

GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR (*)

GEOMORFOLOGIA DEL TERRITORIO DI FEBBIO TRA IL M. CUSNA E IL F. SECCHIA (Appennino Emiliano)

ABSTRACT: GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR, Geology of the Febbio area, between Mt. Cusna and Secchia River (Emilian Apennine) (IT ISSN 0084-8948, 1982).

The research started with a geomorphological survey in which 25 researchers took part. Since then numerous other survey campaigns have been carried out in order to complete and standardize the geomorphological map. Various other themes have also been studied regarding climate, morphometry, Pedology, Hidrogeology and soil-use. The choice of this area may be justified by numerous geomorphological points of view. It includes much evidence of the last glaciation, particularly in the form of moraine heaps. There are some remnants of terraced surfaces probably of Pleistocene periglacial origin. Some displacements have been individuated, probably active also in recent times. Much of the area's surface shows serious hydrogeological degradation, with numerous and vast landslide phenomena in some places connected with seismic events. Some reports of archeological evidence indicating the presence of man aroused our hopes of finding chronological evidence of this type. The presence of soils allowed a pedological and palinological study and therefore the opportunity of connecting paleoclimatic and paleovegetational references with geomorphological evolution and the possible correlation with other data of the same kind.

The investigated area is located on the Adriatic side of the Northern Apennines where formations belonging to the stratigraphic-structural unit of Mt. Modino - Mt. Cervarola, Canetolo and Mt. Caio widely outcrop. Just SSW of the investigated area the «Macigno» Formation, belonging to the Tuscan sequence, is present.

In spite of controversial paleogeographic and stratigraphic interpretations, the structural setting of the area can be outlined as follows.

The «Macigno» Formation, represented by thick bedded turbiditic sandstones and marlstones (upper Oligocene-lower Miocene in age) forms an NE overturned anticline, with axis oriented NW-SE. Out of the structural units outcropping in the region this is geometrically the lowermost one.

(*) *Alla stesura del testo hanno contribuito i Ricercatori del Gruppo di Ricerca Geomorfologia del CNR (coordinatore PANIZZA Mario) qui di seguito elencati, nella misura indicata ad ogni capitolo e raggruppati per Ente di appartenenza:* BETTELLI Giuseppe, BOLLETTINARI Guido, CARTON Alberto, CASTALDINI Doriano, PANIZZA Mario, PIACENTE Sandra (Ist. Geologia, Università, Modena); BERNINI Massimo, CLERICI Aldo, TELLINI Claudio (Ist. Geologia, Università, Parma); VITTORINI Sebastiano (Ist. Geologia, Università, Pisa); CANUTI Paolo, MOISELLO Ugo, TENTI Giuliano (Ist. Geologia, Università, Firenze); DRAMIS Francesco, GENTILI Bernardino, PAMBIANCHI Gilberto (Istituto Geologia, Università, Camerino); BIDINI Donatella, LULLI Luciano, RODOLFI Giuliano (Istituto Sperimentale Statale Difesa Suolo, Firenze); BUSONI Ermanno, FERRARI Giovanni (Centro Gen. Class. Cart. Suolo, Firenze); CREMASCHI Mauro, MARCHESINI Attilio (Museo St. Nat. «Spallanzani», Reggio Emilia); ACCORSI Carla Alberta, BANDINI MAZZANTI Maria (Ist. Botanico, Università, Bologna); FRANCAVILLA Franco (Ist. Geologia, Università, Bologna); MARCHETTI Giuseppe, VERCESI Pier Luigi (Ist. Geologia, Università, Pavia); DI GREGORIO Felice, MARINI Alberto (Ist. Geologia, Università, Cagliari). La redazione del testo è stata curata da CARTON Alberto.

Overthrust above the «Macigno» Formation (the highest part of the Tuscan «nappe») the Mt. Modino - Mt. Cervarola Complex is present. It is represented by thick turbiditic sandstones and marls with several intercalated «olistostromes». Considerable disagreement exists among Authors regarding the original paleogeographic location of this stratigraphic sequence, which is considered belonging to the inner (allochthonous) Tuscan basin by some, or to the external (autochthonous) Tuscan basin by others. Furthermore some German Authors retain that the Mt. Modino - Mt. Cervarola sequences were deposited in a trough located between the Tuscan and Umbrian basin. From a structural point of view, the Mt. Modino - Mt. Cervarola Unit is characterized by tight folds overturned N ad NE. Normal and reversed faults are present which show Apenninic and antiapenninic strikes.

Geometrically above the Mt. Modino - Mt. Cervarola Unit, formations belonging to the Canetolo Unit are present. The latter is considered as deposited between the Ligurian and Tuscan domains, and it is often referred to as a «Subligurid Unit». Sediments of this sequence are represented by claystones, limestones and sandstones. They outcrop limitedly and with reduced thickness.

Geometrically above the Canetolo Unit, the Mt. Caio Unit is present, which is ascribed by all the Authors to the Ligurian area. It is represented by the well known sequence of the «*Helminthoidea* Flysch» (Senonian in age) and by its base complexes. The latter are widely outcropping and are constituted by chaotic claystones with ophiolites («argille scagliose» *Auctt.*) and by interbedded claystone and sandstones. The formations of the base complexes are highly tectonized and laminated, while the «*Helminthoidea* Flysch» forms several overturned folds with Apenninic vergency which are affected by faults.

Finally, in the NW edge of the investigated area near the Secchia River, the «Burano Formation» outcrops, which is Triassic in age and is constituted by evaporitic rocks (gypsum, anhydrite, dolomitic limestone). It is highly tectonized and it is known both from the Tuscan and Umbrian sequences.

The structural setting briefly reviewed, was reached mainly in the upper Miocene (Tortonian) during the so-called Tuscan phase of the Apennines orogeny, when the above discussed piling of structural units occurred. During the Messinian, Pliocene and Quaternary periods the uplift of the region continued up to the present. Linear features (as normal, reversed and wrench faults) which are particularly evident in the present day morphology, indicate that a recent neotectonic activity has affected the investigated area.

The analysis of thermometric and pluviometric data of the period 1961-1977 has given the following results: the average annual temperature is between 11 °C in the valley areas and 5 °C on the hills. Maximum temperature is 34 °C in August, the minimum recorded is - 17 °C in January. The average annual range of temperature is 15.5 °C. On the whole the area studied has a rather low continentality index.

The annual amounts of rainfall go from a minimum of 1000 mm to a maximum of 2000 mm. The average annual rainfall is 1700 mm distributed over 117 wet days. The rainiest month is November (226 mm), the driest July (66 mm). The pluviometric régime of the area studied is of the sub-mediterranean type.

According to the classification of KÖPPEN the area is of the Csb type of climate (subcontinental), more precisely, the areas below

800 m are of the continental temperate climate type and those above 800 m are of the cool temperate climate type.

As for the frost-thaw cycle analyses, these are a negligible aspect of the climate up to 700 m, but become more significant at higher altitudes. The snow cover becomes appreciable in the month of November and disappears almost completely in May. Maximum thicknesses are achieved in February and March, in places over 1 meter at the highest altitudes. Over 1 000 m altitude, the ground is covered with snow during all the winter period and also during the spring at altitudes higher than 1 200 m.

Data regarding annual maximum rainfall lasting from 1 to 5 days have been elaborated statistically. These data may be conveniently interpreted according to Gumbel's law of extreme values which permits the calculation of the height of the rain with return time T for a duration t from 1 - 5 days. For every station typical parameters of the climatic possibility curves were calculated in relation to the average and to values with a return time of 50 years. Data distribution is represented cartographically with results obtained from experimental values for the averages and their extrapolation for the return times given.

Lastly, the hydric balance was calculated using THORNTHWAITE'S method for the 4 basins in the area studied. The hydrological characteristics of the 4 basin were found to be similar, considering that the area has more or less the same *régime* as far as rainfall is concerned. The flow coefficient tends to be high everywhere, with annual average values ranging between 0.71 of T. Secchiello and 0.53 of Rio Sologno, the units flows vary between 43 litres per km² and 22 litres per km².

The geomorphological survey was carried out principally in the field and preceded and followed by a careful photointerpretative study. The map shows the lithologic characteristics of the bedrock, the surface formations, the tectonic and hydrographic data, various genetic types of forms and processes and some forms of mixed origin. As far as the chronological aspect is concerned, the deposits have been related to the upper Pleistocene - present interval; the forms have been related to the Holocene (past and present) with the exception of the glacial and periglacial forms, which have been attributed above all to the Pleistocene, and the karstic forms, which have been considered polychronological. The recent activity of a number of tectonic lines is also depicted. The forms linked to the action of channelled surface waters have been distinguished to show slope forms and stream forms.

Slide phenomena have been divided into three types: flow-sliding, fall, massive fall.

From the orographic point of view the most significant elements are the two mountain ridgelines, one (Mt. Cusna - Mt. Ravino) of Apennine orientation, the other anti-Apennine. The former is constituted predominantly by arenaceous rocks and has the alignment characteristics of the highest peaks in an internal position with respect to the main Apennine divide (phenomenon probably due to recent Tectonics). The latter is constituted predominantly by flyschoid formations.

With reference the area can be divided into two morphostructural strips: the upper Apennine strip, and the central Apennine strip. The first strip, characterized by overturned folds and overthrusts, is marked by the following geomorphological characteristics: high-energy relief, steep depression of tectonic origin of the divide, maximum elevation not coincidental with the main Apennine divide. The second strip is constituted by clay and flyschoid formations which tectonically cover, in part, the units of the first strip and are, in turn, covered tectonically by other units. In this area the clay and flyschoid formations are amply developed and their tectonic setting, often complicated and sometime chaotic, produces very irregular forms due to selective erosion. The morphological processes that have modelled and are modelling the slopes of the area are mainly glacial processes, slope processes in periglacial and temperate environments, and torrent-like, karstic and anthropic processes. The evolution of the slopes is occurring at present by the action of diffused and channelled waters and by the actions of mass movements of different types.

A large part of the area has been subjected during the Pleistocene to glacial morphogenesis. Morainic accumulations constituted by chiefly arenaceous detritus modelled into ridges, rounded hillocks, are observed widely on the slope below the highest peaks exposed to the N and NNE. Characteristic cirque forms, more or less preserved and remodelled by successive degradation processes are also due to glacial morphogenesis.

A number of detritic accumulations previously attributed to glacial morphogenesis have been interpreted as glacial deposits. For the most part it is a matter of materials derived from the erosion of moraines and left on the clay slopes downstream of the glacial fronts by plastic fluid movements, particularly active in a cold climate when the high relative humidity and the abundance of snow favoured a high water content in the soil.

Periglacial morphogenesis has worked widely in the area during the cold phases of the upper Pleistocene. Its action as responsible for soft forms and accumulations which in some cases have completely smoothed the slopes cut earlier. Such forms are connected with intense frost shattering and with slope processes (slope wash due to the melting of snow), which have produced and deposited large detritic accumulations. The most characteristic periglacial forms of the area are the niches cut by nivation and the stratified detritic deposits on slopes (*éboulis ordonnés*). Other forms due to Pleistocene periglacial morphogenesis are congelifluction deposits. Present periglacial processes shattering congelifluction, pipkrake) are observed only at the highest elevations and where anthropic brush clearing has eliminated spontaneous plant cover.

Torrent-like erosion is actively present throughout the area. The forms connected with it however date chiefly from the Holocene, when the improvement in climatic conditions favoured the reactivation of linear erosion. Steep slopes were thus created which contrasted distinctly with the soft forms produced earlier by periglacial morphogenesis. In some areas the erosion by action of torrents, particularly active, triggers slide phenomena of varying importance on the slopes. Terraced alluvial deposits due to weathering (cold peaks during the Holocene) or anthropic (brush clearing) causes are found where the particular geomorphological conditions have permitted them to accumulate and to remain.

Relicts of terraced alluvial deposits from the Pleistocene are found in places.

Present morphogenesis on the slopes is linked essentially to the action of flowing surface waters and to the action of gravity. Present geomorphological evolution is different on slopes of lesser gradient modelled by glacial and periglacial processes of the Pleistocene and of those having steep gradients connected for the most part with the resumption of linear erosion in the Holocene. On surfaces of flatter gradient large slide phenomena (of the flowing-sliding type) are produced which involve primarily the covering materials or, sometimes, phenomena of plastic deformation and solifluction. The steep slopes, on the other hand, are the site of slide movements (fall and flowsliding) which generally involve the bedrock. Present on such slopes in a more or less intense manner, moreover, are erosion processes due to flowing surface waters.

The karstic phenomenon appears to be particularly developed on some reliefs corresponding to gypsum-limestone outcroppings of the Triassic. In these formations the phenomenon of dissolution creates sinks, caves, pits, funnels, large springs, etc. Recent studies have demonstrated the presence in the area of numerous alluvial sinks which testify to a widespread and deep karstic activity. A recurrent phenomenon is the clear alignment of the sinks, which probably follows the course of fractures and of small faults.

In the section devoted to the quantitative analysis, the morphometric characteristics of the stream network are considered. To this purpose the whole area is subdivided in the component drainage basins and the relations between drainage density, relief ratio, hypsometric curve, slope angle and lithology are discussed. Slope and aspect maps of the whole area, obtained by automatic data acquisition and processing, are also proposed. After discussing in short the construction techniques, the distribution of the various slope and aspect classes is discussed.

The soils in the Febbio area (RE) may be grouped into three altimetric zones referred to as many thermic regimes: the lower one, up to 1 300 m a.s.l., with a mesic regime; the intermediate one, up to 1 900 m, with a frigid regime and, finally, the higher one over this altitude, presenting a cric regime in soils which have no accumulation of rough organic matter on the surface (SOIL TAXONOMY, 1975). Everywhere the moisture regime is udic.

In the lower climatic zone, on shales, soils with recent and actual pedogenesis are mainly found. The degree of development does not exceed that of the Entisols, also because of active erosion; on more stable morphologies, mainly on sandstone, Inceptisols may develop.

The intermediate zone is the area with the greater accumulation of glacial and slope deposits. Still now there appear eviden-

ces of older fluvial, glacial and periglacial cycles.

As to the recently deposited materials and the eroded surfaces, the pedological landscape is linked to the actual evolutive and environmental situation, with the presence of Entisols, Spodosols and Inceptisols; while, where evidence of ancient events may be observed, paleosols, both relict and buried, are found. Frequent sedimentological, pedological discontinuities and stone lines appear in more stable morphological situations.

The higher zone is dominated by the genetic process of the eluviation of the bases from the system because of the udic regime characterizing the environment. On sandstone lithotypes and on deposits of colluvial material, podzolization is the most expressed evolutive trend of the stable surfaces. On carbonatic lithologies, the eluviation phenomena are slowed, also because of low temperature (criic regime), and Mollisols are found. Finally, the evolutive trends appear limited in the situations subjected to erosion and there mainly develop Entisols and rock outcrops.

The relict soils of the intermediate zone were more carefully studied, by means of chemical, sedimentological and mineralogical analysis, with the aim of building up a chronological scheme of the environmental and geomorphic phenomena that may have been important for soil development. Three homogeneous units were distinguished: the flysch reliefs; the glacial deposits; the paleosurface of Mt. Cusna.

The flysch reliefs still present marks of paleopedogenesis preceding the last glacial period. They are Paleodalfs developed on glacial deposits and represent the southern and highest sector of a paleopedological facies well documented on the Emilian Apennines and on the terraced alluvial fans of the pedepennines. During the last glacial period the flysch area was reached by the moraines only during the most ancient phase, while it was later interested by evident phenomena of periglacial sedimentation (*éboulis ordonné*). On these deposits, during the late glacial period and in the Holocene, Haploboralfs developed.

Even in the absence of absolute dating, the principal system of the morainic deposits in Val d'Asta is attributed to the glacial maximum 19 000 b.p. old during the last glaciation. In this area, the pedogenesis is, of course, post-glacial: stratigraphic, paleobotanical and paleontological evidence suggests that only during the Atlantic period there were favourable conditions for the development of soils presenting peculiar genetic mineral horizons, and representing a typical chrono- and pedo-stratigraphic unit for that age in the studied area.

During the Pre-Boreal, an environmental, perhaps a climatic, crisis caused, the erosion and the burying of those soils with colluvial deposits. The accumulation of organic matter due to a new resettling of the vegetation cover, determined a general brunification and, in particular conditions, a process of podzolization.

The paleosurface of Mt. Cusna, largely glacialized during the glacial maximum, shared with the second area its pedogenetical history up to the Atlantic: in fact all over the paleosurface, Inceptisols, usually buried, are found.

From the Sub-Boreal on to now, the evolutive phases are completely different. This period is characterized by a strong transport of material from more sloping and higher areas and an accumulation in areas with less energy. In these areas the pedogenesis that develops on the colluvium varies according to the dynamic of the transport: when it is stronger Entisols are found; where, on the contrary, the colluvium is shallower, Mollisols may develop.

More recently, perhaps because of anthropic influence (logging and intensive grazing) a strong gully erosion prevailed, dissecting the surface into edges separated by channels and deep incisions.

As with a good deal of the ridge areas of the Tuscan-Emilian Apennines, the zone of Febbio was also densely settled during the Boreal and early Atlantic age by mesolithic hunters. At first micro- and hyper-micro-lithic triangles and Sauveterre points appear and later a new tradition with trapezes takes place. The mesolithic settlements were located in strategic positions for hunting and harvesting: along passes and edges of lake basins. As for the remaining Atlantic period, numerous Neolithic communities settled in the plain in the Po Valley at the foot of the Apennines, whereas the zone of Febbio remained uninhabited. Traces of occasional passages have been recorded in the Sub-Boreal age concerning eneolithic, Iron Age and Roman age cultures. A first systematic exploitation of the area was recorded in the early Middle Ages when some curtensian structures were established in the area. The settlements however began to be properly documented in the Middle

Ages when a systematic exploitation of the woods began with consequent sheep-rearing activity. The cultivation of the land on the other hand was restricted to small plots surrounding the family dwellings.

Palynological investigation carried out on the soil profile "Bagioletto" has given the following: preliminary results. Absolute pollen frequencies increase in a downward direction through cyclic oscillations. This vertical pollen distribution occurs also when we consider *Pteridophyta* or *Spermatophyta* APF singly. APF oscillations are correlated with lithological discontinuities in soil profile. Pollen analysis appears to confirm pedological investigations: the "Bagioletto" profile consists of two soils; the lower soil has been broken by erosion, the upper one is evolving on a colluvial deposit. A deeper pollen spectrum of the paleosol shows local herbaceous environments, bordered by woodland with thermophilous hardwood: *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Ostrya*, etc. The following spectrum testifies cooler and wetter condition (*Abies*, *Fagus*, and increase of *Alnus*). In the pollen spectra of the upper soil we found grassland and/or heathland environments *in loco* and the spread of *Fagus* in the nearby woodland. By comparison with Chiarugi's diagrams concerning the Apennines we can assume the "Bagioletto" pollen spectra would cover a space of time from the Boreal to Subatlantic period.

The authors outline a schematic description of hydrogeological and structural features of ground-water reservoirs connected with the lithological units represented in the Febbio area. Information about the hydrodynamic behaviour of aquifer and their connection with the drainage network is also given. As well as traditional parameters, such as permeability, presence of fissures and so on, the way ground water circulates has also been taken into account. Therefore, the following distinction has been made: pervious units, semi-permeable units, and impermeable units. Moreover, limits of impermeable and semi-permeable bodies (forming «*septa*» that cannot be crossed over by water) and limits between pervious formations (forming relative separation «*septa*» for circulating waters) have been pointed out. On this ground, the Febbio area has been divided into 4 sectors. It has been also verified the connection between water outflow from more pervious formations next to highly argillaceous units, and development of landslide phenomena peculiar to many of the considered areas.

To describe the use of resources and the relationship between man and the environment under consideration, a land-use map has been drawn up. This map, useful in many different ways, shows both the qualitative characteristics of the information (type of use) as well as those of a distributional and dimensional nature. The area has been divided into 17 classes of use.

The reconstruction of the area's *geomorphological evolution* is as follows:

The most ancient traces of morphogenesis seem to be provided by some remnants of summit surfaces and in particular, that of M. Penna.

In the Mt. della Stetta locality traces of surfaces have been found dating back to the penultimate glaciation, with evidence of paleopedogenesis from the last interglacial period.

Before the last glaciation there must have been a phase of erosion carving out the valleys which would contain the glacial tongues and moraine and periglacial deposits.

The glacial and periglacial morphogenesis of the last cold Pleistocene period has left the most evident traces in the area in the form of erosion and deposits, in places very clear and well preserved: for example, the moraine deposits of Mt. della Stetta, Governara and Mt. Cusna, the periglacial stratified slope deposits of the «*éboulis ordonnés*» type, on the slopes of Mt. Prampa and Mt. La Stetta, and the glacial deposits in front of the moraine heaps.

The morphoclimatic conditions brought about by the last glaciation and, in particular, those of the last apex would markedly inhibit pedogenetic processes.

In a decisively post-glacial period the area becomes covered by forest up to the highest altitudes and the environmental conditions become favourable to the settlement of Mesolithic communities. From the Sub-Boreal period onwards the environment acquires more outstanding, dynamic elements connected with a deterioration in the climate: a widespread phase of colluvium accumulation affects all the environments examined and this is followed by a phase of marked, prevalently linear incision. This phenomenon may be justified by both the strong neotectonic activity in the area and by the deterioration of climate with the Sub-Atlantic period.

These neotectonic movements are responsible for the raising of the Monte Cusna chain - the Alps of Vallestrina, which, as a result, is situated above the Apennine watershed.

With the regrowth of vegetation on the slopes during the Boreal period and with the consequent reduction in the quantity of debris material introduced into the hydrographic system, in the main drainage system, there is a connection with an active phase of vertical erosion which first carves out the deposits accumulated during the previous phase and afterwards the whole substratum. Connected to this linear erosion there are, of course, instances of instability often producing landslide phenomena.

In more recent times the spreading practice of deforestation has produced widespread slope-instability with resulting erosion of the soils and more generally, of the slopes.

RIASSUNTO: GRUPPO RICERCA GEOMORFOLOGIA CNR, *Geomorfologia del territorio di Febbio tra il M. Cusna e il F. Secchia (Appennino Emiliano)* (IT ISSN 0084-8948, 1982).

I motivi scientifici che hanno portato alla scelta di quest'area per uno studio interdisciplinare sono i seguenti: vi sono numerose testimonianze del glacialismo quaternario, sotto forma soprattutto di accumuli morenici; sono presenti alcuni lembi di superfici terrazzate di probabile origine periglaciale pleistocenica; sono state individuate alcune dislocazioni probabilmente attive anche in tempi recenti; molte parti del territorio si presentano in grave dissesto idrogeologico, con numerosi e vasti fenomeni di frana, a luoghi anche connessi con episodi tellurici; alcune segnalazioni di testimonianze archeologiche di frequentazione umana facevano sperare in un supporto cronologico di questo tipo; la presenza di suoli poteva permettere un approfondimento pedologico e palinologico e quindi la possibilità di riferimenti paleoclimatici e paleovegetali all'evoluzione geomorfologica e l'eventualità di correlazioni con altri dati dello stesso tipo.

L'assetto strutturale della regione è legato alla fase principale della tettonogenesi dell'Appennino che risale al Tortoniano (fase toscana) con sollevamenti che continuano anche fino al Quaternario con pulsazioni di varia durata ed intensità.

In base alla classificazione di KÖPPEN l'area studiata si inserisce nel tipo di clima Csb (subcontinentale), più esattamente le località al di sotto degli 800 m sono del tipo a clima temperato continentale, quelle sopra gli 800 m del tipo a clima temperato fresco. Sono stati analizzati i dati termometrici e pluviometrici, i cicli di gelo e disgelo, le precipitazioni massime annuali da 1 a 5 giorni di durata e infine è stato fatto il calcolo del bilancio idrico, utilizzando il metodo THORNTHWAITE, dei quattro bacini presenti nell'area.

L'area è stata soggetta, durante il Pleistocene superiore, a morfogenesi glaciale e periglaciale. Caratteristiche forme a circo e accumuli morenici si osservano sui versanti posti a ridosso delle cime più elevate ed esposti verso Nord. Le forme periglaciali più significative sono le nicchie di nivazione, i detriti stratificati di versante (*éboulis ordonnés*) e i depositi a *glacis*. Processi periglaciali (gelifrazione, geliflusso, pipkrakes) si osservano oggi solo alle quote più alte e dove il disboscamento antropico ha eliminato la copertura vegetale spontanea. La morfogenesi recente e in atto è connessa con le azioni delle acque correnti superficiali (erosione torrentizia, ruscellamento diffuso e concentrato) e della gravità (movimenti di massa di diversa tipologia e importanza). Il carsismo ha prodotto caratteristiche forme in corrispondenza degli affioramenti gessoso-calcarei del Trias.

Uno studio specifico è stato dedicato all'analisi geomorfica quantitativa per evidenziare le caratteristiche morfometriche del reticolo idrografico, dell'acclività e dell'orientamento dei versanti, anche mediante i mezzi automatici di rilevamento ed elaborazione dei dati.

I suoli dell'area di Febbio possono essere raggruppati entro tre fasce altimetriche riferibili ad altrettanti regimi termici. La fascia inferiore, sino a 1300 m s.m., con un regime mesico; quella intermedia, sino a 1900 m s.m. con un regime frigido; la fascia superiore con un regime critico. Sono stati presi sotto particolare studio, con analisi chimiche, sedimentologiche e mineralogiche, i suoli relitti della fascia intermedia, nel tentativo di costruire uno schema cronologico dei fenomeni geomorfici ed ambientali che possono aver influito sullo sviluppo pedogenetico dei suoli. Sono state distinte alcune unità omogenee: i rilievi del flysch, i depositi morenici, la superficie del M. Cusna. I rilievi del flysch conservano tracce di paleopedogenesi precedente l'ultimo periodo glaciale; durante il glaciale l'area venne raggiunta dalle morene soltanto nella fase più antica, mentre fu sede poi di evidenti fenomeni di sedimentazione

periglaciale (*éboulis ordonnés*); su tali depositi, nel Tardiglaciale e nell'Olocene, si evolvono degli Haploboralfs. Depositi morenici sono attribuiti all'apice glaciale dei 19000 anni b.p., con pedogenesi postglaciale; una crisi ambientale causa nel Preboreale l'erosione ed il seppellimento dei suoli da parte di depositi colluviali, mentre un nuovo ristabilirsi della copertura vegetale determina una successiva brunificazione. La superficie del M. Cusna, ampiamente glacializzata durante l'apice glaciale, condivide con la zona morenica la storia pedogenetica fino al periodo atlantico; dal periodo subboreale in poi è invece caratterizzata da una forte asportazione di materiali dalle zone più acclivi e più alte in quota e di accumulo nelle zone di minore energia di rilievo, con una pedogenesi che porta a Entisuoli e Mollisuoli.

Per quanto riguarda le testimonianze archeologiche e storiche della frequentazione umana, l'area è stata fortemente insediata durante il Boreale e l'inizio dell'Atlantico da cacciatori mesolitici con industrie litiche di tipo saunterroide e tardenoide; poi rimane deserta, con passaggi occasionali nell'età del ferro e romana; un primo sfruttamento sistematico dell'area è documentato nel tardo alto Medioevo, ma è soltanto nel basso Medioevo che inizia il sistematico sfruttamento del bosco e la conseguente pastorizia, mentre la coltivazione del terreno rimane limitata a piccoli appezzamenti immediatamente circondanti i nuclei abitati.

Il diagramma pollinico del profilo «Bagioletto» sembra interessare un lasso di tempo che va dal Boreale al Subatlantico.

Sono stati allestiti uno schema idrogeologico e una carta della utilizzazione del suolo.

La ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica dell'area è la seguente. Le più antiche tracce della morfogenesi sembrano essere costituite da alcuni lembi di superfici sommitali ed in particolare quella del M. Penna. Tuttavia in località M. Stetta, sono state trovate tracce di superfici, con indizi di una paleopedogenesi dell'ultimo interglaciale, connesse con la fase di resistasia del penultimo glaciale.

La morfogenesi glaciale e periglaciale dell'ultimo periodo freddo pleistocenico ha lasciato nell'area le tracce più vistose, consistenti in forme di erosione e di accumulo, a luoghi molto evidenti e ben conservate. I depositi morenici di Governara e di M. Stetta sono stati attribuiti ad uno stadio Primiglaciale dell'ultimo periodo glaciale; quelli fra i 1100 e 1300 m del M. Cusna, gli *éboulis ordonnés* di M. Prampa e M. Stetta e i *glacis* di Febbio e di Casalino (in parte) sono stati riferiti, invece, al Pleniglaciale; il morenico più elevato del Cusna ed una parte del *glacis* di Casalino sono stati infine ascritti al Tardiglaciale. Anche in questo periodo, come in tutto l'ultimo glaciale, le condizioni morfoclimatiche hanno fortemente rallentato i processi pedogenetici. Si fanno risalire infatti al Tardiglaciale l'inizio dell'evoluzione del profilo del Prampa e del profilo di Corni Piccolo II.

Si suppone che, alla fine del Tardiglaciale, in un quadro di progressivo miglioramento climatico, le superfici originate precedentemente, siano andate gradualmente coprendosi di vegetazione. Nel Boreale e nell'Atlantico ha luogo nell'area una fase di pedogenesi prevalente. Dal Subboreale in poi l'ambiente acquista più spiccati elementi di dinamicità connessi ad un deterioramento climatico, documentato nello spettro pollinico di M. Bagioletto: una diffusa fase di colluvionamento interessa tutti gli ambienti presi in esame, ad essa segue una fase di forte incisione prevalentemente lineare. Tale fenomeno deriva sia dalle persistenti condizioni climatiche di umidità, che dalla forte attività neotettonica dell'area.

In tempi più recenti il diffondersi della pratica del disboscamento e della pastorizia intensiva ha prodotto diffusi squilibri, con conseguenti processi di erosione dei suoli e più in generale dei versanti.

1. PREMESSA (1)

Questo lavoro rappresenta il secondo risultato scientifico, ottenuto dalla collaborazione degli aderenti al Gruppo di Ricerca «Geomorfologia» del Consiglio Nazionale delle Ricerche. Lo stesso gruppo aveva condotto e pubblicato una prima ricerca (GSUEG, 1978), quand'esso non aveva ancora un carattere nazionale e costituiva il «Grup-

(1) A cura di PANIZZA M.

po di Studio delle Università Emiliane per la Geomorfologia ».

Le ricerche hanno avuto inizio con uno *stage* di rilevamento geomorfologico (1-8 Settembre 1977) diretto da PANIZZA M., al quale hanno partecipato i 25 ricercatori elencati come « rilevatori » nella carta geomorfologica allegata (tav. 1). Successivamente sono state eseguite numerose altre campagne di rilevamento, al fine di completare e uniformare la carta geomorfologica: questo lavoro è stato coordinato da BOLLENTINARI G. e CASTALDINI D. Parallelamente sono state approfondite alcune tematiche riguardanti il clima, la morfometria, la Pedologia, l'Archeologia, la Palinologia, l'Idrogeologia e l'uso del suolo; i ricercatori che hanno condotto queste indagini appaiono come autori dei relativi capitoli nel testo, alcuni di essi non figurano fra i partecipanti allo *stage* del Settembre 1977, in quanto sono subentrati successivamente, anche per il progressivo ampliamento del Gruppo « Geomorfologia ». Un certo numero di queste ricerche parallele sono state eseguite in modo specifico per giungere alla realizzazione dei documenti di base dai quali poter definire la « stabilità » del territorio di Febbio, secondo i criteri metodologici suggeriti da PANIZZA & PIACENTE (1978) e già proficuamente applicati in un'altra area dell'Appennino emiliano (PANIZZA & alii, 1980). Le indagini fin qui condotte hanno portato alla stesura dei seguenti documenti di base, oltre alla già citata *carta geomorfologica* (tav. 1), *carta idrogeologica* (tav. 2), *carta litologica* (accorpata nella carta geomorfologica tav. 1), *carta morfometrica del reticolo di drenaggio* (tav. 3), *carta dell'acclività dei versanti* (tav. 4), *carta dell'orientamento dei versanti* (tav. 5) e *carta dell'utilizzazione del suolo* (tav. 6).

Tutti questi documenti saranno oggetto di confronti incrociati e di elaborazioni, al fine di giungere, attraverso i due documenti intermedi detti *carta di analisi fisica integrata* e *carta della dinamica delle forme del rilievo*, alla stesura della *carta della stabilità del territorio*. I risultati saranno oggetto di una prossima pubblicazione del Gruppo Geomorfologia.

La lettura del testo potrà rivelare una qualche difformità nei vari capitoli, alcuni più concisi, altri più dettagliati, alcuni di carattere riassuntivo di lavori citati in bibliografia, altri di carattere analitico su ricerche originali. Questa diversità è collegata al loro contenuto, in funzione della presente ricerca. Ad esempio, la parte litologica, di supporto alla cartografia geomorfologica, non è stata oggetto di studi stratigrafici o sedimentologici particolari, è stata in parte desunta da dati bibliografici ed è stata approfondita soltanto in funzione delle proprietà morfoselettive delle rocce. Un esempio contrario può essere fornito dalla parte pedologica: l'importanza dello studio dei suoli per la definizione dell'evoluzione geomorfologica dell'area e la scarsità di dati pedologici precedenti a questa ricerca, anche in aree vicine, hanno portato all'elaborazione di indagini specifiche, originali ed approfondite. I risultati parziali della ricerca sono stati presentati sul terreno il 10 Settembre 1979, in occasione di un'escursione del Convegno Internazionale « *Geomorphological Survey & Mapping* » dell'Unione Geografica Internazionale (CARTON & alii, 1979).

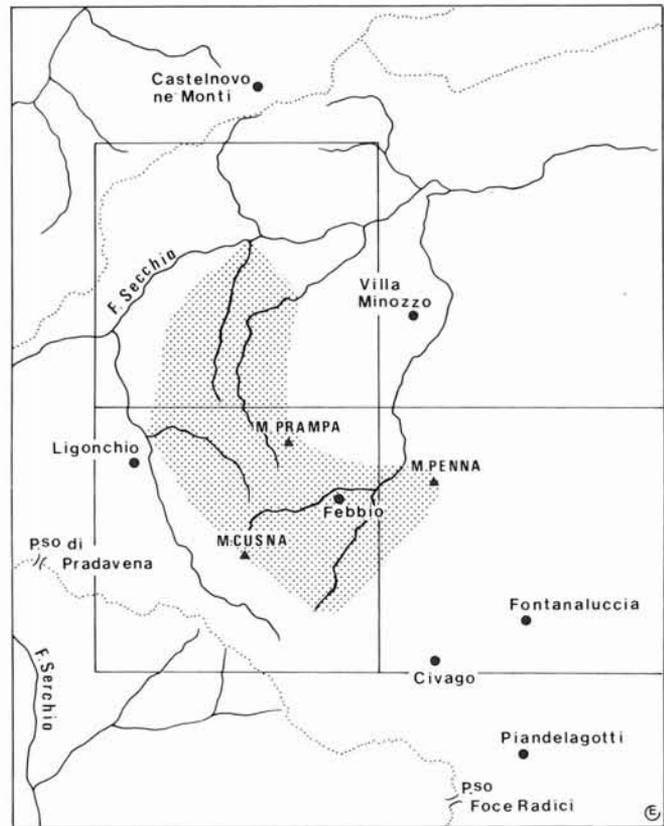


Fig. 1 - Ubicazione topografica del territorio di Febbio.

Le ricerche sono state finanziate con i contributi del CNR qui di seguito elencati: 76.00122.05, 77.00998.05, 78.00364.05 e 79.00090.05 (resp. PANIZZA M.); 78.00257.05, 79.00049.05 (resp. DRAMIS F.); 79.00116.05 (resp. TELLINI C.).

La stampa della carta geomorfologica a colori è stata finanziata con un contributo specifico del CNR (05.80133 98); la stampa delle carte in bianco e nero delle tavole fuori testo è stata finanziata dal Comitato di Proposta per un Istituito Parco del Crinale dell'Appennino Reggiano (Regione Emilia-Romagna, Provincia Reggio Emilia, Comunità Montana Castelnuovo ne' Monti, Comune Villa Minozzo); la stampa del testo è stata finanziata con un altro contributo specifico del CNR (approvato dal Cons. Presidenza CNR il 14.04.'83).

L'area di studio è situata nell'Appennino reggiano ed è compresa nelle tavolette Cervarezza (F. 85, II SE), Ligonchio (F. 96, I NE) e Frassinoro (F. 97, IV NO) della Carta d'Italia (fig. 1).

2. LINEAMENTI D'INSIEME

2.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO (2)

L'area oggetto del presente studio, nel quadro della Geologia regionale dell'Appennino Settentrionale, si colloca all'esterno del fronte della Falda Toscana, a cavallo tra il Complesso di M. Modino - M. Cervarola ed i primi

(2) A cura di BETTELLI G. e TELLINI C.

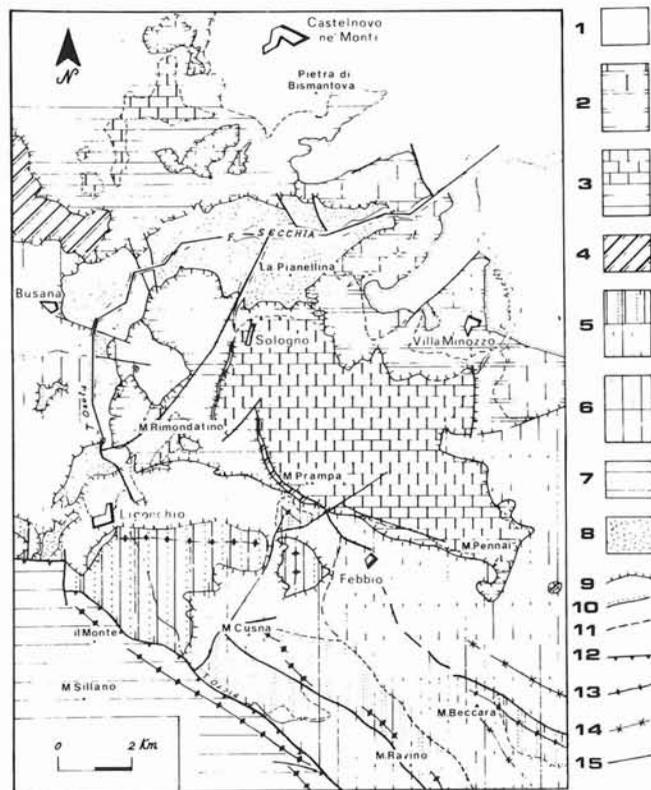


FIG. 2 - Carta delle unità tettoniche della Val Secchia, Val d'Ozola e valle del T. Secchiello: 1) Unità Ranzano-Bismantova (Eoc. sup. - Mioc. sup.). 2) Unità Monghidoro-Solignano (Cretaceo-Paleocene): a) complesso di base indifferenziato; b) flysch di Monghidoro. 3) Unità di M. Caio (Cretaceo-Paleocene): a) complesso di base indifferenziato; b) flysch di M. Caio. 4) Unità di Canetolo (Eoc. medio? - Mioc. inf.). 5) Unità Cerreto-Cervarola (Oligocene? - Mioc. inf.): a) olistostromi, marne e argille; b) arenarie di M. Cervarola. 6) Unità M. Modino (Olig. sup.): a) complesso di base, olistostromi e marne; b) arenarie di M. Modino. 7) Unità Toscana (Olig. sup.). 8) Unità Gessi Alta Val Secchia (Anidriti di Burano) (Trias sup.). 9) Contatto fra unità tettoniche (i trattini verso l'unità geometricamente superiore). 10) Contatto di discordanza stratigrafica. 11) Contatto coperto o incerto. 12) Fronti di accavallamento. 13) Assi anticlinali. 14) Assi sinclinali. 15) Faglie principali.

ricoprimenti delle unità alloctone liguri (fig. 2). Si tratta pertanto di una zona di notevole interesse geologico soprattutto per quanto riguarda la stratigrafia ed i rapporti intercorrenti fra le formazioni arenacee del Complesso di M. Modino - M. Cervarola ed il Macigno della Falda Toscana. Questo interesse è ampiamente testimoniato dai numerosi Autori che, in tempi diversi, si sono occupati della Geologia di quest'area e dalle altrettanto numerose e per lo più discordanti interpretazioni strutturali che essi ne hanno dato.

