erosione glaciale operò una escavazione importante, allontanando grandi quantità di materiale clastico e fornendo elevate quantità di acqua di fusione che fluì attraverso un drenaggio sotterraneo disciogliendo il detrito carbonatico. Terminata la glaciazione, la conca, notevolmente approfonditasi, è stata in parte riempita dai detriti glaciali che il ghiacciaio non riuscì ad allontanare, da imponenti coni e falde di detrito a grandi blocchi che si distaccano dalle

da permettere la costituzione di depositi argillosi (varve) e, successivamente, in modo più rapido, determinando la sedimentazione anche di depositi fluvio-glaciali più grossolani. I sedimenti lacustri depositi in questa fase rappresentano solo il secondo dei cinque livelli presenti e individuati in questa indagine; tali livelli evidenziano come, nei periodi successivi all'Ultimo Massimo Glaciale, lo specchio d'acqua fosse sempre presente, seppur di dimensioni ridotte, mentre depositi colluviali e fluvio-glaciali trasportati e depositi dal ruscellamento colmavano il fondo di questa depressione. In base ad analisi radiometriche sui suoli presenti, si sono, infine, potute datare le varie condizioni climatiche che hanno condizionato l'evoluzione del lago, arrivando a individuare anche fasi di assenza dello stesso, mentre l'ultima presenza dello specchio d'acqua risalirebbe a un periodo 1.575 ± 65 anni BP.

(17) In questi casi, piuttosto che di forme strettamente carsiche, sarebbe più corretto parlare di «forme poligeniche» evolute nel corso di migliaia di anni.

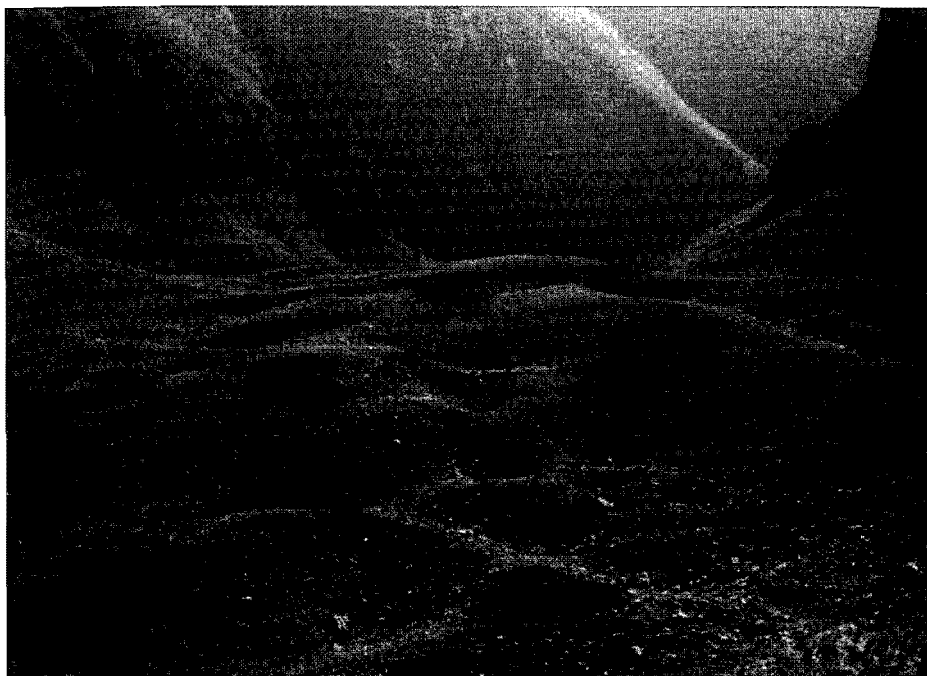


Fig. 9 – Vallone della Genzana. Doline in deposito glaciale

(Fotografia dell'autore)

pareti del Costone Occidentale, da una grande falda continuamente alimentata da crolli e valanghe. Così, mentre la gelivazione frantuma le pareti, il carsismo continua la sua opera di dissoluzione allargando e approfondendo la depressione. L'interazione di tali processi ha, oggi, prodotto una conca ellittica, profonda fino a 313 m, lunga 1.250 m, larga 650 m e separata dalla media e bassa Valle del Puzzilla da una soglia alta fino a 60 m.

Anche depressioni di tali dimensioni posso ospitare specchi lacustri, tra i quali il più interessante è senza dubbio quello ospitato in una conca, situata in territorio laziale, tra il Monte Murolungo e il Monte Morrone, nelle Montagne della Duchessa, e denominato Lago della Duchessa (1.788 m); esso è uno dei pochi laghi di origine glacio-carsica presenti sugli Appennini, in quanto carsismo e glacialismo hanno entrambi contribuito alla sua impostazione e sviluppo. Il lago, dalla tipica conformazione «a 8», ha una lunghezza di circa 400 m, una larghezza massima di 130 m circa e occupa non solo il fondo di un ombelico glaciale, ma anche il fondo di due doline coalescenti; risulta alimentato solamente dalle acque piovane e da quelle di scioglimento nivale, non presenta emissari superficiali e il suo livello varia notevolmente in funzione della precipitazioni sia solide sia liquide.

I *polje*. Secondo la terminologia classica abruzzese sono definiti «piani» le vaste depressioni endoreiche circondate da ripidi rilievi all'interno dei principali massicci carbonatici e generalmente riconducibili a morfotipi caratteristici del carsismo, i *polje*. Seguendo le definizioni fornite da Castiglioni e Sauro (in Castiglioni, 1986) è possibile ascrivere a questa categoria le più ampie conche presenti nella porzione più settentrionale del Massiccio del Monte Velino.



Fig. 10 – *Conca glacio-carsica denominata Fossa del Puzzillo*

(Fotografia dell'autore)

I Piani di Campo Felice (1.530 m), depressione tettono-carsica, dal fondo pianeggiante o subpianeggiante, sono circondati da versanti estremamente ripidi, raccordati bruscamente al fondo della depressione e con valori medi di pendenza che oscillano tra il 50% e il 55% per i versanti settentrionali (rilievi di Monte Cefalone, Monte Serralunga e Monte Orsello) e il 30-35% per i versanti meridionali (rilievi di Monte Cornacchia, Monte Puzzillo e cresta di Monte Rotondo). Il settore centrale e parte della porzione orientale del *polje* presentano estese coperture detritiche e depositi glaciali con spessori a luogo assai potenti (nell'area dell'argine morenico frontale della Valle del Puzzillo la loro potenza è stimabile in almeno 70-80 m), mentre le restanti aree sono occupate da coperture alluvionali-lacustri il cui spessore non è però stimabile ⁽¹⁸⁾. In base a tali osservazio-

(18) Oltre ai depositi glaciali legati all'azione dell'apparato glaciale che fluiva nella Valle del Puzzillo, altre e numerose sono le tracce testimoni del glacialismo quaternario. Il versante SE della conca di Campo Felice risulta modellato da almeno sette circhi glaciali che si allineano da O a E verso la cresta di Monte Rotondo. I più grandi (ampiezza fino a 900 m) sono quelli più occidentali, dal fondo ampio, pianeggiante o leggermente depresso, parzialmente occupato da depositi glaciali carsificati; in particolare, i circhi di Valle dell'Azzocchio e quello a NO di Punta dell'Azzocchio alimentavano una corta lingua glaciale che fluiva verso l'apparato glaciale della Valle del Puzzillo. I due circhi più orientali, invece, si presentano di dimensioni più modeste (ampiezza massima tra 400 e 450 m) e hanno alimentato una lingua glaciale lunga poco meno di 2 km, che scendeva verso i Piani di Campo Felice fino ai 1.550 m di quota. Anche se attualmente risultano rimaneggiati per la costruzione e la manutenzione degli impianti sciistici presenti nell'area è, tuttavia, ancora possibile osservare una successione di piccoli argini morenici, residui stadiali della massa glaciale in regresso.



Fig. 11 – *Piani di Pezza. Panorama dal Colletto di Pezza (2.072 m)*

(Fotografia dell'autore)

ni, è opportuno considerare che all'interno dei Piani si individuano aree in cui il *polje* risulta essere ancora attivo, in quanto presenta manifestazioni riconducibili a processi carsici, e altre nelle quali non è possibile riconoscere lo stato o meno di attività, stante appunto la copertura detritica. Nelle porzioni attive, si riscontra la periodica inondazione da parte delle acque di fusione nivale e di quelle piovane, dovuta all'incapacità di smaltimento da parte degli inghiottitoi presenti, come quello visibile presso il margine settentrionale della Camardosa alla quota 1.524 m; modesta depressione imbutiforme (diametro di circa 3 m), l'inghiottitoio risulta parzialmente ostruito da grossi clasti talora collocati dai pastori locali per prolungare il ristagno d'acqua nella stagione primaverile. Un secondo inghiottitoio, poco visibile ai piedi del versante opposto in località Capodacqua, funziona da sorgente temporanea: infatti, alla base di questo versante, caratterizzato da una serie di vallecole alternate a piccoli rilievi «a dorso d'asino», tipici del paesaggio carsico, tra aprile e maggio, la falda, a contatto con i depositi alluvionali, viene a giorno attraverso questa piccola dolina o direttamente dal sottosuolo. Assieme agli apporti idrici superficiali, essa inonda tutta la depressione con una lama d'acqua che difficilmente raggiunge il metro di spessore e che perdura da due a tre mesi. Nella porzione centrale e orientale dei Piani, la dinamica appare più complessa e, più che alla formazione vera e propria di uno specchio d'acqua, si assiste a una forte imbibizione del terreno alluvionale da parte di acqua stagnante, drenata da un piccolo corso d'acqua meandriforme (si veda il paragrafo precedente). L'inghiottitoio che assorbiva queste acque risulta oggi parzialmente sepolto sotto i riempimenti realizzati per la costruzione della strada che porta agli impianti sciistici; è, comunque, ancora possibile rilevare in quest'area, a circa 1.523 m di quota, la formazione di un laghetto temporaneo che funge anche da punto

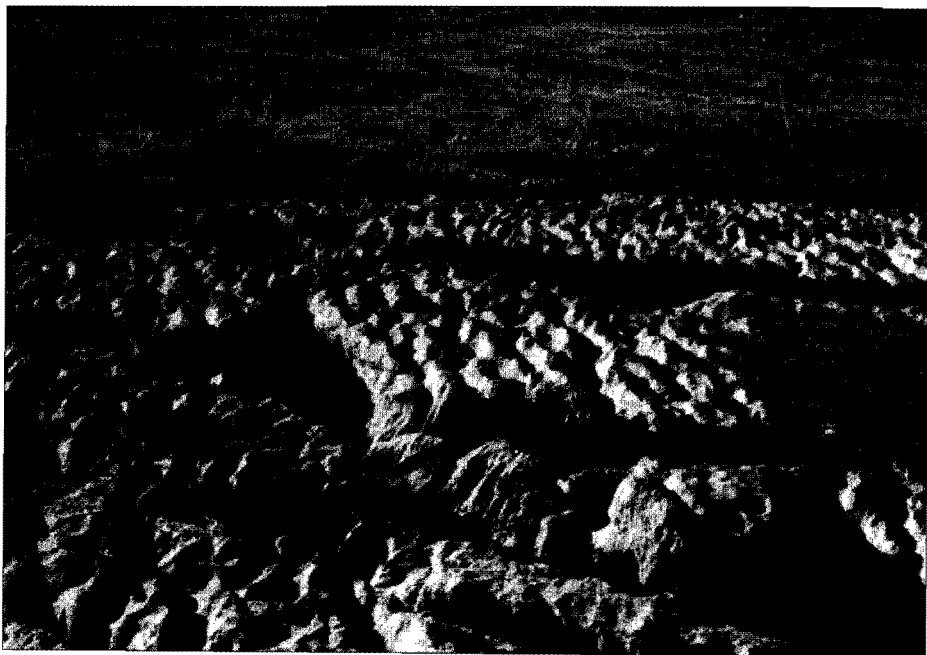


Fig. 12 – *Campi solcati (Karren) nella media Valle del Puzzilla*

(Fotografia dell'autore)

di raccolta e assorbimento delle acque superficiali ⁽¹⁹⁾. Il confronto dei caratteri morfologico-idrologici dei Piani di Campo Felice con le tipologiche carsiche note in letteratura ha consentito di classificare questo morfotipo come «polje di attraversamento» (Gams, 1973).

I Piani di Pezza (1.490 m), dalla lunghezza di circa 6 km e un'ampiezza massima di 1,5 km, rappresentano un morfotipo di più complessa attribuzione carsica: si tratta, indubbiamente, di un bacino intramontano di origine tettonica che presenta versanti particolarmente ripidi, con pendenze che oscillano tra il 40% del versante settentrionale e il 45% di quello meridionale e un brusco raccordo tra questi ultimi e il fondo della depressione. Quest'ultimo appare subpianeggiante, ma quasi completamente occupato da potenti spessori di depositi glaciali ⁽²⁰⁾, fluvioglaciali o lacustri che mascherano completamente il substrato roccioso e gli eventuali inghiottitoi presenti; non esiste, inoltre, una vera e propria circolazione idrica superficiale, in quanto le acque sono drenate ipo-

(19) Comportamento e funzioni analoghe presentano anche la già citata dolina al margine settentrionale dei Piani a 1.539 m o il piccolo lago, a quota 1.530 m, che occupa anch'esso il fondo di una dolina di un centinaio di metri di lunghezza.

(20) Come già affermato in precedenza, tali depositi sono il risultato dell'azione di erosione e trasporto da parte degli apparati glaciali che fluivano nei circhi glaciali a N del Costone Orientale, della Costa Cerasole e del Costone della Cerasa, oltre alla modesta lingua glaciale che fluiva nella Valle Cerchiata. Si tratta, anche in questo caso, di depositi caotici, a volte organizzati a formare piccoli dossi o rilievi dalla forma arcuata e in parte rimaneggiati e incisi dalle acque superficiali o ricoperti da una debole coltre alluvionale. Giraudi (1997) individua spessori di almeno 10-15 m per tali depositi glaciali costituiti, analogamente a quelli dei Piani di Campo Felice, da clasti eterometrici e spigolosi immersi in una matrice sabbioso-ghiatosa.



Fig. 13 – *Crepacci carsici e Karren (Valle del Puzzilla)*

(Fotografia dell'autore)

dermicamente dai detriti presenti in superficie. L'isolamento del bacino è, inoltre, relativamente recente in quanto, fino a tutto il periodo tardiglaciale, i Piani di Pezza hanno rappresentato la porzione superiore di un fondovalle raccordato con il livello di base di un corso d'acqua, il Rio Gamberale, che si immetteva nella piana di Rovere cosicché, nell'Ultimo Massimo Glaciale, le acque del Lago di Pezza fluivano liberamente, attraverso la strettoia del Vado di Pezza, nell'Altopiano delle Rocche ⁽²¹⁾. Solo successivamente, il sollevamento del Vado stesso (Biasini, 1966), a seguito dell'attivazione di una faglia ivi presente, ha determinato la separazione della porzione superiore della valle percorsa dal Rio Gamberale (i Piani di Pezza appunto) da quella inferiore. In virtù di tali considerazioni appare evidente la notevole discontinuità nel comportamento di tale depressione, e dunque la possibilità di ascriverla tra le forme pseudo-carsiche come «polje aperto» (Castiglioni, 1986).