A prescindere dalle differenti ipotesi paleogeografiche riguardanti l'originaria posizione del Complesso di M. Modino - M. Cervarola in rapporto alla Unità Toscana (NARDI, 1965; BALDACCI & *alii*, 1967a; 1967b; REUTTER, 1969; MARINI, 1969; PLESI, 1975; PAGANI, 1979; ecc.), si riscontrano nella letteratura anche sostanziali diversità per quanto concerne l'attribuzione formazionale e la correlazione dei vari affioramenti arenacei con la formazione delle Arenarie di M. Modino e/o delle Arenarie di M. Cervarola.

È AZZAROLI (1955) che per primo descrive in modo moderno la Geologia di quest'area ed interpreta la struttura del M. Cusna come un lembo di Macigno (« Macigno alloctono ») conformato ad anticlinale coricata verso N ed avanscorsa sulle « Argille Scagliose », geometricamente sovrapposte al Macigno (« Macigno autoctono ») affiorante al M. Bagioletto e lungo la valle del T. Ozola, anch'esso piegato secondo un'anticlinale coricata (fig. 3a).

In tempi più recenti BALDACCI & *alii* (1967a; 1967b) hanno invece attribuito alle Arenarie di M. Modino sia le arenarie degli Schiocchi di Ligonchio - M. Bagioletto, sia quelle affioranti al M. Cusna, le quali rappresenterebbero l'elemento più avanzato del sovrascorrimento della Falda Toscana sul Complesso di M. Modino - M. Cervarola, quest'ultimo già presente (con le Arenarie di M. Modino) nella « Finestra Tettonica di Soraggio », nei dintorni di Camporanda (a NE di Sillano) (fig. 3b). Questi Autori infatti correlano le arenarie degli Schiocchi di Ligonchio con quelle affioranti nei pressi di Cerreto d'Alpi, quest'ultime già in precedenza attribuite alle Arenarie di M. Modino da uno di loro (NARDI, 1965).

Gli Autori della Scuola di Berlino invece, oltre a negare l'esistenza della « Finestra Tettonica di Soraggio », interpretano le Arenarie di Cerreto d'Alpi e degli Schiocchi di Ligonchio come una *facies* esterna del Macigno toscano (« Anticlinale di Cerreto ») sovrascorso dal Complesso di M. Modino, rappresentato negli affioramenti del M. Cusna e del M. Cisa (fig. 3c), che come è noto viene considerato una unità tettonica e paleogeografica indipendente (« Emilianidi I ») dalla Falda Toscana (KRAMPE, 1964; REUTTER, 1969; GUNTHER & RENTZ, 1968; RENTZ, 1971).

Opinioni sostanzialmente diverse sono state espresse recentemente da PAGANI (1979). Quest'Autore ritiene infatti che le arenarie del M. Bagioletto - Schiocchi di Ligonchio siano da correlare con le Arenarie di Cerreto, quest'ultime già in precedenza da lui attribuite, analogamente a PLESI (1975), alle Arenarie di Pracchiola (= Arenarie del Cervarola) (PAGANI, 1978), mentre quelle affioranti al M. Cisa vengono correlate con le Arenarie di M. Ventasso (KRAMPE, 1964; GHELARDONI & *alii*, 1965; REUTTER, 1969; BALDACCI & *alii*, 1967b; GUNTHER & RENTZ, 1968); i livelli marnosi con olistostromi che separano i due affioramenti (attribuiti da BALDACCI & *alii* (1967b) alla Formazione di Pievepelago e da GUNTHER & RENTZ (1968) alla serie di base di M. Modino) vengono riferiti ai livelli di base di M. Ventasso, tettonicamente sottostante al Complesso di Canetolo, a sua volta sovrascorso dall'Unità di M. Caio (fig. 3d). ZANZUCCHI (1980), anche se non affronta il problema in modo diretto, rileva che esistono difficoltà oggettive nel correlare gli affioramenti ad W del F. Secchia con quelli tipici del M. Modino e del M. Cervarola ed esprime nella « Carta delle Unità Tettoniche » incertezza sia sull'attribuzione delle Arenarie di Cerreto d'Alpi alle Arenarie di M. Cervarola, sia sulla correlazione dell'Unità di M. Ventasso con l'Unità di M. Modino (AUTORI VARI, 1980, sezz. 6-7; fig. 3e).

Da quanto esposto risulta evidente come a tutt'oggi la posizione e l'attribuzione formazionale dei flysch arenacei « tipo Macigno » affioranti in quest'area costituisca ancora argomento di discussione. Ciò nonostante, per gli

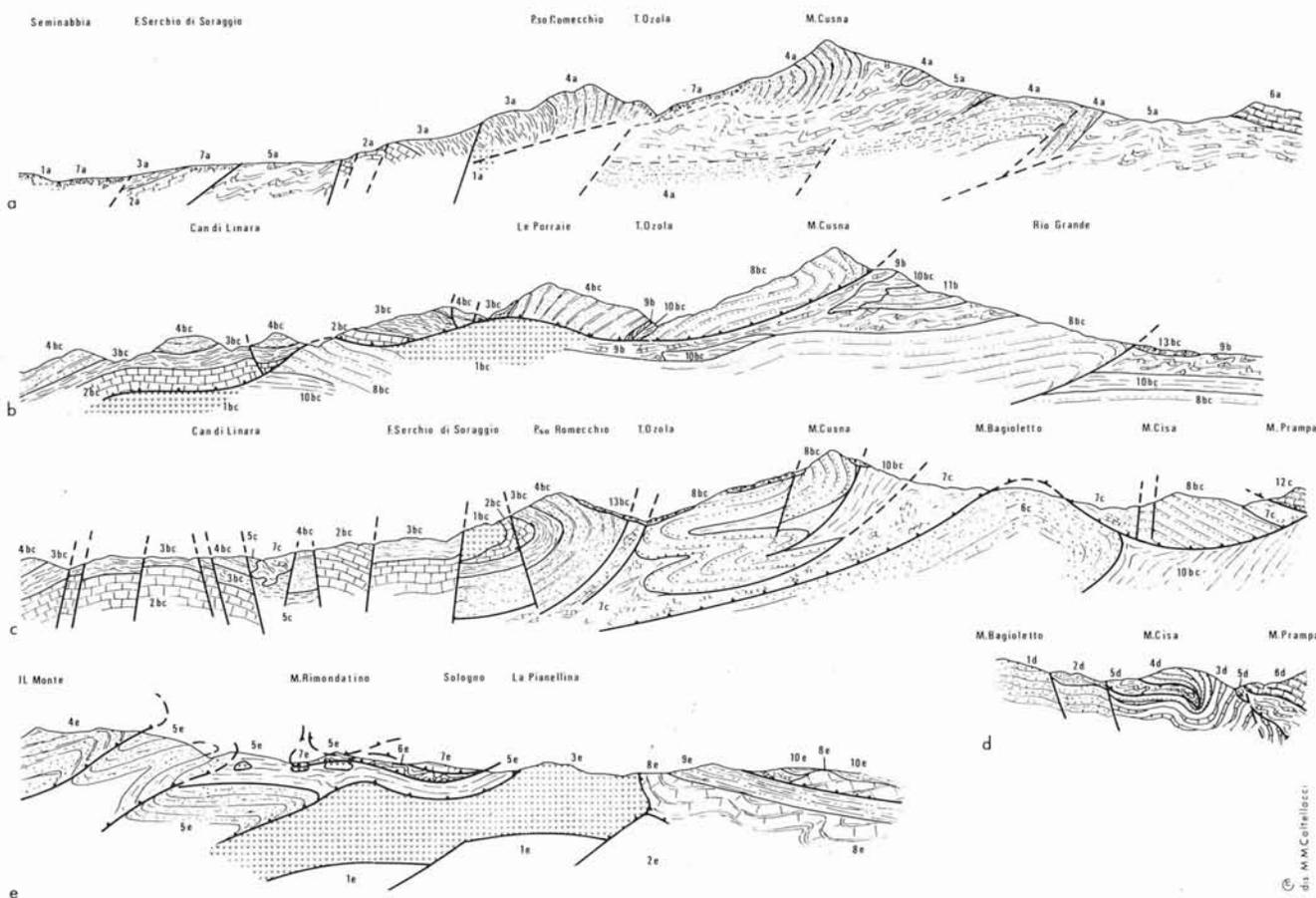


FIG. 3 - Sezioni Geologiche: a - 1a) Trias sup. (Norico?): gesso, anidrite. 2a) Formazioni mesozoiche essenzialmente calcaree. 3a) Cretaceo-Oligocene: Scisti Policromi. 4a) Oligocene: Macigno. 5a) Età varia: Argille Scagliose. 6a) Eocene: Albarese. 7a) Detriti di falda, frane (da AZZAROLI, 1955, ridis.).

b-c - Serie delle Toscanidi II: 1bc) Norico: gessi e anidrite. 2b-c) Formazioni mesozoiche essenzialmente calcaree. 3bc) Cenomaniano-Oligocene inf.: Scaglia Rossa. 4bc) Oligocene sup.: Macigno della catena principale. 5c) Oligocene sup. ?-Miocene inf.: Marne di Pontecchio. Serie dell'anticlinale di Cerreto: 6c) Oligocene: Arenarie e Conglomerati di Cerreto. Serie delle Emilianidi I: 7c) Aptiano/Albiano-Oligocene inf.: Serie di base del M. Modino (calcarei, marne, arenarie, argille e olistostromi). 8bc) Oligocene: Arenarie di M. Modino. 9b) Olistostromi di materiale ligure s.l. 10bc) Cretaceo inf.-Oligocene sup.: Formazione di Pievepelago (calcarei, marne, arenarie, argille e olistostromi con materiale della serie di base di M. Modino. 11b) Oligocene sup.-Miocene inf.: Arenarie di M. Cervarola. Serie delle Liguridi II: 12c) (?) Santoniano-Maestrichtiano: Albarese di M. Orocco-M. Caio. 13bc) Detriti di falda, frane, morene, ecc. (da BALDACCINI & alii, 1967, in GUNTHER & RENTZ, 1968) e c (da GUNTHER & RENTZ, 1968, ridisegnate).

d - Toscanide (?): 1d) Arenarie di Cerreto dell'Alpi. 2d) Tetto argillitico a cogoli calcarei e marnoso tipo Marra. Complesso di M. Ventasso: 3d) Argilliti scure (talora rossicce) e calcari (meno frequenti) con intercalati verso l'alto calcari tipo Gruppo del Vescovo ed arenarie marnose. Argilliti e calcari. Marne di Marmoreto. 4d) Arenarie di M. Ventasso-Cisa. Liguridi I: 5d) Argille e calcari al nucleo del Cisa. Argille e calcari. Arenarie di P. Bratica. Liguridi II: 6d) Flysch di M. Caio. (da PAGANI, 1979, ridis.).

e - 1e) Basamento umbro. 2e) Copertura umbra: Anidriti di Burano (Trias sup.). Copertura toscana: 3e) Gessi-Cavernoso (Trias sup.). 4e) Macigno Orsaro-Chianti (Oligocene sup.-medio). Unità dei flysch terziari: 5e) Arenarie del Cervarola-Cerreto (Miocene medio-inf./Oligocene). Unità subliguri: 6e) Unità di Canetolo: successione argilloso-calcareo e turbiditi calcaree di Groppo Sovrano e del Vescovo (Eocene Medio?/Paleocene?-Cretaceo sup.?). Unità liguri: 7e) Unità di M. Caio (Paleocene-Cretaceo). 9e) Caotico. Unità di Ranzano-Bismantova: 10e) Montepiano-Ranzano-Antagnola (Aquitano/Eocene sup.). (da ZANZUCCHI, 1980 in AUTORI VARI, 1980, ridis.).

scopi del presente lavoro, questi terreni fliscioidi e i livelli marnosi, con olistostromi ad essi associati, saranno complessivamente riferiti al Complesso di M. Modino - M. Cervarola, utilizzando per esso le denominazioni formazionali più in uso.

I terreni appartenenti al Complesso di M. Modino - M. Cervarola della catena del M. Cusna si immergono a NE e verso N lasciando posto alle unità alloctone liguri, qui rappresentate dall'Unità di Canetolo e dall'Unità di M. Caio (fig. 2).

L'Unità di Canetolo affiora geometricamente alla base della grande placca di flysch calcareo-marnoso del M.

Prampa - M. Torricella (Flysch di M. Caio), sia nella valle del Rio Grande, a SE, sia in quella del Rio di Sologno a NW, con le classiche litofacies tipo Arenarie di P. Bratica e delle Argille e Calcari, come si può osservare nei dintorni di Montecagno e di Sologno.

L'Unità di M. Caio, costituita da un tipico flysch ad *Helminthoidea* del Cretaceo superiore, spesso appare ricoprire direttamente l'Unità di Canetolo senza l'interposizione del suo Complesso di Base il quale, come anche in altre aree, risulta fortemente laminato e tettonicamente indipendente dal flysch stesso.

Verso N l'Unità di M. Caio viene a contatto con

l'Unità di Monghidoro (= Unità di Solignano) sulla quale giacciono in discordanza i terreni della successione Ranzano-Bismantova. I rapporti tra le due unità tettoniche, ancora poco chiari e poco studiati, non consentono di precisare la loro reciproca posizione geometrica anche per le difficoltà oggettive di separare i rispettivi complessi di base dalle caratteristiche molto simili.

Nell'area sono inoltre presenti estesi affioramenti di calcari, anidriti e gessi appartenenti alla Formazione di Burano del Trias superiore, la cui giacitura è stata variamente interpretata. Secondo NARDI (1965) e BALDACCIO & alii (1967a) gli ammassi erratici associati al Complesso di M. Modino - M. Cervarola, rappresenterebbero degli olistoliti provenienti dal fronte della Falda Toscana, mentre gli affioramenti maggiori della Val di Secchia sarebbero delle scaglie tettoniche mascherate da fenomeni di diapirismo. Per quanto riguarda le opinioni espresse da altri Autori si veda anche KRAMPE (1969) e le sezioni geologico-strutturali 6-7, tav. 3 in AUTORI VARI (1980).

2.2. PROBLEMATICA GEOMORFOLOGICA ⁽³⁾

Lo studio geomorfologico dell'area circostante la Pietra di Bismantova e le parallele ricerche sul clima, l'Idrografia, la Pedologia, la Palinologia e la stabilità (GSUEG, 1978), avevano permesso una ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica di quel territorio dal Würm all'Attuale. Tra i risultati più significativi, era stata ricostruita una superficie würmiana di ambiente periglaciale, individuata grazie ad alcuni lembi terrazzati di essa, caratterizzati da un *marker* di frammenti calcareo-arenacei provenienti dalla Pietra di Bismantova. L'assenza di tracce moreniche in quel territorio lasciava aperto il problema dei rapporti fra il glacialismo würmiano, e in particolare fra learchie moreniche dei ghiacciai del versante settentrionale dell'Appennino Tosco-Emiliano, e la superficie würmiana periglaciale circostante la Pietra di Bismantova. Questo è stato il motivo principale della scelta dell'area di Febbio.

Quest'area confina a S con quella di Bismantova, sul versante opposto della Valle del Secchia: sulla destra la prima, sulla sinistra la seconda. Inoltre quella di Febbio comprende numerose testimonianze del glacialismo würmiano, sotto forma soprattutto di accumuli morenici: in questo territorio infatti è ubicato il M. Cusna, che con i suoi 2 120 m costituisce una delle vette più elevate dell'Appennino Tosco-Emiliano. Alcuni sopralluoghi preliminari alla scelta dell'area ed allo *stage* avevano anche condotto all'individuazione di alcuni lembi di superfici terrazzate; esse, pur senza contenere il *marker* della Pietra di Bismantova, indicavano la possibilità di una correlazione con quelle periglaciali circostanti la Pietra stessa.

Ai suddetti motivi, già sufficienti per giustificare la scelta dell'area di Febbio, se ne aggiunsero altri, di non trascurabile importanza geomorfologica. Vediamone qui di seguito alcuni. Studi di Neotettonica da poco intrapresi nell'ambito del Progetto Finalizzato « Geodinamica » avevano rilevato la presenza di alcune dislocazioni

probabilmente attive anche in tempi recenti, proprio nell'area circostante Febbio (CARTON & alii, 1978). Molte superfici del territorio prescelto si presentavano in grave dissesto idrogeologico, con numerosi e vasti fenomeni di frana, a luoghi anche connessi con episodi tellurici (COLOMBETTI & alii, 1979). Alcune segnalazioni di testimonianze archeologiche di frequentazione umana nell'area circostante Febbio facevano sperare in un supporto cronologico di questo tipo, per le vicende geomorfologiche più recenti. I sopralluoghi preliminari avevano indicato la presenza di suoli che potevano permettere un approfondimento pedologico e palinologico e quindi la possibilità di riferimenti paleoclimatici e paleovegetali all'evoluzione geomorfologica e l'eventualità di correlazioni con dati dello stesso tipo, già ricavati dalle ricerche nell'area circostante la Pietra di Bismantova (GSUEG, 1978) e sul crinale appenninico (CASTELLETTI & CREMASCHI, 1974; CASTELLETTI & alii, 1976).

3. CARATTERISTICHE STRUTTURALI

3.1. UNITÀ LITOLOGICHE ⁽⁴⁾

Le formazioni affioranti nell'area oggetto del rilevamento geomorfologico (fig. 4) sono state distinte e cartografate già in lavori precedenti a scala diversa ed a carattere geologico-stratigrafico e strutturale. Si rimanda il lettore che volesse approfondire le problematiche geologiche agli Autori citati nel cap. 2.1.

In questa sede le formazioni litostratigrafiche sono state raggruppate in unità litologiche, in ragione del fatto che esse presentano affinità sia dal punto di vista litologico che per il comportamento morfologico generale.

Gessi, anidriti e calcari (Triassico superiore). Ai limiti nord-occidentali della zona studiata, immediatamente a ridosso dell'alveo del F. Secchia, si rinvengono estesi affioramenti della formazione più antica del versante appenninico settentrionale (Formazione di Burano). Si tratta di una associazione litologica che include: gessi saccaroidi biancastri a grana media e fine; anidriti biancastre, talora rosate, di aspetto saccaroide contenenti localmente cristalli di quarzo affumicato ben formati; strati medio sottili di calcari dolomitici grigi, talvolta bituminosi, per lo più intensamente fratturati e brecciati. I litotipi gessoso-calcarei, in origine interstratificati, a causa delle vicende tettoniche subite si presentano intensamente pieghettati e disarticolati per cui la parte gessosa « ... costituisce il cemento di una grandiosa breccia tettonica » (ANELLI, 1935).

Tale unità è soggetta a processi di dissoluzione che si sviluppano a piccola e grande scala soprattutto nei gessi (vedi cap. 5.7.).

Ofoliti (Giurassico). Inglobate nelle argille di base dei flysch sopracretacei e negli olistostromi terziari del Complesso M. Modino - M. Cervarola alla stregua di olistoliti, alcune rocce ofiolitiche affiorano a Castellaro,

⁽³⁾ A cura di PANIZZA M.

⁽⁴⁾ A cura di BETTELLI G. e TELLINI C.

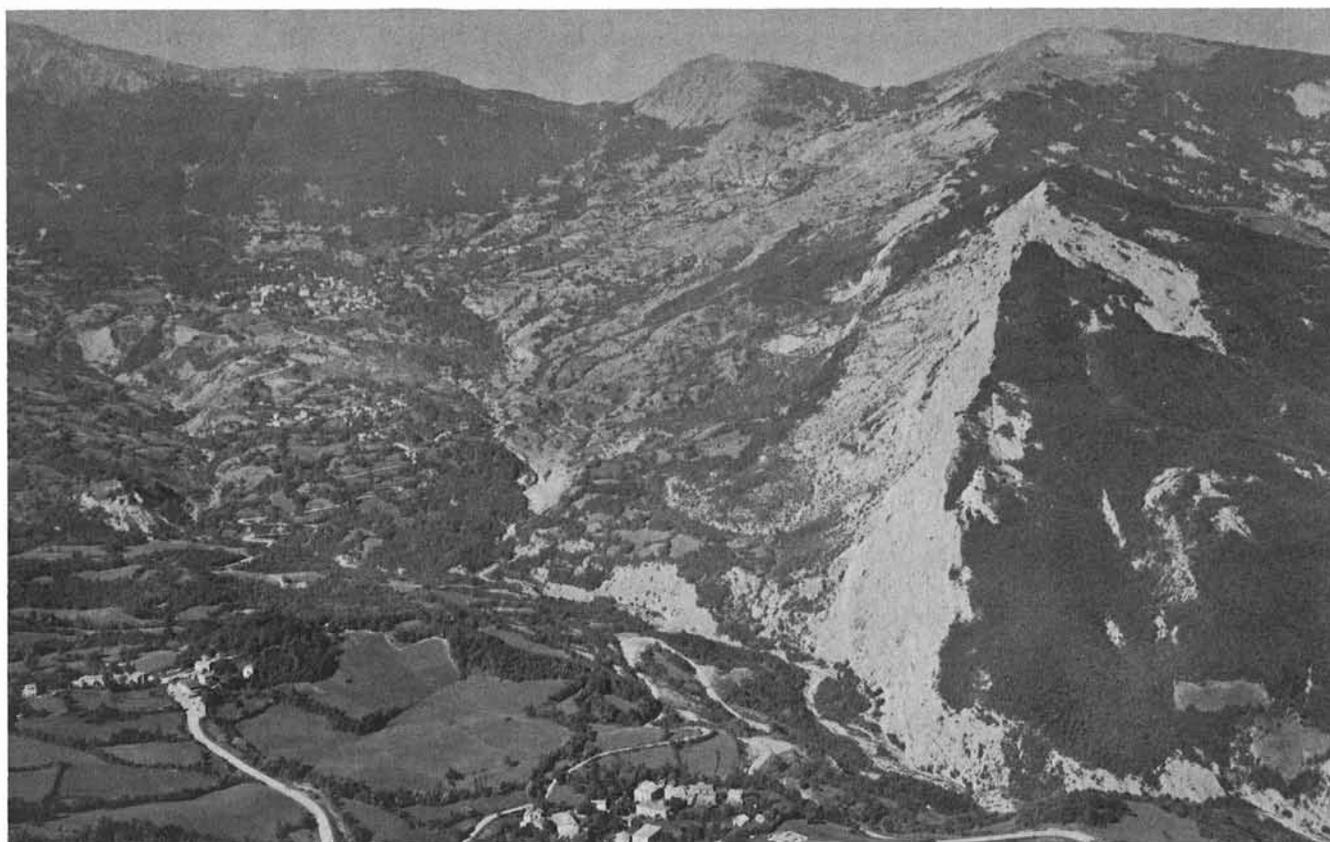


FIG. 4 - Panorama dal Monte Penna in direzione Passo Cisa. Si possono notare le unità litologiche seguenti: Unità dei Calcari e Marne in alternanza (Flysch di M. Caio), costituente il M. Torricella di grande spicco morfologico in primo piano sulla destra, l'unità delle Argille e Argille con Calcari, sulla quale appoggiano i paesi di Case Stantini e Febbio; sullo sfondo, alla testata della Val d'Asta, si intravede l'Unità delle Arenarie costituenti la dorsale del Cusna ed il Monte Cisa. È molto evidente, sulla destra, la scarpata del M. Torricella, in corrispondenza di una faglia neotettonica.

presso Cerré e a SE dell'abitato di Monte Orsiaro. Tali rocce sono rappresentate da basalti in pillow, breccie basaltiche e serpentiniti. Quest'ultime contraddistinguono l'affioramento del cimitero di Cerré mentre i basalti e le breccie associate sono presenti nelle altre località. In tutti gli affioramenti le rocce ofiolitiche sono generalmente fratturate ed alterate.

Calcari e Marne in alternanza: Flysch di Monte Caio e calcari tipo « Groppo del Vescovo » (Cretacico-Eocene). Generalmente tale unità è rappresentata da sequenze torbiditiche calcareo-marnoso-argillose appartenenti al flysch di M. Caio, formazione cretatica largamente diffusa nella zona in studio. Le sequenze torbiditiche presentano stratificazione piana-parallela e potenza superiore al metro come ben si vede nella scarpata di degradazione di M. Torricella. Tale unità è interessata da frequenti faglie e fratture le quali segmentano a più riprese la placca flyscioide. L'assetto tettonico dell'unità è rappresentato da pieghe anticlinali e sinclinali rovesciate o coricate vergenti verso NNE.

Dal punto di vista morfologico, sia per ragioni litologiche che strutturali, il flysch di M. Caio emerge in modo netto nel paesaggio circostante, anche se nel suo ambito di affioramento non mancano zone depresse riferibili a zone detritiche o parti intensamente tettonizzate.

A tale unità litologica è riferibile anche un limitato affioramento, presso Cà Stantini, di un calcare biancastro, molto fratturato, che costituisce un membro entro le argilliti di base del Complesso di M. Ventasso (PAGANI, 1979).

Argille e argille con calcari: Argille con calcari tipo palombino (Cret. sup.), Argille e calcari del « Complesso di Canetolo » (Eocene). Nell'area studiata sono presenti numerose formazioni prevalentemente argillose appartenenti a diverse unità tettoniche che sono state raggruppate in una sola unità litologica poiché possiedono il medesimo comportamento geomorfologico. Queste formazioni sono rappresentate dagli olistostromi di varia natura intercalati nel Complesso di M. Modino - M. Cervarola (Oligocene sup. - Miocene inf.), dalle Argille e Calcari dell'Unità di Canetolo (Eocene), dalle Argille con Calcari Tipo Palombino (Cretacico inf. - sup.), da Complessi di Base dei Flysch ad *Helminthoidea* (Flysch di M. Caio e Flysch di Monghidoro).

Gli olistostromi associati ai livelli di base delle Arenarie di M. Modino (Marne di Marmoreto) ed alla Formazione di Pievepelago sono costituiti, come si può vedere nella zona del M. Bagioletto, da argilliti grigio-scure o nerastre con blocchi e ciottoli di siltiti, arenarie, calcari tipo palombino e piccoli lembi di breccie ofiolitiche.

Le Argille e Calcari dell'Unità di Canetolo, di età eocenica, affiorano alla base del Flysch di M. Caio, a Nord del M. Cisa, in modo discontinuo e con spessore molto limitato. Sono rappresentate da argille ed argilliti grigio-scure, nerastre o verdine con intercalati strati di potenza variabile di calcilutiti a base calcarenitica, calcareniti gradate ed arenarie calcaree. Nei luoghi di affioramento esse si presentano sufficientemente ordinate e ciò è evidenziato dalla continuità delle Arenarie di P. Bratica in esse intercalate.

Le Argille con Calcari tipo palombino sono presenti nella parte nord-occidentale dell'area studiata, ad Ovest del Rio di Sologno, a NE di Febbio e a S del M. Penna.

Si tratta di una formazione molto tettonizzata talora dall'aspetto olistostromico, costituita da argille ed argilliti grigie o nerastre con strati di calcari silicei grigio-piombo o grigio-chiari segmentati e budinati, con locali intercalazioni di siltiti ed arenarie.

Dal punto di vista morfologico l'insieme di queste formazioni essenzialmente argillose forma una vasta area depressa che si colloca tra i rilievi arenacei della Catena di M. Cusna ed i contrafforti calcareo-marnosi della placca flyscioide di M. Penna - M. Prampa - M. della Stetta. I versanti vallivi impostati in questa unità litologica facilmente degradabile sono frequentemente soggetti a movimenti gravitativi, talora di dimensioni rilevanti.

Arenarie: Arenarie di Ostia (Cret. sup.), Arenarie di P. Bratica (Oligocene), Arenarie di M. Modino (Oligocene sup.), Arenarie di M. Cervarola (Oligoc. - Miocene-medio inf.) Questa unità litologica affiora estesamente nel settore sud-occidentale dell'area e forma i principali rilievi del M. Cusna, M. Bagioletto e M. Cisa. Si tratta delle ben note formazioni arenacee « tipo Macigno » presenti all'esterno della catena principale dell'Appennino ed attribuibili in generale al Complesso di M. Modino - M. Cervarola (Oligocene sup. - Miocene inf.).

Si possono distinguere soprattutto dal punto di vista geometrico due formazioni che, almeno negli affioramenti esaminati, presentano caratteristiche litologiche abbastanza simili. È probabile anche per questo motivo che ancora esistono pareri tanto discordi sulla attribuzione formazionale di questi flysch arenacei.

La prima formazione, benché quasi tutti gli Autori concordino nel ritenerla una prosecuzione verso SE della Arenarie di Cerreto d'Alpi, è stata tuttavia di volta in volta correlata o con il Macigno della Falda Toscana (KRAMPE, 1964; GUNTHER & RENTZ, 1968; RENTZ, 1971) o con le Arenarie di M. Modino (NARDI, 1965; BALDACCI & *alii*, 1967a; 1967b) o ancora, con le Arenarie del Cervarola (PAGANI, 1979; PLESI, 1975; AUTORI VARI, 1980). Questa formazione affiora in modo pressoché continuo dal T. Ozola al Rio Grande lungo una fascia estesa in senso NW-SE, con sviluppo massimo in corrispondenza del M. Bagioletto che rappresenta la zona di cerniera di una anticlinale coricata, e forse in parte sovrascorsa, verso Nord. È costituita da strati da medi a spessi di arenarie risedimentate a grana medio-grossolana, raramente fine, con una porzione pelitica quasi sempre di spessore ridotto, tranne che nella parte superiore della formazione al passaggio con le Marne di Pievepelago ove

gli intervalli pelitici sono più abbondanti e la granulometria degli strati più fine.

La seconda formazione arenacea forma il rilievo isolato del M. Cisa e la zona di crinale che dal M. Cusna si prolunga verso SE. È costituita prevalentemente da strati spessi e medio spessi di arenarie torbiditiche a grana media o grossolana, quasi sempre privi dell'intervallo pelitico, anche se localmente possono essere presenti *litofacies* pelitico-arenacee di modesta entità.

Gli affioramenti appartenenti a questa formazione sono geometricamente separati dalle Arenarie di Cerreto affioranti al M. Bagioletto da un livello litologicamente molto eterogeneo, attribuito da BALDACCI & *alii* (1976b) alla Formazione di Pievepelago e da GUNTHER & RENTZ (1968) e RENTZ (1971) in parte alla serie di base di M. Modino ed in parte alla Formazione di Pievepelago (fig. 2). Tutti gli Autori infatti sono concordi nel ritenere che le arenarie del M. Cusna e M. Cisa siano da correlare con le Arenarie di M. Modino e la discussione riguarda esclusivamente la collocazione paleogeografica di quest'ultime (BALDACCI & *alii*, 1967b; GUNTHER & RENTZ, 1971; PLESI, 1975; PAGANI, 1979).

A questa unità litologica sono stati assegnati anche vari affioramenti arenacei che, per le loro ridotte dimensioni, non danno origine a forme distintive. Si tratta di torbiditi sottili arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee riferibili in parte alle Arenarie di P. Bratica oligoceniche dell'Unità di Canetolo (almeno quelle affioranti lungo il Rio di Sologno) ed in parte alle Arenarie di Ostia del Cretaceo sup. che potrebbero essere ricollegate al Complesso di Base dei Flysch ad *Helminthoidea* oppure in alcuni casi rappresentare degli olistoliti di Arenarie di Ostia nei livelli di base delle Arenarie di M. Modino o nella Formazione di Pievepelago.

Marne e marne siltose: Marne di Marmoreto (Oligocene), Formazione di Pievepelago (Oligocene - Miocene). Questa unità litologica è costituita dai livelli prevalentemente marnosi presenti alla base delle Arenarie di M. Modino (Marne di Marmoreto dell'Oligocene superiore) negli affioramenti del M. Cisa e delle Marne di Pievepelago (Oligocene sup. - Miocene inf.) al tetto stratigrafico delle arenarie del M. Bagioletto. Si tratta in entrambi i casi di marne e marne siltose grigio-verdastre, a stratificazione indistinta e frattura scheggiata. Localmente possono essere presenti sottili e sporadiche intercalazioni argillose grigio-nerastre.

Dal punto di vista morfologico le rocce appartenenti a questa unità litologica sono contraddistinte da forme moderatamente selettive rispetto ai terreni circostanti, costituiti dai livelli olistostromici intercalati nel Complesso di M. Modino - M. Cervarola. Inoltre non sono infrequenti forme subcalanchive, soprattutto diffuse nel versante settentrionale del M. Cusna.

3.2. TETTONICA E NEOTETTONICA ⁽⁵⁾

Prescindendo dalle diverse opinioni espresse dai numerosi Autori che si occupano dei rapporti strutturali della zona in esame, una delle caratteristiche che contradd-

⁽⁵⁾ A cura di BOLLETTINARI G., CASTALDINI D. e TELLINI C.

distinguono i terreni qui affioranti è la loro diversità di assetto e comportamento tettonico.

I complessi presenti possono essere raggruppati in tre grandi unità tettoniche: la prima, *parautoctona*, comprende il « Macigno » della Serie Toscana ed il Complesso M. Modino - M. Cervarola; la seconda, *alloctona*, rappresentata dalle unità liguri e sub-liguri; una terza, di più *discussa collocazione tettonica*, riguardante l'unità dei « Gessi dell'Alta Val Secchia » (= Anidriti di Burano).

I complessi dell'unità *parautoctona* mostrano una Tettonica caratterizzata da pieghe rovesciate o coricate vergenti verso NE e subordinatamente a N, delimitate a tergo da faglie dirette ed al fronte da pieghe-faglie inverse, che localmente possono evolvere in sovrascorriimenti. In particolare, il « Macigno » (affiorante pochi km a S dell'area studiata) è conformato ad anticlinale rovesciata, con vergenza appenninica, il cui fianco settentrionale viene ad accavallarsi, mediante faglia inversa, sul Complesso M. Modino - M. Cervarola. Anche quest'ultimo è caratterizzato da pieghe rovesciate e coricate vergenti verso NE e N frequentemente interessate da faglie (prevalentemente dirette) ad andamento sia appenninico che antiappenninico. Tale segmentazione delle strutture è sottolineata da PAGANI (1979) il quale vede, proprio nella conca di Febbio, una serie di gradinate decrescenti sia da NW verso SE che da SW verso NE il cui rigetto consente, a suo parere, di collegare egualmente le formazioni presenti. Secondo GUNTHER & RENTZ (1968) e RENTZ (1971) nella zona di M. Cisa si riconosce uno stile a scaglie tettoniche non infrequente nel Complesso di M. Modino (cf. soprattutto la zona di M. Ventasso).

Le unità *alloctone* sono rappresentate dall'Unità di Canetolo (u. sub-ligure) e dall'Unità di M. Caio (u. del bacino ligure esterno); quest'ultima giace tettonicamente sopra la precedente ed entrambe sovrastano in netta discordanza le unità *parautoctone*. In particolare, l'Unità di Canetolo, qui rappresentata da litotipi argillosi ed arenacci, presenta spessori assai ridotti (specialmente se raffrontati con quelli osservabili nella vicina Val d'Enza) ed affiora lungo una stretta fascia alla base dell'Unità di M. Caio. Il suo assetto è, almeno apparentemente, più ordinato del solito (fig. 5). L'Unità di M. Caio in questa zona è rappresentata dal « complesso di base » argilloso-arenaceo e dal flysch omonimo calcareo-marnoso. Mentre il complesso argilloso di base è estremamente tettonizzato e fors'anche laminato, il flysch è caratterizzato da pieghe rovesciate verso NE dislocate da numerose faglie (dirette ed inverse). Non mancano, tuttavia, esempi di uno stile a piccole scaglie nella zona compresa tra Montecagno e Primaore.

I « Gessi dell'Alta Val Secchia » hanno interessato sin dal secolo scorso numerosi geologi studiosi dell'Appennino. I motivi di interesse si incentrarono dapprima sulla loro genesi, poi sull'età ed infine sulla loro collocazione tettonica. Mentre sulle prime due questioni non esistono più dubbi, sulla terza esistono a tutt'oggi divergenze di opinione. Tra gli Autori che hanno affrontato il problema di recente (KRAPE, 1964, 1969; BALDACCINI & alii, 1967) determinate argomentazioni geologico-strutturali hanno maturato l'idea che parte dei gessi dell'Alta Val Secchia (a S della Faglia della Gabellina) si ricolle-



FIG. 5 - Sovrapposizione tettonica dell'Unità di M. Caio sull'Unità di Canetolo; in particolare il Flysch di M. Caio sovrasta le Arenarie di P.te Bratica.

gano alla Serie Toscana in falda e parte di essi costituiscono masse isolate nella serie di base del Complesso di M. Modino. RENTZ (1971) sostiene che i gessi della Val Secchia devono ritenersi masse diapiriche che in seguito ad una forte compressione orogenetica sono migrate attraverso i nuclei mesozoici delle Toscanidi e sono risalite in superficie a causa di faglie distensive postorogeniche.

L'assetto strutturale della zona qui presa in considerazione deriva da una serie di pulsazioni orogenetiche, di intensità e durata varie, che dal Cretaceo ad oggi hanno determinato l'insorgere della catena appenninica. L'ossatura strutturale della regione viene per la maggior parte acquisita dopo la fase tettonica « toscana » del Tortonianiano, durante la quale si rimette in movimento la Falda Toscana e le coltri liguri sovrascorrono su di essa. Inoltre i flysch terziari acquisiscono la loro indipendenza tettonica e si delinea un nuovo fronte di accavallamento più esterno dell'Unità del Cervarola sulla Marnoso-Arenacea umbra. Il sollevamento della catena continua anche durante le fasi tettoniche inframessiniana e del Pliocene inf.-medio, anche se nella limotrofa regione toscana con-

temporaneamente si individuano delle fasi distensive che si manifestano con uno stile rigido (horst e graben); tali fasi si prolungheranno anche nel Plio-quadernario.

Per quanto riguarda le deformazioni e le dislocazioni avvenute in epoca plio-quadernaria, il motivo geodinamico predominante, nell'area in esame, è il sollevamento generalizzato e continuo della catena appenninica, manifestatosi attraverso fasi variamente accentuate (BERNINI & alii, 1979).

L'individuazione degli elementi neotettonici lineari è avvenuta essenzialmente mediante un'indagine geomorfologica atta a determinare la relazione tra forme del rilievo e movimenti tettonici recenti. Tale metodologia consta di tre fasi successive di elaborazione (cf. ad es. PANIZZA & alii, 1978):

a) censimento degli indizi geomorfologici morfostrutturali dedotti dall'analisi fotointerpretativa;

b) selezione, attraverso un controllo geologico eseguito sui documenti esistenti, delle forme di rilievo dovute alla struttura come fattore passivo;

c) controlli e rilevamenti di dettaglio sul terreno atti a verificare se le morfosculture abbiano una effettiva causa neotettonica.

Tale metodologia si è dimostrata la più adatta per operare in una situazione geologico-strutturale come quella dell'area in esame (fig. 6).

CARTA MORFONEOTETTONICA

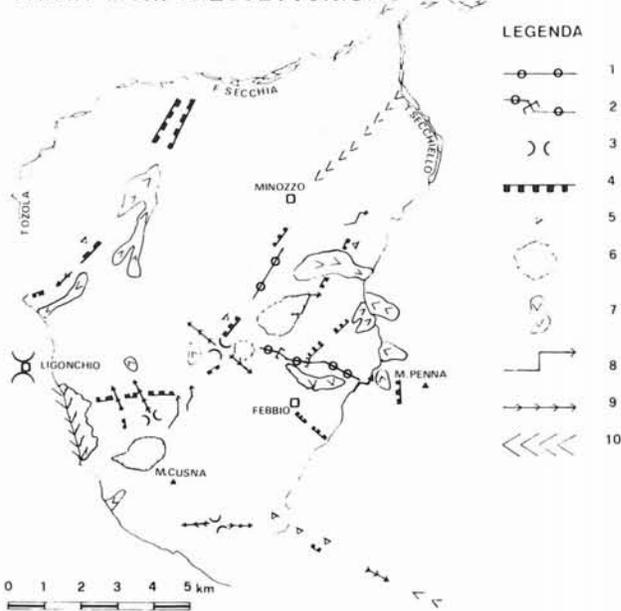


FIG. 6 - Carta Morfoneotettonica: 1) Crinale rettilineo. 2) Discontinuità planoaltimetrica. 3) Insellatura. 4) Scarpata. 5) Contropendenza. 6) Area in erosione. 7) Area in frana. 8) Gomito torrentizio. 9) Fosso rettilineo. 10) Tratto vallivo rettilineo.