Superfici d'erosione e solcature carsiche. Parte del paesaggio carsico osservabile nell'area del massiccio del Monte Velino è riconducibile alla diretta azione di

(21) Durante l'Ultimo Massimo Glaciale il ghiacciaio, sebbene alimentato da numerose lingue glaciali, non defluisce mai al di fuori dei Piani di Pezza; studi effettuati (Cassoli e altri, 1986; Crema, 1919; Giraudi, 1997) hanno però dimostrato che durante il Riss una potente coltre glaciale ricopriva tutta la depressione e fuoriusciva dai Piani attraverso lo stesso Vado di Pezza (che presenta una tipica conformazione «a U») espandendosi nell'area del Campo di Rovere. Dopo questa estrema avanzata, il ghiacciaio si sarebbe lentamente ritirato all'interno dei Piani di Pezza, mentre il suo scaricatore fluvioglaciale, trasportando le acque di fusione, contribuiva a mantenere aperto il Vado liberandolo dai detriti che vi si depositavano.



Fig. 14 — *Vaschetta di corrosione (Valle Majelama)*

(Fotografia dell'autore)

solubilizzazione, da parte delle acque piovane o di fusione nivale, del substrato roccioso affiorante e delle grandi quantità di depositi di origine gravitativa, glaciale o prodotta direttamente dal disfacimento meteorico a opera del crioclastismo. Tale azione ha comportato l'impostazione e lo sviluppo di molteplici morfotipi riconducibili sia a singole forme carsiche, i *Karren*, sia a complessi di singole forme carsiche che rientrano nella denominazione di «campi solcati» (*Karrenfelder*) (Perna e Sauro, 1978).

In base a una caratterizzazione «genetico-morfologica» è stato possibile distinguere differenti superfici sulle quali si sono impostati i complessi di forme carsiche che si ricordano qui di seguito.

Superficie glaciocarsico-strutturale messa in luce dall'erosione glaciale, poco inclinata, del tipo «superficie di stratificazione» o «lasta» (*limestone pavement*). Risulta essere il morfotipo in assoluto più frequente nell'area studiata e si presenta come una superficie di strato debolmente inclinata e completamente dissecata da un sistema di crepacci (*Kluftkarren*), longitudinali e trasversali, sviluppatasi in corrispondenza di una rete di fratture che tagliano in profondità la roccia fino alla sottostante superficie di strato. Tali fratture possono raggiungere lunghezze decametriche, una profondità di alcuni metri, anche se solitamente è inferiore a un metro; la larghezza è estremamente variabile, con valori compresi tra i 20-30 cm e i 50-60 cm per le superfici di strato maggiormente carsificate e fratturate. Si tratta di forme di corrosione elevata che si impostano dapprima con difficoltà, allargandosi successivamente con estrema rapidità. In alcuni casi, come per i campi solcati presenti nella Valle del Morretano, tra i 1.850 m e i 1.920 m di quota, la superficie di strato risulta essere così intensamente erosa e sezionata dai crepacci che rimangono solo alcuni «spuntoni» di roccia emergenti tra sfasciumi e piccoli clasti. In questo caso, più che a un campo carreggiato, si è di fronte a una pietraia carsica (*Gri-za*), risultato di un lungo e intenso processo solvente. Altrove, la crepacciatura è tale

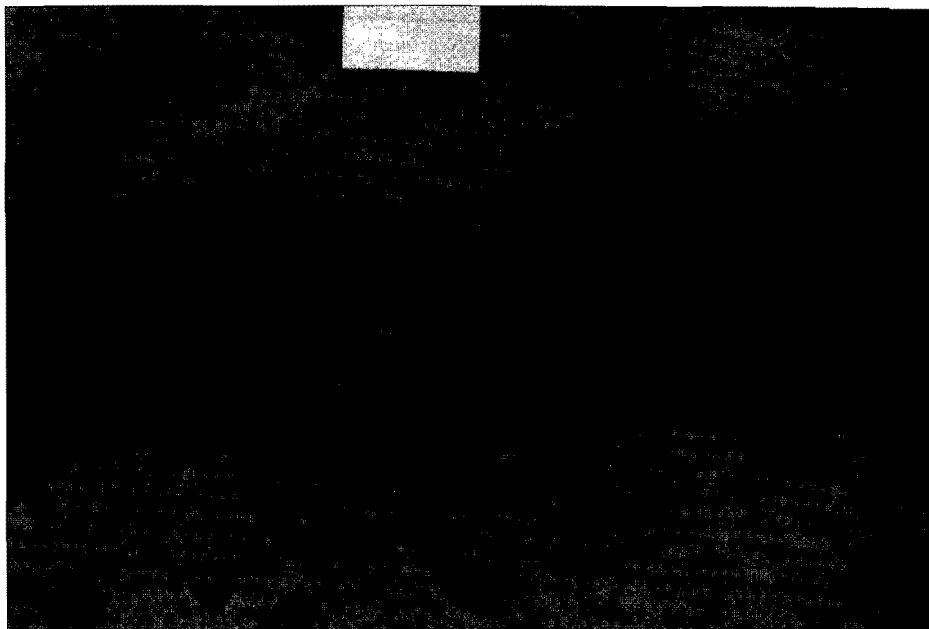


Fig. 15 – Karren a meandro (Valle del Morretano)

(Fotografia dell'autore)

che la roccia assume l'aspetto di una lunga, affilata e tagliente serie di lame. Fori carsici si impostano in corrispondenza di altre linee di fratturazione: hanno un diametro di alcuni decimetri e sono principalmente a pianta circolare, pseudo-circolare o ellittica per la coalescenza di due o più fori. Insieme ai crepacci carsici, queste forme contribuiscono alla frammentazione della roccia e alla produzione di blocchi che, nel caso di superfici instabili o particolarmente inclinate, danno luogo a frane per crollo (si consideri, ad esempio, il macereto di frana presente nella Valle del Morretano a 1.820 m di quota). Oltre a crepacci e fori carsici, l'azione carsica si imposta su tutta la superficie di strato, ivi compresi gli stessi piani di fratturazione e di crepacciatura, determinando una intensa ed estesa carreggiatura caratterizzata da solchi a doccia (*Rinnenkarren*) rettilinei (*Regenrinnenkarren*), a meandro (*Mäanderkarren*), da vaschette (*Kamenitza*) e impronte di dissoluzione (*Trittkarren*).

Superfici di questo tipo si rintracciano diffusamente in tutta l'area di studio; oltre a quelle localizzate nella Valle del Morretano, ne sono state individuate altre nella media e alta Valle del Puizzo, dove lo sviluppo di solcature carsiche appare assai diffuso e intenso; esemplari sono quelle localizzate intorno ai 1.920-1.940 m di quota, ben visibili all'osservatore che risalga la valle lungo la strada sterrata che porta al rifugio CAI «V. Sebastiani»: tali superfici carsificate, estese per centinaia di m², risultano caratterizzate da un'intensa crepacciatura longitudinale e trasversale a maglie losangiformi, dall'ampiezza media di 30-40 cm e una profondità che interessa tutta la potenza della bancata (1-1,5 m di spessore). Condizioni analoghe si riscontrano sull'ampio, anche se discontinuo, affioramento calcareo localizzato nella porzione più meridionale e più elevata della valle, tra i 1.920 m e i 2.100 m di quota lungo il versante NO della Cimata di Puizzo.

Superficie strutturale carsica del tipo «versante, scarpata o parete di stratificazione». Queste strutture sono molto comuni e frequenti, soprattutto, nella Valle Majelama, dove

le superfici di strato si inclinano a formare la piega sinclinale (si veda il primo paragrafo) fino ad assumere una giacitura verticale o subverticale, e sono state messe a nudo dall'erosione glaciale ed esposte all'azione del carsismo. Pur non risultando di sempre facile individuazione, poiché spesso situate in punti di difficile accesso, forme di questo tipo sono state osservate in destra idrografica della Valle Majelama lungo le pareti che circondano il circo della Fossa dei Cavalli tra i 2.000 e i 2.150 m di quota e, più a valle, intorno alla quota 1.820 m. In sinistra idrografica, invece, si trovano superfici carreggiate lungo la soglia del circo glaciale a S di Colle dell'Orso e, più a valle, sempre in sinistra idrografica e intorno ai 1.800 m di quota, in corrispondenza di un ampio apparato morenico stadiale: in questo caso, appare chiaramente visibile come l'azione carsica si sia imposta su superfici di strato verticali, sviluppando alcuni *Karren* a doccia, dalla caratteristica sezione emicilindrica, con lunghezza di alcuni metri, larghezza di 6-8 cm e profondità pari a 10-12 cm. Condizioni analoghe, come conseguenza dell'affioramento di superfici di strato fortemente inclinate a formare parte del fianco di una anticlinale (si veda il primo paragrafo), si riscontrano nel circo a N di Colle dell'Orso, tra il Costone Orientale e la Punta Trento; in questo caso, la superficie di strato corrispondente alla parete di una conca sovraescavata a quota 2.050 m presenta caratteristici *Karren* a doccia parallela (*Regenrinnenkarren*), assai sviluppati e della lunghezza di alcune decine di metri.

Superficie glaciocarsica del tipo a gradinata strutturale (Schichttreppenkarst), cioè campi solcati che si sviluppano in corrispondenza di testate di strato tra loro sovrapposte. Queste forme sono poco diffuse nell'area del Monte Velino, nonostante che numerosi siano gli affioramenti di questo tipo – presenti, soprattutto, lungo il versante SE della Cimata di Puzzillo (tra i 1.950 e i 2.100 m nell'alta Valle Cerchiata), sul Costone Occidentale o lungo il versante S del Monte Puzzillo. In questi casi la roccia è estremamente fragile e non permette lo sviluppo e la conservazione di questi «solchi d'incisione» carsici. Interessanti esempi sono, invece, localizzati lungo il versante SO del Monte Cornacchia e nel Vallone della Genzana lungo il versante S del Costone della Cerasa, tra i 1.950 m e i 2.000 m di quota con *Karren* a doccia paralleli impostati sulle affioranti bancate di strato.

Superficie glaciocarsica del tipo a «rocce montonate». In questo caso, il campo solcato si imposta su una superficie levigata e modellata dall'azione del glacialismo. E' stato individuato un solo sito che corrisponde ai caratteri descritti, ed è quello in corrispondenza di un grosso rilievo a dorso di cetaceo a quota 1.650 m nella Valle Majelama. In questo caso, l'azione erosiva e levigatrice delle masse glaciali che fluivano nella valle è stata particolarmente efficace e ha portato al denudamento delle superfici di strato di questo sperone roccioso, lungo 400 m e alto circa 80 m, su cui si sono successivamente imposte solcature carsiche.

Karren di macereti di frane a grossi blocchi. Morfotipi ascrivibili a questa categoria sono quelli che si impostano direttamente su erratici da crollo che, distaccatisi dalla parete rocciosa e precipitati a valle, vengono rapidamente attaccati dall'erosione carsica che sviluppa *Karren* a doccia lungo le pareti verticali o subverticali e vaschette di corrosione sulle superfici suborizzontali, con forma e dimensioni legate all'inclinazione delle superfici su cui si impostano. Come esempio si può citare i grandi blocchi (fino 10 m³ di volume) del macereto di una frana localizzato lungo il versante NO della Cimata di Puzzillo, intorno ai 1.900-2.000 m di quota, e interessati da un'intensa carsificazione superficiale a microcavità alveolari associate, talvolta, a vaschette di corrosione. In alcuni casi, come per alcuni massi rinvenuti nella Valle del Morretano e nella stessa Valle del Puzzillo, le solcature carsiche appaiono disposte a reticolato o a maglie pseudo-rettilineari (*Karren* reticolati); ciò, molto probabilmente, in conseguenza di uno sviluppo diacronico dell'azione carsica sul clasto avvenuta in funzione di una prima fase in cui lo stesso

risultava «ancorato» al substrato roccioso affiorante, e in una successiva, avvenuta dopo il distacco dello stesso, quando l'azione solvente ha continuato a svilupparsi secondo le nuove «condizioni» di equilibrio raggiunte dallo stesso blocco.

I Karren. I complessi di forme carsiche individuati sulle superfici d'erosione sono molto spesso costituiti da una grande varietà di solcature cariche (*Karren*) la cui esistenza e coesistenza è dovuta, come è noto (Castiglioni, 1986), a differenti condizioni di litologia, di sedimentazione, oppure a disomogeneità nella roccia. La tipologia più diffusa e qui individuata è, comunque, il «solco a doccia» o *Rinnenkarren*, che si sviluppa maggiormente sulle grandi superfici di strato: nell'area esaminata i *Rinnenkarren* presentano una sezione trasversale «a U» o a semicerchio, dalla larghezza media di 8-10 cm, ma compresa in un intervallo tra 5-6 cm e 20 cm; la profondità varia tra 6 cm e 8 cm e la lunghezza da alcuni decimetri raggiunge la decina di metri (in media 1-2 m). Esistono diversi sottotipi di questo morfotipo legati, soprattutto, alla pendenza e alle diverse condizioni litologiche o «ambientali»; ricordiamo qui di seguito i più comuni.

Solchi a doccia rettilinea. I *Karren* visibili nella Valle del Puzzillo sono ben rappresentativi di questo morfotipo: si tratta di solchi impostati su superfici di stratificazione variamente inclinate, da suborizzontali fino a 40°-45° di inclinazione e organizzati secondo un reticolo idrografico subparallelo a basso angolo di convergenza, per cui numerosi *Karren* di primo grado si innestano via via in solchi di grado più elevato fino a raggiungere una lunghezza di alcuni metri e ordini del terzo o quarto grado. Presentano una tipica sezione emicilindrica, svasata verso l'esterno e di dimensioni decimetriche, possono ospitare piccoli clasti o sedimenti terrigeni fini rideposti, mentre vaschette di corrosione e fori carsici che si impostano su questa superficie sono punti di raccolta dell'acqua lungo le solcature. L'andamento rettilineo di questi solchi risulta essere, in molti casi, interrotto dai crepacci trasversali, a valle dei quali le solcature continuano, ma con forma e dimensioni che sono in continuità con i rispettivi tratti a monti, evidenziando un'attività dei processi di soluzione carbonatica. Tale continuità processuale si ipotizza essere determinata dall'azione delle acque di fusione nivale che scorrendo al contatto neve-substrato roccioso raggiungono i crepacci, li «saltano» attraverso i «ponti di neve» interstiziale che occupa il crepaccio stesso, per poi defluire più a valle. In altre condizioni, le acque colano lungo le superfici del crepaccio carsico, corrodendo la roccia e creando dei solchi a doccia rettilinei, paralleli ed equidistanti, simili a canne d'organo.