L'attribuzione di una faglia al periodo plio-quadernario è stata effettuata in base alla « freschezza » degli indizi morfologici che la individuano (CARRARO & alii, 1978): a parità di litologia e/o struttura tanto più sono evidenti gli indizi tanto più recente dovrebbe essere la dislocazione (o la sua riattivazione se già esistente).

Una suddivisione cronologica più precisa all'interno del periodo considerato è stata effettuata esaminando i rapporti tra le faglie medesime e i sedimenti datati o databili nell'intervallo di tempo plio-quadernario.

Vengono qui di seguito descritte le faglie neotettoniche individuate in questo settore dell'Appennino (fig. 7):

CARTA NEOTETTONICA

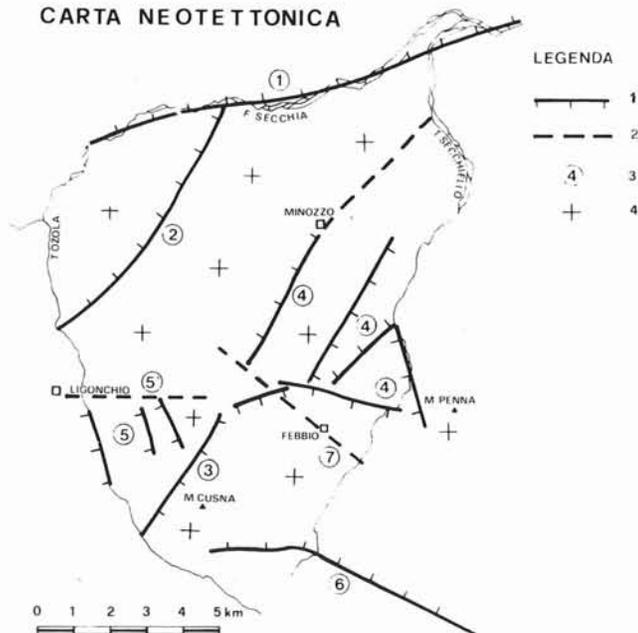


FIG. 7 - Carta Neotettonica: 1) Faglia a prevalente componente verticale (trattini rivolti verso la zona abbassata). 2) Faglia probabile. 3) Numeri d'ordine delle faglie certe o probabili. 4) Area interessata da sollevamenti.

1) Importante dislocazione a carattere regionale che attraversa la formazione triassica di Burano affiorante lungo l'alta Val Secchia (GSUEG, 1978). Gli indizi geomorfologici ad essa corrispondenti, non appaiono sufficienti a chiarirne i movimenti (IST. GEOL. UNIV. MODENA, 1978), tuttavia dati raccolti nella zona di Sasuolo, dove tale faglia trova la sua continuazione verso NE (PANIZZA & PAPANI, 1979), indicano un abbassamento del blocco NW e suggeriscono una attività protrattasi dal Pliocene ad oggi (Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale, in stampa).

2) Faglia a direzione all'incirca NE-SW che corre dal T. Ozola al F. Secchia lunga circa 4 km. Essa interessa la formazione delle Anidriti di Burano, il flysch calcareo-marnoso dell'Eocene-Cretaceo sup. e le « Argille e Calcarei » paleogeniche del Complesso di Canetolo. Morfologicamente è caratterizzata da: tratto vallivo rettilineo del Rio di Sologno contraddistinto da grandi scarpate nei gessi, contropendenze, incisioni torrentizie rettilinee, scarpate di degradazione allineate (impostate in diversi tipi litologici), estesi movimenti franosi. Nei pressi di M. delle Formiche il flysch calcareo-marnoso appare fagliato ed intensamente fratturato. La dislocazione, già segnalata da PANIZZA & PAPANI (1979), presenta un movimento essenzialmente verticale di cui il blocco sud-orientale costituisce la parte sollevata.

3) Faglia ubicata tra il T. Ozola ed il M. Bagioletto avente direzione NE-SW e lunga circa 4 km. Essa è caratterizzata da frane, aree in forte erosione e gomiti torrentizi ed interessa le Arenarie di M. Modino, le Arenarie di M. Cervarola e le Marne di Marmoreto. Essa è ritenuta attiva in periodo recente sia perché disloca le paleosuperfici tra il M. Bagioletto e Le Borelle e sia perché legata al sollevamento del M. Bagioletto. Gli elementi morfometrici suggeriscono un movimento prevalentemente verticale con abbassamento del blocco sud-orientale.

4) Serie di dislocazioni variamente orientate lunghe dai 3 ai 4 km che interessano la placca flyscioide di M. Prampa - M. Tor-

ricella. Trovano espressioni morfologiche in scarpate di degradazione, movimenti franosi allineati, zone in forte erosione, tratti di corsi d'acqua rettilinei, gomiti torrentizi e discontinuità planoaltimetriche di crinale. Particolare evidenza morfologica assume la scarpata di faglia del M. Torricella (fig. 4). Esse determinano una scomposizione in blocchi dell'area M. Prampa - M. Torricella. I caratteri morfo-strutturali che le contraddistinguono sono ben evidenziati e denotano una particolare « freschezza »; per tali motivi si ritiene che tali faglie abbiano esplicato la propria attività anche in tempi recenti.

5) Serie di dislocazioni sub-parallele dirette NNW-SSE e lunghe circa 2 km che intersecano trasversalmente l'anticlinale di M. Baggioletto.

Interessano prevalentemente le arenarie oligoceniche di M. Modino e sono morfologicamente caratterizzate da tratti di corsi d'acqua rettilinei, selle, movimenti franosi, scarpate di degradazione e aree in erosione.

Danno luogo ad un movimento di innalzamento a gradinata da W verso E e sono riferibili al post-glaciale, in considerazione del fatto che dislocano la paleosuperficie di M. Baggioletto. Anche se non si hanno particolari evidenze morfologiche a causa della potente copertura detritica è da ritenersi associata alle precedenti la faglia che delimita a N l'anticlinale sopraccitata (elemento lineare 5').

6) Faglia ad andamento arcuato lunga circa 7 km che interessa le arenarie oligo-mioceniche di M. Cervarola e depositi morenici. È caratterizzata da vallecole allineate, selle, contropendenze, tratti di corsi d'acqua rettilinei e scarpate di degradazione. Nei pressi di M. La Piella trova riscontro in una faglia riportata da PANIZZA & PAPANI (1979) che considerano abbassato il blocco settentrionale.

7) Fotolineamento ad andamento NW-SE lungo circa 5 km ubicato tra Riparotonda e l'alta valle del T. Lucola. Interessa le « Argille con Calcare » del Complesso di Canetolo, le Marne di Marmoreto e depositi quaternari; è caratterizzata da corsi d'acqua rettilinei contrapposti, sella tra M. Prampa e M. Cisa, gradino morfologico nell'arco morenico di Riparotonda. La mancanza di continuità negli elementi morfologici e l'assenza di affioramenti significativi non consentono di attribuire all'allineamento valore di faglia certa.

Nella Carta Geomorfologica (tav. 1) sono state indicate gran parte delle faglie sopra descritte mediante una particolare simbologia. Esse generalmente denotano minime dislocazioni non rappresentabili in carta, pur presentando numerosi, qualificati e congruenti indizi morfologici, non offrono affioramenti significativi atti a valutare la dislocazione. Per questi motivi nella Carta Geomorfologica è generalmente indicato il solo tracciato della faglia neotettonica, senza però precisarne le caratteristiche.

Per quanto riguarda i movimenti neotettonici areali è possibile individuare una fase di sollevamento particolarmente accentuata in periodo olocenico nella fascia comprendente la catena di M. Cusna - Alpe di Vallestrina e l'anticlinale di M. Baggioletto. Gli elementi che suggeriscono questa ipotesi sono rappresentati dal fatto che la sopraccitata catena risulta sopraelevata ed in posizione interna rispetto allo spartiacque appenninico (cap. 5.2.). Inoltre, la struttura di M. Baggioletto, pur possedendo requisiti morfoaltimetrici idonei, non presenta, alla sua sommità, alcuna traccia di depositi legati alla più recente glaciazione; questi si rinvennero invece rielaborati in forma di glaciai, al piede del versante settentrionale. Ciò fa presumere un intenso sollevamento che ha completamente smantellato eventuali depositi legati al glacialismo.

4. CARATTERISTICHE CLIMATICHE E IDROLOGICHE

4.1. INQUADRAMENTO GENERALE (6)

Per l'area in esame non sono reperibili dati climatici tra le pubblicazioni specializzate, pertanto sono stati presi

(6) A cura di VITTORINI S.

in considerazione i dati inediti di alcune stazioni meteorologiche che, sia pure non molto distanti, non sono situate, eccetto Febbio, nella zona studiata. Per queste stazioni le osservazioni sono limitate a sedici anni per le precipitazioni (1961-77) e a solo otto anni (1970-77) per le temperature. Non sono stati reperiti infine dati riguardanti gli altri elementi del clima.

Date queste premesse, si è ritenuto opportuno, per offrire un quadro generale dei due principali elementi del clima, la temperatura e le precipitazioni, stralciare dalle carte pubblicate dal CNR e dal Servizio Idrografico dei Lavori Pubblici, l'andamento delle isoterme e delle isoiete relative a trenta anni di osservazioni e che rappresentano un punto di riferimento rispetto ai dati delle stazioni utilizzate.

Dall'andamento delle isoterme relative al periodo 1926-55, illustrato nella fig. 8, si rileva che riguardo alla zona in esame, le temperature normali medie annue sono comprese tra gli 11° della valle del F. Secchia e i 5° sui rilievi.

Elaborando complessivamente i dati delle stazioni prese in considerazione, si ricava che la temperatura media annua è di 9,0°, quella del mese più caldo è di 17,9° (Luglio) e quella del mese più freddo è di 2,4° (Gennaio). Considerando invece le singole stazioni, la temperatura media mensile più alta spetta a Fontanaluccia (787 m di quota) in Luglio (20,8°), mentre il valore mensile più basso si registra a Ozola (1 220 m di quota) in Febbraio (-2,5°). In queste due località si registrano anche le

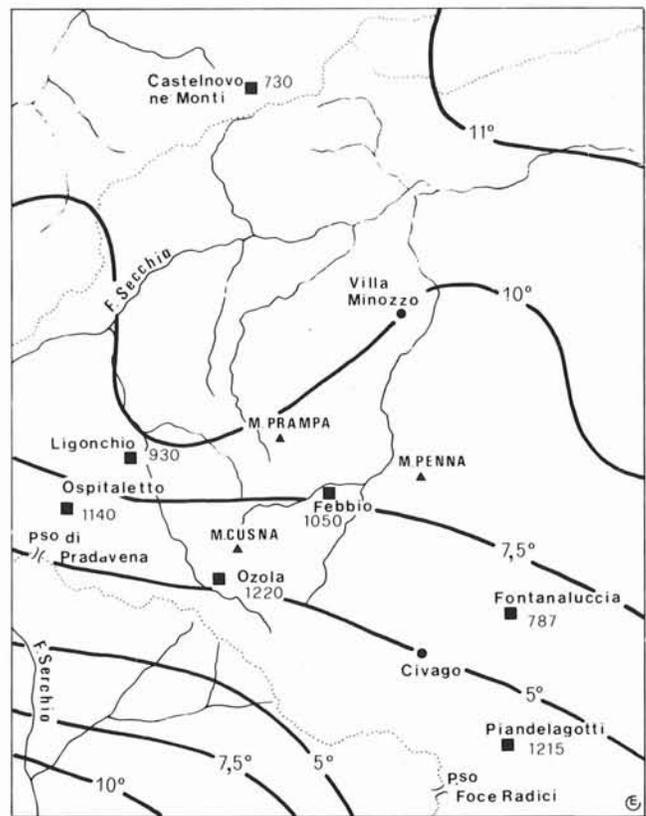


Fig. 8 - Isotherme annue relative al trentennio 1926-1955.

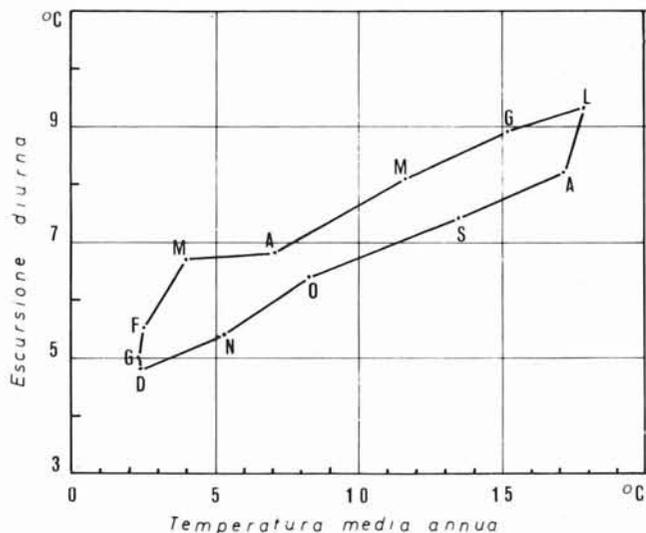


FIG. 9 - Climogramma termometrico (escursione giornaliera media annua e temperatura media annua del periodo 1970-77) ricavato dalla media dei valori delle stazioni prese in considerazione.

temperature estreme: infatti la temperatura massima assoluta (34,0°) si è verificata a Fontanaluccia il 14 Agosto 1972 e la temperatura minima assoluta (-17,0°) si è verificata il 6 Gennaio 1971 a Ozola.

L'escursione annua media è di 15,5°, valore piuttosto basso per località distanti dal mare come quelle prese in esame; il suo valore inoltre decresce con l'altitudine, passando dai 18,4 di Fontanaluccia (787 m) ai 14,1° di Ozola (1 220 m). L'escursione giornaliera media annua (fig. 9) risulta essere mediamente di 6,9° oscillando nel corso dell'anno da 9,3° in Luglio a 4,8 in Dicembre. Tali valori si discostano non molto da quelli delle singole stazioni. Si può affermare pertanto che nella nostra regione la temperatura dell'aria, oltre a non subire forti sbalzi stagionali, è caratterizzata anche da deboli variazioni nel corso della giornata, presentando così un indice di continentalità piuttosto basso.

Per quanto riguarda il gradiente termico annuo i calcoli eseguiti mostrano una buona relazione tra la diminuzione della temperatura e l'aumento dell'altitudine.

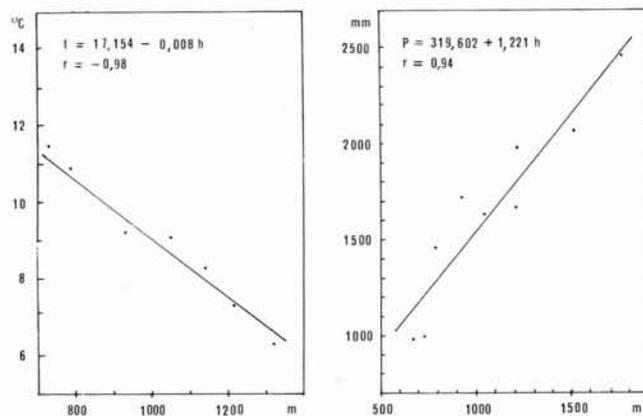
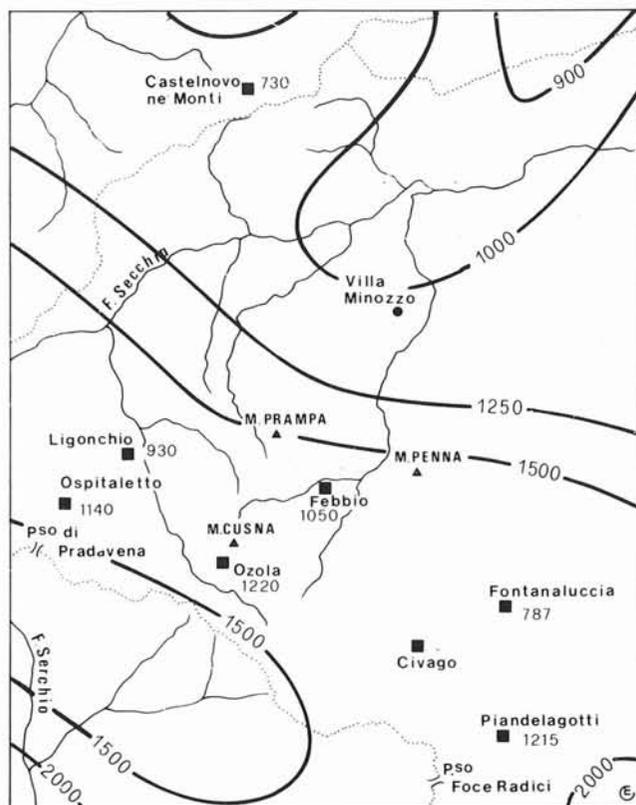


FIG. 10 - Correlazione fra le temperature (t), le precipitazioni (P) medie annue e l'altitudine delle stazioni considerate.

Ciò è messo in evidenza dalla fig. 10 in cui tale relazione risulta ben visibile; l'indice di correlazione è infatti elevato essendo $r = -0,98$. Tenendo conto di questo risultato, si sono ricavati i gradienti altimetrici mensili della temperatura e quindi i valori medi di questa per fasce altimetriche. Si è riscontrato pertanto che la temperatura media annua diminuisce di 0,55° ogni 100 m di altitudine, in perfetto accordo con il valore medio calcolato per l'Italia Settentrionale (Min. LL.PP., 1969). Tuttavia tale gradiente varia da un mese all'altro, anche se con una certa regolarità; i valori più elevati si registrano in estate (in Luglio: 0,7/100 m), mentre nei mesi invernali il gradiente oscilla intorno a 0,4/100 m.

Le isoiete relative alla media annua di un trentennio di osservazioni (1921-50) indicano che l'area in esame è soggetta a precipitazioni medie annue comprese tra 1 000 mm e 2 000 mm (fig. 11), anche se i dati relativi al periodo 1961-77 delle stazioni prese in considerazione si discostano alquanto nei valori massimi, poiché a Passo Pradarena, Ozola e Civago, si sono registrate precipitazioni superiori a 2 000 mm annui e rispettivamente 2 466, 2 024 e 2 163 mm. In media, l'afflusso annuo è di 1 701 mm, distribuiti in 117 giorni piovosi ma, considerando le singole stazioni, esso varia da 1 004 mm di Castelnuovo Monti a 2 466 mm di Passo Pradarena. Il mese più piovoso risulta, quasi ovunque, Novembre (in media 226 mm), mentre quello meno piovoso è Luglio (in media 66 mm).



■ stazioni pluviometriche

FIG. 11 - Isoiete annue relative al trentennio 1920-1950.

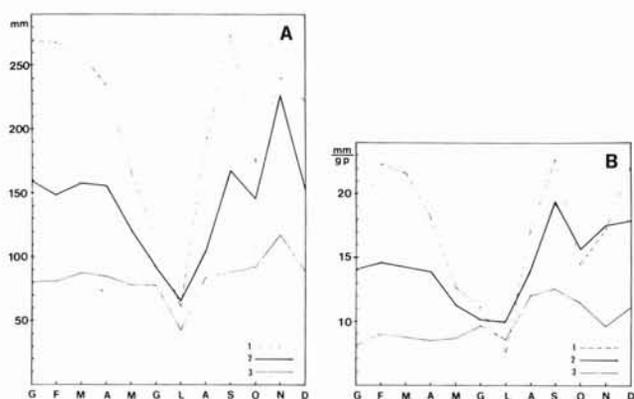


FIG. 12 - Alcune caratteristiche udometriche di Passo Pradarena (1), dell'area in esame (2) e di Castelnuovo Monti (3). In A: andamento annuo delle precipitazioni (periodo 1961-77); in B: andamento annuo delle intensità delle precipitazioni (mm/gp).

Per quanto riguarda la distribuzione stagionale delle precipitazioni, si registra complessivamente un massimo principale in autunno (31,7 %) e un massimo secondario in inverno (27,3 %). Conseguentemente il regime pluviometrico della regione è di tipo submediterraneo, discostandosi da quello prevalente nell'Appennino Settentrionale che è di tipo sublitoraneo (MORI, 1969). Tuttavia tra le stazioni prese in esame non esiste un comportamento uniforme nei riguardi di questa caratteristica del clima poiché vi sono rappresentati tre diversi tipi di regime pluviometrico: il tipo mediterraneo (Passo Pradarena), il tipo submediterraneo (Foce Radici, Ozola, Piandelagotti, Civago, Ligonchio e Castelnuovo Monti) e infine il tipo sublitoraneo (Febbio, Fontanaluccia e Villa Minozzo).

L'intensità delle precipitazioni, ottenuta dividendo i millimetri di pioggia con il numero dei giorni piovosi (mm/gp), presenta valori piuttosto elevati, in accordo con la natura montuosa della regione. Il suo valore medio annuo è di 14,5 mm/gp, ma a Settembre tocca il 19,4 mm/gp, mentre a Luglio scende a 10 mm/gp. Nella fig. 12b sono riportati alcuni casi che illustrano l'andamento di tale carattere del clima e si può notare che esso varia notevolmente da una stazione all'altra.

Effettuando la correlazione tra precipitazioni medie

annue e altitudine si è ottenuto, anche per questo elemento del clima, un coefficiente di correlazione molto elevato ($r = 0,94$); il gradiente altimetrico che ne risulta è di 118 mm ogni 100 m.

Secondo la classificazione dei climi di KÖPPEN (KÖPPEN, 1936), la nostra regione si inserisce nel tipo di clima Csb (subcontinentale), clima temperato con siccità estiva non troppo marcata e caratteristico di località che risentono della vicinanza di rilievi. Per quanto questa classificazione sia la più soddisfacente, quando si voglia avere una conoscenza dei tipi di clima su scala planetaria, tuttavia non consente di entrare nei dettagli ed operare su scala regionale. Per questo motivo PINNA M. (Min. LL.PP., 1969), usando alcune combinazioni dei più significativi valori termici, ha ottenuto per l'Italia ulteriori suddivisioni dei tipi di clima del KÖPPEN. Nel nostro caso si può operare di conseguenza una distinzione: le località al di sotto degli 800 m di altitudine sono comprese nel tipo di clima temperato continentale, mentre quelle al di sopra degli 800 m sono comprese nel tipo temperato fresco.

Alla stessa suddivisione si giunge usando l'indice di aridità di DE MARTONNE (1941), che, com'è noto, utilizza le temperature e le precipitazioni. Infatti l'altitudine degli 800 m separa la zona inferiore a clima umido da quella superiore a clima perumido. Analogamente, utilizzando il metodo di THORNTHWAITE (1948), la regione in esame è contraddistinta dai tipi di clima umido e perumido, solo che, come mostra la tab. 1, il tipo perumido è ulteriormente suddiviso in tre sottotipi, messi in evidenza dai diversi simboli climatici.

4.2. CICLI DI GELO E DISGELO E MANTO NEVOSO (7)

4.2.1. I cicli di gelo e disgelo

Sono stati analizzati i dati termometrici giornalieri, relativi al periodo 1970-1977, forniti da sette stazioni di misura presenti nell'area circostante la zona studiata, al fine di esaminare i cicli di gelo e disgelo e il loro andamento annuo.

(7) A cura di PIACENTE S.

TABELLA 1

CARATTERISTICHE CLIMATICHE, SECONDO IL METODO THORNTHWAITE, DI ALCUNE STAZIONI TERMOPLUVIOMETRICHE PROSSIME ALLA ZONA IN STUDIO.

	msm	P	EP	ER	d	e	Im	CET	simboli climatici	tipi di clima
Ozola	1220	2024	522	522	0	1502	288	53,6	A C ₂ ' b ₄ ' _r	Perumido
Piandelagotti	1215	1691	551	543	8	1148	207	55,7	A C ₂ ' b ₃ ' _r	"
Febbio	1050	1635	615	606	9	1029	166	54,8	A B ₁ ' b ₃ ' _r	"
Ligonchio	930	1679	619	607	12	1072	171	52,7	A B ₁ ' b ₃ ' _r	"
Fontanaluccia	787	1432	675	638	37	794	112	53,3	A B ₁ ' b ₃ ' _r	"
Castelnuovo M.	730	1004	682	640	42	364	47	51,2	B B ₁ ' b ₄ ' _r	Umido

P = precipitazioni in mm; EP = evapotraspirazione potenziale in mm;

ER = evapotraspirazione reale in mm; d = deficit idrico in mm;

e = eccedenza idrica in mm; Im = $(e - d) 100/EP$ = indice di umidità globale;

CET = concentrazione estiva dell'efficienza termica.

STAZIONE	ALTITUDINE m	TIPO DI APPARECCHIO	ANNI DI OSSERVAZIONE
Castelnuovo ne' Monti	730	Tm	1970-1977
Fontanaluccia	787	Tm	1970-1977
Ligonchio	930	Tr	1970-1977
Febbio	1050	Tm	1973-1974
Ospitaletto	1140	Tr	1973-1977
Piandelagotti	1215	Tm	1970-1977
Ozola	1220	Tm	1970-1977

TABELLA 2

STAZIONI TERMOMETRICHE DELL'ALTO BACINO DEL F. SECCHIA CON RELATIVA ALTITUDINE E PERIODO DI FUNZIONAMENTO.

Tm = termometro a massima e minima; Tr = termometro registratore.

Nella tab. 2 sono riportate le caratteristiche delle stazioni termometriche considerate. Si può notare che tutte le stazioni di misura hanno funzionato per 8 anni consecutivi, fatta eccezione per la stazione di Ospitaletto con un periodo di registrazioni consecutive di solo 5 anni e per quella di Febbio, che ha funzionato per un periodo molto breve e in modo frammentario. Quest'ultima stazione, vista l'esiguità dei dati forniti, non verrà presa in considerazione in quanto ritenuta inutile per un'indagine statistica.

L'analisi dei dati termometrici ha portato alle seguenti considerazioni. I giorni di ghiaccio sono, anche alle quote più elevate, piuttosto scarsi, raggiungendo valori appena significativi solo nei mesi invernali. Da notare che, relativamente a questo parametro, il mese di Marzo ha un comportamento del tutto analogo a quello dei mesi invernali. Il mese di Ottobre fa registrare le prime giornate di gelo, che aumentano progressivamente di numero da Novembre a Dicembre, dove rappresentano praticamente la metà dei giorni del mese. In Gennaio e Febbraio i giorni di gelo presentano valori molto simili e rappresentano, alle quote più elevate, poco più della metà dei giorni del mese. Il mese di Marzo fa registrare una diminuzione dei valori medi mensili, diminuzione che diventa considerevole nel mese di Aprile che però presenta valori nettamente superiori a quelli del mese di Ottobre, specialmente oltre i 1000 metri. Il mese di Maggio può registrare solo eccezionalmente giornate di gelo.

TABELLA 3

GIORNI DI GHIACCIO, GELO, DISGELO: PER OGNI STAZIONE È RIPORTATO IL VALORE MEDIO ANNUO.

STAZIONE	valore medio annuo giorni di ghiaccio	valore medio annuo giorni di gelo	valore medio annuo giorni di disgelo
Castelnuovo ne' Monti (m 730)	3,6	39,3	322,1
Fontanaluccia (m 787)	7,0	61,4	296,6
Ligonchio (m 930)	16,4	67,2	282,6
Ospitaletto (m 1140)	11,6	97,6	256,8
Piandelagotti (m 1215)	18,8	79,2	267,3
Ozola (m 1220)	35,7	84,3	245,2
Media	15,5	71,5	278,4

Riassumendo, per quanto riguarda i cicli di gelo e disgelo, si può affermare che questi rappresentano per l'area in esame un aspetto quasi trascurabile fino a circa 700 metri, diventano invece un parametro significativo alle quote più elevate. C'è comunque da considerare che le temperature studiate sono sempre riferite a dati registrati in « capannina » e non a dati riferiti alla superficie del suolo, dati che possono variare rispetto a quelli della stazione di misura anche di qualche grado.

La tab. 3 riassume i dati considerati precedenti, riportando i valori medi annuali dei giorni di ghiaccio, di gelo e di disgelo, calcolati per tutto il periodo di osservazione.

Con i dati forniti dalla tab. 3 sono stati tracciati i grafici di fig. 13, che portano in ascissa il numero dei giorni, rispettivamente di ghiaccio, di gelo e di disgelo e in ordinata le quote. Dai diagrammi risulta che: il numero dei giorni di ghiaccio è estremamente scarso per tutte le stazioni; i giorni di gelo assumono una certa importanza per tutta l'area in esame dai 900 m in poi;

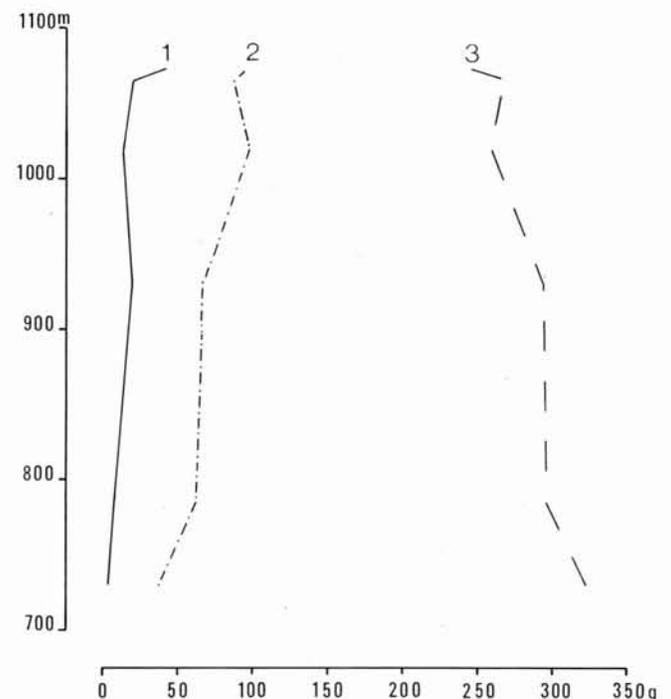


FIG. 13 - Variazione del numero dei giorni di ghiaccio (1), gelo (2) e disgelo (3) in funzione della quota.

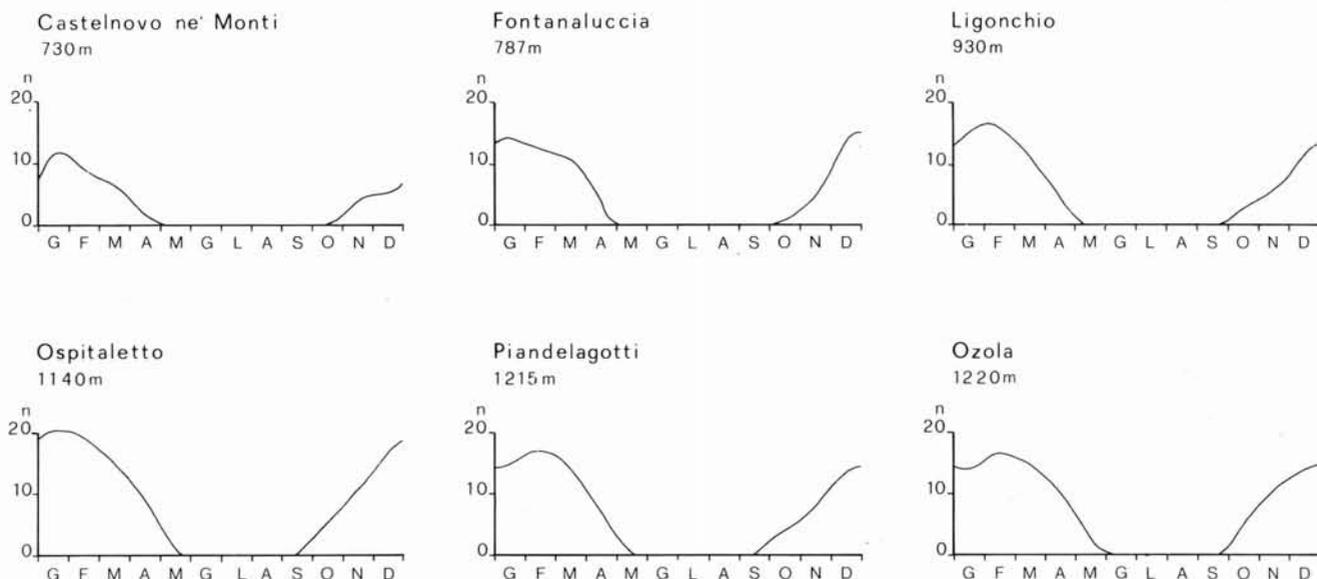


FIG. 14 - Variazione del numero di cicli di gelo-disgelo durante l'anno nelle stazioni di misura.

i giorni di disgelo, come era d'altronde prevedibile data la quota media dell'area studiata, rappresentano la maggior parte dei giorni dell'anno, conservano valori abbastanza costanti fino ai 1 000 m, diminuiscono poi in maniera significativa oltre questa quota.

Dall'andamento dei diagrammi di fig. 13 si può affermare che il numero medio annuo dei giorni di ghiaccio, di gelo e di disgelo varia sì in funzione dell'altitudine, ma non con un andamento rigorosamente lineare, risentendo infatti di fattori locali, quali l'esposizione, i venti, la copertura vegetale, ecc.

Nei grafici di fig. 14 sono stati tracciati i regimi dei cicli di gelo e disgelo nelle varie stazioni di misura. È evidente dai grafici che il periodo in cui si verificano i cicli è lo stesso per tutte le quote; con valori più elevati nella prima parte dell'anno e veramente significativi oltre i 1 000 m.

4.2.2. Il manto nevoso

La precipitazione nevosa, la sua durata, la permanenza più o meno prolungata della neve al suolo, il suo spessore, costituiscono degli elementi estremamente importanti non solo per la caratterizzazione climatica di un ambiente ma anche, soprattutto nell'ambito di questo studio, per la valutazione della stabilità dei versanti. Infatti, a parità di altre condizioni, quanto più a lungo permane la neve al suolo, tanto più lungo è il periodo di tempo in cui il terreno, o la roccia in posto, presenta caratteristiche sia superficiali che interne modificate, causate sia dalla fusione della neve al contatto col suolo, sia dal peso della neve stessa che costituisce un sovraccarico, spesso non trascurabile sui pendii. D'altro canto, data la scarsa conducibilità termica della copertura nevosa, piccole variazioni di temperatura nell'atmosfera, non fanno risentire il loro effetto al di sotto del manto

nevoso. Inoltre lo studio delle precipitazioni nevose è interessante per le relazioni che si possono avere sui regimi delle sorgenti e dei corsi d'acqua, sulla vegetazione e sulle colture, e per i non trascurabili aspetti turistici e della viabilità.

In particolare il manto nevoso protegge dal gelo i terreni a pascolo, a colture, a prato; influenza la possibilità di esistenza della fauna e di residenza e di circolazione dell'uomo: per quest'ultimo aspetto appare importante lo studio non solo dell'altezza e della durata di permanenza al suolo della neve, ma anche la sua distribuzione planimetrica.

I dati relativi al manto nevoso provengono da un maggior numero di stazioni di misura rispetto ai dati termometrici, e si riferiscono ad un arco di tempo maggiore. Nella tab. 4 sono riportate, per ogni stazione di misura, l'altitudine, l'altezza media mensile del manto nevoso espressa in centimetri, il numero medio mensile di giorni di precipitazione nevosa e il numero medio di giorni di permanenza della neve al suolo. Dalla tabella si osserva che: la neve comincia ad apparire, anche alle quote più elevate, nel mese di Novembre, solo eccezionalmente può apparire oltre i 1 000 m nel mese di Ottobre. Nei mesi di Dicembre e di Gennaio l'altezza media della neve supera i 20 cm e i giorni con neve al suolo rappresentano più della metà del mese; a Febbraio e a Marzo si raggiungono i massimi valori dell'altezza del manto nevoso con punte oltre il metro per le stazioni a quote più elevate. Nel mese di Aprile le giornate di precipitazione solida sono del tutto eccezionali nelle stazioni più basse come pure la presenza di neve al suolo; oltre i 1 000 m invece la copertura nevosa è ancora discreta e diventa notevole oltre i 1 500 m. Nel mese di Maggio tutta l'area in esame si presenta pressoché priva di copertura nevosa.

I grafici di fig. 15 riportano le variazioni del numero medio mensile dei giorni di precipitazione nevosa e di permanenza della neve al suolo durante l'anno per ogni

TABELLA 4

PER OGNI STAZIONE, RELATIVAMENTE AI MESI DA OTTOBRE A MAGGIO SONO RIPORTATI NELLA PRIMA COLONNA L'ALTEZZA MEDIA MENSILE DEL MANTO NEVOSO ESPRESSE IN CM (h.m.), NELLA SECONDA IL N. MEDIO MENSILE DEI GIORNI CON PRECIPITAZIONE NEVOSA (g.p.), NELLA TERZA IL NUMERO MEDIO MENSILE DEI GIORNI CON NEVE AL SUOLO (g.n.s.).

STAZIONE	OTTOBRE			NOVEMBRE			DICEMBRE			GENNAIO			FEBBRAIO			MARZO			APRILE			MAGGIO			ANNO TOTALE	
	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	h.m.	g.p.	g.n.s.	g.p.	g.n.s.
CASTELNUOVO M. (m 730)	0	0	0	2,4	1,5	3,1	11,7	5,6	11,6	10,8	5,0	18,5	9,2	3,4	11,7	4,5	3,0	8,1	0,5	1,2	1,2	0	0	0	20	54
FONTALUCCIA (m 787)	0	0	0	3,6	1,5	3,7	10,2	5,0	10,2	14,0	4,8	18,8	11,4	3,5	11,5	6,5	3,6	10,4	1,7	0,5	0,9	0	0	0	19	55
LIGONCHIO (m 930)	0	0	0	3,4	1,1	3,8	13,5	5,6	14,5	16,8	3,1	21,9	23,4	5,8	21,0	15,4	5,4	15,6	0,5	1,1	2,0	0	0	0	22	79
OSPITALETTO (m 1140)	0,3	-	0,8	5,4	-	4,7	10,3	-	8,2	19,5	-	15,4	42,5	-	21,5	46,5	-	20,6	14,5	-	10,4	0	-	0		82
PIANDELAGOTTI (m 1215)	0,08	0,2	0,7	4,5	2,5	5,6	17,2	6,2	17,5	26,0	5,7	24,1	29,3	6,8	21,5	29,6	5,0	16,7	5,2	3,0	8,0	0,01	0,2	0,3	30	94
OZOLA (m 1220)	0,1	0,3	0,8	6,9	3,5	6,3	28,3	6,6	19,5	35,7	6,1	26,8	51,7	6,7	26,7	43,5	6,2	24,7	25,6	3,1	15,6	0,7	0,1	2,4	33	122
FOCE RADICI (m 1532)	0	0	0	46,6	4,5	11,2	53,8	7,5	22,7	71,5	7,7	31,0	103,7	8,0	28,0	126,2	10,0	29,7	61,9	5,2	22,5	-	0,5	4	43	149
Media	0,08	0,09	0,04	10,4	2,4	5,5	21,3	6,1	14,9	27,7	5,4	22,3	38,7	5,7	20,7	37,8	5,5	17,9	15,7	2,3	8,6	0,1	0,1	0,9		

stazione di misura: entrambe queste grandezze sono state espresse come percentuale della durata di ogni singolo mese. Da questi diagrammi si nota che: il numero dei giorni di precipitazione nevosa aumentano gradualmente da Novembre per le stazioni a quota più bassa e da Ottobre per quelle più elevate, fino al primo massimo del mese di Dicembre. Nel mese di Gennaio si registra un calo per tutte le stazioni; Febbraio fa registrare per tutte le stazioni oltre i 900 m il massimo assoluto di giorni di precipitazione nevosa, cui fa seguito una graduale diminuzione fino ai minimi di Aprile per le stazioni al di sotto dei 1 000 m e fino a Maggio per le stazioni più alte.

Per quanto riguarda i giorni di permanenza della neve al suolo si nota che i massimi, fino al 100 % oltre i 1 500 m, si raggiungono nei mesi di Gennaio e Febbraio, ma che comunque in tutto il periodo invernale, Marzo compreso, la presenza della neve al suolo è pressoché continua oltre i 1 000 m. Si osserva inoltre che sem-

pre oltre i 1 200 m la neve è presente al suolo per tutto il periodo primaverile: a queste quote, quindi, la presenza della neve al suolo costituisce una caratteristica pressoché costante per sei mesi all'anno.

In uno studio sulla copertura nevosa, finalizzato alla stabilità dei versanti, è utile mettere in relazione i cicli di gelo e disgelo con il periodo di permanenza della neve al suolo. La neve infatti, specie se raggiunge un certo spessore, funziona come un isolante termico, impedendo che il suolo risenta delle oscillazioni giornaliere della temperatura atmosferica intorno allo 0 °C. In tal modo la copertura nevosa agisce come una protezione impedendo il formarsi, nei luoghi da essa protetti, di quelle forme di frammentazione meccanica che si avrebbero come conseguenza dell'alternarsi dei cicli di gelo e di-sgelo.

Prendendo in considerazione le stazioni di misura che hanno fornito sia i dati relativi alla temperatura, che quelli

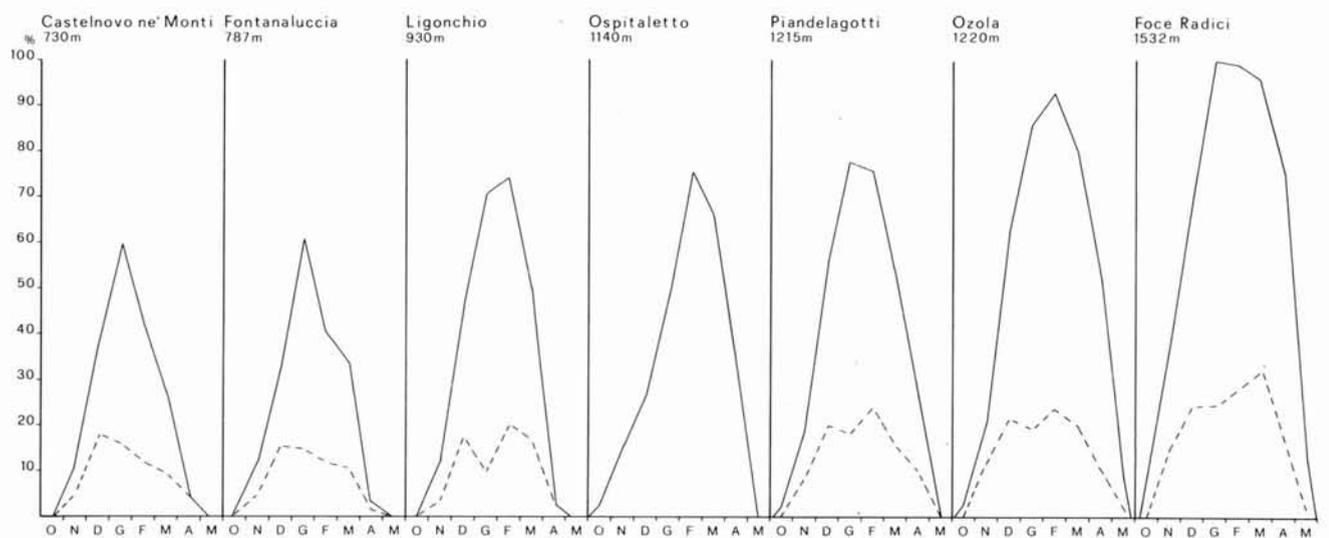


Fig. 15 - Per ogni stazione, nei mesi da Ottobre a Maggio, sono riportati i valori medi mensili dei giorni di precipitazione nevosa (---) ed i valori medi dei giorni con neve al suolo (—). Entrambi i valori sono espressi come percentuale del numero dei giorni del mese a cui si riferiscono.

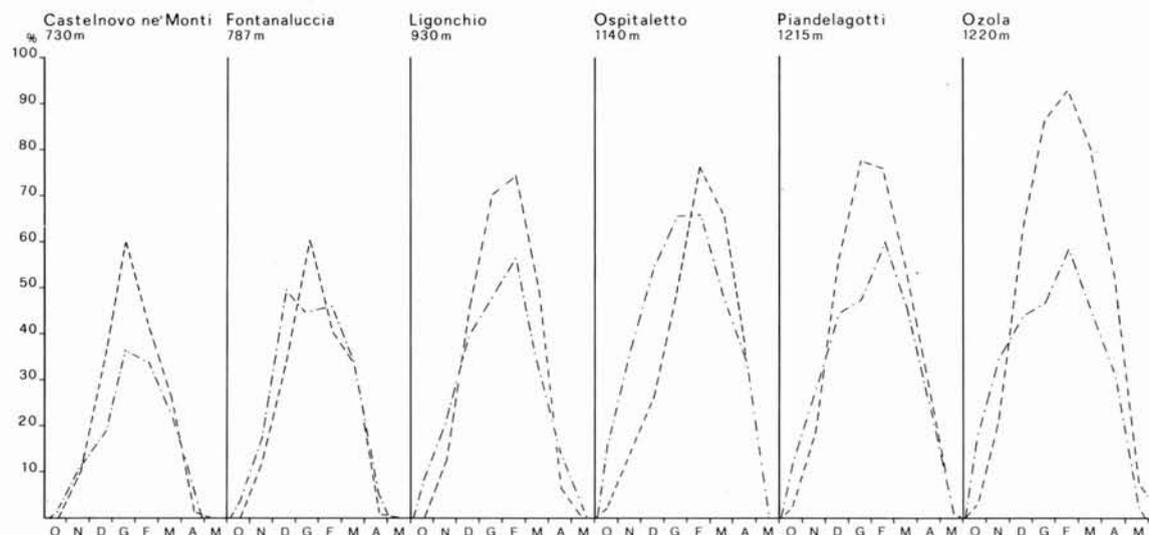


FIG. 16 - Valori medi mensili dei giorni di gelo (---) e dei giorni di permanenza della neve al suolo (· · ·), entrambi espressi come percentuale del numero dei giorni del mese cui si riferiscono.

sul manto nevoso, sono stati tracciati i diagrammi di fig. 16, che riportano per ogni stazione di misura, dal mese di Ottobre a quello di Maggio, il numero medio mensile dei giorni di permanenza della neve al suolo (linea a tratti) e dei cicli di gelo e disgelo (tratti e punti), entrambi espressi come percentuale del numero dei giorni del mese a cui si riferiscono. Il confronto dei due grafici porta alle seguenti considerazioni: il periodo dell'anno in cui si verificano i massimi valori dei cicli di gelo e disgelo (inverno) coincide quasi sempre con quello relativo alla massima permanenza di neve al suolo; alle quote più elevate il periodo si allarga anche ai mesi primaverili. L'andamento dei due fenomeni rende probabile, sui versanti più predisposti al mantenimento della copertura nevosa, l'isolamento termico del terreno proprio nei mesi in cui la temperatura atmosferica è più suscettibile di variazioni intorno allo 0 °C. Perciò nelle zone pianeggianti e protette dal vento e/o a pendenze opportune, la copertura nevosa agisce da elemento stabilizzante rispetto i cicli di gelo e disgelo, ma destabilizzante in quanto costituisce un sovraccarico non trascurabile anche su versanti non molto acclivi. In queste zone, in primavera, all'epoca del disgelo, i pendii potranno essere interessati da fenomeni di geliflusso.

Per quanto riguarda l'altezza del manto nevoso al suolo, dai dati forniti dalle stazioni di misura si ricava che: mediamente l'area studiata si presenta coperta di neve da Novembre ad Aprile; solo oltre i 1 200 m il manto nevoso presente anche nel mese di Maggio. Nel mese di Dicembre anche le quote più basse risultano coperte da uno strato di neve di circa 10 cm, strato che diventa appena più consistente oltre i 1 200-1 300 m. A Gennaio lo spessore della neve al suolo aumenta a tutte le quote ma senza raggiungere valori importanti. Nel mese di Febbraio si hanno i massimi valori annuali dello spessore di copertura nevosa al di sotto dei 1 150 m e valori anche di oltre 1 m al di sopra dei 1 500 m di

quota. Nel mese di Marzo la neve incomincia a fondere alle quote più basse, ma oltre i 1 000 m mantiene i valori dei mesi precedenti, valori che diventano più grandi oltre i 1 200 - 1 300 m, anzi oltre queste quote si raggiungono i massimi importi annuali di neve al suolo.

4.3. DISTRIBUZIONE E PREVISIONE DELLE MASSIME PRECIPITAZIONI DI DURATA DA UNO A CINQUE GIORNI ⁽⁸⁾

Le precipitazioni massime di più giorni consecutivi sono state prese in esame per fornire un elemento di valutazione e previsione di un fenomeno meteorologico che può esercitare un'importante incidenza sulla vita sociale ed economica del territorio.

Infatti le informazioni che abbiamo voluto fornire, non solo sono l'illustrazione della distribuzione areale del fenomeno « precipitazioni di massima intensità », ma anche rappresentano un dato connesso strettamente alla previsione statistica di eventi disastrosi, quali piene nei corsi d'acqua e fenomeni di dissesto (frane, erosioni).

Per quanto riguarda le piene appare evidente il legame di correlazione tra i due eventi e l'utilità di questo tipo di dato, soprattutto in riferimento a quei bacini i cui corsi d'acqua sono sprovvisti di stazioni di misura delle portate.

Per quanto riguarda i fenomeni franosi è ammessa da vari autori (in COTECCHIA, 1978) l'esistenza di una soglia pluviometrica che segnerebbe l'innescio di eventi di frana; tuttavia la casistica e la sperimentazione è al momento non ancora sufficiente, per cui resta difficile averne una opinione che non sia molto di più che qualitativa. È in ogni caso ben evidente lo stretto rapporto tra eventi pluviometrici intensi e fenomeni di movimento di massa quali colate di fango, detrito, terra.

(8) A cura di CANUTI P., MOISELLO U. e TENTI G.

Di pari interesse sono anche i fenomeni di precipitazione intensa che interessano periodi più limitati di tempo (più ore consecutive); per l'alto bacino del Secchia la quantità dei dati è però insufficiente per una esauriente elaborazione.

I massimi valori annuali b di precipitazione della durata t di più giorni consecutivi (da 1 a 5) sono analizzati generalmente con la legge dei « valori estremi » di Gumbel, che attribuisce alla pioggia di altezza b con tempo di ricorrenza T il valore

$$b = u - 1n(-1n[1-1/T])/\alpha$$

dove u ed α sono funzioni della media $m(b)$ e dello scarto quadratico medio $s(b)$

$$\alpha = 1,283/s(b)$$

$$u = m(b) - 0,450 s(b)$$

La legge consente, tramite l'elaborazione di un sufficiente numero di dati sperimentali, la previsione per ciascuna stazione di misura dell'altezza di pioggia di durata assegnata (1 - 5 giorni) con tempo di ritorno stabilito.

Dalla stessa legge, fissato un tempo di ritorno T , si ottengono i 5 valori dell'altezza di pioggia corrispondenti alle 5 durate t considerate; questi si regolarizzano con una monomia

$$b = at^n$$

che rappresenta la curva di possibilità climatica.

Qualora si intenda definire la distribuzione areale di tale informazione, e fornire la relativa rappresentazione cartografica, è opportuno operare delle semplificazioni che permettano di stimare i parametri caratteristici della curva di possibilità climatica, con un assegnato tempo di ritorno T , per una località qualsiasi dell'area in esame. Ciò è possibile se si può individuare una dipendenza di $s(b)$ da $m(b)$ accettabile per l'insieme delle stazioni e dun-

que per tutta l'area considerata. L'assunzione di questa dipendenza permette anche, una volta tracciata la rappresentazione a curve di uguale valore relative alla media delle precipitazioni di una durata prefissata, di ottenere l'analoga rappresentazione per un assegnato tempo di ritorno T , utilizzando la legge di Gumbel e la relazione tra $s(b)$ e $m(b)$. Tale metodologia è stata applicata allo studio del bacino dell'Arno al quale si rimanda per una più esauriente trattazione (BENEDETTI & alii, 1979).

Nell'alto bacino del F. Secchia sono state prese in considerazione le stazioni pluviometriche per le quali sono disponibili, sugli Annali Idrologici, i valori delle precipitazioni massime per più giorni consecutivi.

L'elaborazione dei dati relativi a ciascuna stazione ha consentito la costruzione su carta probabilistica di Gumbel (CANUTI & alii, 1979), dei grafici per le 5 durate (1 - 5 giorni) considerate, e su carta bilogaritmica delle curve di possibilità climatica relative alle medie e al tempo di ritorno $T = 50$ anni (CANUTI & alii, 1979). Queste elaborazioni sono state svolte stazione per stazione senza introdurre l'ipotesi semplificativa.

Si osserva che la legge di Gumbel interpreta convenientemente le osservazioni sperimentali; solo nel caso della stazione di Castelnovo nei Monti si verifica che il valore estremo non è compreso nell'intervallo di confidenza al 95 % di probabilità. Per quanto riguarda la rappresentazione areale dei valori, essa ha, come già detto, per presupposto l'esistenza di una relazione tra $s(b)$ e $m(b)$ che possa essere generalizzata a tutte le stazioni. Osservando il grafico $m(b)$, $s(b)$ (fig. 17) si può notare che è ragionevole assumere tra le due grandezze la seguente dipendenza lineare.

$$s(b) = 0,25 m(b) + 4,04$$

dove $s(b)$ e $m(b)$ sono espressi in mm.

Fissata ora una certa durata t , è possibile dare una rappresentazione cartografica della distribuzione delle relative medie $m(b)$, ricavandola dai valori osservati nelle diverse

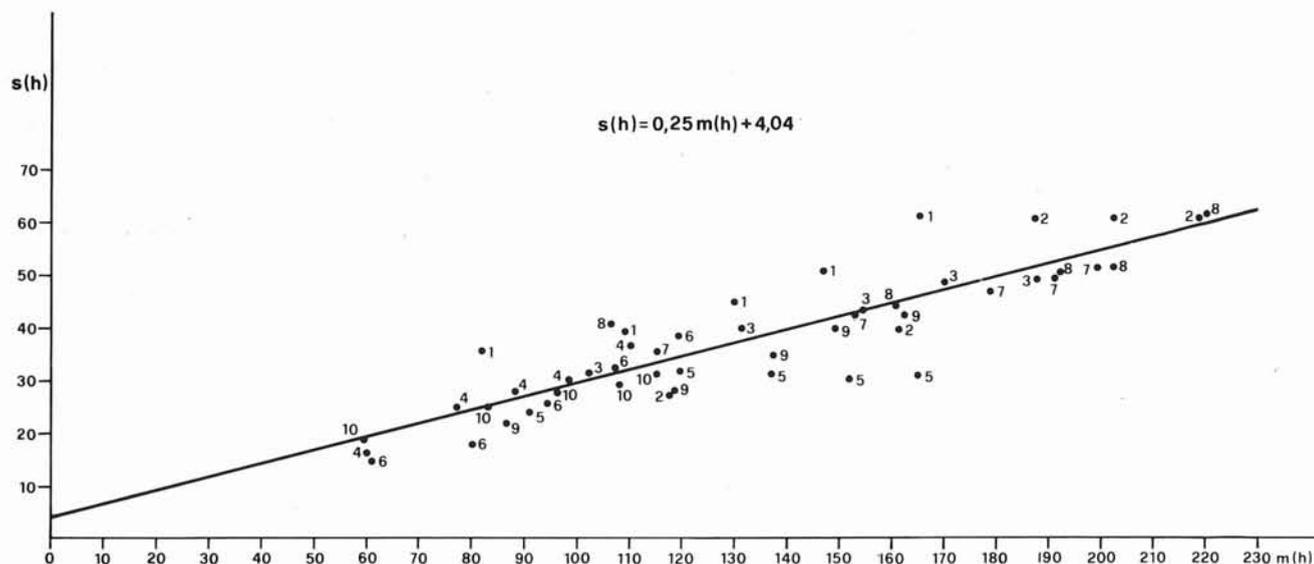


FIG. 17 - Correlazione $m(h)$, $s(h)$. Ciascun gruppo di punti contrassegnati con lo stesso numero si riferisce ad una stazione.

stazioni. Nella fig. 18 ad esempio, è data questa rappresentazione per le medie di 1 giorno. Utilizzando poi la relazione sopra vista tra $s(b)$ e $m(b)$ e la legge di Gumbel si ottiene, per la stessa durata t , la rappresentazione cartografica dei valori con tempo di ritorno assegnato.

Nella fig. 19 è riportata, sempre per la durata di 1 giorno, la rappresentazione cartografica relativa al tempo di ritorno di 50 anni, la quale naturalmente segue da vicino l'andamento della precedente.

Analoghe rappresentazioni cartografiche si possono fornire per le medie delle restanti durate dalle quali si possono ricavare le carte per i valori di precipitazione con tempo di ritorno T prefissato. Da queste infine si posso-

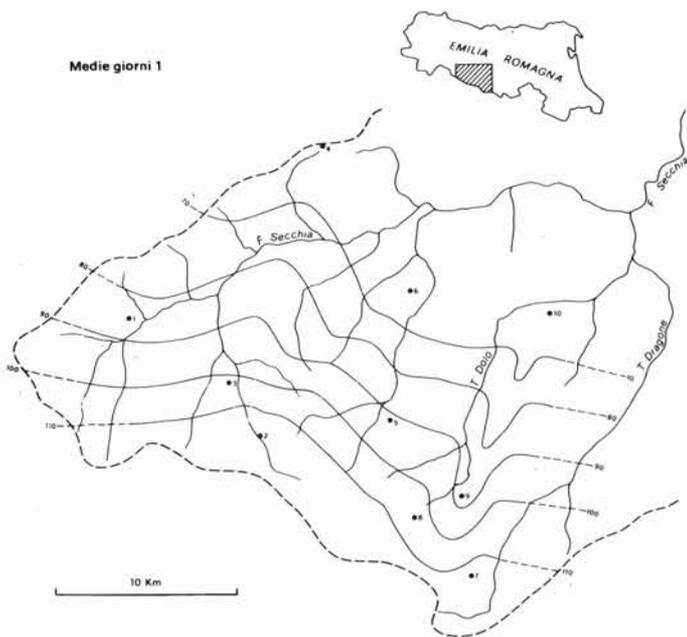


FIG. 18 - Rappresentazione cartografica della distribuzione della media di un giorno.

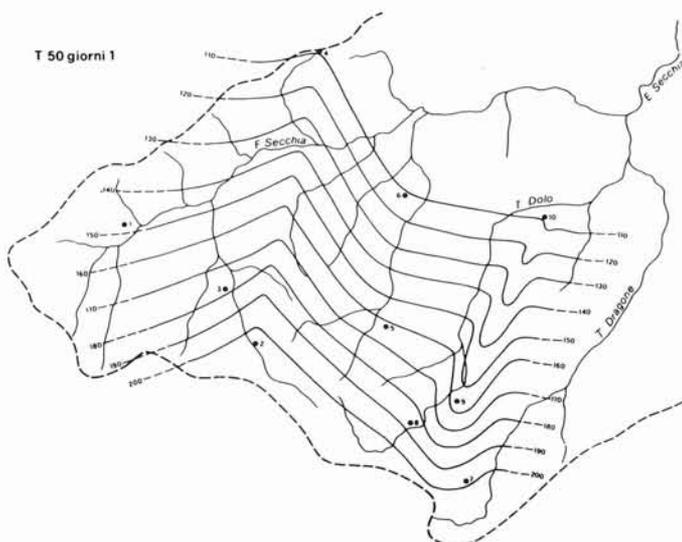


FIG. 19 - Rappresentazione cartografica, per la durata di un giorno, relativa al tempo di ritorno di 50 anni.

no ottenere i valori di precipitazione per una data località e le relative curve di possibilità climatica.

In conclusione nell'alto bacino del F. Secchia le medie delle precipitazioni massime prolungate hanno, per la durata di 1 giorno ad esempio, un andamento strettamente condizionato, com'è naturale, dall'orografia e passano da valori di circa 60 mm a oltre 110 mm; per un tempo di ritorno di 50 anni si ha quasi un raddoppio dei valori, da 100 ad oltre 200 mm. Sono valori di notevole importanza che l'intensa dinamica morfologica, che agisce con rilevanti fenomeni erosivi e franosi, e il regime idrologico dei corsi d'acqua riflettono direttamente. Un altro aspetto da notare è la relativa omogeneità dell'area in esame nei riguardi del carattere pluviometrico considerato; essa si manifesta con l'andamento regolare delle curve di eguale precipitazione ed è agevolmente spiegata dalla uniformità fisiografica della regione.

Da un punto di vista applicativo rileviamo la conferma dell'idoneità del metodo per la previsione delle precipitazioni massime in un punto qualsiasi dell'area studiata, già verificata per il bacino dell'Arno.

4.4. BILANCIO IDROLOGICO ⁽⁹⁾

La zona in esame non fa parte di un unico bacino idrografico, ma è composta da un mosaico di bacini alle volte completi, come quello del T. Guadarodo (che ha una superficie di 9,9 km²), tributario del T. Ozola, o come quello del Rio di Sologno (10,7 km²) che si getta nel F. Secchia, altre volte formati dalla parte alta di bacini aventi più grandi dimensioni, come quella del T. Secchiello (29,4 km²) e del T. Lucola (9,2 km²). La parte occidentale estrema della regione è invece attraversata da torrenti di minime dimensioni, tributari del T. Ozola o del F. Secchia. Per eseguire il bilancio idrico del territorio studiato è stato necessario pertanto prendere in esame un corso d'acqua per volta e precisamente il T. Secchiello, il Rio di Sologno, il T. Guadarodo e il T. Lucola, trascurando gli altri a causa della loro ridotte dimensioni.

Tuttavia in tutti i corsi d'acqua considerati non è impiantato alcun idrometrografo, di modo che si è stati costretti a ricorrere a misure indirette basate principalmente sul calcolo di alcuni elementi climatici, utilizzando il metodo THORNTHWAITE. Per ottenere i dati delle precipitazioni e delle temperature necessari al calcolo si sono dovuti utilizzare quelli, relativi al periodo 1970-1977, di alcune stazioni meteorologiche esterne alla zona in esame, abbastanza vicine però per assicurare un largo margine di attendibilità. L'unica stazione interna è Febbio ed è situata nel bacino del T. Secchiello.

Poiché il calcolo del bilancio idrico viene fatto per punti aventi determinate caratteristiche termopluviometriche, e non potendo estendere a tutta la superficie coperta dai quattro bacini i risultati dei calcoli eseguiti sui dati del-

⁽⁹⁾ A cura di VITTORINI S. È stato necessario limitarsi ad un periodo breve di osservazioni poiché nelle stazioni considerate le osservazioni termometriche erano circoscritte ad alcuni anni soltanto, per cui si è reso necessario, per ottenere la contemporaneità dei dati della temperatura e di quelli delle precipitazioni, adeguare i secondi, più numerosi, ai primi.

l'unica stazione meteorologica di Febbio che è interna all'area in esame, si è ricorsi all'espedito di tracciare sulla superficie dei bacini prescelti una rete di 35 punti di altitudine nota e di attribuire ad essi i valori della temperatura e delle precipitazioni mensili estrapolati (vedi cap. 4.1.).

Una volta calcolato il bilancio idrico per ciascun punto si è tracciata la rete dei topoi, secondo il metodo THIESSEN (1911) e, eseguendo la media ponderata, si sono trovate, per ciascuno dei quattro bacini, le caratteristiche idrologiche illustrate nella tab. 5 e dai grafici della fig. 20. È opportuno considerare però che le caratteristiche idrologiche così ottenute offrono solo un valore indicativo rispetto alle reali condizioni idrologiche della regione, essendo ricavate da un calcolo basato su parametri climatici, anche se nel calcolo entrano in gioco altri fattori, come l'altitudine, la litologia e la copertura vegetale. Per questo motivo si nota una certa similitudine nell'andamento dei caratteri idrologici dei quattro bacini in esame; d'altro canto però tale fatto risulta abbastanza ovvio date le dimensioni non molto diverse dei bacini stessi, la loro contiguità, l'appartenenza ad un'area piuttosto ristretta e il loro orientamento molto simile. In siffatte situazioni tutta l'area è soggetta, per quanto riguarda le precipitazioni, allo stesso regime; potrà semmai variare da luogo a luogo il tipo di precipitazioni poiché la parte più alta della regione, culminante coi rilievi del M. Cusna, dell'Alpe di Vallestrina, del M. Prampa e del M. Cisa, è soggetta a precipitazioni nevose per alcuni mesi dell'anno.

A questa circostanza è da attribuire il diverso andamento del coefficiente di deflusso; questo infatti raggiunge il suo massimo a Giugno nel T. Secchiello, superando in tale mese l'unità, come effetto della somma delle piogge e dell'acqua derivata dalla lenta fusione delle nevi. Per gli altri torrenti invece il massimo si verifica ad Aprile (T. Guadarodo e T. Lucola) e a Febbraio (Rio di Sologno), in anticipo rispetto al T. Secchiello, data la minore quantità

di precipitazioni nevose dovuta all'altitudine media inferiore. Il coefficiente di deflusso è comunque elevato dappertutto; basti considerare infatti che i valori medi annui oscillano tra 0,71 del T. Secchiello e 0,53 del Rio di Sologno. Tale caratteristica deriverebbe in parte dalla natura poco permeabile del terreno e in parte dall'altitudine piuttosto elevata della regione in esame. Infatti le perdite per evaporazione sono minime poiché queste, dipendendo principalmente dalla temperatura dell'aria, crescono con l'altezza.

Il regime dei deflussi liquidi è notevolmente simile nei quattro bacini, con un unico massimo tardo invernale - primaverile. Variano invece le portate unitarie che oscillano tra 42,9 l/s·km² (T. Secchiello) e 22,4 l/s·km² (Rio di Sologno). La tab. 5 riporta in dettaglio le caratteristiche idrologiche mensili ed annue dei quattro corsi d'acqua considerati; il confronto tra i loro dati è facilitato dal fatto che i bacini di drenaggio del Rio di Sologno, del T. Guadarodo e del T. Lucola hanno superfici quasi equivalenti, aggirandosi intorno ai 10 km² e che quella del T. Secchiello è circa il triplo della loro (29,4 km²).

Sarebbe stato utile poter confrontare questi dati con quelli di un corso d'acqua limitrofo avente caratteristiche idrologiche note, ma gli unici dati di un corso d'acqua prossimo alla nostra regione riguardano il F. Secchia, alla stazione idrometrografica di Ponte Bacchello che sottende un'area di 1 292 km². Si tratta di un bacino di dimensioni troppo vaste per poter stabilire un confronto valido, per quanto, comparando i diagrammi della fig. 20 riguardanti il Secchia e i bacini della nostra regione, si può notare un andamento simile nella curva dei deflussi e del coefficiente di deflusso. Infatti i deflussi del Secchia, malgrado gli afflussi abbiano un massimo principale a Novembre ed uno secondario a Maggio, raggiungono il culmine a Marzo, segno che il regime di questo fiume è di tipo pluvionivale, come avviene generalmente nel nostro caso. Ciò che contrasta maggiormente è il regime degli afflussi, ma bisogna rilevare che, mentre per il Secchia si è considerato

T. Secchiello		Bacino 29,4 Km ² , alt. max. 2120 m, min. 780 m, dislivello 1340 m												
		G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	Anno
Q media m ³ /s		1,55	1,78	1,79	1,86	1,49	1,08	0,56	0,34	0,78	0,94	1,47	1,42	1,25
Litri/s Km ²		52,7	60,6	60,9	63,3	50,7	36,7	19,1	11,6	26,5	32,0	50,0	48,3	42,9
Deflussi mm		141	148	163	164	136	95	51	31	69	86	130	129	1.343
Afflussi mm		207	186	186	172	137	94	60	135	196	144	193	174	1.884
Coeff. di d.		0,68	0,80	0,88	0,95	0,99	1,01	0,85	0,23	0,35	0,60	0,67	0,74	0,71
R. di Sologno		Bacino 10,7 Km ² , altit. max. 1165 m, min. 445 m, dislivello 720 m												
Q media m ³ /s		0,41	0,47	0,45	0,38	0,23	0,12	0,06	0,03	0,05	0,10	0,26	0,32	0,24
Litri/s Km ²		38,3	43,9	42,0	35,5	21,5	11,2	5,6	2,8	4,7	9,3	24,3	29,9	22,4
Deflussi mm		103	106	113	92	58	29	15	8	12	25	63	79	703
Afflussi mm		136	121	142	114	99	72	54	103	141	96	130	112	1.320
Coeff. di d.		0,76	0,88	0,80	0,81	0,59	0,40	0,28	0,08	0,09	0,26	0,48	0,71	0,53
T. Guadarodo		Bacino 9,9 Km ² , altit. max. 1775 m, min. 670 m, dislivello 1105 m												
Q media m ³ /s		0,60	0,68	0,66	0,62	0,42	0,24	0,12	0,07	0,24	0,31	0,49	0,52	0,41
Litri/s Km ²		60,4	68,5	66,5	62,5	42,5	23,9	11,6	7,5	24,3	31,0	49,0	51,9	41,6
Deflussi mm		161	167	178	162	114	62	31	20	63	83	127	139	1.307
Afflussi mm		204	183	185	169	135	87	60	134	194	142	190	171	1.854
Coeff. di d.		0,79	0,91	0,96	0,96	0,84	0,71	0,52	0,15	0,32	0,58	0,67	0,81	0,70
T. Lucola		Bacino 9,2 Km ² , altit. max. 1698 m, min. 585 m, dislivello 1113 m												
Q media m ³ /s		0,44	0,50	0,56	0,53	0,19	0,09	0,09	0,06	0,15	0,22	0,38	0,43	0,32
Litri/s Km ²		48,2	54,1	60,5	57,5	37,7	20,5	10,0	6,0	16,6	23,9	40,9	46,3	35,2
Deflussi mm		129	132	162	149	101	53	27	16	43	64	106	124	1.106
Afflussi mm		182	163	171	151	123	87	58	124	176	127	171	152	1.685
Coeff. di d.		0,71	0,81	0,95	0,99	0,82	0,61	0,47	0,13	0,24	0,50	0,62	0,82	0,66

TABELLA 5

CARATTERISTICHE IDROLOGICHE DEI QUATTRO MAGGIORI BACINI COMPRESI NELLA ZONA DI RILEVAMENTO MORFOLOGICO DI « FEBBIO ».

il periodo 1923-1968, di modo che la curva degli afflussi riflette le medie normali delle precipitazioni, nel nostro caso il periodo preso in esame comprende alcuni anni di osservazioni appartenenti anche ad un periodo diverso (1970-1976). Nel complesso, tuttavia, malgrado le dimen-

sioni notevolmente diverse dei bacini e i periodi di osservazione non corrispondenti, non si nota una diversità troppo marcata tra i parametri idrologici, di modo che si può affermare che i calcoli eseguiti col metodo THORNTHWAITE, relativi all'area in esame, offrono dei risultati sod-

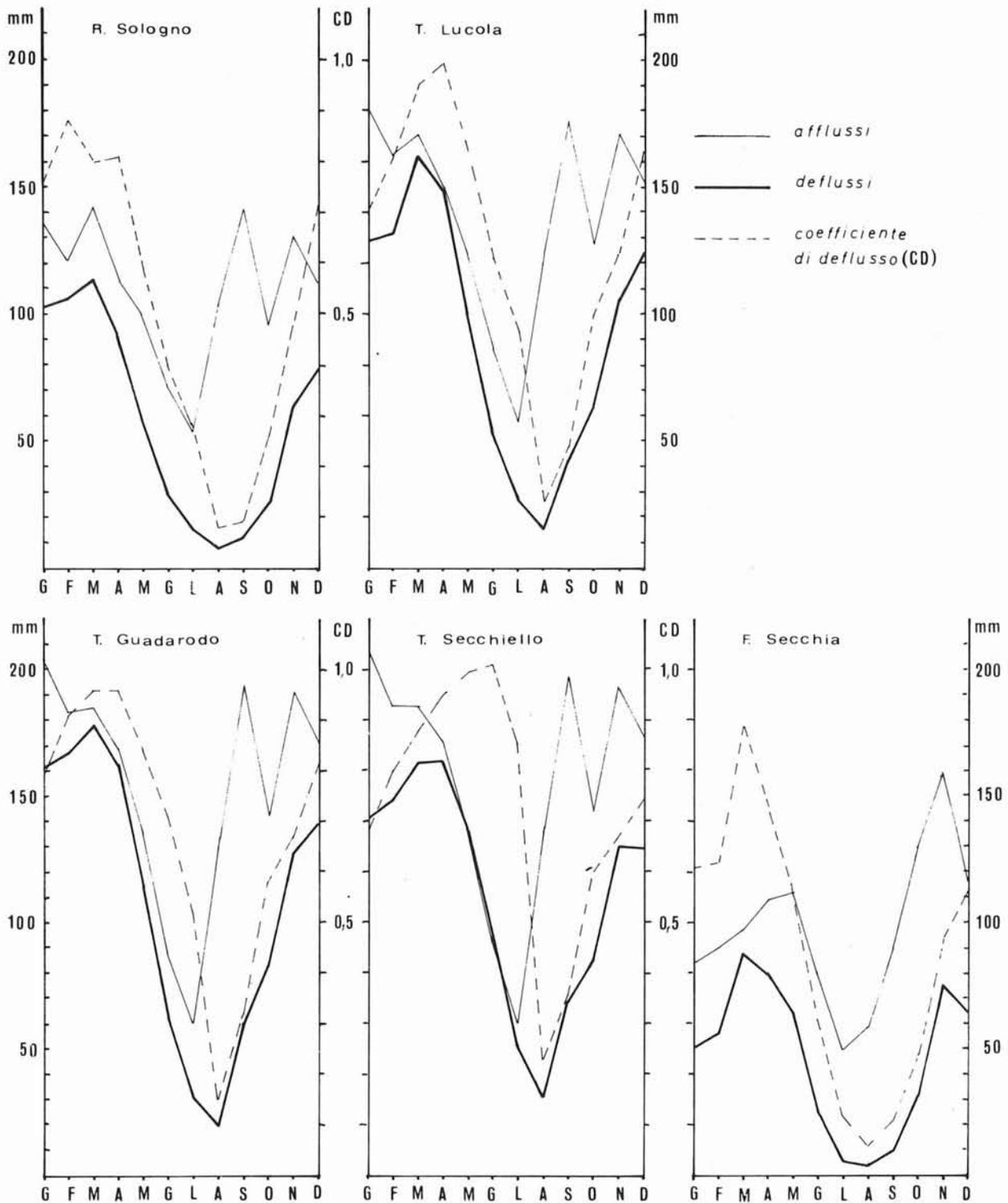


FIG. 20 - Afflussi, deflussi (in mm) e coefficiente di deflusso, calcolati col metodo Thornthwaite, di quattro bacini idrografici compresi nell'area in esame. Per il F. Secchia gli stessi parametri sono stati ricavati dalla media delle misure eseguite nel periodo 1923-1968.

disfacenti e, con ogni probabilità, abbastanza vicini a quelle che potrebbero essere le caratteristiche idrologiche reali ⁽¹⁰⁾.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. LA CARTA GEOMORFOLOGICA ⁽¹¹⁾

Il rilevamento e la cartografia geomorfologici sono stati eseguiti sulla base della legenda proposta da PANIZZA (1972) e modificata dall'esperienza acquisita nelle successive ricerche soprattutto del Gruppo Geomorfologia del CNR. Le attività di rilevamento sono state svolte principalmente sul terreno; è stata anche usata la fotointerpretazione, sia nelle fasi preliminari di individuazione dei problemi geomorfologici, che per la visione d'insieme delle forme e dei processi, ed anche nelle fasi conclusive per uniformare ed integrare il rilevamento.

Le caratteristiche litologiche del substrato sono state rappresentate con colori pieni, i depositi superficiali con retini del colore della morfogenesi.

Le forme e i processi sono stati suddivisi in 7 tipi. Sono stati inoltre evidenziati i dati strutturali e quelli idrologici. In genere alle forme e ai depositi è stato attribuito il colore assegnato al processo principale che li ha impostati e che ne condiziona l'attuale evoluzione. Tuttavia l'origine mista di alcune forme è stata evidenziata mediante l'uso di più colori, come è il caso di una scarpata influenzata dalla struttura e con successiva evoluzione per erosione torrentizia, oppure un circo rimodellato da processi di degradazione o di frana. La cronologia dei depositi inizia dall'ultimo glaciale fino a comprendere l'epoca attuale. Per quanto riguarda le forme, esse sono state attribuite all'Olocene Attuale e all'Olocene non Attuale, ad eccezione di quelle glaciali e periglaciali, attribuite anche al Pleistocene, e a quelle carsiche che sono policronologiche.

Sono state anche evidenziate alcune linee tettoniche alle quali è stata attribuita un'attività recente (faglie neotettoniche). Ad esempio le faglie dell'area M. Prampa - M. Torricella e le altre descritte nel cap. 3.2.

Un problema di particolare importanza è stato quello della suddivisione delle forme e dei processi legati alle acque superficiali incanalate: la distinzione cioè dei processi di versante da quelli torrentizi. Tenuto conto della scala adottata, le incisioni sono state suddivise in due tipi principali: i fossi e i canali da un lato, le valli e gli alvei dall'altro.

I fossi costituiscono strette incisioni di un versante senza fianchi vallivi, senza un vero e proprio bacino di

alimentazione e senza affluenti: non modificano quindi l'aspetto generale degli interfluvii. Fossi particolari sono i canali, incisioni ripide e rettilinee. Per questi motivi entrambi sono considerati fra i processi di versante.

Come valli invece sono stati considerati gli interfluvii con veri e propri fianchi vallivi, con affluenti e con bacino imbrifero ben definito: esse fanno parte dell'insieme dei processi torrentizi unitamente con, e a maggior ragione, gli alvei dei corsi d'acqua principali.

In conseguenza di quanto detto, anche le forme legate ai tipi di incisioni sopra specificate sono state indicate col colore del processo morfogenetico di versante, da un lato, o torrentizio, dall'altro. Ad esempio i conici di versante sono quelli legati ai fossi e quindi sono indicati col colore rosso, mentre quelli alluvionali sono in relazione alle valli e quindi di colore verde. Le scarpate e i fenomeni di frana sono legati soltanto alle valli, che, per definizione, presentano fianchi vallivi, dai quali si possono produrre i citati processi di smantellamento per frana.

Sono state anche indicate le caratteristiche idrografiche operando le seguenti 3 suddivisioni: letto di magra fluviale, alveo con flusso a regime perenne e alveo con flusso a regime intermittente. Si è constatato che nei fossi dell'area in esame si hanno regimi sempre intermittenti, da occasionali a temporanei, mentre nelle valli si presentano sia regimi intermittenti che regimi perenni. La combinazione dei segni morfogenetici ed idrografici dà un quadro completo della morfogenesi legata alle acque superficiali incanalate.

Un'ultima precisazione va fatta riguardo alla cartografia dei fenomeni franosi. Essi sono stati distinti in tre tipi, contrassegnati da una diversa simbologia in base al tipo di accumulo: accumuli detritici di frana per colata e scivolamento, accumuli detritici di frana per crollo e accumuli di frana in massa.

Per gli altri simboli e le modalità di rappresentazione cartografica si rimanda alla legenda di PANIZZA (1972) e alle numerose carte geomorfologiche che ad essa si sono ispirate, con particolare riguardo a quelle relative all'Appennino Emiliano (PANIZZA & MANTOVANI, 1974; GSUEG, 1978; CARTON in: PANIZZA & *alii*, 1980).

5.2. INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO ⁽¹²⁾

Per quanto riguarda l'aspetto orografico della regione, gli elementi più significativi sono rappresentati dalla dorsale M. Cusna - M. Ravino, disposta in senso NW-SE, cioè ad andamento appenninico e la dorsale M. Bagioletto - M. Cisa - M. Prampa ad andamento trasversale alla precedente.