Solchi ad andamento meandriforme. Si tratta di *Karren* che richiedono, per svilupparsi, superfici a bassa pendenza, in quanto valori più elevati porterebbero a una rettificazione di queste piccole «aste di erosione» con creazione di veri e propri solchi a doccia rettilinei. Tale particolare andamento del solco carsico viene giustificato dagli autori (Sauro, Meneghel e Bini, 1995) con due motivazioni: la prima è la presenza di piccoli clasti o disomogeneità nel calcare, che provocherebbero un'alterazione della direzione del flusso idrico; la seconda è la presenza di filetti d'acqua provenienti dalle micropareti del solco e che, acquistando velocità, devierebbero lo scorrimento dell'acqua sul fondo stesso del solco. Nell'area di studio, interessanti esempi di questo morfotipo si rinvennero nella Valle del Morretano: qui i *Karren* a meandri appaiono ben allargati e approfonditi, con piccoli clasti posti a ostruire il fondo del solco, molto spesso occupato da sedimenti terrigeni fini o da piccole concrezioni di precipitazione del carbonato di calcio. In alcuni casi, all'interno di questi solchi si effettua un trasporto solido che viene deposto alla base del solco, quando questo termina in una piccola depressione o in una vaschetta di corrosione. Nel già citato sito della media Valle del Puzzillo la stessa superficie strutturale crepacciata di quota 1.920-1.950 m presenta solcature carsiche del tipo *Kar-*

ren a doccia e a meandro che incidono con regolarità e senza soluzione di continuità tutta la superficie, come anche le pareti dei crepacci, dove tali solchi si sviluppano secondo canali emicilindrici verticali. In entrambi i casi, le caratteristiche dimensionali sono costanti, con un diametro 8-10 cm e una profondità di 6-8 cm.

Pur essendo forme meno evidenti, non mancano, nella zona del Monte Velino, le «scannellature carsiche» o *Rillenkarren*: si tratta di piccoli solchi d'erosione, contigui, subparalleli e separati tra loro da strette crestine affilate. Sono diffuse, soprattutto, sui grandi massi erratici, come *Karren* embrionali, oppure lungo il margine dei crepacci carsici; hanno sezione trasversale semicircolare con diametro di 2-3 cm e alcuni decimetri di lunghezza. Anche in questo caso, esemplari tipici di questo morfotipo sono individuabili all'interno della Valle del Puzzillo, lungo le numerose superfici di strato affioranti e nella Valle del Morretano, tra i 1.900 m e i 1.800 m di quota e nella Valle Majelama, dove le scannellature carsiche si impostano sia sui grossi erratici da crollo che sulla roccia in posto.

La grande varietà delle forme carsiche presenti consente, dunque, di rilevare come la dissoluzione a opera delle acque piovane e di fusione nivale si imposti su ogni singolo «elemento» litoide, sia esso rappresentato da una bancata o da una superficie di strato, sia esso un ciottolo o un erratico da crollo. Bisogna, altresì, ricordare che a questo processo di disaggregazione si deve aggiungere il contributo apportato dall'azione biochimica e meccanica dei licheni i quali, attraverso la secrezione di sostanze acide e corrosive legate ai rispettivi processi vitali e allo sviluppo di microradici che penetrano nel substrato roccioso, determinano una più intensa fratturazione ed erosione della roccia in posto o dei singoli clasti ⁽²²⁾.

Altre forme di erosione carsica. L'intensa azione solvente sul substrato carbonatico ha consentito lo sviluppo di morfotipi non direttamente riconducibili alle forme più comuni del carsismo: tra queste, sono state individuate le «vaschette di corrosione» (*Kamenitza*), le «impronte» (*Trittkarren*) e le «spianate di dissoluzione» (*Ausgleichsflächen*), le «cavità di interstrato».

Morfotipi non molto diffusi nell'area del Monte Velino, le vaschette di corrosione sono state osservate in diversi siti, prevalentemente su grossi massi erratici di dimensioni di alcuni m³ ma anche su roccia in posto. Una è stata individuata su un grosso masso, situato a circa 1.600 m di quota lungo il sentiero che risale la Valle Majelama: presenta una forma circolare, con diametro di 30 cm, profondità di 12 cm e il fondo quasi completamente lichenizzato. Un secondo esempio è stato localizzato nella Valle del Puzzillo a circa 1.850 m di quota: si tratta, in realtà, di una coppia di vaschette dalla forma irregolare o pseudo-ellittica, dalla lunghezza di 30-35 cm circa, larghezza di 20-25 cm e profondità di 10-12 cm. Il fondo piatto presenta un aspetto spugnoso e alveolato, come anche le piccole pareti, e parzialmente lichenizzato. Altre vaschette di corrosione, disposte a cascata e sempre dalla forma circolare o pseudo-circolare, ma con diametro medio più modesto e pari a circa 15-20 cm, sono state individuate su alcune superfici di strato

(22) Quando all'azione meccanica e chimica delle acque di ruscellamento e di fusione nivale si aggiunge quella biochimica dovuta alla produzione di sostanze corrosive da parte di organismi animali o vegetali, si preferisce parlare di forme «biocarsiche». La roccia, sottoposta a tali processi biochimici, assume un aspetto spugnoso, legato alla presenza di microcavità alveolari del diametro di 1-2 cm e spesso occupate da colonie di licheni. La roccia assume così un aspetto cariato e tormentato da una serie di microsolchi e cavità che ben evidenziano l'azione corrosiva di piccoli filetti e delle singole gocce d'acqua.