Caratteristica della catena del M. Cusna è quella di presentare l'allineamento delle massime vette in posizione interna rispetto allo spartiacque appenninico dal quale è separata dalle profonde incisioni dei torrenti Ozola e Dolo. Tale particolarità, non infrequente nell'Appennino settentrionale, comunque venga interpretata (GONSALVI & PAPANI, 1969; SESTINI, 1936; 1940; GHELARDONI,

⁽¹⁰⁾ La buona approssimazione del bilancio idrico calcolato col metodo THORNTHWAITE rispetto ai bilanci idrici misurati è stata dimostrata in un lavoro precedente (VITTORINI S., 1972) in cui lo scarto medio percentuale tra i valori calcolati e quelli misurati in 17 bacini della Toscana è risultato del 9,1 %, valore piuttosto basso se si pensa alle numerose variabili che intervengono nel determinare il deflusso di un corso d'acqua. D'altro canto, laddove non esistono misure dirette è preferibile ricorrere ad una stima del deflusso mediante calcolo ed adottare il metodo THORNTHWAITE, che si è dimostrato sufficientemente valido, piuttosto che rinunciare del tutto.

⁽¹¹⁾ A cura di BOLLETTINARI G., CASTALDINI D. e PANIZZA M.

⁽¹²⁾ A cura di CARTON A. e TELLINI C.

1958), suggerisce l'influenza di movimenti tettonici recenti (PAPANI & SGAVETTI, 1975).

Immediatamente ad W del M. Cusna si diparte la dorsale che da M. Bagioletto, attraverso M. Cisa e M. Prampa, degrada sino al F. Secchia separando il bacino del T. Secchiello da quelli minori quali il Rio di Sologno ed il T. Lucola. Il rilievo di M. Prampa, costituito da alternanze calcareo-marnose flyscioidi dell'Unità di M. Caio, rappresenta la culminazione di una vasta placca occupante gran parte dell'area orientale; a causa della sua posizione morfologicamente elevata condiziona l'andamento del drenaggio circostante, il quale assume direzioni centrifughe rispetto al rilievo stesso.

La placca flyscioide si raccorda morfologicamente alla formazione triassica limitrofa al F. Secchia mediante l'interpolazione dei complessi argillosi basali del flysch stesso. In corrispondenza di questi ultimi, il rilievo si fa meno pronunciato ed i versanti appaiono modellati da movimenti gravitativi, alcuni dei quali di notevoli proporzioni. In questa fascia morfologicamente depressa si ergono spuntini ofiolitici originariamente inglobati nelle argille ed ora evidenziati dall'erosione selettiva.

Da sottolineare, infine, l'allineamento delle unità triassiche che bordano l'area in studio. Esse costituiscono una dorsale poco elevata che affiora con continuità dalla sorgente di Poiano sino presso Ligonchio risultando più volte interrotta dalle incisioni torrentizie impostate prevalentemente su dislocazioni o fratture trasversali. Le masse gessose si presentano moderatamente selettive rispetto alle contigue formazioni argillose, raccordandosi ad esse mediante selle più o meno pronunciate.

In riferimento alla suddivisione dell'Appennino emiliano occidentale in fasce morfostrutturali operata da PAPANI & SGAVETTI (1975) e ripresa da GSUEG (1978) l'area in oggetto trova il suo inquadramento in due delle cinque fasce individuate:

- fascia I ovvero delle strutture dell'alto Appennino;
- fascia II corrispondente a quella medio-appenninica (in particolare la fascia II è caratterizzata dalla presenza dei flysch e relativi complessi basali).

La *Fascia delle strutture dell'alto Appennino* riguarda una serie di pieghe anticlinali, rovesciate e sovrascorse secondo la vergenza appenninica, che hanno interessato le arenarie tipo « Macigno » e le successioni terziarie delle Unità di M. Modino - M. Cervarola. Caratteri morfologici che contraddistinguono questa fascia sono:

— Una elevata energia del rilievo evidenziata da notevoli dislivelli tra fondovalli e vette, alcune delle quali costituiscono i rilievi maggiori dell'Appennino Settentrionale (Alpe di Succiso 2 017 m, M. Casarola 1 979 m, M. Cusna 2 120 m, M. La Piella 2 077 m, M. Prado 2 054 m).

— Il tratto di spartiacque ad andamento longitudinale M. Prado - M. Sillano si inflette trasversalmente in corrispondenza del P. di Pradarena sino a Cima Belfiore per poi riprendere l'andamento iniziale attraverso M. La Nuda - P.so del Cerreto - M. Alto. Tale tratto di spartiacque, pur mantenendosi a quote superiori ai 1 700 m, si deprime bruscamente in corrispondenza del P.so del Cerreto (1 261 m) dove è geologicamente segnalata una importante discontinuità tettonica trasversale che con-

sente l'affioramento delle formazioni triassiche della « serie toscana ».

— L'allineamento di massime vette non coincidenti con lo spartiacque principale. Tale anomalia orografica si verifica tra il T. Enza ed il F. Secchia, in corrispondenza dell'Alpe di Succiso e M. Casarola e tra il F. Secchia ed il T. Dolo, dove si eleva la dorsale M. Cusna - M. Ravino.

La *Fascia medio-appenninica* comprende formazioni prevalentemente argillose e flyscioidi di età cretaco-oligocenica costituenti le « unità liguridi s.l. »; queste ricoprono tettonicamente parte delle unità strutturali caratterizzanti la fascia I e sono a loro volta ricoperte dalla serie (M. Piano) - Ranzano - Bismantova, di età compresa tra l'Eocene medio e il Miocene superiore.

Nell'area in esame quest'ultima serie non è rappresentata ma è largamente sviluppata a N del F. Secchia e presso Villa Minozzo per cui si rimanda a GSUEG (1978) per quanto riguarda le caratteristiche geomorfologiche sia d'insieme che di dettaglio.

Largamente sviluppate in questo settore dell'Appennino reggiano sono le formazioni argillose e flyscioidi « liguridi » il cui assetto strutturale, molto complicato e spesso caotico, riflette le intense vicissitudini tettoniche da esse più volte subite. Ad esempio, nei flysch si possono riconoscere anticlinali e sinclinali rovesciate vergenti verso N o NE, mentre nelle formazioni argillose l'assetto originario è obliterato da innumerevoli arricciamenti quando addirittura non prevale decisamente una giacitura caotica.

Un tale assetto strutturale non può non estrinsecarsi in una morfologia piuttosto irregolare caratterizzata dal contrasto di selettività che evidenzia le formazioni flyscioidi dai complessi argillosi basali e, nell'ambito di questi ultimi, mette in risalto i corpi inglobati come olistoliti.

I processi geomorfologici antichi ed in atto che hanno modellato e modellano i versanti del territorio di Febbio tra il M. Cusna ed il F. Secchia, sono principalmente glaciali, di versante in ambiente periglaciale e temperato, torrentizi, carsici ed antropici. L'evoluzione dei versanti avviene attualmente per opera delle acque, sia incanalate che diffuse; in alcuni punti i pendii sono invece modellati da movimenti di massa più o meno vistosi e di diversa natura.

Le testimonianze dei processi glaciali sono presenti nel settore meridionale ed alle alte quote. Si trovano sulle pendici settentrionali dei monti Cusna, La Piella, Alpe di Vallestrina. Essi sono ben individuabili per le numerose forme ancora evidenti.

Le evidenze dei processi di versante sono uniformemente diffuse su tutta la restante area. La grande eterogeneità delle rocce affioranti permette un modellamento dei versanti estremamente vario che va dai pendii poco inclinati e franosi impostati sui termini argillosi, ai versanti assai ripidi ed alle scarpate modellati nei terreni calcareo arenacei.

Frane di diversa natura e dimensioni e deformazioni plastiche interessano tutti i versanti impostati su detriti di alterazione della roccia madre e sulle formazioni argillose; con, vallecicole e scarpate invece ricoprono ed incidono uniformemente l'area.

Il settore settentrionale, in corrispondenza del versante destro del F. Secchia, presenta un insieme di forme carsiche talora non ben evidenti; si tratta di doline, anche abbastanza ampie a luoghi sventrate; sono impostate esclusivamente nella ristretta fascia dei gessi triassici affioranti solo in questa porzione del territorio.

Tutta l'area è drenata dal F. Secchia e fa parte del versante destro della valle. Nel collettore principale, caratterizzato da un ampio letto a canali intrecciati (*braided stream*) si immettono numerosi affluenti tra i quali degni di menzione sono: il T. Secchiello, il T. Lucola, il Rio di Sologno e il T. Ozola. Il T. Secchiello trae origine dalla confluenza di numerosi fossi e rii che drenano in modo centripeto l'ampia conca di Febbio, la cui conformazione risulta chiaramente asimmetrica, essendo il settore orientale più ridotto di quello occidentale. Del resto l'asimmetria dei versanti vallivi sembra essere una caratteristica dei corsi d'acqua, che in questo settore si immettono nel F. Secchia. Tale conformazione è assai evidente nelle valli del T. Lucola, del Rio di Sologno e del T. Ozola; essa appare connessa a differenziazioni litologiche ed alla presenza di faglie lungo le quali i corsi d'acqua hanno approfondito il loro alveo.

I processi torrentizi dei corsi d'acqua principali si manifestano esclusivamente con scarpate e frane. Il corso d'acqua più importante che interessa, sia pur marginalmente, l'area è il F. Secchia; lambisce l'estremo settore settentrionale con andamento SW-NE ed E-W. L'azione di questo corso d'acqua sui versanti forma delle ripe di erosione ed è probabilmente responsabile dello sventramento di alcune grosse doline.

Il Rio di Sologno, il T. Lucola ed il Rio Grande rappresentano gli altri corsi d'acqua minori. Il primo, ad andamento N-S, si immette nel F. Secchia dopo aver attraversato per un buon tratto l'area in esame. Il T. Lucola, più a S del precedente, attraversa solo nel suo tratto iniziale (che prende il nome di Fosso Toriello) il territorio. Il terzo, il più meridionale, incide abbastanza profondamente i versanti ed innesca, verso la parte terminale, fenomeni franosi. Tutto il resto dell'area è inciso da una miriade di torrentelli e fossi a regime prevalentemente saltuario, che entrano in funzione in concomitanza di piovaschi o fusione delle nevi. Incidono lungo le linee di massima pendenza le varie formazioni geologiche, ma soprattutto quelle superficiali, con un andamento grossomodo uguale per tutti, da SW a NE. Questa uniformità di direzione del drenaggio di I ordine e anche d'ordine superiore, è dettata soprattutto dalla condizione topografica dell'area, modellata prevalentemente in una grande conca inclinata a direzione NW-SE ed immersione verso NE.

L'area di Febbio si presenta estremamente antropizzata. Numerosi sono gli insediamenti umani a livello di « paese » (Febbio, Monteorsaro, Riparotonda, Roncopianigi, Sologno, Casalino, Montecagno) e di « contrade »; queste ultime sono assai numerose in quanto è ancora sviluppata nella zona l'attività agricola e pastorale; conseguentemente numerosi sono i fenomeni di reptazione agricola e soprattutto da pascolo (pecore).

L'influenza dell'uomo legata all'agricoltura, si risente fino alle quote di 1 000 - 1 300 m; le aree superiori, fino alle vette, sono invece adibite al pascolo.

Inoltre parte delle pendici più elevate sono state spianate o disboscate per ricavare piste da sci e aree di sosta o di parcheggio per l'attività turistica invernale.

5.3. FORME, PROCESSI E DEPOSITI GLACIALI ⁽¹³⁾

Una buona parte del territorio, specie quella immediatamente a ridosso delle cime più elevate ed esposta a N e a NNE, appare ricoperta da accumuli morenici più o meno potenti e spesso modellati in archi.

Sul problema del glacialismo appenninico manca tuttora uno studio d'insieme organico e collegato. Molti lavori sono stati pubblicati sull'argomento (DE STEFANI, SACCO, ZACCAGNA, STOPPANI, FUCINI, BRIAN, GORTANI, ecc.; cfr. bibliografia in LOSACCO, 1949); ma solo il lavoro di LOSACCO (1949) dà una visione abbastanza accurata e completa della distribuzione degli accumuli morenici indicando anche eventuali circhi, gradini e cordoni.

Nella presente ricerca si è cercato di sistemare e reinterpretare quanto finora era già noto; si sono rinvenuti nuovi affioramenti di morenico e, anche grazie all'uso delle fotografie aeree, è stato possibile individuare un maggior numero di archi stadiali. Alcuni accumuli segnalati da Autori precedenti come depositi glaciali, sono stati invece interpretati come depositi di *glacis*.

L'attribuzione di un'origine morenica ad alcuni depositi sciolti si è talvolta dimostrata, per vari aspetti, difficile e incerta data la prevalenza di litotipi arenacei nelle aree di alimentazione. Il disfacimento di tali rocce (sia meccanico che chimico) dà spesso, come prodotto finale, un insieme di massi subarrotondati immersi in matrice sabbiosa limosa, del tutto simile ad un accumulo morenico; anche per la natura stessa della roccia madre e per il breve trasporto che in media questi materiali hanno subito, non sono rimasti sui massi segni evidenti tipici di trasporto glaciale. Talora la disposizione ad arco, quando questo è mal conservato, o in dossi e mammelloni potrebbe essere legata a rifluimenti di masse detritiche su un substrato plastico (formazioni argillose s.l. presenti in zona).

I depositi morenici si presentano come ampie distese poco acclivi di materiali sciolti prevalentemente arenacei e modellati in dossi, mammelloni e archi; abbondante è il materiale fine (prevalentemente sabbioso-limoso) e non rari gli erratici.

Le forme più caratteristiche sono i circhi (fig. 21), più o meno conservati e rimodellati talora da processi di degradazione dei versanti, e gli archi morenici. I primi si presentano come ampie nicchie scavate nel fianco nord-orientale e settentrionale della dorsale M. Cusna, Alpe di Vallestrina, e bordate da sottili creste con pareti assai ripide. La conca interna del circo è quasi sempre ricoperta da detriti di crioclastismo; questi a luoghi sono disposti a semiluna (nivomorene) (fig. 22) (cap. 5.5). Gli archi morenici qui rilevati si presentano come cordoni allungati e arcuati verso valle; si elevano di pochi metri rispetto alla

⁽¹³⁾ A cura di BOLLETTINARI G. e CARTON A.



FIG. 21 - Circhi glaciali più o meno conservati e rimodellati da processi di degradazione dei versanti.



FIG. 23 - Deposito di provenienza morenica a W di Governara, quota 825 m; con il deposito del M. della Stetta rappresenta uno degli affioramenti più distali rinvenuti nell'area ed attribuiti all'ultimo periodo glaciale.



FIG. 22 - Nivomorena a N di Piella, a quota 1 850 m.

superficie topografica circostante e non hanno necessariamente grande continuità. Interruzioni sono dovute prevalentemente a fenomeni di erosione contemporanei, ma più spesso posteriori, all'atto deposizionale, che hanno sfondato parte dell'arco stesso.

Un'analisi delle forme e dei depositi da NW a SE permette di osservare quanto segue. Ad W del M. Cisa, ai piedi di una scarpata di circa 200 m di altezza si estende un piano paludoso detto Pra Fento (1 425-1 450) sorretto da una arcuata collinetta detritica. Tale forma è stata interpretata come arco morenico, ma data la vicinanza della parete, non è escluso possa trattarsi di una antichissima nivomorena, messa in posto prima dell'evento franoso (in parte per crollo ed in parte in massa) corrispondente alla collinetta « Il Bodrio ». Il crollo ricopre parzialmente una più vasta area sicuramente ricoperta da accumuli morenici, che si espande fin quasi ai Prati Orzè (1 250 m circa). Questi depositi già segnalati da LOSACCO (1949) e da ZACCAGNA (1925) (... « Zona detritica, morenica ma a facies molto incerta »...) presentano nel lato nord-occidentale un dosso allungato (N-S) interpretato come la sinistra dell'arco morenico più avanzato (segnalato da LOSACCO come dosso di roccia fratturata in posto).

Il M. Cisa, il M. Bagioletto ed il loro raccordo sono invece privi di depositi glaciali e presentano un uniforme e boscoso pendio. Sul M. della Stetta, a S di Sologno, affiora un lembo di materiale attribuibile ad un accumulo morenico: il deposito appare costituito da ciottoli e blocchi arrotondati, estremamente alterati in superficie, immersi in abbondante matrice sabbioso-siltosa. La quota di 900 metri alla quale si trova, concorda con il deposito di probabile natura morenica ubicato ad W di Governara a quote 825 m (fig. 23).

Un probabile circo decisamente mal conservato, perché impostato in formazioni marnoso-argillose, si apre nel versante NNE del M. Cusna, dove prende origine il Rio Grande; i fianchi sono parzialmente smantellati; sul fondo si trova materiale morenico disposto in lingua allungata fino a quota 1 700 m. Un circo assai più tipico si apre nel versante E del M. Cusna, immediatamente a ridosso del Sasso del Morto: il suo margine a valle è sbarrato da un arco roccioso, senza materiale morenico. Questo piccolo argine sostiene un laghetto alimentato prevalentemente dalle acque di fusione nivale (fig. 24).

Soglie rocciose che chiudono conche a circo sono abbastanza frequenti nell'Appennino: ad esempio nei circhi tra il M. Cimone, il Pizzo delle Stecche e la Cima Tauffi.



FIG. 24 - L'argine roccioso a N di Sasso del Morto, con il laghetto alimentato dalle acque di fusione nivale.

Un altro recinto articolato in tre lobi si apre nel versante N del M. La Piella. Presso la soglia a quota 1 900 m si trova ancora una pozza temporanea. Priva di circhi è la porzione di cresta tra La Piella e Mongiardonda, non si esclude comunque che antiche forme glaciali siano state cancellate da attività erosive posteriori.

L'eventuale presenza di un apparato di circo in questa zona è avvalorata anche dal fatto che più a valle (quota 1 450 m) sono ben presenti più ordini di archi che sembrano dipendere da un apparato posto a SW di Mongiardonda. Due ultimi circhi, il primo un po' meno evidente del secondo, si aprono tra Mongiardonda e l'Alpe di Vallestrina. Subito a valle di questi inizia una vasta distesa di accumuli morenici che si spinge fino alle quote di 1 000 m raggiungendo in alcuni punti i 900 m.

La vasta coltre morenica che da Pian Vallese si estende fino ai Corni Piccolo era già stata considerata come tale dal DE STEFANI (1883), dal SACCO (1893), dallo ZACCAGNA (1898) e da LOSACCO (1949). Si tratta di materiali prevalentemente spigolosi accumulati caoticamente formando una superficie topografica ondulata e disseminata di massi erratici anche giganteschi. A monte la « placca » morenica si dirama in più lingue più o meno continue, che risalgono verso i circhi.

Numerosissimi sono gli archi morenici abbastanza ben conservati e lunghi anche molte decine di metri. I maggiori sono ubicati a S di Riparotonda (quota 1 050 m) e ad E della località La Magolese (quota 1 125 m). Questi archi, pur essendo molto avanzati, non indicano la massima espansione glaciale, perché più a valle sono stati ritrovati altri lembi discontinui di morenico con tracce di archi (a S di Riparotonda). Segnalato anche da Autori precedenti è l'arco del Pian Vallese quota 1 284 m, alto circa 15 m, con una retrostante zona palustre sede di un antico laghetto.

Frequenti in questa area altri piani paludosi, più o meno in attività, sbarrati da altrettante morene (sono noti come Pian Luia, Prato Rotondo, Prato Lungo, Prato Grande e Lagaccio). Un lembo, allungato secondo NW-SE, di morenico si estende a monte di Febbio tra il Rio Candia, il Rif. Zamboni e La Magolese.

Le quote più basse raggiunte da questo deposito sono intorno ai 1 090 m; tuttavia porre un limite inferiore esatto di questo morenico è difficoltoso per i problemi legati all'intensa dinamica dei versanti e qui in particolare alla frana di Febbio, di cui si riferirà tra poco. Belle sezioni di questo accumulo sono visibili lungo il corso d'acqua a lato del Rifugio Zamboni e lungo la strada che da questo sale verso M. Orsaro. Anche in questa zona sono disseminati numerosi erratici. Alcuni laghetti segnalati dal DE STEFANI (1883) e dal LOSACCO (1939), di origine analoga a quelli qui descritti precedentemente, oggi non esistono più in seguito alla grande frana del 1920 che danneggiò il paese di Febbio e provocò molti crepacci beanti.

Volendo tentare una ricostruzione della situazione durante le epoche glaciali, vista la distribuzione degli accumuli morenici e la disposizione dei vari archi, si presume che nella zona di Febbio esistessero una serie di ghiacciai di circo, alcuni dei quali saldati tra di loro nelle parti più alte. Le due lingue più grandi scendevano rispettivamente dal Cusna - La Piella e dal Mongiardonda - Alpe di

Vallestrina verso le Lame Matte e Riparotonda, raggiungendo quote intorno agli 850 m. Anche nell'area a N del M. Cusna le lingue glaciali raggiungevano quote intorno ai 850-900 m, come testimoniato dal deposito del M. della Stetta.

Nel periodo di ritiro, numerose e di diversa durata devono essere state le soste, corrispondenti ai vari archetti stadiali. Uno stadio si è avuto intorno alle quote di 1 150-1 050 m (grossi archi presso « La Magolese » e La Costa) seguito da un lungo ritiro fino alla quota di 1 300 m (zona di Pian Vallese). Da questo limite in poi più numerose e ravvicinate sono state le fasi di ritiro e stasi fino ad una quota media di 1 400-1 600 m circa, oltre la quale non rinveniamo più archi morenici veri e propri, o perché non si sono mai formati o perché coperti da detriti attuali di gelifrazione.

Possiamo quindi, considerando i dati a disposizione, ipotizzare in base ai due depositi più distali (M. della Stetta e Governara) che la coltre morenica potesse raggiungere le quote di 850-950 m circa. A quote superiori ai 1 000 m del M. Cusna possiamo chiaramente individuare due episodi glaciali: il primo abbastanza ben definito tra le quote di 1 100 e 1 300 m; il secondo un po' più complesso, intorno ai 1 400-1 600 m circa. Nei capitoli 7.1, 7.2 e 7.3 viene attribuita un'età di 19 000 b.p. ai depositi morenici fra 1 100 e 1 300 m ed un'età fra 11 300 a. C. e 8 300 a. C. ai depositi interni ai 1 650 m.

5.4. DEPOSITI A GLACIS ⁽¹⁴⁾

Alcuni accumuli, che secondo Autori precedenti venivano attribuiti ad azioni di ghiacciai (LOSACCO, 1949), sono stati reinterpretati come depositi di versante in forma di *glacis*. Questi, interessano l'area circostante il paese di Febbio e una vasta porzione di territorio ad E di Casalino.

Il deposito nei dintorni di Febbio appare in forma di un ampio terrazzo inclinato verso NE, costituito da una potente coltre eterometrica di detriti di arenaria; lo spessore sembra raggiungere i 50 m e la conca un'area di circa 4 km²: collegava l'area tra Riparotonda e Ronco Pianigi (quota 1 050 m) con il deposito a quota 900 m, nei pressi di Ca' Stantini. Si ritiene che questa gran quantità di materiale sia stato accumulato a spese dei depositi morenici sovrastanti (morenico del M. Cusna fra 1 100 e 1 300 m circa) e messo in posto da processi di geliflusso su versanti argillosi, in ambiente periglaciale e contemporaneamente alla deposizione delle morene stesse. Infatti questo processo doveva essere particolarmente attivo in clima freddo, allorché la maggior umidità relativa e la presenza di coperture nevose estese e persistenti favorivano un elevato contenuto d'acqua nei terreni.

Il deposito ad E di Casalino è ubicato in un'area compresa tra il T. Guararolo e Casalino. La superficie, costituita da argilla, è coperta da un velo di massi e ciottoli arenacei per lo più spigolosi e disposti caoticamente. LOSACCO (1949) segnala un cordone morenico in località Gastetta ed una sezione naturale lunga circa 50 m. L'interpre-

(14) A cura di BOLLETTINARI G., CARTON A. e PANIZZA M.

tazione di questo deposito come morena risulta assai problematica in quanto, pur presentando analogie con le morene circostanti, appare slegato da qualsiasi possibile zona di alimentazione. Infatti, dall'analisi dell'attuale orografia, risulta che il M. Cisa non presenta tracce di un apparato glaciale sufficiente ad alimentare una così vasta area; mentre il M. Cusna risulta isolato per interposizione della « groppa » del Bagioletto dalla conca di Casalino. Anche LOSACCO (1949) ritiene improbabile che le lingue glaciali provenienti dal versante del M. Cusna superassero il Bagioletto anziché incanalarsi verso l'Ozola ed il Rio Grande. Il glacis di Casalino viene qui invece interpretato come prodotto della degradazione periglaciale del versante arenaceo settentrionale del M. Bagioletto e del trasporto ed accumulo per geliflusso dei relativi gelifratti in una conca argillosa.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica, al glacis di Febbio viene ascritta la medesima età delle sovrastanti morene dei 1 100-1 300 m circa. L'età del glacis di Casalino, invece, appare compresa nell'arco di tutto l'ultimo periodo glaciale, quando i processi periglaciali di geliflusso erano sufficientemente attivi da permettere la formazione di questi tipi di depositi.

5.5. FORME, PROCESSI E DEPOSITI PERIGLACIALI ⁽¹⁵⁾

L'area di Febbio appare diffusamente interessata da morfogenesi periglaciale, la cui attività si è manifestata soprattutto durante le fasi fredde del Pleistocene superiore.

Forme e depositi antichi dovuti all'azione del gelo e della neve si osservano nell'area fino a quote minori di 900 m; solo nelle parti più elevate dei rilievi, sui versanti denudati dalla copertura boschiva, si manifestano processi periglaciali in atto.

La morfologia periglaciale pleistocenica ha lasciato un'impronta marcata nel paesaggio; ad essa, oltre ai già citati depositi a *glacis*, si devono in generale forme dolci e accumuli che hanno obliterato più o meno completamente incisioni e cavità presenti sui versanti. In condizioni di clima freddo, caratterizzate verosimilmente da accentuata umidità relativa, i versanti, del tutto o in parte denudati della copertura vegetale spontanea, erano facile preda della gelifrazione che vi produceva abbondanti materiali detritici di forma e dimensioni diverse a seconda delle caratteristiche litologiche del substrato. Questi materiali venivano facilmente mobilizzati da processi di versante, quali il ruscellamento diffuso, favorito dalla periodica fusione degli accumuli nevosi e dall'assenza o scarsità di vegetazione, e i movimenti di massa di tipo plastico-fluido (geliflusso, colate), che si producevano nei materiali a più elevata componente pelitica. Essi scendevano così, rapidamente verso il basso, regolarizzando in modo più o meno netto il profilo dei versanti e accumulandosi alla loro base, nei fondivalle, dove le acque correnti non riuscivano ad evacuarli completamente. Si producevano in tal modo accumuli di origine mista (in parte fluviale e in parte di versante) che successivamente, con

l'esaurirsi delle condizioni di clima freddo e con il ripopolamento vegetale dei versanti, venivano nuovamente incisi e terrazzati dalle acque fluviali ormai non più sovraccariche di detriti. Contrastava in parte con la generale tendenza alla regolarizzazione dei pendii la genesi, alle quote più elevate, di cavità nivali in corrispondenza di banchi resistenti.

In definitiva, le condizioni di clima freddo favorivano da un lato i processi di versante e, più in generale, l'erosione areale, mentre tendevano dall'altro a contrastare i processi di erosione lineare.

Le forme periglaciali più caratteristiche e meglio riconoscibili nell'area sono le cavità nivali (nicchie di nivazione), cui si è fatto cenno, e i depositi detritici stratificati del tipo « *éboulis ordonnés* ».

Le nicchie di nivazione sono prevalentemente ubicate alle alte quote su substrati litoidi e appaiono sempre rivolte verso N e NE, esposizioni che per le loro caratteristiche microclimatiche favorivano la formazione e la persistenza di potenti accumuli nivali. Le forme appaiono come incavi di varie dimensioni, che talvolta proseguono alla base in valleciole a fondo concavo (nicchie-vallette). La loro genesi deve essere riferita ad un periodo caratterizzato da precipitazioni nevose più abbondanti delle attuali e da temperature più basse, che favorivano la persistenza di coltri di neve per lunghi periodi. Si tratta, con ogni probabilità, della stessa fase morfoclimatica tardo-pleistocenica, che ha dato origine nelle condizioni più favorevoli, ad importanti accumuli glaciali (cap. 5.3.). Si può affermare, a questo proposito, che doveva esistere una gamma di transizione tra forme glaciali e nivali con tipologie intermedie di incerta attribuzione.

I detriti stratificati del tipo « *éboulis ordonnés* », si possono osservare nel versante meridionale di M. Prampa (fig. 25) a circa 1 500 m di quota (BERNINI & *alii*, 1978) e presso il M. della Stetta in una incisione immediatamente a S del monte stesso che taglia i depositi morenici. Quest'ultimo lembo non è cartografabile. I primi sono lembi di accumuli detritici, potenti oltre 20 m e culminanti in caratteristiche superfici a dolce pendio, profondamente incise e terrazzate dall'erosione lineare; i secondi assai



FIG. 25 - I depositi terrazzati a SE del Fosso della Fusina e divisi tra loro in lembi da fossi di ruscellamento concentrato. Sullo sfondo il versante Sud di M. Prampa formato dalla formazione flyscioide di M. Orocco - M. Caio.

⁽¹⁵⁾ A cura di CARTON A. e DRAMIS F.

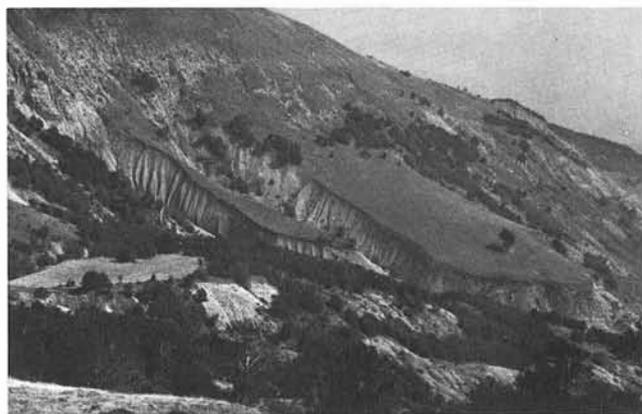


FIG. 26 - Sono visibili i lembi rimasti di una più vasta superficie più o meno allungati in direzione N-S. Si nota nel ripiano più stretto (a sinistra) una rastrematura verso monte corrispondente nel terrazzo adiacente ad una zona di erosione. È qui che forse si è avuto il movimento di basculaggio.

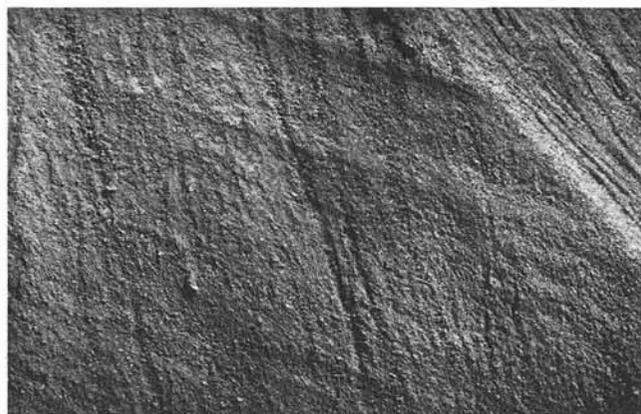


FIG. 27 - Scarpate del deposito più a monte: è visibile la stratificazione grazie alla selettività dell'erosione che ha messo in evidenza nel corpo del deposito alcuni livelli leggermente sporgenti.

poco potenti e non cartografabili rivestono un ruolo importante per la datazione del morenico della Stetta (cap. 7.1.).

In distanza, i depositi del M. Prampa (fig. 26) spiccano nettamente in quanto formano delle superfici a dolce pendio prativo, terrazzate a SE dal Fosso della Fusina, e divise tra loro da fossi di ruscellamento concentrato provenienti dalle pendici meridionali del M. Prampa. Questi depositi, da osservazioni effettuate lungo le scarpate (alte dai 20 ai 30 m), appaiono privi di ogni accenno di gradazione e formati da clasti disposti in maniera da apparire in certo qual modo stratificati. L'accumulo è costituito da frammenti rocciosi angolari uguali in tutto e per tutto ai gelifratti che si formano in ambiente periglaciale, e da materiale più fine intestiziale (matrice) prettamente siltoso. I clasti che formano il deposito risultano provenire dalla sovrastante formazione flyscioide di M. Orocco - M. Caio, costituita da sequenze calcarenitico-marnose grigie e grigie giallastre (talora in grosse bancate) con strati argillosi grigio scuri. I gelifratti hanno forma di piccole lastre che vanno da qualche centimetro di lunghezza (i più frequenti) fino ad alcune decine di centimetri (molto più rari) (fig. 27). I frammenti rocciosi, disposti tutti di piatto, risultano essere, nella massa, isorientati secondo la pseudo-stratificazione prima citata.

Talvolta la disposizione originaria dei clasti appare vistosamente modificata da probabili fenomeni di criotur-bazione singenetica. Sulla superficie sommitale del deposito è presente un suolo (cap. 7.1.) che può essere riferito genericamente al tardo Olocene. Nei capp. 7.1., 7.2., 7.3., viene attribuita un'età di 19 000 b.p. a questi depositi.

Depositati come quello descritto sono riferiti dagli Autori a morfogenesi periglaciale sia pure di intensità diversa: TRICART & CAILLEUX (1967) ritengono ad esempio che i clasti siano messi in posto soprattutto da scivolamento su superfici gelate, in ambienti molto freddi; altri Autori attribuiscono invece importanza ai processi di ruscellamento diffuso su versanti privi di vegetazione, in condizioni di clima freddo non troppo accentuato.

È opinione degli scriventi che le forme indicate come « *éboulis ordonnés* » possano essere considerate convergenze di più processi attivi, in ogni caso, in condizioni di clima freddo.

Altre forme antiche dovute a morfogenesi periglaciale sono i « *rock glaciers* », le colate di blocchi, gli accumuli di geliflusso e numerose valleciole a fondo concavo la cui genesi può essere riferita a processi nivali o più in generale a fenomeni di ruscellamento diffuso e soliflusso. Un bell'esempio di « *rock glacier* » (fig. 28) è visibile a N di M. La Piella. Si tratta di un deposito a forma di lingua, lungo circa 300 m, che presenta nella sua parte terminale arcuate ondulazioni. Il materiale si presenta spigoloso ed è esclusivamente costituito di blocchi arenacei prevalentemente spigolosi provenienti dal tratto di crinale Sasso del Morto - La Piella.

Il miglioramento climatico olocenico ha provocato il ritiro e la scomparsa di ghiacciai ed ha favorito il ripopolamento vegetale dei versanti. La morfogenesi periglaciale veniva così confinata solo alle parti più elevate del rilievo, al di sopra del limite del bosco, che si raggiunge a quote superiori a 1 700 m (cap. 5.7.).

Il disboscamento antropico avvenuto in tempi storici ha però eliminato buona parte della copertura vegetale spontanea rendendo in tal modo i versanti nuovamente attaccabili dalla gelificazione. Per questo motivo si pos-



FIG. 28 - Deposito di *rock glaciers* a Nord di La Piella.

sono osservare falde detritiche in attiva formazione fino ad altitudini minori di 1 200 m. Alle quote più elevate i materiali crioclastici vengono presi in carico e ridistribuiti dalle acque di fusione nivale che danno origine ad accumuli stratificati di ruscellamento. Quando i clasti cadono su placche di neve poste su pendii inclinati, spesso in corrispondenza di antiche nicchie di nivazione, possono prodursi embrionali argini detritici di nevaio.

In corrispondenza delle arenarie e, a luoghi, del flysch, sui cui affioramenti i processi di meteorizzazione danno origine a coperture eluviali costituite da detrito fine, o dove questo materiale viene accumulato dalla gravità o dal ruscellamento, si osservano diffusi fenomeni di geliflusso. Questi possono riguardare interi versanti e interessano generalmente la parte più superficiale del detrito che, imbevuta d'acqua proveniente dalla fusione delle nevi, si sposta verso il basso con un movimento di tipo plastico-fluido messo in evidenza da rotture e lacerazioni della cortica erbosa.

In assenza di copertura nevosa e in concomitanza di bruschi abbassamenti della temperatura, si formano nel terreno aghetti di ghiaccio (*pipkerakes*) depositi perpendicolarmente alla superficie del suolo e lunghi fino a 6-7 cm. Tali aghetti durante il loro sviluppo possono sollevare granuli di terra e, talvolta, piccole pietre che vengono per lo più spinte a valle dalla gravità allorché gli aghetti fondono. I singoli movimenti danno origine, nell'insieme, ad un importante spostamento di materiale verso il basso, che può essere considerato un tipo particolare di reptazione. La formazione degli aghetti di ghiaccio è particolarmente attiva in zone che rimangono a lungo in ombra. Essi si insediano soprattutto nelle fenditure del terreno dovute, come si è detto, a fenomeni di geliflusso. La base della cortica erbosa viene così progressivamente sottoescavata dando origine a caratteristici gradini aggettanti o, talora, a piccole placche residuali, leggermente sollevate sul versante. È soprattutto sul versante a N del M. Baggioleto o in corrispondenza di settori al riparo dell'insolazione di tutto il M. Cusna, che questi fenomeni sono stati osservati in gran numero.

5.6. FORME, PROCESSI E DEPOSITI TORRENTIZI ⁽¹⁶⁾

Il territorio di Febbio è largamente interessato da forme di erosione torrentizia che in buona parte risultano in attivo approfondimento come è dimostrato dalla generale assenza o scarsità di depositi alluvionali attuali.

L'impostazione delle forme suddette può essere in prevalenza riferita all'Olocene, allorché il generale miglioramento delle condizioni climatiche favoriva il ripopolamento vegetale dei versanti e conferiva alle acque, progressivamente meno cariche di detriti, un'alta capacità di erosione. Esse incidevano così, rapidamente, dapprima i depositi accumulati in precedenza nei fondovalle e, successivamente, anche il substrato. I ripidi versanti che si andavano formando contrastavano nettamente con le forme più dolci prodotte in condizioni periglaciali (cap. 5.5.) che spesso costituivano le parti sommitali dei fianchi vallivi o i loro interfluvii.

Il processo di approfondimento ha avuto tuttavia delle soste: sul fondo delle incisioni si osservano a luoghi lembi alluvionali di differente spessore, generalmente re-incisi dall'erosione lineare. La messa in posto di tali materiali può essere riferita, con ogni probabilità, a cause climatiche (riprese di clima freddo nell'Olocene) o antropiche (disboscamento) (capp. 7.1. e 7.2.).

La dorsale M. Baggioleto - M. Cisa - M. Prampa separa grossolanamente l'area studiata in due parti con caratteristiche idrografiche nettamente diverse e che meritano di essere descritte separatamente.

Quella meridionale, la meno estesa, coincide con la conca di Febbio, di chiara origine tettonica in quanto limitata su almeno tre lati da faglie; il reticolo idrografico vi assume un *pattern* subdendritico a densità variabile, con aste secondarie disposte a ventaglio e confluenti in quella principale del Torrente Secchiello che, all'altezza della stretta di Governara, costituisce il livello di base locale.

È proprio in questo tratto che il letto del Secchiello assume una minore pendenza, con conseguente accumulo di una coltre di materiali alluvionali. In tutta la restante parte di bacino idrografico, a monte di questa località, non si riscontrano depositi alluvionali; i corsi d'acqua secondari (nella carta geomorfologica distinti in *permanenti* e *temporanei*) solcano i versanti modellandovi vallette a V la cui profondità è in diretta relazione col grado di coerenza dei diversi substrati. In alcuni casi, come nel tratto mediano-inferiore del Fosse delle Tie, le incisioni attraversano le formazioni superficiali (depositi morenici, in questo caso) interessando a luoghi anche il substrato.