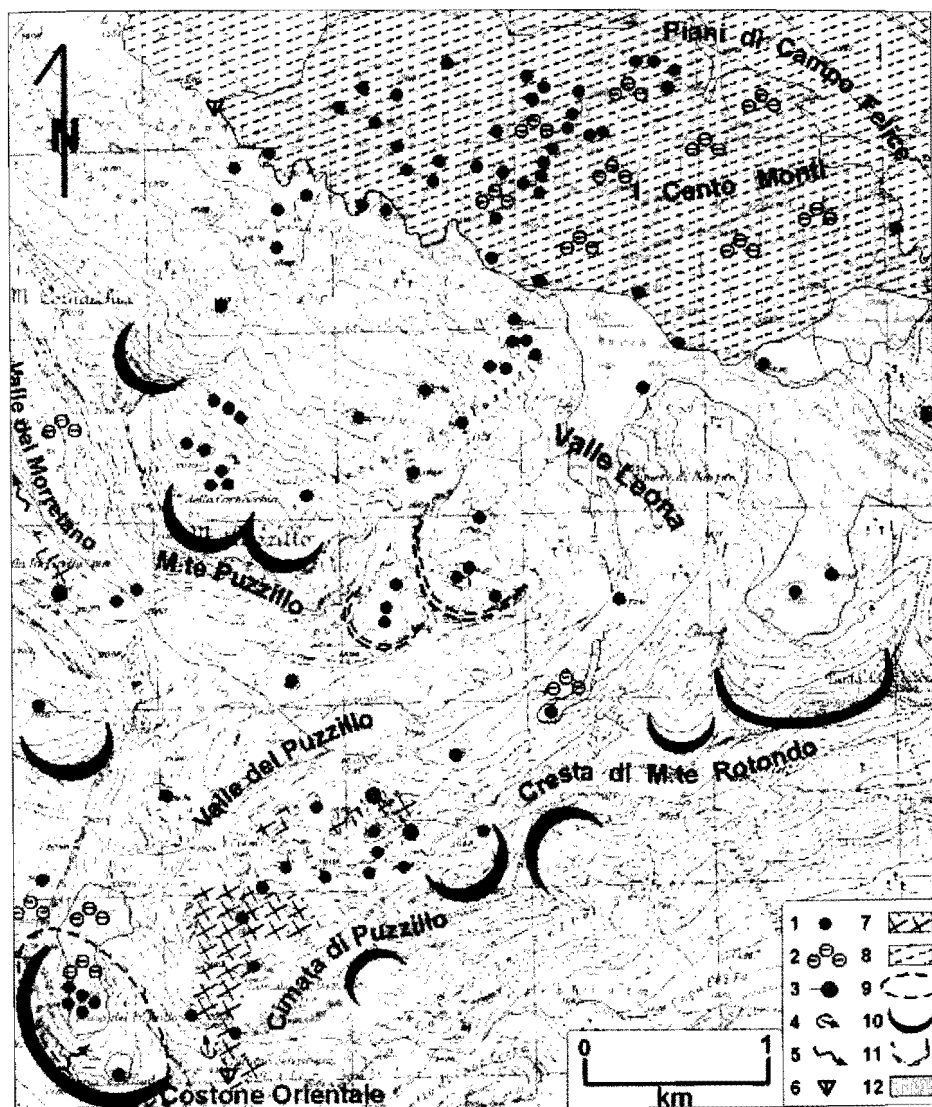


Fig. 16 – Valle del Puzzillo: 1) dolina isolata; 2) campo di doline; 3) vaschetta di corrosione; 4) impronte di dissoluzione; 5) Karren; 6) inghiottitoio; 7) campo solcato a crepacci carsici; 8) polje; 9) orlo di conca glacio-carsica (Fossa del Puzzillo); 10) circo glaciale; 11) conca di sovraescavazione; 12) deposito morenico

orizzontali o suborizzontali, fortemente crepacciate e carsificate, presenti lungo il versante SE del Monte Rastegliù, in località Rava Grossa, tra i 1.020 e i 1.100 m di quota.

Nella Valle del Puzzillo e poco a valle del rifugio CAI «V. Sebastiani», a quota 2.080 m circa con esposizione NO è, invece, osservabile una modesta superficie di strato di alcune centinaia di m² di estensione, caratterizzata da una successione di «impronte» e «spianate di dissoluzione». Si tratta di forme complesse, costituite da una vaschetta di corrosione a ferro di cavallo e, sul bordo più basso, da un piccolo solco a doccia come via di scarico dell'acqua. La vaschetta, dal fondo piatto e regolare, ha un diametro di circa 30 cm ed è delimitata da una piccola cresta sottile e affilata; il solco, lungo in media 30-40 cm e largo 20 cm si immette, normalmente, in altri solchi a doccia più lunghi che fungono da raccoglitori delle acque che si depositano nelle vaschette. In alcuni casi, sul fondo piatto di questi corti canaletti, si è osservata la presenza di un microsolco meandriforme. Queste microforme possono essere associate a un reticolo idrografico embrionale in cui le vaschette di corrosione rappresenterebbero le testate di vallecicole che si accrescono, per erosione regressiva, a spese delle vaschette più rilevate. In alcuni casi, infatti, si assiste alla cattura, da parte di una vaschetta, del canale di scolo della vaschetta superiore, che entrerebbe così a far parte di un «bacino idrografico» più grande.

A condizioni diverse, come risultato del disfacimento meteorico derivante dall'interazione di differenti processi morfogenetici, quali il carsismo e la gelivazione, su superfici di stratificazione relative a litotipi calcarei dalle difformi caratteristiche composizionali, tessiturali e giaciturali, devono essere ricondotti i morfotipi definibili come «cavità di interstrato». Esempi caratteristici degli effetti di questa erosione differenziale sono visibili nella Valle Majelama (lungo il fianco di un rilievo a «dorso di cetaceo» quotato 1.758 m) e nella Valle del Puzzillo (lungo il versante NO della Cimata di Puzzillo, a quota 2.000-2.100 m); in questi siti, ampie fratture suborizzontali si sviluppano lungo le superfici di interstrato o dissecano potenti bancate calcaree, mentre fratturazioni verticali si aprono a partire da solcature e microsolcature carsiche o lungo piani di debolezza della roccia, disseccandola per tutta la potenza dello strato, asportando e dilavando cavità sempre più ampie e profonde. Tale azione produce il lento isolamento di enormi blocchi calcarei i quali, distaccatisi e precipitati a valle, andranno ad aumentare i volumi di preesistenti macereti di frana.

I depositi poligenici. Oltre alle macro- e microforme direttamente ascrivibili ai processi di dissoluzione carbonatica, si rintracciano, nell'area di studio, particolari depositi che, pur non presentando una «fisionomia» specifica, risultano altresì caratteristici del paesaggio d'alta quota del massiccio del Monte Velino e derivano dalla implementazione dei processi carsici con quelli crioclastici. Sono, infatti, le particolari condizioni climatiche e topografiche che favoriscono l'impostazione e lo sviluppo di tali processi e la formazione dei rispettivi morfotipi; il permanere al suolo della neve nelle aree sopra i 1.800-1.900 m di quota e il protrarsi, da fine ottobre a tutto aprile, di temperature che oscillano intorno agli 0 °C favoriscono l'azione crioclastica sul detrito e sulla roccia in posto, mentre l'elevata disponibilità di acque di fusione a basse temperature accresce il loro potenziale corrosivo sulle rocce carbonatiche. La presenza, solo a quote più rilevate, di più ampie superfici pianeggianti e subpianeggianti e cime arrotondate (fondi di circhi glaciali, aree cacuminali del Monte Velino, conche di sovraescavazione, ripiani glacio-carsici ecc.) consente, inoltre, l'accumulo e la permanenza della neve al suolo e la «concentrazione» degli agenti di erosione meccanica e chimica. I due processi (carsismo e crioclastismo) risultano ulteriormente interdipendenti, in quanto la fratturazione operata dalla gelivazione espone un'ulteriore superficie rocciosa all'azione solvente delle

acque superficiali e di scioglimento nivale. Il prodotto finale, cui è stato dato il nome di «deposito poligenico», è rappresentato da un deposito estremamente disorganizzato, eterogeneo ed eterometrico costituito da clasti a volte non selezionati, a volte con selezione verso dimensioni più fini o più grossolane. Scarsa è la matrice, soprattutto negli accumuli più grossolani, dove le componenti più piccole sono asportate dal vento o dallo scorrimento delle acque superficiali. I clasti, delle dimensioni da centimetriche a decimetriche, risultano spigolosi, squadrati, a volte allungati lungo direttrici preferenziali: la loro morfometria è strettamente dipendente dalle caratteristiche composizionali e strutturali della roccia madre. La vegetazione è spesso presente, sia in forma interstiziale, tra clasti più grossolani, sia diffusa sotto forma di cuscinetti erbosi su zolle di terra con dimensioni fino a decimetriche. Essa, comunque, si riduce fortemente sia in rapporto all'esposizione dei versanti (sfavoriti quelli dove la neve rimane troppo a lungo o dove l'insolazione è eccessiva), sia in funzione della quota; per queste ragioni, sopra i 1.900-2.000 m tali depositi assumono l'aspetto di una estesa e, a volte, uniforme copertura detritica priva, o quasi, di vegetazione. Non risulta, inoltre, una diretta relazione tra dimensione del clasto, pendenza del versante su cui si impostano tali depositi e conseguente angolo di riposo. In molti depositi, tali clasti, o almeno quelli di dimensioni maggiori, non sembrano essere stati soggetti a significativo trasporto, a meno di non considerare tale la caduta, per gravità, del clasto dalle scarpate e dalle pareti rocciose.

Depositi assimilabili alle diverse combinazioni descritte sono visibili ovunque, oltre i 1.800 m, in tutta l'area in esame: lungo l'ampio crinale che da Capo di Pezza conduce al Costone della Cerasa si possono osservare accumuli di materiale di dimensioni centimetriche, presenti anche lungo i rispettivi versanti; sul versante S (pendenza fino al 40-45%) della Costa della Cerasa, tra i 1.950 m e i 2.050 m si osservano clasti e ciottoli più grossolani, a volte appena distaccatisi dalla roccia madre, in altri casi rotolati e depositi su cuscinetti d'erba; quest'ultima sembra trattenere i clasti, impedendone o rallentandone il movimento. Condizioni di coperture analoghe, caratterizzate da accumuli caotici non organizzati e dello spessore centimetrico o, al massimo, di alcuni decimetri, sono ampiamente diffuse lungo tutta l'area cacuminale del Monte Velino dove, a depositi di versante, si alternano modesti accumuli detritici grossolani a copertura delle cime più elevate e delle aree limitrofe. A questo proposito, si può osservare come l'esposizione meridionale rappresenti un'ulteriore condizione favorevole allo sviluppo dei depositi poligenici; gran parte dei versanti meridionali dei Monti della Magnola, del Monte Rozza, della Torricella e del Monte Cefalone (quest'ultimo soprattutto nella porzione più elevata), sono, infatti, interessati da tali coperture detritiche. Evidentemente, una esposizione simile favorisce i fenomeni di imbibizione e disseccamento della roccia, predisponendo ai fenomeni crionivali e alla dissoluzione carbonatica.

Conclusioni. – Lo studio dei processi morfogenetici responsabili del modellamento del rilievo dell'area del massiccio del Monte Velino ha consentito di rilevare una elevata varietà di morfotipi, riconducibili ai processi carsici. Doline, in roccia o in deposito glaciale, dalle forme e dimensioni estremamente differenziate, sono state localizzate in tutta l'area di studio; gli estesi affioramenti del substrato roccioso e di materiale sciolto hanno permesso alle acque piovane e a quelle di fusione nivale e glaciale di esercitare una intensa azione solvente che ha determinato l'impostazione e lo sviluppo di solcature carsiche (*Karren*) riconducibili a tipologie già note in letteratura.

Tuttavia, fattori topografici e morfologici e l'interazione con numerosi processi morfogenetici hanno, in molti casi, impedito lo sviluppo di un carso «maturo» e la formazione

di un vero e proprio «paesaggio carsico». L'elevata discontinuità altimetrica, caratterizzata da notevoli dislivelli e pendenze a luogo assai elevate evidenziano una notevole varietà fisionomica che ha vincolato l'azione del carsismo, «concentrandone» l'impostazione in alcune aree preferenziali tra cui la Valle del Puzzillo, la Valle del Morretano e i Piani di Campo Felice. Inoltre, l'azione, contemporanea o diacronica, di alcuni agenti morfogenetici – quali, soprattutto, il glacialismo quaternario e il crioclastismo – ha ulteriormente e significativamente condizionato lo sviluppo del carsismo: queste azioni si sono sviluppate sia in senso positivo, predisponendo l'azione del carsismo con la formazione di superfici pianeggianti o subpianeggianti quali il fondo dei circhi, le conche glaciali (si veda, in questo senso, l'evoluzione genetica della conca glacio-carsica della Fossa del Puzzillo), con lo «svasamento» e «arrotondamento» di valli e crinali e con l'affioramento e l'esposizione agli atmosferici di superfici e bancate di strato; sia in senso negativo, vale a dire attraverso l'accentuazione dei dislivelli a causa della escavazione e sovraescavazione glaciale, fino alla creazione di pareti strapiombanti o subverticali (si pensi ai circhi e ai truogoli glaciali). L'estesa azione crioclastica su tutti i litotipi affioranti ha anch'essa contribuito all'incremento della superficie carsificabile (attraverso la produzione di grandi quantitativi di detrito), ma ha anche accelerato i processi di disgregazione delle pareti e delle superfici rocciose, demolendo le morfologie preesistenti (gli stessi circhi e truogoli glaciali), cancellando le solcature carsiche e alimentando estese falde e depositi gravitativi che colmano i fondovalle, le conche carsiche e glacio-carsiche, talora sovrapponendosi ai depositi morenici. L'assenza di scorrimento superficiale o l'effimera e localizzata (soprattutto in epoche passate) azione del ruscellamento superficiale ha, poi, solo parzialmente contribuito a celare o demolire le preesistenti morfologie carsiche e glaciali.

In conclusione, pur attribuendo al carsismo un ruolo importante nell'evoluzione morfogenetica del territorio del Massiccio del Monte Velino, non lo si può considerare come il principale responsabile della «trasformazione» del paesaggio montano oggetto di studio. Inoltre, l'interazione con i processi glaciali che hanno condizionato la localizzazione e la varietà tipologica, le caratteristiche fisiografiche e conseguentemente climatiche dell'area di studio, l'azione diffusa e intensa, passata e attuale, della gelivazione fanno ritenere più corretto attribuire forme e processi in esame a un tipico «carso di alta montagna».

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- BENEO E., *Il glacialismo quaternario dell'Appennino Laziale*, in «Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano», Roma, 1940, pp. 141-150.
- BIASINI A., *Elementi morfotettonici tratti da rilievo fotogeologico al margine dell'Altopiano di Ovindoli (Abruzzo)*, in «Geologica Romana», Roma, 1966, pp. 303-311.
- CARTON A. e M. PELFINI, *Forme del paesaggio d'alta montagna*, Bologna, Zanichelli, 1988.
- CASSOLI A. e altri, *Il glacialismo quaternario del gruppo Ocre-Velino-Sirente*, in «Memorie della Società Geologica Italiana», Roma, 1986, pp. 855-867.
- CASTIGLIONI G.B., *Geomorfologia*, Torino, UTET, 1986.
- CINTI F.R., *Ricostruzione topografica di dettaglio della scarpata di faglia del Piano di Pezza, Abruzzo*, in *Atti del Convegno «Evoluzione geomorfologica e tettonica quaternaria dell'Appennino centro-meridionale»*, in «Studi Geologici Camerti», Camerino, 1992, 1, pp. 115-122.