Alle quote inferiori la dinamica fluviale è particolarmente attiva, anche in relazione alle scadenti caratteristiche fisico-meccaniche di alcuni litotipi e a locali situazioni morfologiche: le acque incanalate mobilizzano depositi scarsamente coerenti (accumuli di paleofrane, depositi di glaciais) o si insediano al contatto fra antichi corpi di frana e substrato, esercitando una intensa erosione laterale. Si producono così vistose scarpate di degradazione (Costa del Mandrio, Fosso della Salatta), forre piuttosto profonde (Fosso delle Tie a Riparotonda) e, anche se più raramente, vengono innescati fenomeni franosi (Rio Macchia, sotto Febbio).

La parte situata a Settentrione della dorsale prima ricordata, molto più estesa di quella appena descritta, è limitata ad Ovest dal Torrente Ozola e a Nord dal Fiume Secchia. Essa è a sua volta suddivisibile in due sottozone dall'allineamento L. Cisa - Costa delle Olive - M. Rimondatino - M. delle Formiche - M. Regnolo. Quella occidentale è drenata da corsi d'acqua di modesta lunghezza che confluiscono direttamente nel Secchia o nell'Ozola; l'unico ad avere un bacino imbrifero di una certa estensione ed un reticolo abbastanza gerarchizzato, è il Torrente Guadarodo che nasce dalle pendici del M. Baggioleto e si scarica nell'Ozola all'altezza di Piolo.

In questo tratto i fondivalle del Secchia e dell'Ozola, incisi nei gessi triassici, sono piuttosto ampi e colmi di depositi alluvionali costituiti essenzialmente da ciottolami arenacei; gli alvei di magra sono definibili e classificabili

⁽¹⁶⁾ A cura di DRAMIS F. e RODOLFI G.

del tipo *a canali anastomizzati*, specialmente nel caso del Secchia, dove è talvolta riconoscibile anche un alveo di piena eccezionale.

Lembi sporadici e di modesta estensione di una superficie alluvionale terrazzata posta ad una altezza di pochi metri superiore a quella del fondovalle dell'Ozola, si rinvencono laddove particolari condizioni locali ne hanno consentito la conservazione; probabilmente tali residui facevano parte di una superficie più antica, correlabile, per la sua posizione topografica, col terrazzo di Ca' Rabacchi situato alla confluenza fra il Rio di Sologno e il Secchia, pochi km più a valle (GSUEG, 1978).

L'altra sottozona comprende i tratti superiori e medi delle valli del Rio di Sologno e del Torrente Luola. I due bacini, separati dalla Costa di Sologno e dal M. della Stetta, hanno un reticolo idrografico piuttosto simile, anch'esso grossolanamente subdendritico, allungato in direzione Nord-Sud. Le aste di ordine inferiore, attualmente in fase di erosione attiva, solcano in prevalenza gli accumuli delle frequenti frane di colamento, antiche o in atto, disponendosi anche in questo caso in coppie ai due lati della lingua, per poi confluire nella sua parte terminale. L'erosione esercitata al piede dei versanti è in quest'area ancora più sensibile e frequente, forse a causa della maggiore energia di rilievo, conseguente al rapido approfondimento del livello di base, costituito dal corso del Secchia (GSUEG, 1978).

Il profilo trasversale dei solchi vallivi principali si mantiene costantemente a V profondo; forme più dolci, ad U, sono riscontrabili alle quote più elevate, ed imputabili a processi di versante (morfogenesi periglaciale pleistocenica - cap. 5.5.). Solo nell'avvicinarsi al livello di base il Rio di Sologno si amplia ed ospita una spessa coltre di depositi alluvionali; si riconosce, qualche centinaio di metri a Sud-Ovest di Canareto, anche un tratto terrazzato a quota più elevata, residuo di una superficie più ampia creata per temporaneo sbarramento del corso d'acqua a causa di un movimento franoso.

Un lembo residuale di un probabile deposito alluvionale ancora più antico è quello rinvenuto lungo la strada che collega Sologno al Passo Cisa, ad una quota superiore di circa 200 m a quella del fondovalle attuale del Rio di Sologno; il paleosuolo (Stetta) che su di esso si è sviluppato testimonia una età piuttosto antica (cap. 7.1.).

5.7. FORME E PROCESSI RECENTI E IN ATTO SUI VERSANTI IN AMBIENTE TEMPERATO ⁽¹⁷⁾

La morfogenesi attuale nell'area di Febbio è condizionata da diversi fattori, quali le caratteristiche lito-strutturali del substrato, la diversa natura dei depositi superficiali messi in posto da processi morfogenetici del passato, nonché il tipo di evoluzione geomorfologica subita, in relazione alle vicissitudini climatiche e tettoniche.

A queste condizioni si sovrappone, in modo talvolta marcato, l'intervento antropico sia diretto (modifica artificiale della geometria delle forme) che indiretto (alterazione della dinamica dei versanti o dei corsi d'acqua a seguito

della utilizzazione agro-silvo-pastorale del territorio e, a luoghi, del suo successivo abbandono).

Prima di passare alla descrizione delle forme e dei processi di versante, ci sembra opportuno soffermarci brevemente sul concetto di *fenomeno in atto*.

A rigore potremmo definire *attive* quelle forme, di erosione o di accumulo, che risultano realmente funzionanti al momento dell'osservazione. Esistono dei processi la cui attività, in un determinato ambiente morfoclimatico, è realmente continua, come quelli dovuti ad acque incanalate perenni, i lenti movimenti di massa tipo colata, la reptazione, ecc. Vi sono però anche fenomeni che si manifestano in modo discontinuo, con punte di attività massima intercalate a intervalli di temporanea inattività; ne sono esempio i processi innescati da variazioni climatiche a periodo stagionale o più lungo (regimi torrentizi spasmoidici, eventi fluviali eccezionali o critici, movimenti di massa per scivolamento ricorrenti su una stessa pendice).

Altri fenomeni si manifestano occasionalmente, per concomitanza di situazioni particolari. Ad esempio, un fenomeno di crollo, ultima espressione di una situazione di instabilità preparata da lungo tempo (scalzamento al piede di un versante da parte delle acque correnti), che si scatena improvvisamente per eventi critici (alta piovosità, sollecitazioni sismiche, attività antropica).

Pertanto, a rigor di logica, solo i primi fra i fenomeni indicati potrebbero essere ritenuti *attivi o temporaneamente non attivi*, a seconda del momento della loro evoluzione nel quale viene a cadere l'osservazione.

Il secondo tipo di fenomeno può considerarsi attivo solo nel momento in cui si manifesta, mentre diviene *non attivo* subito dopo, pur perdurando l'azione dei processi preparatori. Dobbiamo però pensare alla possibilità che, verificandosi condizioni ambientali analoghe, o in località adiacenti, il fenomeno possa manifestarsi nuovamente, ed allora il problema si pone in termini di *attività potenziale*.

In ogni caso, il concetto e la definizione di *attività* va riferito ad un dato agente dinamico e ad un dato ambiente morfoclimatico. Forme di erosione o di accumulo possono essere considerate *non attive* quando i processi che le hanno generate non agiscono più, o solo in misura estremamente ridotta, tanto da essere più o meno completamente mascherate da altre azioni.

Le forme glaciali o periglaciali del Pleistocene superiore, ad esempio, non attive per quei processi nelle attuali situazioni climatiche, continuano oggi ad evolvere sotto sollecitazioni di natura diversa; possono essere considerate *forme relitte* la cui evoluzione è ora controllata da processi che, col tempo, tenderanno a distruggerle. Nella fattispecie, esiste tutta una serie di situazioni intermedie e composite nelle quali le forme vengono a trovarsi: esse sono illustrate con adeguata simbologia nella carta geomorfologica (esempio: depositi morenici antichi, interessati attualmente da ruscellamento superficiale o da movimenti di massa).

Tenendo conto di quanto sinora esposto, si può affermare che gli attuali processi morfogenetici nell'area di Febbio sono principalmente dovuti agli agenti dinamici propri dei climi temperati, ed essenzialmente alle acque superficiali che tendono ad incanalarsi e ad incidere verti-

(17) A cura di DRAMIS F. e RODOLFI G.

calmente. Processi dovuti a neve o a gelo si manifestano con minore intensità, e limitatamente alle aree più elevate (cap. 5.5.).

La morfogenesi attuale e recente nell'area di Febbio si manifesta in modo sensibilmente diverso sui versanti a debole e a forte pendenza. I primi sono modellati su substrati argillosi e corrispondono talora ad antichi accumuli glaciali e periglaciali (capp. 5.3., 5.4. e 5.5.); i secondi sono connessi con gli affioramenti dei litotipi più resistenti o sono stati prodotti dalla ripresa olocenica dell'erosione lineare (cap. 5.6.).

Sulle superfici a pendio più dolce, la ridotta acclività e la presenza di coperture incoerenti, quali ad esempio depositi morenici, di geliflusso, di ruscellamento, ecc., favoriscono da un lato l'infiltrazione delle acque meteoriche e dall'altro l'innescò di lenti movimenti di massa più o meno profondi che talvolta subiscono brusche accelerazioni in concomitanza di precipitazioni particolarmente intense, o anche di scosse sismiche. Si tratta prevalentemente di grandi fenomeni di tipo *colata* o di *scivolamento* che coinvolgono soprattutto i materiali di copertura e, almeno in parte, taluni substrati. Tra queste, degna di nota è la frana di Febbio che distrusse l'abitato nel 1920 (MONTANARI, 1940; 1941; DESIO, 1959; BONATTI & *alii*, 1972; COLOMBETTI & *alii*, 1979).

Movimenti di massa in atto interessano spesso antichi corpi di frana, talora di imponenti dimensioni, riferibili con ogni probabilità a condizioni morfodinamiche (clima, attività tettonica) diverse dalle attuali. Talvolta, in corrispondenza di tali antichi accumuli di frana, si osservano anche fenomeni di deformazione plastica profonda (GSUEG, 1978) come ad esempio nell'area di Sologno. In alcuni casi questi ultimi fenomeni interessano anche il substrato (a S di Case Bagatti).

Fenomeni più superficiali di lento scorrimento, si verificano talora in materiali di copertura, o, più in generale, interessano i suoli che su di essi si sviluppano. Abbiamo definito tale processo, in accordo con GSUEG (1978), CASTIGLIONI (1979), DRAMIS & *alii* (1979), come *soliflusso*.

I versanti ripidi connessi, come già detto, con l'approfondimento dell'erosione lineare o con locali situazioni morfo-strutturali, sono sedi di processi di degradazione nettamente diversi. Innanzitutto la stessa acclività del versante, e il suo sviluppo verticale (TERZAGHI & PECK, 1967) inducono situazioni di disequilibrio. Tali situazioni vengono poi esasperate da processi erosivi dovuti alle acque incanalate (scalzamento al piede dei versanti) che innescano frequentemente movimenti franosi di tipologia variabile a seconda dell'assetto strutturale e della natura dei litotipi affioranti.

In rocce litoidi non sono rari fenomeni di *crollò*, talora in massa (come ad es. ad W di M. Cisa e in destra del T. Lucola); in substrati a comportamento plastico si verificano *scivolamenti* e *colate* diffusi in tutta l'area. In molti casi si tratta, come si è detto, di riprese, parziali o totali, di antichi fenomeni di più grandi dimensioni, prodottisi in precedenti situazioni morfogenetiche.

Anche l'attività antropica gioca un ruolo determinante a questo proposito: l'esecuzione di tagli o scarpate artificiali al piede delle pendici, l'abbandono o sottoutilizza-

zione dei campi, possono infatti favorire l'innescò di fenomeni gravitativi irreversibili, talora anche di grandi dimensioni.

Anche i processi dovuti all'azione delle acque superficiali (capp. 5.2. e 5.6.) si manifestano con modalità differenti sui due tipi di versante cui si è fatto cenno.

Infatti, un esame sommario della carta ci mostra come i fenomeni di ruscellamento diffuso e, soprattutto, concentrato, sono alquanto ridotti sui pendii meno acclivi, specie in corrispondenza delle coperture superficiali, caratterizzate per lo più da marcata permeabilità (cap. 7.4.). I processi di ruscellamento risultano maggiormente evidenti sui versanti più acclivi dove talvolta si produce un fitto reticolo gerarchizzato di aspetto pseudo-calanchivo (come ad esempio nell'area immediatamente a Nord di M. Cusna o sul versante meridionale di M. Torricella).

La distribuzione di tali forme è anche connessa con le particolari utilizzazioni del suolo; l'eliminazione della copertura vegetale spontanea, ad esempio, induce squilibri nella dinamica dei versanti con forte incremento dei processi di ruscellamento. Il fenomeno rimane tuttavia abbastanza contenuto dal succedersi delle pratiche agricole (arature che eliminano periodicamente i canali naturali di erosione, impedendone la gerarchizzazione e l'approfondimento, o sistemazioni idraulico-agrarie superficiali e profonde) dando talora origine a caratteristiche vallecòle a conca. Esso si scatena però con violenza allorquando si hanno situazioni particolari (sovrapascolamento, abbandono delle colture, adozione di pratiche agricole non conservative).

Ai processi di ruscellamento sono connessi diversi tipi di depositi. Laddove il ruscellamento è effimero, o comunque dove esso non si innesta nella rete idrografica principale, produce depositi colluviali a tessitura prevalentemente fine, che si stabiliscono in fasce lungo i versanti o, più spesso, al loro piede. Quando, invece, i rivoli si innestano direttamente nel sistema idrografico principale, i materiali vengono eliminati in modo più o meno continuo dalle acque incanalate.

5.8. FORME CARSICHE ⁽¹⁸⁾

Lo sviluppo di forme carsiche (o meglio paracarsiche) è riservato alle aree di affioramento delle masse gessocalcaree triassiche che bordano i settori nordoccidentali della zona in esame. In questa formazione sono segnalate da tempo forme di dissoluzione (BERTOLANI, 1948; MALAVOLTI, 1949) riferibili a doline di varie dimensioni e forma, grotte e cavità penetrabili a sviluppo orizzontale (dette « tane » o « tanoni »), pozzi tettonici, inghiottitoi, risorgenti, anse ipogee, ecc. Lo studio geomorfologico condotto recentemente nell'area di Castelnovo ne' Monti ha, inoltre, evidenziato numerose doline alluvionali testimonianti una relativamente diffusa attività carsica profonda (GSUEG, 1976).

Il fenomeno carsico è particolarmente sviluppato in alcuni rilievi come M. Cafaggio - La Pianellina, M. Rosso

(18) A cura di TELLINI C.



FIG. 29 - Piccola dolina a fondo concavo nel versante meridionale di M. Carù.

e M. Carù dove sono presenti numerose doline, alcune delle quali di notevoli dimensioni. Nell'area relativa a questo studio le forme carsiche sono meno frequenti del solito, forse in rapporto al progressivo ridursi, verso Occidente, delle masse gessoso-calcaree; fa eccezione il rilievo di M. Carù (q. 859 m s.l.m.) dove troviamo una decina di doline, generalmente di modeste dimensioni, a fondo concavo e ben conservate (fig. 29), anche se tre di esse appaiono parzialmente sventrate dall'erosione.

Le doline poste sul versante sudoccidentale di M. Carù mostrano un netto allineamento NW-SE che ricalca, probabilmente, l'andamento di fratture o piccole faglie mascherate dalla vegetazione. Presso Ca' Budriotto, all'incirca in corrispondenza del contatto tra i gessi e le argille ofiolitifere, è presente la dolina di maggiori dimensioni tra quelle segnalate. Essa presenta una forma ovale con l'asse maggiore orientato NW-SE ed è a fondo piatto riempito da materiali argillosi contenenti frammenti calcareo dolomitici legati al ruscellamento del versante sovrastante (fig. 30).



FIG. 30 - Dolina a fondo piatto di Ca' Budriotto.

Al piede del versante che scende ripidamente al Rio di Sologno, qualche decina di metri sopra le alluvioni del rio stesso, sono segnalati tre pozzi di origine tettonica rimodellati da successivi processi di dissoluzione. Si tratta dei cosiddetti Pozzi di M. Carù allineati secondo una direzione N-25° E. Solo il primo è stato esplorato a fondo per circa 147 m di lunghezza e 35 m di profondità (MALAVOLTI, 1949). Poco più a S del secondo pozzo è presente un'altra cavità di modeste dimensioni detta Cunicolo del M° di Segalare la quale riprende lo stesso allineamento dei pozzi sopracitati.

Più ad Occidente di M. Carù le forme carsiche divengono assai meno frequenti. Si segnalano poco a Nord di Mongicarù un inghiottitoio lungo il fosso che scende al Secchia ed una dolina parzialmente sventrata sull'anticima di Mongicarù. Altre modeste doline sono presenti nella dorsale che culmina al M. Caldina presso la cui sommità si trovano due doline non molto ben conservate. Nel vallone del Rio della Fornace è segnalato un inghiottitoio formatosi nelle argille prossime al contatto con le masse gessoso-calcaree; ai piedi del versante che scende al Secchia sono segnalate una serie di risorgenti e, a monte di quest'ultime, due grotte ed una profonda cavità adsorbente, parzialmente smantellata dalle frane, detta Tanone delle Budrie.

A NW di Piolo, lungo il Fosso delle Salatte, in un lembo di gessi in parte ricoperto dalle argille si trova la Grotta delle Fate di Piolo ridotta ormai a modesta cosa dai continui franamenti. Di fronte al M° di Cinquecerri, alla base della parete, è segnalata un'altra cavità di risorgenza denominata Spiaggia del Sole, accessibile attraverso un piccolo pozzo dopo il franamento dell'ingresso.

Due bei esempi di doline riprodotte si trovano presso La Loggia e a W di Casalino. Infine, sono segnalati da MALAVOLTI (1949) lungo tratti del Rio Guadarolo ed il Canale della Freddana numerosi esempi di anse ipogee e percorsi sotterranei.

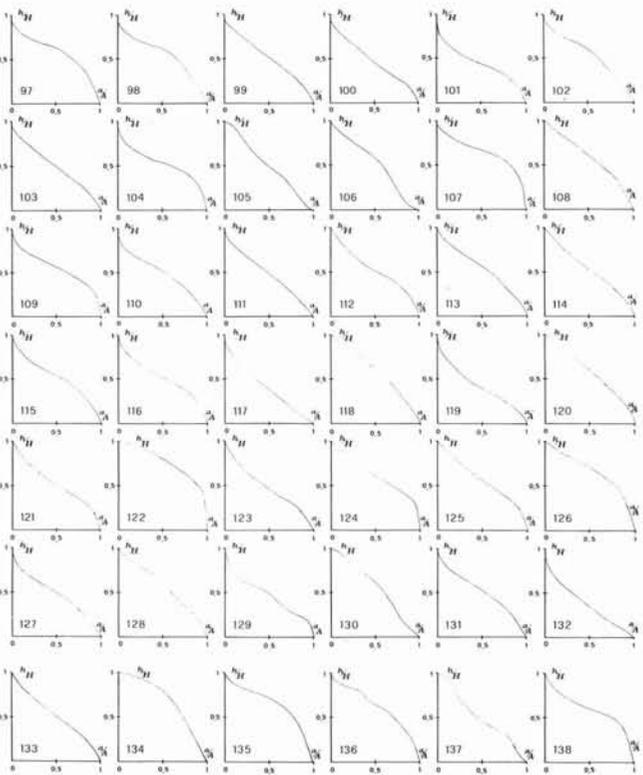
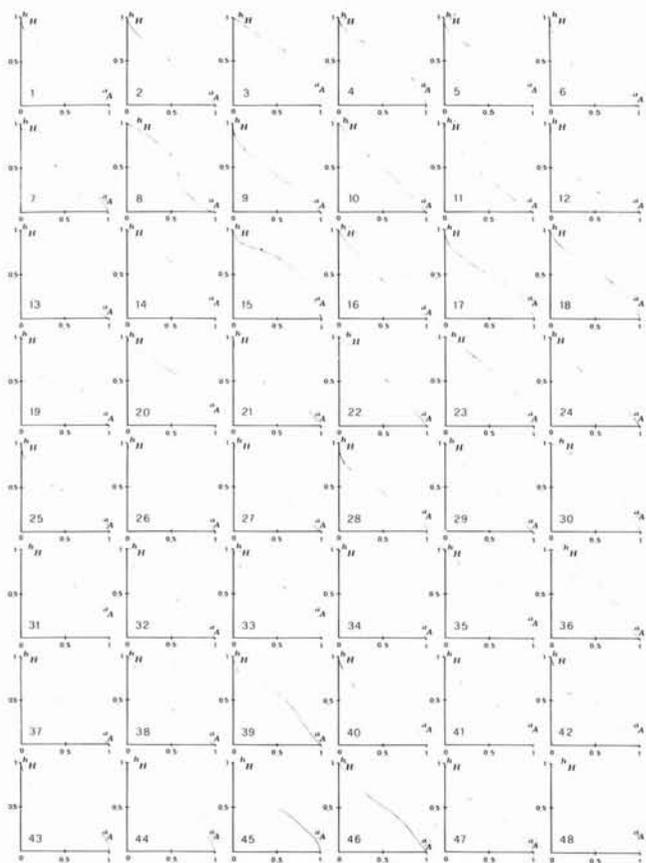
6. ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA

6.1. CARATTERISTICHE MORFOMETRICHE DEL RETICOLO IDROGRAFICO ⁽¹⁹⁾ (Tav. 3)

Le ricerche morfometriche rivestono un'importanza particolare in Geomorfologia. L'analisi dei dati numerici rilevati da carte topografiche di adeguato dettaglio consente infatti di illustrare in modo preciso gli aspetti fisiografici del paesaggio, raggruppando e classificando forme simili per tipologia e grado di evoluzione. Inoltre il confronto tra parametri morfometrici e modalità dei processi in atto permette di riconoscere relazioni che possono risultare di grande utilità nel campo dell'applicazione (CICCACCI & *alii*, 1981).

Nell'area di Febbio è stata effettuata una serie di indagini quantitative allo scopo di ottenere dati numerici atti a descrivere le diverse situazioni morfometriche locali in relazione alle condizioni strutturali del substrato

⁽¹⁹⁾ A cura di DRAMIS F., GENTILI B. e PAMBIANCHI G.



FIGG. 31-33 - Curve ipsometriche percentuali dei bacini di 2° ordine.

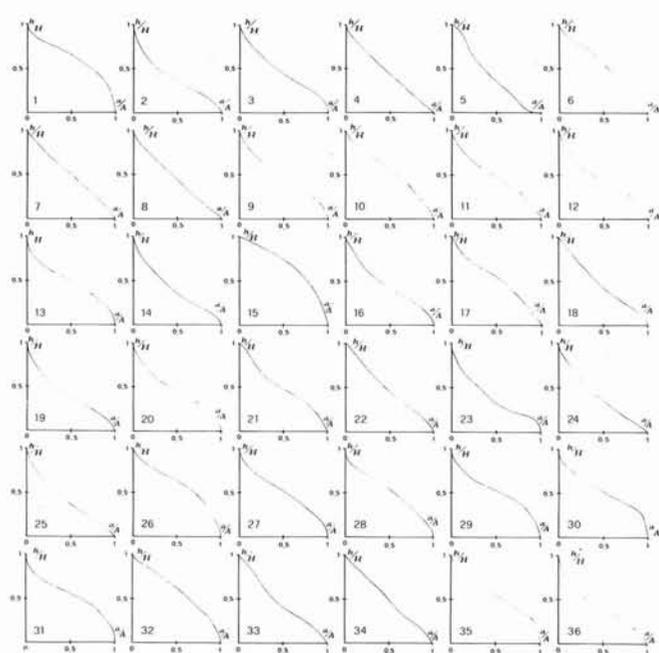
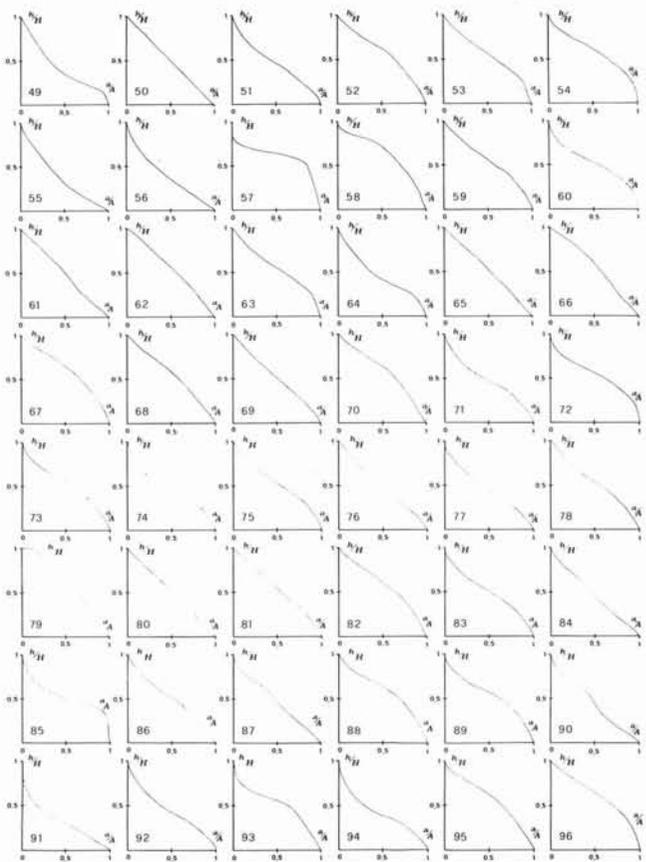


FIG. 34 - Curve ipsometriche percentuali dei bacini di 3° ordine.

e, più in generale, alle caratteristiche geomorfologiche del territorio.

Tenuto conto che l'area in studio non corrisponde ad una intera unità idrografica, si è deciso di eseguire le indagini sui singoli bacini dei vari ordini (HORTON, 1945; STRAHLER, 1952), presi in considerazione indipendentemente dai bacini principali, secondo i metodi proposti da DOORNKAMP & KING (1971) e utilizzati da DRAMIS & GENTILI (1975b) per il bacino del Sentino.

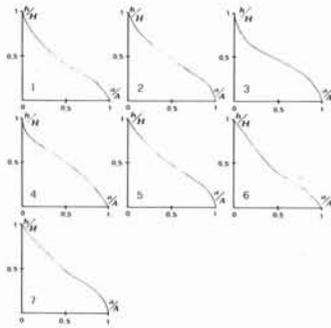


Fig. 35 - Curve ipsometriche percentuali dei bacini di 4° ordine.

Nell'area si sviluppano per intero 564 bacini del 1° ordine, 138 del 2° ordine, 36 del 3° ordine e 7 del 4° ordine.

Per tutti i bacini sono stati determinati i seguenti parametri morfometrici:

— *Densità di drenaggio (D)* - pari al rapporto (espresso in km/km^2) tra la sommatoria delle lunghezze planimetriche dei canali e le aree planimetriche dei bacini (HORTON, 1945). Il valore di *D* dipende direttamente dalle caratteristiche litostrutturali del substrato aumentando, in generale, nei substrati meno permeabili e più erodibili (HORTON, 1945). Esso è inoltre condizionato dalle caratteristiche climatiche dell'area (CHORLEY, 1956; MELTON, 1957; 1978; DRAMIS & GENTILI, 1975a; ABRAHAMS, 1972) e dalla sua copertura vegetale (MELTON, 1957; 1958; DRAMIS & GENTILI, 1975a).

— *Rapporto di rilievo (Rh)* - corrispondente al rapporto tra il dislivello massimo del bacino e la sua lunghezza planimetrica massima lungo la direzione di drenaggio principale (SCHUMM, 1956). Il parametro esprime l'acclività generale del bacino ed è un indice dei processi erosivi che vi si manifestano (MANER, 1958; HADLEY & SCHUMM, 1961; DOUGLAS, 1968).

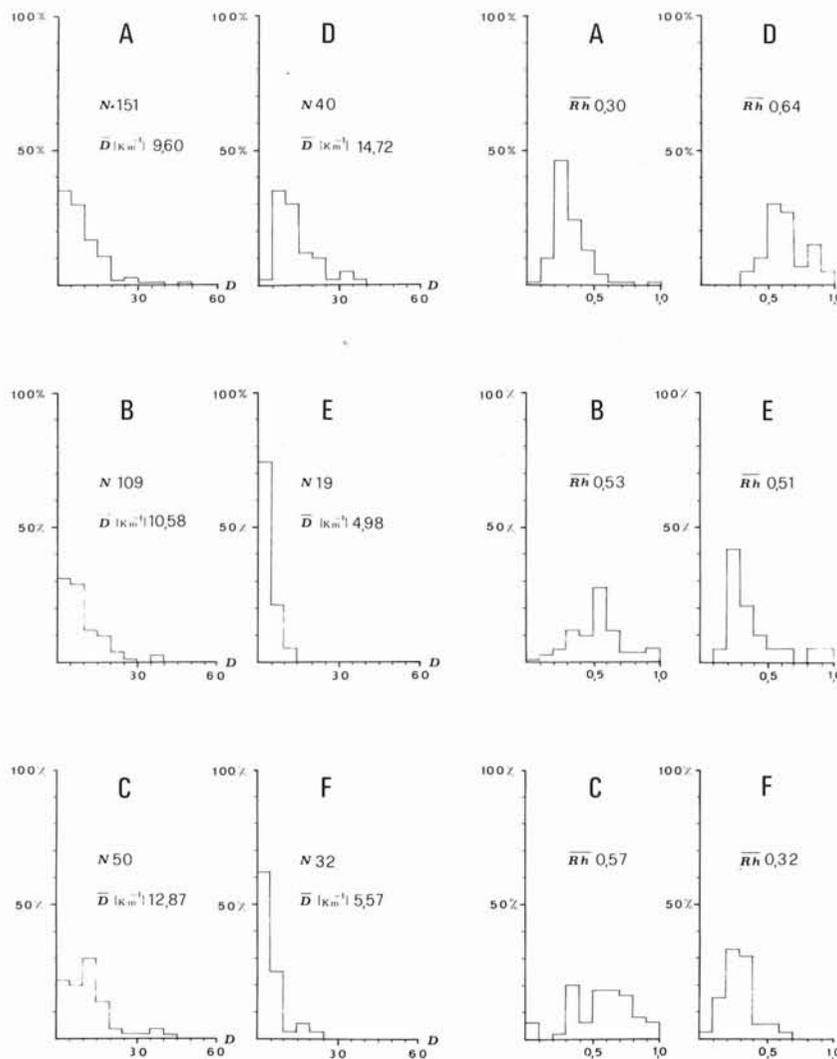


Fig. 36 - Distribuzioni di frequenza percentuali dei valori di *D* (densità di drenaggio) e di *Rh* (rapporto di rilievo) in bacini di 1° ordine litologicamente omogenei (N, numero dei bacini; A, argille; B, flysch; C, arenarie; D, formazione marnoso-siltosa; E, gessi, calcari e anidriti; F, depositi morenici).

Inoltre per i bacini di 2°, 3° e 4° ordine sono state tracciate le *curve ipsometriche percentuali* e sono stati determinati i valori dell'*integrale ipsometrico (I)* secondo i metodi proposti da STRAHLER (1952).

Le curve ipsometriche percentuali sono rappresentate nelle figg. 31, 32, 33, 34 e 35.

I valori dei parametri *D*, *Rh* e *I*, raggruppati per classi, sono stati inoltre riportati sulla carta del reticolo di drenaggio così da poterne visualizzare la distribuzione areale.

Allo scopo di porre in relazione le caratteristiche morfometriche dei bacini con le rispettive condizioni litologiche, sono stati costruiti gli istogrammi dei valori di *D* e *Rh* per i bacini di 1° ordine litologicamente omogenei. I grafici sono riportati in fig. 36, dove compaiono anche i valori medi dei parametri per i diversi gruppi di bacini.

Come si può osservare, gli andamenti delle densità di drenaggio non sembrano corrispondere pienamente alle caratteristiche litologiche dei substrati: i valori sono infatti ad esempio più elevati in substrati relativamente permeabili e poco erodibili quali le arenarie che nei terreni argillosi.

Tale anomalia nelle distribuzioni si spiega però facilmente se si tiene conto del controllo esercitato dall'acclività dei versanti nei quali sono incisi i piccoli bacini. Ad elevati angoli di pendio sono infatti connessi infiltrazioni più ridotte, deflussi superficiali più intensi e più forti azioni erosive che danno origine a più alti valori della densità di drenaggio.

L'effetto suddetto risulta evidente dall'esame dei dati in tab. 6, dove sono riportati i valori medi del parametro per bacini litologicamente omogenei compresi in aree della stessa classe di acclività e in fig. 37 dove sono rappresentate le distribuzioni percentuali di *D* per gli stessi bacini compresi nella seconda classe di acclività (15-30°): in intervalli di acclività più ristretti le anomalie tendono a scomparire, almeno per i gruppi più numerosi e statisticamente più significativi.

TABELLA 6

VALORI MEDI DELLA DENSITÀ DI DRENAGGIO (D) E DEL RAPPORTO DI RILIEVO (Rh) IN BACINI DI 1° ORDINE A LITOLOGIA UNIFORME E COMPRESI IN INTERVALLI DI ACCLIVITÀ OMOGENEI.

		Acclività	30°	30°-15°	15°
Argille varicolori	N bac.	—	—	42	71
	\bar{D}	—	—	13,88	8,06
	\bar{Rh}	—	—	0,42	0,25
Flysch	N bac.	18	55	5	—
	\bar{D}	13,65	12,03	2,29	—
	\bar{Rh}	0,78	0,50	0,33	—
Arenarie	N bac.	28	11	5	—
	\bar{D}	16,95	4,71	13,16	—
	\bar{Rh}	0,71	0,43	0,91	—
Formazione marnoso-siltosa	N bac.	7	20	—	—
	\bar{D}	10,62	14,73	—	—
	\bar{Rh}	0,79	0,58	—	—
Gessi, calcari e anidriti	N bac.	7	6	—	—
	\bar{D}	5,65	4,06	—	—
	\bar{Rh}	0,55	0,49	—	—
Depositi morenici	N bac.	—	6	11	—
	\bar{D}	—	6,95	3,70	—
	\bar{Rh}	—	0,59	0,21	—

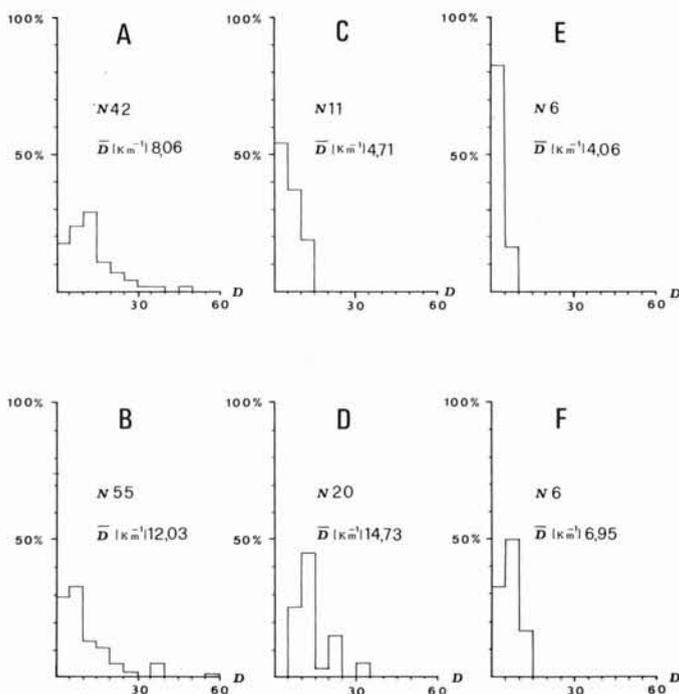


FIG. 37 - Distribuzioni di frequenza percentuali dei valori di *D* in bacini di 1° ordine litologicamente omogenei, compresi entro i 15° e i 30° di acclività (N, numero dei bacini; A, argille; B, flysch; C, arenarie; D, formazione marnoso-siltosa; E, gessi, calcari e anidriti; F, depositi morenici).

In particolare i valori più elevati di *D* si registrano per i bacini incisi nella formazione marnoso-siltosa di Pieve-lago e nelle argille (14,73 e 13,88 rispettivamente) caratterizzate da permeabilità estremamente ridotta (cap. 7.4.) e da discreta erodibilità. Valori progressivamente minori si osservano nel flysch (12,03) e nelle arenarie (4,71), formazioni più permeabili e meno erodibili. Bassi valori di *D* (4,06) si osservano in corrispondenza dei gessi, calcari e anidriti, fortemente permeabili per fessure e canali.

Poco elevati (6,95) appaiono anche i valori che si osservano nei bacini incisi in depositi morenici: questi possono essere spiegati da un lato con la discreta permeabilità dei materiali e dall'altro con lo stadio poco avanzato delle forme di erosione oloceniche che non si sono particolarmente approfondite nei depositi, disposti per lo più su superfici poco inclinate.

In definitiva la densità di drenaggio appare condizionata in modo netto dalla struttura geologica (Tettonica e litologia) e dall'acclività dei versanti.

TABELLA 7

VALORI MEDI DI A (AREA), D (DENSITÀ DI DRENAGGIO) E Rh (RAPPORTO DI RILIEVO) PER I VARI ORDINI.

	1° ordine	2° ordine	3° ordine	4° ordine
Numero dei bacini	564	138	36	7
\bar{A}	0,059	0,222	1,199	5,570
\bar{D}	10,15	9,36	6,76	5,64
\bar{Rh}	0,43	0,39	0,32	0,32

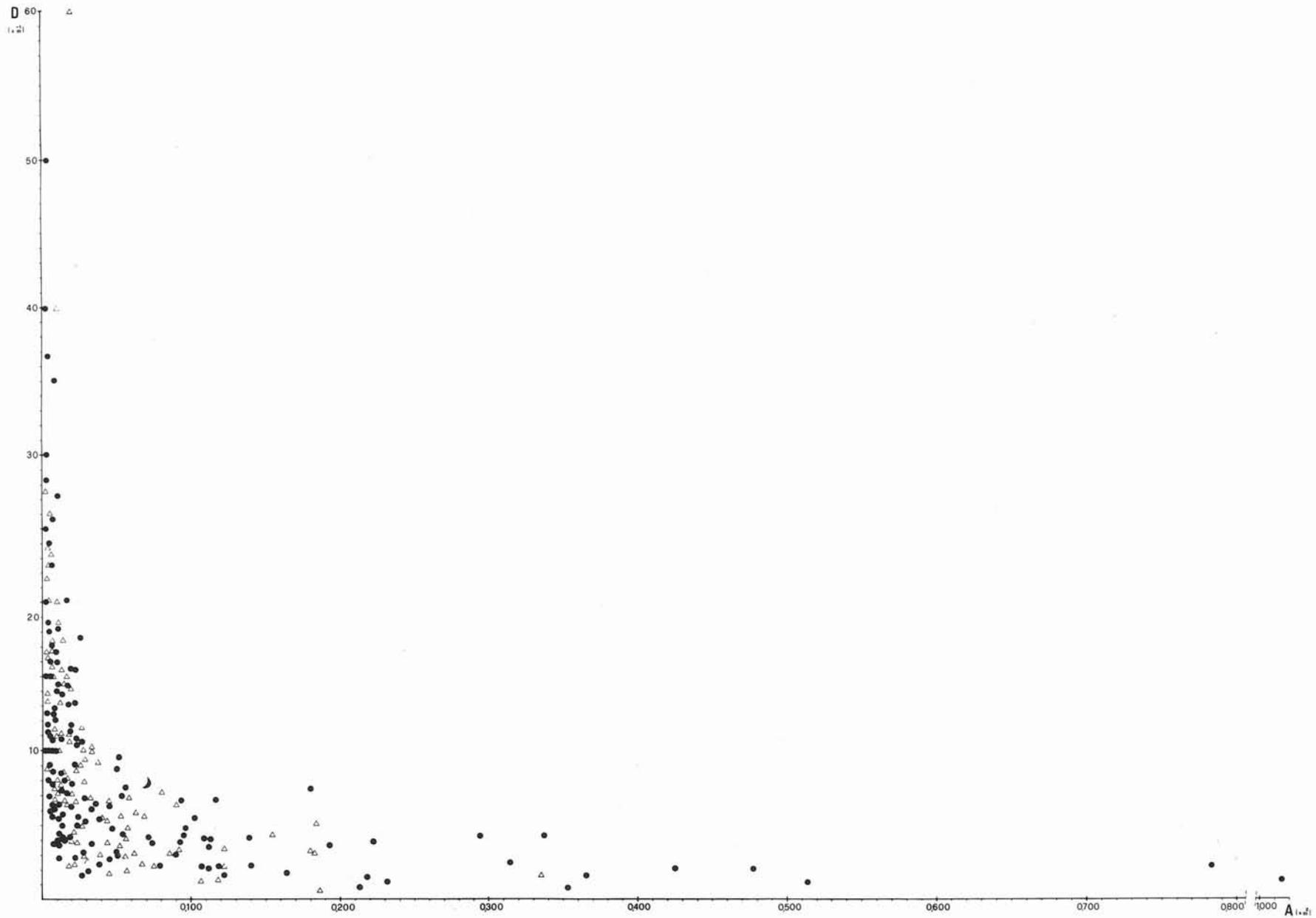


FIG. 38 - Andamenti delle densità di drenaggio in funzione delle aree per i bacini di 1° ordine incisi nelle argille (puntini) e nel flysch (triangoli).

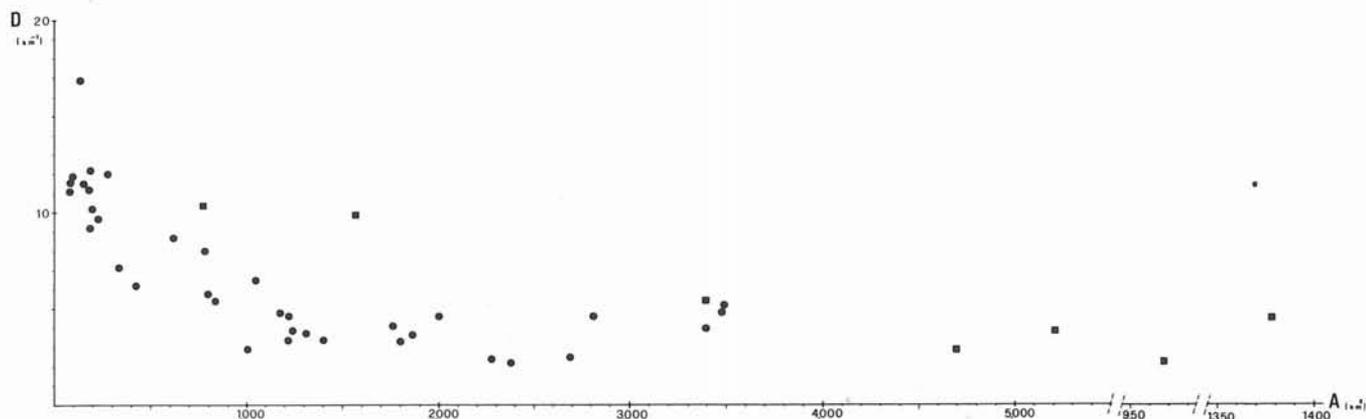


Fig. 39 - Andamenti delle densità di drenaggio in funzione delle aree per i bacini del 3° ordine (puntini) e del 4° ordine (quadrati).

L'acclività dei versanti condiziona d'altra parte, direttamente, i valori del rapporto di rilievo (tab. 6) che risultano quindi fortemente correlati con quelli della densità di drenaggio (SCHUMM, 1956; MELTON, 1957; DOORNKAMP & KING, 1971; DRAMIS & GENTILI, 1975b). L'esistenza nell'area di Febbio di forme a diversa acclività originatesi in differenti condizioni morfogenetiche su substrati della stessa natura litologica produce caratteristiche distribuzioni negli istogrammi di Rb e di D in fig. 36.

I bacini di 2° ordine litologicamente omogenei mostrano andamenti dei parametri del tutto simili a quelli già visti per quelli del 1° ordine, anche se vi si osserva una generale diminuzione dei loro valori numerici. Un decremento progressivo dei valori di D e di Rb con l'aumentare dell'ordine dei bacini è stato osservato da DRAMIS & GENTILI (1975b) per il bacino del Sentino e si riscontra chiaramente anche nell'area di Febbio come risulta in tab. 7 dove sono riportati i valori medi dei parametri per i vari ordini.

Esiste una netta relazione tra l'area dei bacini e i valori della densità di drenaggio, nel senso che bacini più piccoli mostrano in generale valori più alti del parametro. Tale relazione risulta chiaramente in fig. 38, dove sono posti a confronto i valori della densità di drenaggio e delle aree per i bacini di 1° ordine incisi nelle argille e nel flysch. Un andamento dello stesso tipo si osserva in fig. 39 per i bacini di 3° e 4° ordine.

L'esame delle curve ipsometriche nelle figg. 31, 32, 33, 34 e 35 fornisce informazioni sullo stato dell'evoluzione geomorfologica dei bacini e, più in particolare, consente di mettere in evidenza eventuali situazioni di squilibrio (STRAHLER, 1952).

Le forme delle curve e i valori degli integrali ipsometrici possono essere fortemente condizionati da variazioni litologiche nei bacini alle quali sono connesse, per erosione selettiva, sensibili differenze nelle forme dei versanti e nell'approfondimento delle valli; i valori ipsometrici possono d'altra parte essere direttamente controllati da movimenti tettonici recenti o in atto.

Accentuati contrasti nelle caratteristiche litologiche del substrato tendono a produrre curve dalla forma fortemente concava, con valori ridotti dall'integrale ipsometrico, che sarebbe errato considerare rappresentativa di uno stadio evolutivo senile; al contrario curve fortemente

convesse, con valori elevati dell'integrale ipsometrico ($\geq 0,60$ sec. STRAHLER, 1952) possono spesso indicare, anche nel caso di litologie non omogenee, condizioni di squilibrio morfologico alle quali si accompagnano processi di erosione particolarmente attivi.

Condizioni di questo tipo si osservano per diversi bacini nel 2° ordine e per alcuni nel 3° ordine.

6.2. LE CARTE DELL'ACCLIVITÀ E DELL'ORIENTAZIONE DEI VERSANTI ⁽²⁰⁾ (Tavv. 4 e 5)

L'acclività dei versanti, vale a dire l'inclinazione della superficie topografica, è un fattore di primaria importanza nella dinamica dei processi che regolano l'evoluzione dei versanti. Ad essa infatti è proporzionale la componente della gravità agente parallelamente alla superficie topografica. Le carte dell'acclività trovano pertanto applicazione in campo geomorfologico, idrologico, ingegneristico ed agronomico e rappresentano un valido strumento per una corretta interpretazione sia dei fenomeni passati che di quelli in atto oltre a costituire un supporto indispensabile per una corretta programmazione territoriale.

L'orientazione dei versanti, vale a dire la loro posizione relativa ad un prefissato punto di riferimento (generalmente il Nord) fornisce un'ulteriore informazione sulle caratteristiche « posizionali » dei versanti stessi. Mentre l'acclività regola l'entità dell'azione della gravità, l'orientamento definisce la direzione lungo la quale tale azione viene esercitata. La carta dell'orientamento evidenzia inoltre la diversa disposizione dei versanti nei confronti di fattori climatici « direzionali », quali ad esempio i venti e, almeno in parte, l'assolazione. L'azione delle masse d'aria in movimento e la quantità di energia solare condizionano diversi fenomeni agenti sui versanti, quali ad esempio l'evapotraspirazione e quindi l'umidità del terreno, i processi chimici e fisici (ad es. il termo e crioclastismo) oltre all'attività biologica ed in particolare vegetazionale.

Il metodo utilizzato per la realizzazione della carta dell'acclività è già stato ampiamente illustrato in un la-

⁽²⁰⁾ A cura di BERNINI M. e CLERICI A.

voro precedente (CLERICI, 1980). Se ne riportano comunque di seguito le caratteristiche essenziali ai fini di una miglior valutazione della carta realizzata.

Sulla base della diversa strumentazione utilizzata, il procedimento può essere suddiviso in due fasi distinte. Nella prima, tramite digimetro, vengono rilevate dalla carta a curve di livello le coordinate planimetriche di punti di noto valore altimetrico (vale a dire in corrispondenza di punti quotati e, più in generale, lungo le isoipse). Nel caso specifico il rilevamento è stato eseguito su carte alla scala 1:10 000 (riduzione degli originali alla scala 1:5 000) e lo strumento utilizzato è una « 4956 Graphics Tablet » collegata ad un « Tektronix 4051 » dotato di nastro magnetico per la registrazione dei dati rilevati. Nell'area oggetto del presente studio sono stati rilevati complessivamente circa 45 000 punti.

Nella seconda fase, completamente affidata all'elaboratore, l'insieme dei dati raccolti viene elaborato mediante apposito programma che esegue tutti i calcoli successivi fino al disegno della carta finale tramite plotter ⁽²¹⁾. Il programma originale, illustrato nel lavoro precedentemente citato, è stato per l'occasione opportunamente modificato per permettere di determinare, oltre all'acclività, anche l'orientazione. Brevemente, i vari passi dell'elaborazione consistono dapprima nella individuazione di punti regolarmente distribuiti (agli incroci di un reticolo a maglie quadrate) sull'intera area in esame.

Per ciascuno di questi punti viene calcolata l'equazione della superficie (« trend surface ») che rappresenta il modello analitico tridimensionale della superficie topografica nell'intorno del punto considerato. In questo intorno viene scelto, per il calcolo di tale equazione, un certo numero di punti di note coordinate a cui si applica la tecnica di regressione multipla con il metodo dei minimi quadrati. Le varie superfici si sovrappongono parzialmente, garantendo la copertura completa dell'area in esame. A ciascuna di queste superfici viene in seguito sovrapposto idealmente un secondo reticolo a maglie quadrate che individua un insieme di punti regolarmente distribuiti. In ciascuno di essi vengono calcolati acclività ed orientazione. A tale scopo si calcola l'equazione del piano tangente alla superficie in ciascun punto. L'angolo formato dal piano tangente e dal piano orizzontale rappresenta l'inclinazione della superficie, e quindi l'acclività, nel punto di tangenza. Per orientazione si intende invece l'angolo che la proiezione sul piano orizzontale del vettore di massima pendenza del piano tangente forma con la direzione del Nord (fig. 40). Nel nostro caso si è adottato un reticolo con maglie di $33,3$ m di lato ($3,3$ mm sulla carta alla scala 1:10 000) e i valori calcolati sono risultati complessivamente circa 72 000 sia per l'acclività che, ovviamente, per l'orientazione. Tramite interpolazione dei valori così calcolati, vengono in seguito tracciate le linee di egual valore (isolinee) corrispondenti ai

prefissati limiti di classe. Ciascuna isolinea viene contraddistinta da un diverso colore e/o da una numerazione progressiva. Il programma calcola infine la distribuzione di frequenza dei valori dell'acclività e dell'orientamento nelle varie classi. Tale distribuzione, che viene

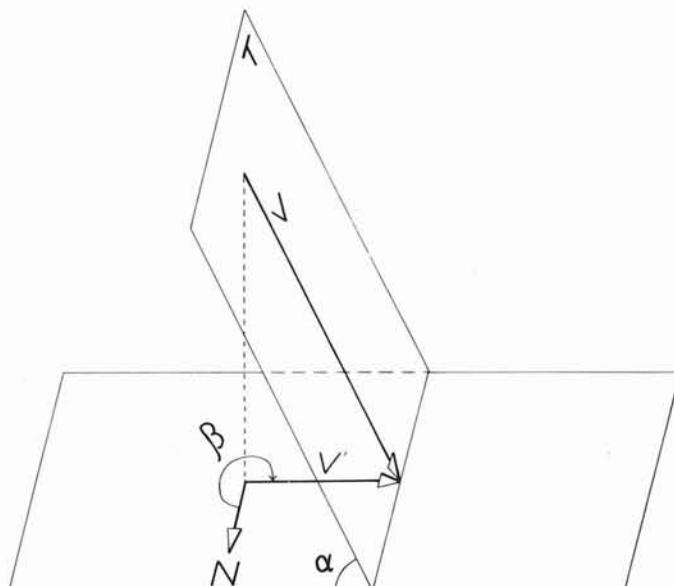


Fig. 40 - T = piano tangente. V = vettore di massima pendenza del piano tangente. V' = proiezione del vettore V sul piano orizzontale. α = inclinazione del piano tangente (acclività). β = orientamento del piano tangente.

espressa come percentuale dell'insieme dei punti calcolati, può essere considerata come l'area coperta da ciascuna classe ed è rappresentata graficamente, negli elaborati prodotti, tramite un istogramma.

Per motivi di praticità l'area è stata suddivisa in fasce parallele elaborate singolarmente (fig. 41). I singoli elaborati sono stati in seguito assemblati e le isolinee ridisegnate su di una base topografica semplificata.

Per quanto riguarda la scelta delle classi di acclività, o più propriamente dei valori delle isolinee, si è fatto fondamentalmente riferimento a quanto proposto dalla IGU *Commission on Geomorphological Survey and Mapping* (DEMEK, 1972). Dalle categorie proposte da tale commissione sono state eliminate le isolinee corrispondenti a $0^{\circ} 30'$ e 2° che risultano scarsamente rappresentate nell'area in esame. Si può infatti notare dall'istogramma riportato in carta che la classe fra 0° e 5° occupa solo il 3,1 % dell'intera area. Si è ritenuto invece utile introdurre due nuovi limiti in corrispondenza di 20° e 30° ottenendo in tal modo una suddivisione in classi di eguale ampiezza (5°) fino a 35° .

Per quanto riguarda la frequenza delle varie classi, si può notare come la classe 10° - 15° copra da sola più di un quarto dell'intera area, mentre scarsamente rappresentati, oltre alla già citata classe 0° - 5° , risultano i valori superiori ai 45° .

La distribuzione areale delle varie classi nell'ambito dell'area esaminata, evidenzia come le pendenze maggiori siano in linea di massima concentrate lungo le incisioni

(21) Tutti i calcoli sono stati effettuati sull'elaboratore CDC CYBER 76 del CINECA (Casalecchio di Reno, Bologna) tramite il sistema S17 del « Centro di Calcolo » dell'Università di Parma ove è anche situato il Tektronix 4051 con annessa 4956 Graphics Tablet. Si ringrazia tutto il personale del Centro di Calcolo, ed in particolare LINA F., per l'indispensabile collaborazione. Un ringraziamento particolare a PAPANI G. per i preziosi suggerimenti e per la lettura critica del manoscritto.

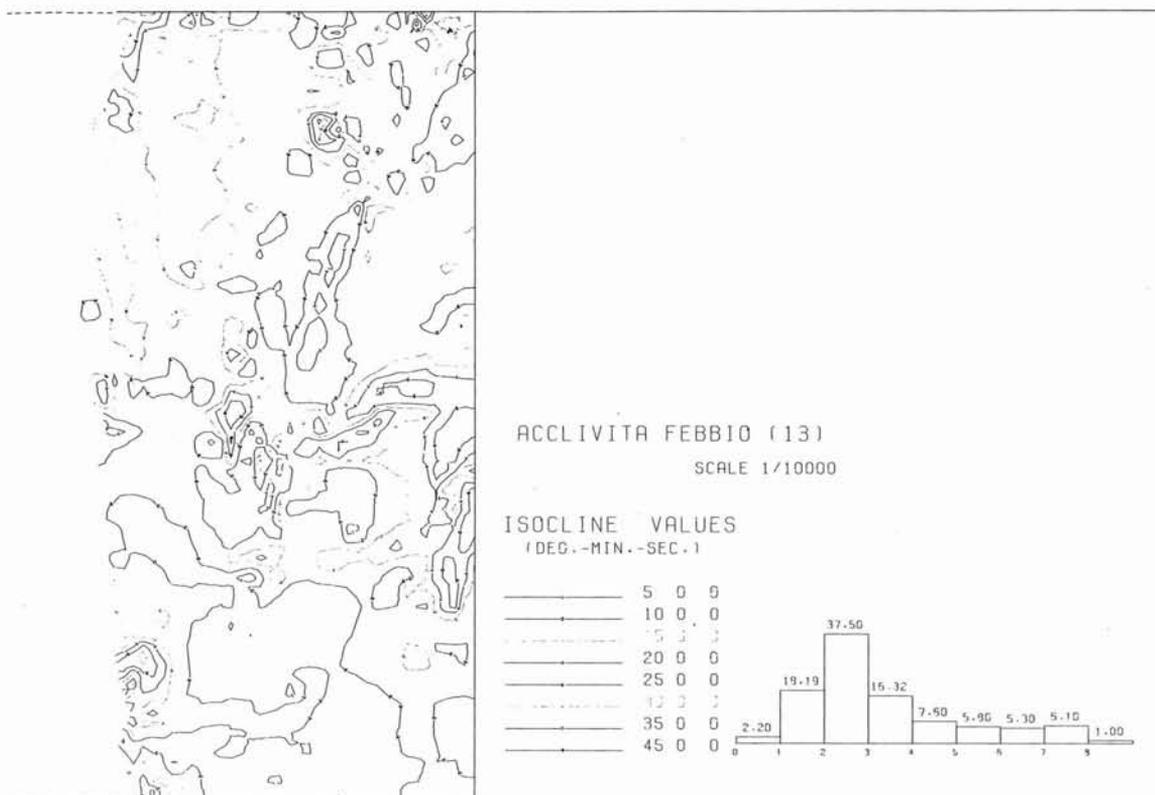


FIG. 41 - Esempio di carta dell'acclività prodotta dal plotter. La figura, riduzione dell'originale a colori, rappresenta una porzione di una delle fasce in cui è stata suddivisa l'area esaminata. In essa sono raffigurati la legenda con i valori delle isolinee e l'istogramma di frequenza delle varie classi.

dei corsi d'acqua principali (ad es. T. Ozola e F. Secchia) ed in corrispondenza dei rilievi più accentuati (ad es. M. Cusna, M. Cisa, M. Prampa e M. Penna). Le pendenze minori si trovano principalmente rappresentate in un'ampia area che si estende a N e a E di M. Regnolo (parte settentrionale della carta) e in una zona di estensione più limitata nella porzione più orientale della carta (a SE del M. Penna).

Per la carta dell'orientazione dei versanti sono state scelte 8 classi di eguale ampiezza (45°) i cui valori centrali corrispondono ai punti cardinali principali e a quelli ausiliari, vale a dire N, NE, E, SE, S, SW, W, NW. Ciascuna classe è stata differenziata mediante una diversa simbologia. I punti di convergenza delle isolinee, che corrispondono alle sommità dei rilievi e alle depressioni e nei quali l'orientamento è indefinito in quanto il piano tangente è orizzontale, sono stati evidenziati mediante un cerchietto.

Da un esame della carta e delle distribuzioni di frequenza delle varie classi, risulta evidente la limitata presenza dei quadranti che vanno da E a S. Questi sono rappresentati con una certa continuità soltanto lungo una fascia che comprende i versanti sudorientali dei monti Bagioletto, Cisa e Prampa e si estende verso Est al di sopra dell'abitato di Febbio. Anche se con minore continuità tale orientamento compare anche ad E del T. Ozola e nella porzione più settentrionale della carta. Nettamente più rappresentate le altre classi; in particolare quelle che

vanno da Nord a Ovest occupano da sole oltre il 55 % dell'intera area e risultano distribuite su ampie zone talora con considerevole continuità (si veda ad esempio il versante settentrionale del M. Bagioletto).

7. RICERCHE SPECIFICHE

7.1. I SUOLI PIÙ RAPPRESENTATIVI NELL'EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA DELL'AREA ⁽²²⁾

7.1.1. L'ambiente

I suoli dell'area di Febbio, che si trovano entro un intervallo di altitudine che dagli 800 m circa arriva sino ai 2 120 m della vetta del Cusna, rispecchiano principalmente l'azione di due fattori di genesi: il clima e la roccia. Infatti il clima è tendenzialmente « udico » per quan-

⁽²²⁾ A cura di BIDINI D., LULLI L., RODOLFI G., BUSONI E., FERRARI G. e CREMASCHI M. Il rilevamento e le descrizioni di campagna sono stati effettuati a varie riprese da tutti gli Autori, così pure l'opera di assemblaggio e le « Considerazioni conclusive » sono dovute agli sforzi congiunti di tutti gli Autori; le analisi chimiche e relative considerazioni si debbono invece a BIDINI D., le analisi tessiturali e relative considerazioni a BUSONI E., le analisi mineralogiche e relative considerazioni a CREMASCHI M., la classificazione dei profili a LULLI L. e FERRARI G.

to riguarda il regime idrico del suolo e passa da « mesico » a « frigido » con l'aumentare della quota, sino ad essere « criico » intorno ai 2 000 m della vetta, rispetto al regime termico. Le definizioni sono tratte dalla classificazione americana dei suoli, la *Soil Taxonomy*, e definiscono le condizioni di evoluzione dei suoli in un clima *perudico* secondo la classificazione di THORNTHWAITE. La variazione di temperatura media del suolo influisce sulla genesi dei suoli più di quanto non influiscano le variazioni di piovosità.

L'altra variabile è la natura della roccia. Il cambiamento determina una variazione degli equilibri evolutivi sia all'interno delle fasce climatiche, definite dalle variazioni di regime termico, sia attraverso le fasce stesse quando la roccia è decisamente argillosa.

Un altro fattore importante per questo studio specifico è il tempo. Tutti i suoli denotano chiaramente una evoluzione recente ad eccezione di alcuni pedotipi vincolati a superfici residuali solo in parte interessate dai processi in atto. Sono questi i paleosuoli tronchi, limitati a superfici poco estese, sempre ricoperte da materiali di colluvionamento.

In particolare i suoli della regione di Febbio si possono raggruppare in tre fasce. La fascia inferiore che arriva sino ai 1 300 metri, con un regime termico mesico, la fascia intermedia che raggiunge i 1 900 m, con un regime termico frigido, e la fascia superiore sino alla vetta che può essere a regime termico criico per i suoli che non hanno accumulato di sostanza organica grezza in superficie. In altre parole i suoli hanno una temperatura media a 50 cm di profondità che supera gli 8 °C se si trovano al disotto dei 1 300 m, altrimenti hanno una temperatura tra gli 8° e 0 °C.

La fascia superiore

La composizione tendenzialmente arenacea delle formazioni geologiche della fascia superiore è un carattere che condiziona notevolmente l'evoluzione dei suoli. Solo raramente le alternanze più fini, costituite da affioramenti silteosi ed argillosi, impongono con la loro presenza caratteri specifici ai suoli. Il regime udico dominante in questa area innesca processi di rapida asportazione delle basi dal sistema suolo con conseguente acidificazione degli orizzonti superficiali. Quando la pedogenesi può procedere su materiali più drenanti si realizzano situazioni che provocano la liberazione di ferro ed alluminio. Questi si legano a frazioni altamente aggressive della sostanza organica che si accumula in ambienti freddi sotto forma di chelati e migrano. Dal punto di vista geomorfologico il processo della podzolizzazione si estrinseca in colorazioni rossastre degli orizzonti profondi mentre gli orizzonti superficiali si presentano scuri per un forte accumulato di materia organica poco umificata. I processi di differenziazione di orizzonti sono molto rapidi essendo favoriti da un clima freddo e umido, dal drenaggio rapido sopra e dentro il suolo e, nel caso di accumuli di depositi colluviali, perché questi provengono da materiali in gran parte già pedogenizzati.

È fatto comune trovare in uno stesso orizzonte materiali a diverso stadio di alterazione.

I processi descritti appaiono in qualche caso rallentati per la presenza di termini carbonatici nella roccia madre o perché la natura fine dei materiali blocca i fenomeni di differenziazione. Ne risulta la genesi di profondi orizzonti scuri per accumulato di sostanza organica legata alla frazione minerale. Si può arrivare a suoli che manifestano una omogeneizzazione per accumulato di sostanza organica umificata nei quali il complesso di scambio è fortemente saturato e il pH supera la neutralità. La quasi totalità di questo ambiente è dominata da un'alta dinamicità dei versanti. I suoli presentano discontinuità litologiche, allineamenti di frammenti di scheletro a testimonianza di superfici di erosione, sovrapposizione di orizzonti che denunciano processi recenti o in atto dipendenti dal gelo e disgelo, da eventi catastrofici di tipo erosivo legati a variazioni climatiche, da una forte incidenza antropica.

Il quadro pedologico generale di questa fascia di altitudine è la formazione di epipedon umbrici o mollici e di orizzonti diagnostici di tipo cambico o spodico. Accumulo quindi di sostanza organica nei suoli con o senza migrazione di ferro e di alluminio. Nelle zone meno stabili, soggette ad erosione, non si formano orizzonti diagnostici di spessore sufficiente per cui non si procede oltre i limiti previsti per gli Entisuoli. Dominano gli Entisuoli di erosione mentre molto estesi sono anche gli affioramenti rocciosi dove gli agenti erosivi sono tanto forti da impedire la formazione del suolo.

La fascia intermedia

La fascia intermedia acquista caratteri propri a causa di preesistenze geomorfologiche, ma risulta fortemente interessata anche da fenomeni che caratterizzano le aree che la comprendono. È l'area di maggior accumulato dei depositi glaciali e di quelli di versante. In essa appaiono ancora testimonianze di precedenti cicli evolutivi fluviali, glaciali e periglaciali. Queste situazioni che ci informano di una (trascorsa) maggior stabilità della zona vengono obliterate dall'alto per un arrivo continuo di materiali mentre l'erosione di testa e laterale della rete idrografica impostata sulle formazioni argillose sottostanti produce lo smantellamento dei lembi residui.

Ne deriva pertanto un quadro pedologico che è legato all'ambiente attuale per quanto riguarda i materiali di messa in posto recente e le superfici erose, mentre si trovano testimonianze di eventi più antichi in paleosuoli relitti o sepolti. Queste testimonianze sono marcate da discontinuità sedimentologiche e pedologiche, da *stone lines*, che rappresentano la regola più frequente anche nelle aree meno acclivi ed apparentemente più stabili.

Le tendenze pedogenetiche relative ai suoli più recenti ricalcano le evoluzioni sui materiali arenacei della fascia superiore con una prevalenza di Inceptisuoli sugli Spodosuoli e sugli Entisuoli.

È nostra opinione che nei profili in cui si incontrino figure pedologiche legate alla migrazione di argilla, tale fenomeno dipenda da processi avvenuti in un ambiente diverso dall'attuale.

Con questi presupposti l'attenzione maggiore è stata concentrata su questa area nella certezza che dall'analisi

dei suoli che si trovano sulle superfici più conservate risulti la messe maggiore di informazione per la comprensione dei principali eventi evolutivi delle superfici.

La fascia inferiore

La fascia inferiore comprende gran parte delle « argille ». Caratteristica principale dei suoli è la loro attitudine a fessurare per due ragioni principali: a) un alto contenuto di argilla parzialmente dinamica e una breve, ma sufficiente, stagione asciutta; b) un'alta quantità di carbonato di calcio nella massa del suolo. La saturazione del complesso di scambio è totale. I suoli presentano sempre effervescenza all'acido.

In queste condizioni i suoli si allontanano poco dai caratteri ereditati dal materiale originario anche perché sono sottoposti ad un ringiovanimento continuo per erosione. Solo sulle superfici meno interessate dai processi di reptazione compaiono suoli con un orizzonte di alterazione, il cambico.

L'orizzonte in questo caso è diagnostico solo per il fatto che si osserva un certo scostamento dalle argille del sedimento per una visibile riorganizzazione di strutture, una brunificazione degli orizzonti e in qualche caso una segregazione di carbonati in noduli e concrezioni.

Nei suoli con orizzonte cambico, si trovano scresziature dovute alla permanenza di acqua nel profilo in qualche periodo dell'anno. Il ristagno temporaneo si esprime meglio dove la dinamica del versante lascia un certo tempo alla manifestazione del fenomeno. Dunque nella fascia inferiore troviamo, dal punto di vista tassonomico, solo pedogenesi attuali espresse dagli Entisuoli e pedogenesi recenti espresse dagli Inceptisuoli.

7.1.2. Metodi e materiali

Analisi chimiche

I campioni di suolo, seccati all'aria e setacciati a 2 mm, sono stati analizzati secondo le seguenti metodologie:

- il pH è stato determinato nella sospensione H₂O - suolo; K Cl N - suolo in rapporto 2,1:1 dopo 24 ore;
- il contenuto di sostanza organica con il metodo Walkey-Black;
- le basi scambiabili sono state misurate con l'assorbimento atomico nell'estratto ottenuto dalla percolazione di campioni con NH₄ 40 AC a pH 7;
- l'acidità è stata determinata secondo il metodo PEECH & alii (1962).

Nel setacciato a 80 mesh è stato determinato il contenuto di Fe libero, estraendolo con una soluzione di Na - ditionato - citrato - bicarbonato, secondo il metodo impiegato nella *Soil Taxonomy* (SOIL SURVEY STAFF, 1975). Per alcuni campioni, inoltre, è stato necessario verificare la presenza di materiale allofanico, controllando se il pH del miscuglio suolo - NaF N salisse dopo 2' sopra il valore di 9,4.

Analisi sedimentologiche

Sono stati analizzati sei profili: Stetta I; Stetta II; Prampa; Rio Grande; Bagioletto e Parcheggio. È stata presa in considerazione la frazione inferiore a 2 mm, selezionata fino a 4 phi su setaccio per via umida e da 5 a 9 phi per mezzo della pipetta, ad intervallo di 1 punto phi. I risultati sono riportati in fig. 42, in cui per ogni suolo appare la distribuzione cumulativa dei campioni analizzati.

Gli indici tessiturali derivati usando le formule presentate da PETTIJOHN & alii (1972, p. 74) sono riportati diagrammati lungo la profondità in fig. 43.

Analisi dei minerali pesanti

Come di consueto sono stati determinati i minerali pesanti delle sabbie nella frazione 250-53 microns. Dopo

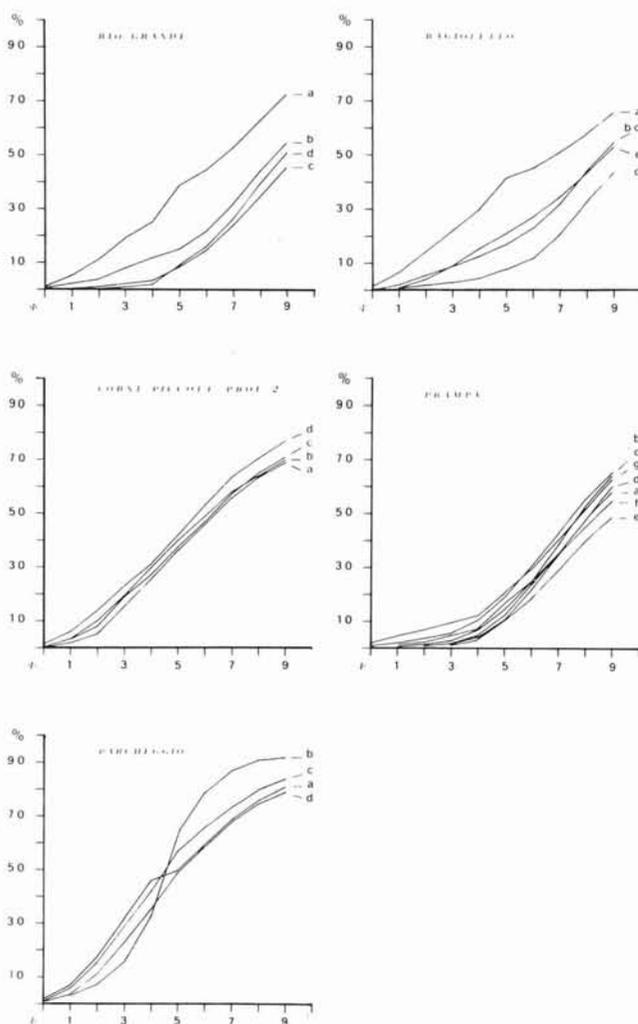


FIG. 42 - Curve granulometriche cumulative dei profili studiati. Profilo di Rio Grande. a) 5 - 10 cm; b) 25 - 30; c) 40 - 45; d) 70 - 75 cm di profondità. Profilo di Bagioletto. a) 25; b) 60; c) 105; d) 125; e) 145 cm di profondità. Profilo di Corni Piccolo 2. a) 25 - 30; b) 60 - 65; c) 85 - 90; d) 110 - 115 cm di profondità. Profilo di Prampa. a) 4 - 10; b) 25 - 30; c) 40 - 45; d) 60 - 65; e) 95 - 100; f) 120 - 125; g) 170 - 175 cm di profondità. Profilo di Parcheggio. a) 15; b) 45; c) 65 - 70; d) 80 cm di profondità.

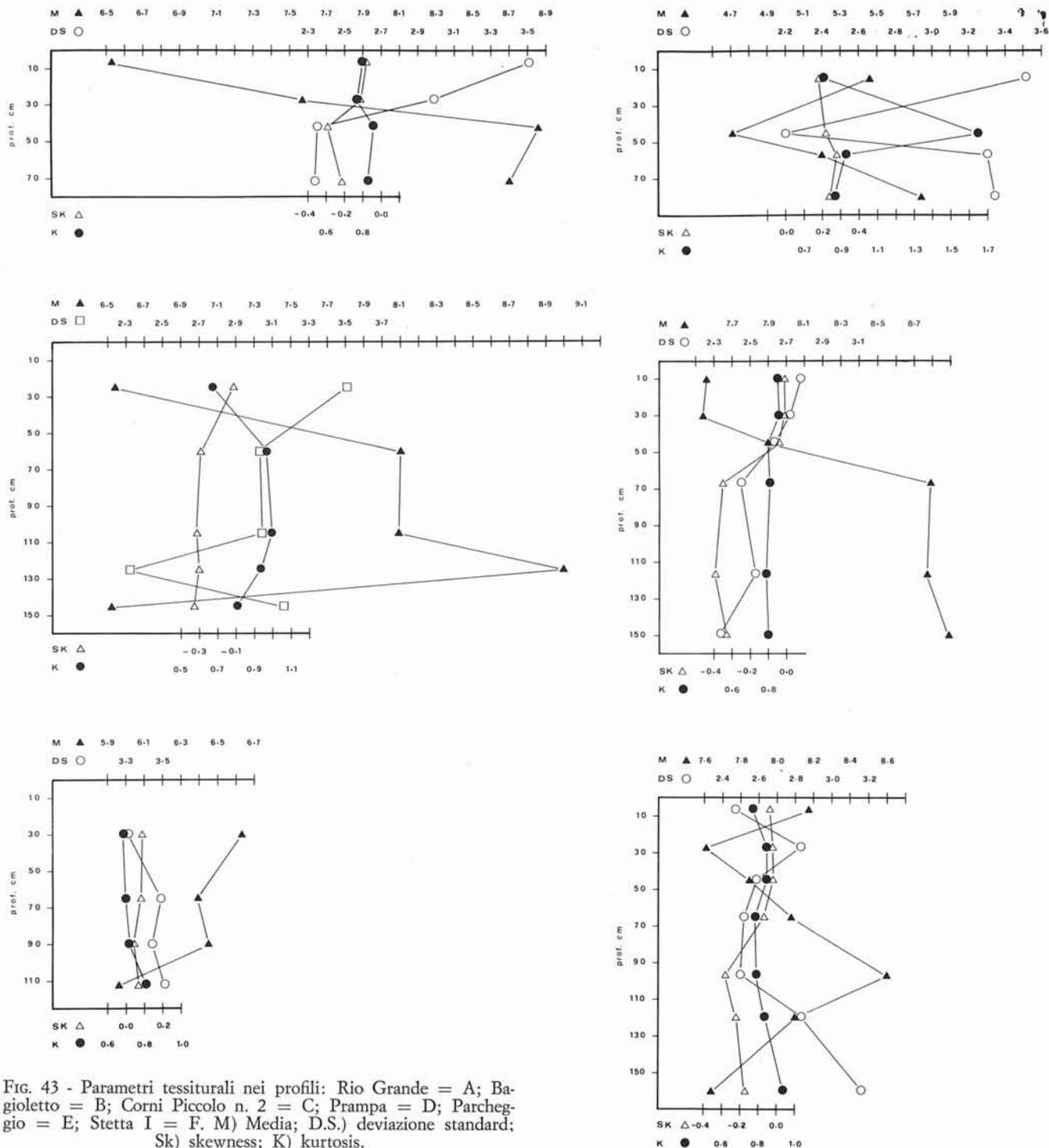


FIG. 43 - Parametri tessiturali nei profili: Rio Grande = A; Bagioletto = B; Corni Piccolo n. 2 = C; Prampa = D; Parcheggio = E; Stetta I = F. M) Media; D.S.) deviazione standard; Sk) skewness; K) kurtosis.

trattamento all'acido cloridrico ed ossalico, le sabbie sono state separate mediante bromoformio; un opportuno ammontare della frazione pesante è stato fissato su vetrino con il balsamo del Canada, di esso sono stati contati dai 250 ai 330 individui di minerali pesanti trasparenti; a parte sono stati contati i minerali opachi e le miche, mentre sono stati trascurati i granuli indeterminabili (fig. 44; tabb. 9, 17, 22 e 25).

La possibilità di studiare attraverso la composizione in minerali pesanti il procedere dell'alterazione lungo il profilo di un suolo deriva dal fatto che alcune specie di minerali pesanti resistono all'alterazione più che altre. In base a questo principio sono state compilate da vari Autori (BREWER, 1976) liste di stabilità dei minerali pesanti che sono la base per tutti gli indici mineralogici utilizzati per valutare l'intensità dell'alterazione.

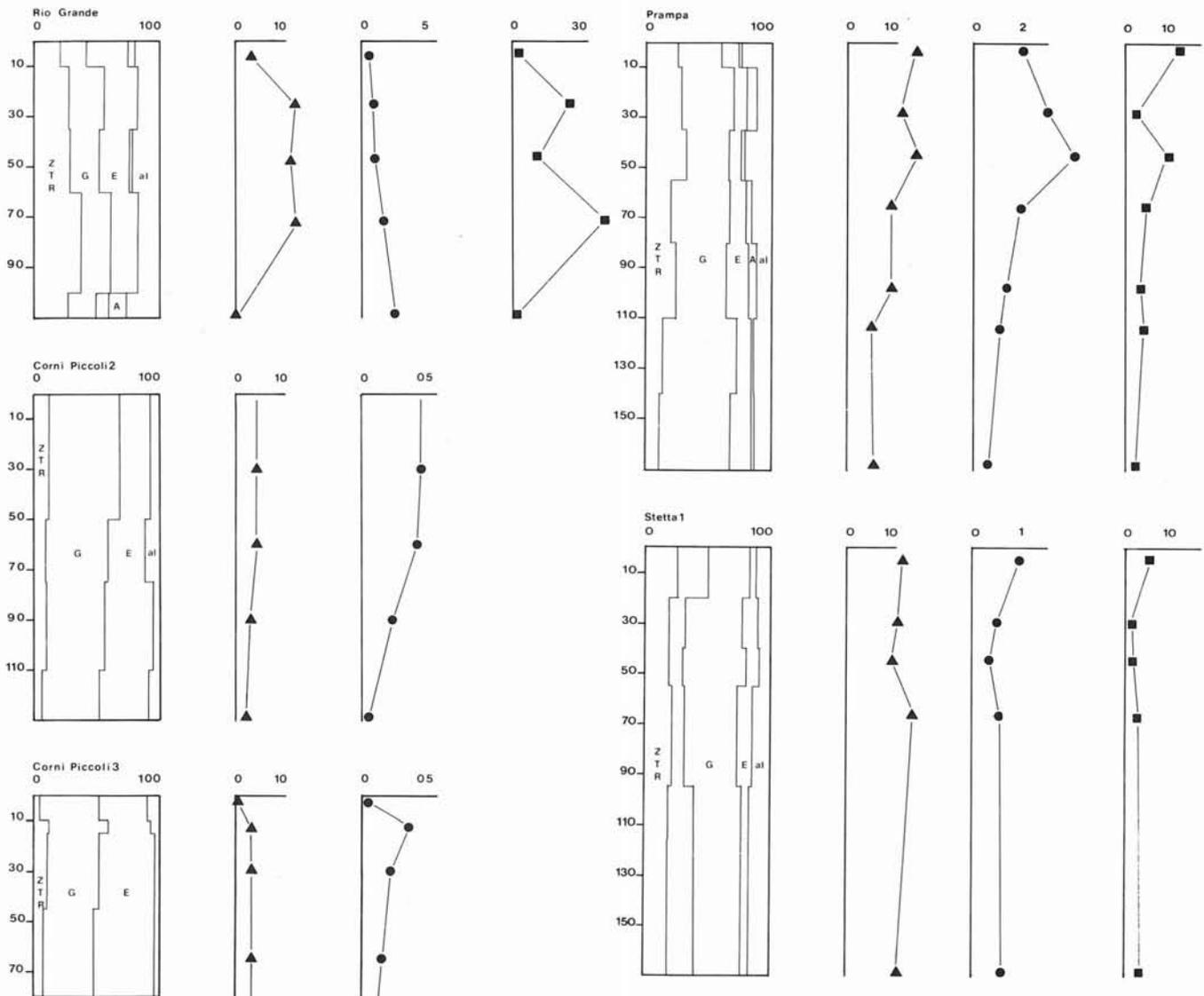


FIG. 44 - Diagrammi mineralogici; da sinistra, diagramma della composizione in minerali pesanti trasparenti: Z T R (zirconio + tormalina + rutile), G (granato), E (epidoti + zoisiti), A (anfibioli), al (altri minerali); in ordinate le profondità in centimetri, in ascisse le percentuali in peso; triangolo: percentuale dello zirconio in funzione della profondità; cerchio pieno andamento in funzione della profondità dell'indice $\frac{Z + T}{Ep + ZOIS}$; quadrato: andamento in funzione della profondità dell'indice $\frac{Z + T}{A + P}$.

zione della profondità; cerchio pieno andamento in funzione della profondità dell'indice $\frac{Z + T}{Ep + ZOIS}$; quadrato: andamento in funzione della profondità dell'indice $\frac{Z + T}{A + P}$.