- CONSOLI A., *Geomorfologia e valorizzazione dei beni ambientali: progetto di sentieri didattici nel Massiccio del Monte Velino (Appennino Centrale)*, Tesi di laurea in Geografia, Facoltà di Lettere, Università «La Sapienza», Roma, 2001.
- CONSOLI A. e M.C. SALVATORE, *Il Massiccio del Monte Velino. Un itinerario geomorfologico nell'Appennino Centrale*, in «Semestrale di Studi e Ricerche di Geografia», Roma, 2001, 1, pp. 1-55.
- CREMA C., *Il glacialismo quaternario nel Gruppo del Monte d'Ocre*, in «BSGI», 1919, pp. 323-326.
- CREMA C., *Tracce di vaste glaciazioni antiche nei Monti della Duchessa (Abruzzo Aquilano)*, in «Rendiconti della Reale Accademia Nazionale dei Lincei», Roma, 1919, pp. 235-240.
- CREMA C., *Sull'espansione glaciale quaternaria nella Conca del Fucino*, in «Bollettino della Società Geologica Italiana», Roma, 1920, pp. 141-143.
- CREMA C., *Sulla struttura geologica del gruppo del Monte Velino (Aquila)*, in «Atti della Reale Accademia delle Scienze», Torino, 1933, pp. 305-314.
- DEMANGEOT J., *Contribution a l'étude de quelques formes de nivation*, in «Revue de Géographie Alpine», Grenoble, 1941, pp. 337-352.
- DEMANGEOT J., *L'inter Mindel-Riss dans l'Apennin central*, in «Bulletin de la Société de Géologie de France», Parigi, 1963, pp. 597-602.
- DEMANGEOT J., *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques*, in «Memoirs et Documents», Parigi, CNRS, 1965.
- FEDERICI P.R., *Un'ipotesi di cronologia glaciale würmiana e post-würmiana nell'Appennino Centrale*, in «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria», Torino, 1979, pp. 196-202.
- FREZZOTTI M. e C. GIRAUDI, *Evoluzione geologica tardo-pleistocenica ed olocenica del conoide complesso di Valle Majelama (Massiccio del Velino)*, in «Il Quaternario», Napoli, 1992, pp. 33-50.
- GAMS I. (a cura di), *Slovene Karst Terminology*, in «Norodov», Lubiana, 1973, 1.
- GENTILESCHI M.L., *Fenomeni carsici nell'alto bacino del Corno*, in «Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia dell'Università di Roma», Roma, 1961.
- GENTILESCHI M.L., *Forme crionivali sul Gran Sasso d'Italia*, in «BSGI», 1967 (a), pp. 34-61.
- GENTILESCHI M.L., *Forme crionivali sulla Majella*, in «BSGI», 1967 (b), pp. 325-350.
- GIRAUDI C., *Datazione con metodi geologici delle scarpate di faglia post-glaciali di Ovindoli-Piani di Pezza (Abruzzo-Italia Centrale): implicazioni*, in «Memorie della Società Geologica Italiana», Roma, 1989, pp. 29-39.
- GIRAUDI C., *Segnalazione di scarpate di faglia tardo-pleistoceniche sui Monti della Magnola (Massiccio del Velino)*, in «Il Quaternario», Napoli, 1992, pp. 27-32.
- GIRAUDI C., *Le oscillazioni tardo-pleistoceniche ed oloceniche del lago effimero del Piano di Pezza (Abruzzo-Italia Centrale)*, in «Il Quaternario», Napoli, 1997, pp. 191-200.
- GIRAUDI C., *Il glacialismo tardo-pleistocenico del Massiccio del Terminillo (Lazio-Appennino Centrale)*, in «Il Quaternario», Napoli, 1998, pp. 121-125.
- GORTANI M., *Sui ghiacciai quaternari dell'Italia Centrale*, in *Atti dell'XI Congresso Geografico Italiano (Napoli, 1930)*, Napoli, 1930, II, pp. 96-106.

- GORTANI M., *Sulla glaciazione quaternaria nell'Appennino Abruzzese*, in «Rendiconti della Reale Accademia delle Scienze», Bologna, 1930-1931, pp. 34-39.
- HASERODT K., *Untersuchungen zur Höb- und Altersgliederung der Karstformen in den Nör Kalkalpen*, in «Münchener Geographische Hefte», Monaco, 1965.
- HASSERT A., *Tracce glaciali negli Abruzzi*, in «BSGI», 1900, pp. 620-628.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE, *Carta Topografica d'Italia all'1:100.000. Fogli 145 (Avezzano) 146 (Sulmona)*, Firenze, 1954.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, *Annali idrologici, Napoli, Pescara e Roma (1963-1994)*, Servizio Idrografico, Roma.
- NANGERONI G., *Conche pseudocarsiche e pseudoglaciali*, in «Natura», Milano, 1952, pp. 45-49.
- PANIZZA M., *Schemi cronologici del Quaternario*, in «Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria», Torino, 1985, pp. 44-48.
- PANIZZA M., *Geomorfologia*, Bologna, Pitagora, 1992.
- PERNA G. e U. SAURO, *Atlante delle microforme di dissoluzione carsica superficiale del Trentino e del Veneto*, in «Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali», Trento, 1978, pp. 1-173.
- PIETRACAPRINA A., *I fenomeni crionivali nei monti ad ovest dell'Ortles-Cevedale (Alpi Retiche)*, in «Studi Sassaresi», Sassari, 1963.
- RIVAS MARTINEZ S., *Clasificación bioclimática de la Tierra*, in «Folia Botanica Matritensis», Madrid, 1996, pp. 1-20.
- SACCO F., *Glacialismo ed erosione nella Majella*, in «Atti della Società Italiana di Scienze Naturali», Bologna, 1908, pp. 269-280.
- SACCO F., *Il Glacialismo nell'Appennino*, in «L'Universo», Firenze, 1941, pp. 569-602.
- SAURO U., M. MENEGHEL e A. BINI, *Altopianti Ampezzani. Geologia Geomorfologia Speleologia*, Vago di Lavagno, La Grafica Editrice, 1995.
- SCARSELLA F., *Sulla geomorfologia dei piani di Castelluccio e sul carsismo dei monti Sibillini*, in «Bollettino della Società Geologica Italiana», Roma, 1947, pp. 28-36.
- SEGRE A.G., *Suoli e strutture da nivazione nell'Appennino Centrale*, in «L'Universo», Firenze, 1947, pp. 805-814.
- SEGRE A.G., *I fenomeni carsici e la speleologia del Lazio*, in «Pubblicazioni dell'Istituto di Geografia dell'Università di Roma», Roma, 1948.
- SMIRAGLIA C., *Guida ai ghiacciai ed alla glaciologia. Forme, fluttuazioni, ambienti*, Bologna, Zanichelli, 1992.
- SUTER K., *La glaciation quaternaire de l'Apenin central*, in «Revue de Géographie Alpine», Grenoble, 1940, pp. 491-510.
- VEZZANI L. e F. GHISETTI, *Carta Geologica dell'Abruzzo scala 1:100.000*, Firenze, Selca, 1998.

KARSTIC PHENOMENA IN THE MASSICCIO DEL MONTE VELINO (CENTRAL APENNINE, ABRUZZO). – The study of morphological processes responsible for the moulding of the relief of «Massiccio del Monte Velino» allowed to evidence an high quantity of karstic phenomena as *polje* (for instance «Piani di Campo Felice» and «Piani di Pezza»), *sinkholes*, in the rock or in glacial debris, by multiform shape and size; the intense rain-

fall and snowfall action has further resolve the development of many types of *Karren* already known in literature. However, in many cases, topographic and morphologic land agents and the interaction with several morphogenetical processes have stopped the development of a karstic landscape; for instance, the high altimetric discontinuity has concentrated the karstic action especially in some places, like «Valle del Puzillo», «Valle del Morretano» and «Piani di Campo Felice». Furthermore, some of morphogenetical processes like the «ice action» and the «glacialism» of the *Little Ice Age (LLA)*, have determined the increase of karstic morphotypes, with formation of flat surfaces and with the exposition of rocky surfaces to the direct action of atmospheric agents. Even if we give to the karstic process an important role in the morphogenetic evolution of the «Massiccio del Monte Velino», we can't consider it like the most important process of mountain landscape transformation; in the fact, shapes and processes in exam are typical of a «carso di alta montagna».

Università di Roma «La Sapienza», Dipartimento di Geografia Umana

aleconso@yahoo.com