TABELLA 8

PROFILO DI RIO GRANDE (I LIMITI DELLE CLASSI TESSITURALI SONO QUELLI U.S.D.A.: SABBIA 2-0,05 MM; LIMO GROSSO: 0,05-0,02 MM; LIMO FINE 0,02-0,002 MM; ARGILLA < 0,002 MM).

orizz. prof.	sabbia %	limo g. %	limo f. %	argilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam. bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %	
A 11	0-20	27,7	19,8	27,5	28,0	6,1	5,1	0,51	0,87	9,30	0,91	0,29	0,23	3,73	14,46	74,2	2,26
A 12	20-50	11,7	19,9	32,5	35,9	5,9	4,6	0,71	1,22	11,16	2,60	0,30	0,15	7,53	11,74	65,4	2,96
IIA3	50-60	3,1	11,4	30,5	55,0	5,6	4,4	1,55	2,67	6,70	2,42	0,15	0,15	8,70	18,12	52,0	6,46
IIB2	60-85	1,7	13,4	35,1	49,8	5,5	4,3	0,75	1,29	5,67	0,97	0,26	0,13	1,45	8,48	82,9	8,41
II C	85-120	9,8	17,1	37,2	35,9	5,4	4,2	0,31	0,53	2,79	0,93	0,27	0,10	7,80	11,89	34,4	2,63

TABELLA 9

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO. M) MEDIA;
SK) SKEWNESS; K) KURTOSIS; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD.

M	S _k	K	D.S.	prof. cm
6,53	-0,08	0,81	3,51	5-10
7,57	-0,12	0,78	2,99	25-30
8,86	-0,29	0,86	2,35	40-45
8,70	-0,21	0,83	2,34	70-75

TABELLA 10

COMPOSIZIONE MINERALOGICA DI RIO GRANDE;
IL SEGNO + INDICA LA PRESENZA IN QUANTITÀ < 1 %.

prof. cm	5-10	25-30	40-45	70-75	110+
% pesanti 250-53	0,04	0,03	0,59	0,33	0,11
TRASPARENTI	14	5	16	15	1
OPACHI	11	7	13	22	21
MICHE	75	88	71	63	78
ZIRCONE	6	12	11	12	-
TORMALINA	12	12	10	25	20
RUTILIO	3	4	6	2	7
GRANATO	21	29	24	24	21
TITANITE	4	3	4	2	4
EPID. + ZOIS	35	26	24	21	9
CLORITOIDE	-	-	-	-	-
ANFIBOLI	5	+	2	+	14
PIROSSENI	-	-	-	-	-
ANAT. + BROOK	13	11	14	14	16
PICOTITE	1	2	4	-	9
ALTRI	-	-	2	-	-

TABELLA 11

PROFILO DI BAGIOLETTO.

orizz.	prof. cm	sab- bia %	limo g. %	limo f. %	ar- gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam- bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %
A 1	5-30	30,0	15,2	20,5	34,3	4,8	3,6	1,52	2,63	8,72	2,25	0,83	0,18	15,20	27,18	44,1	3,80
IIC	30-110	12,4	10,6	31,4	45,6	4,6	3,5	1,18	2,03	5,08	1,34	0,75	0,22	20,03	27,42	26,9	3,33
IIIB26	110-130	13,0	9,4	32,2	45,4	5,0	3,6	1,08	1,74	5,43	1,42	0,65	0,16	25,10	32,76	23,4	3,93
IVB26	130-150	4,6	7,6	31,2	56,6	5,3	3,5	0,91	1,57	5,38	1,07	0,70	0,16	15,00	22,31	32,8	7,40
VVC	150-160	15,7	11,6	26,3	46,4	5,4	3,7	0,17	0,29	5,45	0,87	0,73	0,17	27,50	34,72	20,8	4,42

Valori degli indici tessiturali del profilo.

M	SK	K	D.S.	prof.cm
6,54	-0,11	0,68	3,74	25
8,10	-0,29	0,97	2,03	60
8,09	-0,31	1,00	3,04	105
8,99	-0,30	0,94	2,32	125
6,52	-0,33	0,81	3,16	145

M = media; D.S. = deviazione standard; SK = skewness;
K = kurtosis.

TABELLA 12

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO.
M) MEDIA; SK) SKEWNESS; K) KURTOSIS;
D.S.) DEVIAZIONE STANDARD.

orizz.	prof. mm	sab- bia %	limo g. %	limo f. %	ar- gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam- bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %
B ₂	3-50	27,5	19,8	21,7	31,0	4,8	3,7	1,33	2,30	4,03	1,02	0,18	0,56	13,12	18,9	30,6	9,32
II B2b	50-85	32,0	18,3	20,0	29,7	5,0	3,8	0,58	1,01	3,16	1,12	0,18	0,80	10,00	15,26	34,5	5,38
II B2xb	85-91	27,2	19,5	24,1	29,2	5,2	3,9	0,26	0,44	2,98	2,14	0,17	0,09	8,00	13,38	40,2	5,38
IIC	91-110	30,6	22,1	24,4	22,9	5,7	4,1	0,31	0,54	3,44	0,84	0,33	0,26	2,75	7,62	63,9	2,23

TABELLA 13

PROFILO DI CORNI PICCOLO 2.

TABELLA 14

COMPOSIZIONE MINERALOGICA DEI PROFILI STUDIATI;
IL SEGNO + INDICA LA PRESENZA IN QUANTITÀ < 1 %.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

prof. cm	3-50	55-85	85-91	91-110
% pesanti 250-53	0,37	0,32	0,32	0,14
TRASPARENTI	43	44	34	49
OPACHI	17	30	28	23
MICHE	40	26	38	28
ZIRCONI	4	4	3	2
TORMALINA	5	5	4	1
RUTILO	3	4	2	3
GRANATO	56	48	46	46
TITANITE	2	3	3	4
EPID + ZOIS.	25	30	39	39
CLORITOIDE	-	-	-	-
ANFIBOLI	-	-	-	-
PIROSSENI	-	-	-	-
ANAT.+ BROOK.	3	4	3	2
PICOTITE	+	-	-	-
ALTRI	2	1	-	3

TABELLA 16

PROFILO DI CORNI PICCOLO 3.

orizz.	prof. cm	sab- bia %	limo g. %	limo f. %	ar- gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	pH NaF	C. %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam- bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %
A1	5-7	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4,2	3,2	7,3	2,81	4,85	3,70	0,93	0,10	0,15	10,13	15,01	32,5	1,20
A2	7-10	40,8	20,2	22,2	16,8	4,3	3,0	7,7	2,74	4,73	2,81	0,76	0,15	0,10	12,82	16,64	23,0	1,20
B ₂₁₁	10-15	41,6	17,6	19,1	21,7	4,3	3,1	7,8	1,66	2,86	2,79	1,11	0,20	0,38	5,73	10,21	43,9	3,37
B221	15-50	38,3	17,0	18,0	26,7	5,0	4,0	9,6	1,46	2,51	5,58	3,44	0,12	0,08	12,03	21,25	43,4	4,58
B3	50-80	54,4	17,0	15,8	12,8	5,25	4,8	11,2	0,82	1,42	1,86	0,74	0,30	0,12	10,11	13,03	22,4	3,12

profondità cm

profondità cm	7-10	10-15	15-50	50-80
% pesanti 250-53	0,31	0,40	0,50	0,60
TRASPARENTI	63	51	55	50
OPACHI	12	16	18	16
MICHE	25	33	27	34
ZIRCONI	-	3	3	3
TORMALINA	5	7	3	3
RUTILO	1	2	4	2
GRANATO	47	47	42	40
TITANITE	3	3	2	1
EPID.+ ZOIS.	39	33	45	48
CLORITOIDE	-	-	-	-
ANFIBOLI	-	+	-	-
PIROSSENI	-	-	-	-
ANAT.+ BROOK.	2	2	4	+
PICOTITE	-	-	-	-
ALTRI	2	3	1	3

TABELLA 18

PROFILO DI PARCHEGGIO.

orizz.	prof. cm	sab- bia %	limo g. %	limo f. %	ar- gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C. %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam- bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %
A1	2-30	46,2	13,1	21,5	19,2	5,9	4,3	1,52	2,63	5,50	0,55	0,55	0,41	12,30	19,31	36,3	2,13
IIIC	37-50	33,1	46,4	12,5	8,0	6,7	4,7	0,35	0,58	5,60	0,55	0,75	0,15	7,50	14,55	48,4	1,66
IVA _{1B}	50-65	41,8	24,3	17,8	16,1	6,6	5,0	1,07	1,86	7,58	0,60	0,65	0,19	12,45	21,47	42,0	2,02
IV _{cgb}	65-100	34,9	24,6	19,8	20,7	6,4	6,8	0,44	0,77	5,95	0,47	0,83	0,16	7,30	14,71	50,4	1,60

TABELLA 15

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

M	SK	K	D.S.	prof. cm
6,63	0,09	0,69	3,31	25-30
6,39	0,08	0,70	3,49	60-65
6,45	0,04	0,73	3,44	85-90
5,96	0,07	0,81	3,51	110-115

M = media; D.S. = deviazione standard; SK = skewness;
K = kurtosis.

TABELLA 17

COMPOSIZIONE MINERALOGICA DEI PROFILI STUDIATI;
IL SEGNO + INDICA LA PRESENZA IN QUANTITÀ < 1 %.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

TABELLA 19

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

orizz.	prof. cm	sab. bia %	limo g. %	limo f. %	ar-gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam-bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %
A11	0-20	9,2	21,8	36,5	32,5	7,5	6,9	0,91	1,58	13,95	2,98	0,35	0,35	4,73	22,13	78,6	3,95
A12	20-35	8,9	21,6	38,8	30,7	6,8	5,7	0,65	1,12	9,30	3,50	0,26	0,15	5,08	18,29	72,2	3,82
B1	35-55	6,9	20,1	35,6	37,4	6,7	5,2	0,36	0,62	6,51	3,53	0,24	0,08	6,35	16,71	62,0	4,29
IIB21	55-100	3,3	13,6	26,3	56,8	5,3	3,5	0,12	0,20	12,09	2,79	0,22	0,13	11,85	27,08	56,2	7,32
IIB22	100-145	2,6	15,2	22,4	59,8	5,6	3,5	0,14	0,24	20,46	3,72	0,27	0,16	6,80	31,84	78,7	5,29
IIB3	145-165	0,8	14,7	26,1	58,4	7,3	5,6	-	-	11,16	2,51	0,22	0,07	2,80	16,76	83,3	6,06

TABELLA 20
PROFILO DI STETTA.

TABELLA 21

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

Stetta I

M	SK	K	D.S.	prof. cm
7,56	-0,01	0,85	2,78	5 - 15
7,54	-0,01	0,86	2,72	25 - 35
7,90	-0,04	0,80	2,64	40 - 50
8,79	-0,35	0,81	2,45	60 - 75
8,77	-0,39	0,79	2,53	110 - 125
8,89	-0,33	0,80	2,34	145 - 155

Stetta II

M	SK	K	D.S.	
7,23	-0,21	0,76	3,40	colluvio
7,75	-0,34	0,81	3,31	suolo orizz. B ₂₂
6,98	-0,20	-0,69	3,64	flysch

TABELLA 22

COMPOSIZIONE MINERALOGICA DEI PROFILI STUDIATI;
IL SEGNO + INDICA LA PRESENZA IN QUANTITÀ < 1 %.
A) FLYSCH DI M. PRAMPA; B) CIOTTOLO D'ARENARIA
DI M. STETTA; C) EBOLIS ORDONNÉS DI M. PRAMPA.

prof. cm	3-15	25-35	40-50	60-67	110-155	A	B	C
%pesanti 250-53	0,09	0,07	0,08	0,03	0,01	0,09	1,43	0,09
TRASPARENTI	35	25	24	36	26	42	42	29
OPACHI	30	28	21	22	22	44	15	17
MICHE	35	47	55	42	52	14	19	48
ZIRCONI	11	10	9	13	10	35	3	16
TORMALINA	12	8	7	7	8	6	2	4
RUTILO	2	1	3	1	1	1	2	2
GRANATO	25	13	10	10	20	5	33	48
TITANITE	-	2	5	3	4	6	1	-
EPID+ZOIS.	33	45	49	44	37	4	54	6
CLORITOIDE	1	1	+	+	2	-	-	-
ANFIBOLI	4	10	9	8	7	6	1	1
PIROSSENI	1	2	1	3	-	-	-	-
ANAT+BROOK.	8	7	5	10	10	35	4	18
PICOTITE	-	-	+	-	-	-	1	-
ALTRI	2	1	1	-	1	1	-	4

TABELLA 23

PROFILO DI PRAMPA.

orizz.	prof. cm	sab. bia %	limo g. %	limo f. %	ar-gilla %	pH H ₂ O	pH HCl	C %	S.O. %	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	acid. scam-bio	C.S.C.	sat. %	Fe ₂ O ₃ dit. %	CaCO ₃ %
A11	0-10	3,3	18,6	36,3	41,8	5,7	5,0	1,74	3,01	14,88	1,77	0,21	0,19	6,30	23,35	73,0	1,08	n.d.
A12	10-35	10,4	19,9	35,4	34,3	6,0	4,6	0,31	0,54	13,67	1,21	0,29	0,14	5,21	20,52	74,6	3,71	n.d.
IIB1	35-54	6,9	18,3	39,9	34,9	6,1	4,7	0,36	0,62	7,44	1,86	0,28	0,13	6,86	16,57	58,6	3,85	n.d.
IIB21	54-65	4,7	19,1	36,7	39,5	6,2	4,6	0,33	0,57	8,37	5,77	0,23	0,13	6,64	21,14	68,6	4,33	n.d.
IIB22	65-110	4,3	14,4	30,1	51,2	6,6	5,1	0,18	0,30	13,30	1,58	0,36	0,28	4,91	20,43	76,0	5,68	n.d.
IVB ₃	110-140	7,2	17,6	30,3	44,9	6,6	5,0	-	-	13,02	2,33	0,35	0,46	4,80	18,96	74,7	4,51	n.d.
IVCca	140-160	12,1	18,0	32,7	37,2	8,1	7,1	-	-	18,60	1,40	0,33	0,18	3,15	23,66	86,7	3,71	11,5

TABELLA 24

VALORI DEGLI INDICI TESSITURALI DEL PROFILO.
M) MEDIA; D.S.) DEVIAZIONE STANDARD; SK) SKEWNESS;
K) KURTOSIS.

M	SK	K	D.S.	prof. cm
8,17	-0,04	0,76	2,47	4 - 10
7,61	-0,03	0,85	2,83	25 - 30
7,85	-0,02	0,85	2,59	45
8,08	-0,07	0,78	2,52	65
8,60	-0,28	0,79	2,50	92 - 100
8,10	-0,22	0,83	2,83	120
7,64	-0,17	0,94	3,16	170

M = media; D.S. = deviazione standard; SK = skewness;
K = kurtosis.

TABELLA 25

COMPOSIZIONE MINERALOGICA DEI PROFILI STUDIATI;
IL SEGNO + INDICA LA PRESENZA IN QUANTITÀ < 1 %.

prof. cm	4-10	25-30	45	65	95-100	120	170
% pesanti- 250-53	0,26	0,15	0,15	0,13	0,12	0,29	0,11
TRASPARENTI	26	23	22	28	43	41	45
OPACHI	19	24	39	32	26	26	18
MICHE	55	53	39	40	31	33	37
ZIRCONI	11	14	14	9	9	5	6
TORMALINA	9	14	17	9	12	7	3
RUTILO	5	+	2	2	3	2	2
GRANATO	41	35	34	47	39	59	55
TITANITE	5	7	6	6	3	3	1
EPID.+ZOIS.	10	14	10	12	18	13	19
CLORITOIDE	1	-	1	1	-	-	+
ANFIBOLI	8	2	3	4	7	3	3
PIROSSENI	+	+	-	-	-	-	+
ANAT.+BROOK.	8	9	10	7	6	6	5
PICOTITE	-	+	-	1	+	-	+
ALTRI	4	2	3	2	2	2	5

Di largo uso è l'indice Wb espresso dal rapporto $\frac{\text{zircono} + \text{tormalina}}{\text{anfibioli} + \text{pirosseni}}$; condizione necessaria perché tale

indice possa essere applicato è che nel *parent material* del suolo in esame siano presenti anfibioli e pirosseni, fatto che non si verifica in alcuni dei profili qui esaminati.

Si dovrà allora ricorrere ad altre coppie contrapposte di minerali di differente alterabilità, in questo specifico è sembrato utile adottare il rapporto $\frac{\text{zircono} + \text{tormalina}}{\text{epidoti} + \text{zoisiti}}$.

Un simile indice è già stato sperimentato in passato per paleosuoli evoluti su Arenaria Macigno (FERRARI, MAGALDI & RASPI, 1970).

Il significato degli indici di alterazione è strettamente condizionata dalla omogeneità del *parent material*: se questo è omogeneo essi misureranno direttamente l'andamento dell'alterazione lungo profilo; qualora invece il *parent material* non sia omogeneo la loro interpretazione sarà possibile solo se si riusciranno a distinguere le varie coltri di sedimento.

Secondo BREWER (1976) l'uniformità del *parent material* nel profilo dei suoli può essere studiata attraverso

l'andamento in funzione della profondità dei minerali ultrastabili: lo zircono in particolare; una curva di frequenza regolarmente decrescente con la profondità indicherà che il *parent material* è omogeneo, mentre bruschi picchi indicheranno altrettanti apporti estranei alla roccia madre.

Per quanto riguarda la provenienza dei materiali costituenti i profili qui in esame, le possibili fonti dei minerali pesanti in essi contenuti sono:

a) *rocce d'età tardo cretacea - eocenica*. In tale gruppo ricadono i complessi di base argilloscistosi delle Emilianidi sui quali sono stati aperti i profili di Rio Grande e Bagioletto ed i flysch ad elmintoidi di Monte Caio d'età compresa fra il Cretaceo inferiore e l'Eocene superiore (ZANZUCCHI, 1980) su cui sono stati aperti i profili di M. Stetta e del Prampa.

b) *arenarie d'età oligocenica-miocenica*. In tale gruppo ricadono le Arenarie di M. Modino su cui sono stati aperti i profili dei Corni Piccoli e le Arenarie di Cervarola, assimilate alle Arenarie del Cerreto (ZANZUCCHI, 1980), che costituiscono il vicino M. Bagioletto.

Gli affioramenti di rocce cretache dell'area in esame non sono stati studiati prima d'ora dal punto di vista della composizione in minerali pesanti. Per confronti sono stati utilizzati gli studi condotti su arenarie flyscioidi della stessa età di altre zone dell'Appennino Settentrionale: le Arenarie di M. Ramceto e M. Zatta appartenenti all'unità tettonica delle Liguridi Esterne, risalgono al Cretaceo medio; sono caratterizzate da: incidenza molto scarsa dei minerali pesanti sulla frazione sabbiosa, alte percentuali di minerali ultrastabili, assenza di minerali meno stabili del granato eccezione fatta per una scarsa presenza della titanite, presenza anche in alte percentuali di anatasio, brookite, monazite, e xenotite (GAZZI, 1965a).

Così pure la Pietra forte appare composta prevalentemente da zircono, rutilo, tormalina e granato (GAZZI, 1965b).

Diversi studi ed una ricca campionatura sono disponibili per le arenarie oligoceniche-mioceniche un tempo comprese sotto il termine Macigno.

Le Arenarie Macigno in senso stretto, appartenenti alla unità tettonica delle Toscanidi alloctone, non affiorano direttamente nell'area, tuttavia vengono prese in considerazione in quanto non essendo molto distanti dai profili in esame potrebbero avere contribuito alla loro formazione.

GANDOLFI & GAZZI (1962) descrivono la composizione del Macigno per l'area compresa tra la Foce Radici e Castelnuovo Garfagnana, la più vicina all'area in esame di quante da loro prese in considerazione, come composta prevalentemente da granato e da epidoti; seguono i gruppi degli ultrastabili e si hanno presenze di minerali instabili, quali anfibioli e staurolite; l'incidenza della frazione pesante su il totale della frazione sabbiosa aumenta notevolmente rispetto alle formazioni prima ricordate. La composizione delle Arenarie di Monte Cervarola è fornita da GANDOLFI & PAGANELLI (1961) su campioni prelevati nella zona del Passo della Porretta.

La composizione di tali rocce si distacca sensibilmente dalle Arenarie Macigno, non tanto per le specie mine-

ralogiche che rimangono sostanzialmente le stesse, ma soprattutto per la loro incidenza: più abbondanti infatti sono il granato, gli ultrastabili (zirconio, tormalina e rutilo), mentre molto meno abbondante è l'epidoto; composizione abbastanza simile hanno le vicine arenarie di Civago anch'esse pertinenti all'unità tettonica delle Arenarie di Cervarola (VEZZANI & PASSEGA, 1963).

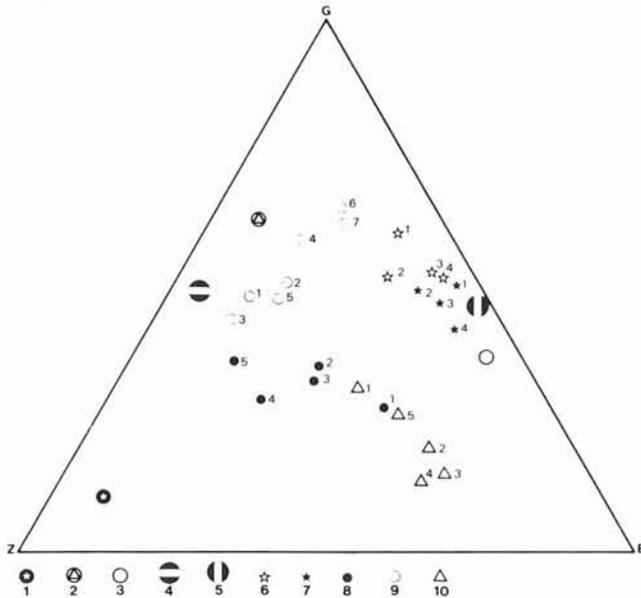


FIG. 45 - Diagramma triangolare della composizione mineralogica. Ai vertici: G (granato); Z (zirconio + tormalina + rutilo), E (epidoto + zoisiti); 1) campione di Flysch di Monte Prampa raccolto presso il profilo di Monte Stetta; 2) campione di Flysch degli Eboulis ordonnés di Monte Prampa; 3) ciottolo arenaceo dal morenico di Monte Stetta; 4) Arenarie di Civago (Arenarie del Cervarola); 5) Arenaria Macigno; 6) profilo dei Corni Piccolo 2; 7) profilo dei Corni Piccolo 3; 8) profilo di Rio Grande; 9) profilo di Monte Prampa; 10) profilo di Monte Stetta 1.

Non sono stati reperiti nella letteratura campioni analizzati dai punti di vista dei minerali pesanti delle Arenarie di M. Ventasso cui sono riferiti i livelli arenacei del M. Cusna (ZANZUCCHI, 1980), ma i campioni analizzati in questo lavoro dimostrano una loro stretta analogia con la composizione di minerali pesanti delle Arenarie Macigno delle Toscanidi alloctone.

Per valutare la provenienza dei materiali costituenti i profili è stato costruito il diagramma triangolare di fig. 45; i punti relativi alle rocce di riferimento sono stati dedotti dalla letteratura citata. Le deduzioni tratte dall'analisi di questi dati sono esposti nel commento di ciascun profilo.

7.1.3. I suoli

Profilo del RIO GRANDE (figg. 42, 43, 44 e 47 a).

Il profilo è situato nella parte superiore della valle del Rio Grande, tributario del T. Secchiello, la cui testata si raccorda direttamente alle pendici settentrionali del M. Cusna, massima elevazione dell'area studiata.

La morfologia è decisamente accidentata, in accordo sia con l'aggressività degli agenti atmosferici a queste quote, che con l'ac-

clività delle superfici (oltre 30°) e con le caratteristiche geolitologiche del substrato (argille, marne e siltiti della Formazione di Pievepelago). Questo tratto di versante è solcato da frequenti canali stretti e profondamente incisi, con tipico profilo a V, e separati da interfluvii altrettanto marcati; solo occasionalmente, come nelle immediate adiacenze del profilo, si conservano superfici di limitata estensione e continuità, non ancora smantellate dalla alterna azione dei processi crionivali e di quelli, predominanti, dovuti all'azione delle acque incanalate. A luoghi, come lungo la stretta dorsale ad occidente della stazione descritta, sono ancora conservati tratti della copertura morenica würmiana.

Su queste anguste ed acclivi superfici, che possono essere in un certo senso definite come « residuali », i processi morfogenetici attuali si esprimono in un continuo spostamento da monte a valle di materiale anche già pedogenizzato, sotto l'azione del gelo e delle acque superficiali non incanalate, a costituire localizzati ispessimenti dei depositi superficiali.

In più punti la continuità di tali superfici, coperte da vegetazione erbacea, è interrotta bruscamente da riprese di erosione, in questo caso innescata da intervento antropico (sovrapascolamento).

— *Cumulic Haploboroll* (tab. 8).

Elementi della Stazione.

Località: versante N del M. Cusna, destra idrografica del Rio Grande. Fisiografia: pendice. Drenaggio Esterno: ben drenato. Roccia Madre: scisti del Ponte Biola con detriti arenacei. Microclima: udico. Quota: 1790 m s.m. Pendenza: 27%. Esposizione: Nord. Erosione: idrica forte. Pericolo di erosione: molto forte. Pietrosità e rocciosità: assenti. Vegetazione: prateria di alta quota.

Descrizione del Profilo:

A11 cm 0 - 20. Colore tra bruno grigiastro e grigio molto scuro (10YR3/1.5). Scheletro minuto, scarso. Struttura poliedrica subangolare e grumosa media e fine evidente. Pori abbondanti. Umido, friabile; a drenaggio normale. Radici abbondanti in tutte le direzioni. Attività biologica abbondante. Mull. Limite chiaro, ondulato.

A12 cm 20 - 40/50. Colore bruno grigiastro tra scuro e molto scuro (10YR3.5/2). Scheletro minuto scarso. Struttura poliedrica subangolare e grumosa, media e fine, evidente. Pori abbondanti. Umido, friabile, a drenaggio normale. Radici comuni in tutte le direzioni. Attività biologica abbondante. Mull. Limite graduale.

IIA3 cm 40/50 - 60. Colore bruno scuro (7.5YR3.5/2). Scheletro minuto, scarso. Struttura poliedrica subangolare media e fine, moderata. Pori comuni. Umido, friabile, a drenaggio normale. Radici scarse. Attività biologica comune. Mull. Limite graduale.

IIB2 cm 60 - 80/85. Colore tra bruno e bruno scuro (7.5YR 4/3). Scheletro minuto, scarso. Struttura poliedrica angolare e subangolare fine e media, evidente. Pori comuni. Umido, friabile, a drenaggio normale. Radici scarse. Attività biologica scarsa. Limite graduale.

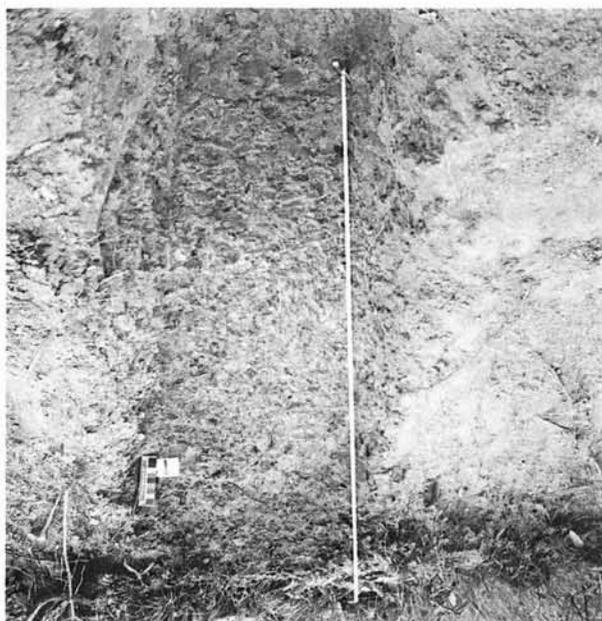
IIC cm 80/85 - 120 e +. Scisti alterati ad arenaria in frammenti.

L'analisi sedimentologica mette in luce una discontinuità litologica a livello del passaggio dall'orizzonte A₁₂ ad A₃, ciò che è visibile dall'andamento delle cumulative. Il netto salto tessiturale è evidenziato dalla variazione della media da 6,53 phi, negli orizzonti superficiali, a 8,86 in quelli più profondi. Siamo di fronte ad una bassissima selezione dimensionale dei materiali; caratteristica in ogni caso si presenta la maggiore dispersione nella parte superficiale del profilo. L'andamento della skewness indica pur esso una discontinuità litologica passando il parametro da simmetrico a negativo, negatività accentuata in profondità (tab. 9).

Dalla lettura dei parametri non appare esaltata alcuna influenza pedogenetica.

Nel punto in cui il profilo è stato aperto, lungo un ripido versante, il substrato geologico è costituito dalla formazione argillo-scistosa di Ponte Biola, mentre poche centinaia di metri a monte si trovano gli affioramenti dell'Arenaria di Monte Bodino costituente la cresta sommitale del M. Cusna.

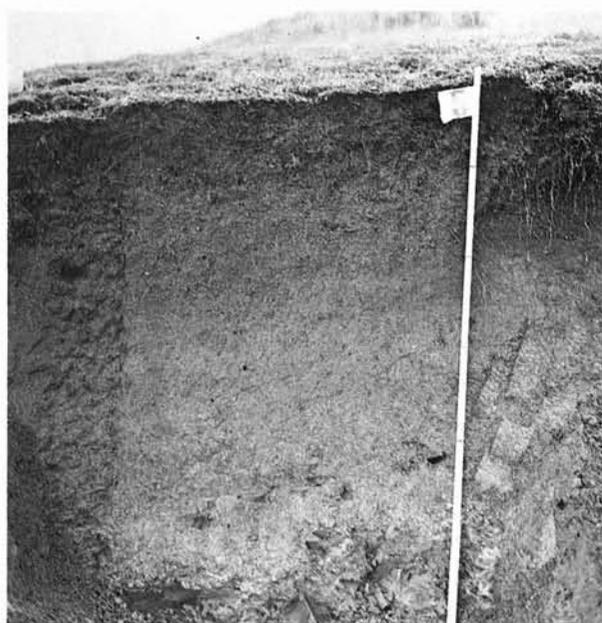
I minerali pesanti nel profilo sono costituiti da abbondanti ultrastabili, da granato ed epidoto in egual misura; compare a differenti livelli l'anfibolo (tab. 10).



a



b



c

FIG. 46 - a) Profilo di Stetta II; b) profilo Corni Piccolo 2; c) profilo del Bagioletto.

La fig. 46a è stata erroneamente stampata rovescia.

L'andamento dello zirconio in funzione della profondità conferma come i sedimenti costituenti il profilo siano stratificati e costituiti da strati differenti di detrito di versante sovrapposti in momenti diversi.

Tali coltri si differenziano tra di loro per aver ricevuto un contributo leggermente diverso dalle due fonti possibili di minerali pesanti: le Arenarie Monte Modino e gli Argilloscisti di Ponte Biola, le prime responsabili soprattutto dell'arricchimento in epidoti e granati, le seconde dei minerali ultrastabili, dell'anfibolo e dell'anatasio.

Non deve stupire la presenza di minerali alterabili in rocce così antiche: il fenomeno si ripeterà per i profili legati al Flysch del Prampa ed ai campioni di flysch stesso. La loro presenza è probabilmente determinata dal fatto che in questo caso sono state prese in esame rocce di granulometria più fine che non le arenarie vere

e proprie: la frazione argillosa può aver protetto alcuni minerali meno stabili delle soluzioni inteziali che altrimenti li avrebbero alterati.

L'andamento contrastante dei due indici di alterazione può essere spiegato alla luce della presenza di materiali diversi all'interno del profilo: l'indice $\frac{Z+T}{Ep+Zois}$ cresce regolarmente con la profondità indicando come gradualmente ci si avvicini al substrato più « maturo », dal punto di vista della composizione mineralogica.

L'indice $\frac{Z+T}{A+P}$ risente molto fortemente della presenza dell'anfibolo nel Ponte Biola dando luogo a dei massimi della curva in corrispondenza dei livelli maggiormente arricchiti di tale roccia.



a



b

FIG. 47 - a) Profilo di Rio Grande; b) profilo del Parcheggio.

La granulometria evidenzia una discontinuità litologica e l'alto contenuto in argilla testimonia una roccia madre a tessitura fine. Il contenuto in sostanza organica decresce irregolarmente con la profondità sottolineando arrivi di materiali colluviali che ricoprono il suolo. Anche osservando l'andamento del ferro e del Ca^{++} di scambio si può notare agevolmente la discontinuità osservata. La presenza di un epipedon mollico (saturazione maggiore del 50 %, spessore e colore) il regime termico frigido collocano questo suolo tra gli Haploboroll. Per lo spessore notevole dell'epipedon mollico, il suolo appartiene agli extragradi cumulic. Le argille di questi suoli presentano una capacità di scambio bassa e non sono espandibili per cui si può ipotizzare che l'orizzonte mollico si sia formato per fenomeni di steppizzazione in un tempo relativamente lungo.

Profilo BAGIOLETTO (figg. 42, 43, 44, 46 c).

Il profilo è stato scavato sfruttando una piccola scarpata di erosione che interrompe bruscamente, determinandovi una contropendenza, il progressivo degradare della linea di spartiacque fra i bacini del Rio Grande (Secchiello) e del T. Guadarodo (Ozola).

Tale scarpata, disposta trasversalmente alla linea di massima pendenza, è stata originata dall'azione delle acque incanalate in corrispondenza di una brusca variazione di un'asta di I ordine, ed è attualmente soggetta a rimodellamento per opera di processi di versante (ruscellamento) alternati a fenomeni crionivali.

Essa limita quindi verso monte un tratto di superficie ad acclività moderata, anch'essa « residuale », costruita probabilmente per successivi apporti di materiale dalle parti superiori della pendice. Le caratteristiche pedologiche del profilo, unitamente ai reperti pa-

letnologici più oltre descritti, concorrono nel far ipotizzare una dinamica di accumulo piuttosto veloce, seguita da una fase di erosione altrettanto intensa, che ha inibito gli apporti dall'alto e che tutt'ora in atto, interessando preferenzialmente il margine della superficie, ove più marcati sono i dislivelli e più suscettibile di erosione il substrato litoide (argilloscisti di Ponte Biola).

— *Fluventic Thapto Dystrachrept* (tab. 11).

Elementi della stazione.

Località: M. Bagioletto. Fisiografia: superficie sommitale pianeggiante. Drenaggio esterno: ben drenato. Roccia madre: detriti degli scisti di Ponte Biola. Clima: udico. Quota: 1700. Pendenza: 1-2 %. Esposizione: NNE. Erosione: idrica forte. Pericolo di erosione: molto forte. Pietrosità e rocciosità: assenti. Vegetazione: Prateria di alta quota.

Descrizione del profilo:

O cm 0 - 5. Livello di sostanza organica costituita da materiali feltriosi e da radici.

AI cm 5 - 30. Colore bruno, grigiastro scuro (10YR 4/2). Scheletro minuto, abbondante. Struttura grumosa fine, debole. Pori piccoli e medi, abbondanti. Umido, friabile, a drenaggio normale. Radici erbacee piccole, comuni. Limite inferiore graduale.

IIC cm 30 - 110. Colore bruno (10YR 3/3). Scheletro minuto e medio, variabile a stratificazione lenticolare. Privo di struttura. Limite inferiore netto, rettilineo.

IIIB21b cm 110 - 130. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Scheletro minuto, comune. Contiene industria mesolitica. Strut-

tura poliedrica subangolare fine moderata. Pori piccoli comuni. Umido, resistente, a drenaggio normale. Limite chiaro, ondulato; a volte glossico per tracce di vecchie radici.

IVB22b cm 130 - 150. Colore bruno grigiastro, molto scuro (10YR 3/2). Scheletro minuto, comune. Struttura poliedrica subangolare e grumosa fine, moderata. Pori piccoli, comuni. Umido, resistente, a drenaggio normale. Limite chiaro, ondulato. Contiene industria mesolitica.

VC cm 150 - 160 e + Scisti di Ponte Biola non alterati.

L'analisi dei parametri sedimentologici di questo suolo evidenzia una sequenza di tre discontinuità litologiche presenti lungo il profilo. Gli indici parametrici che meglio rispondono sono la media e la kurtosis; significato di omogeneità dei depositi abbandonati dai singoli eventi viene attribuito alla deviazione standard (tab. 12).

La prima discontinuità appare al passaggio dell'orizzonte A₁ al sottostante C: il sedimento presenta una certa grossolanità delle particelle facendo ricadere la dimensione media nei limi fini. La deviazione standard indica una bassissima selezione del materiale che si presenta comunque meglio assortito a livello delle distribuzioni, come mostra la kurtosis che è platicurtica. Il pacco di sedimento al di sotto di detta discontinuità raggiunge una profondità di 100 - 110 cm. Il materiale è nettamente più fine, come mostrano i valori della media, pressoché uguali, dei campioni prelevati a 60 e 105 cm e le rispettive deviazioni standard e kurtosis. Quest'ultima si presenta mesocurtica per materiali molto poco selezionati.

La seconda discontinuità si trova sui 110 - 115 cm di profondità. Il pacchetto di materiale che le sottostà ha uno spessore di 20 - 25 cm ed è formato da materiale ancora più fine, a livello di argille (vedi la media) e con una selezione leggermente migliore, se riferita a quella dei materiali sovra e sottostanti. Anche in questo caso si riscontra una kurtosis mesica, tendente alla platica.

La terza discontinuità si trova alla profondità di 140 cm circa. Si è in presenza di un materiale con dimensioni medie molto simili a quelle del pacchetto più superficiale, con un'ampia dispersione che come dimostra la kurtosis, tende a diminuire nelle code della curva della distribuzione dimensionale.

In tutto il profilo, i parametri sedimentologici non riescono ad evidenziare influenze pedologiche sulla distribuzione dimensionale delle particelle.

Il suolo di Bagioletto è chiaramente un suolo recente nella sua parte superiore dove si riconoscono ancora le stratificazioni della deposizione. Risulta invece un suolo più evoluto nella parte inferiore sepolta caratterizzato dalla struttura, dal colore, dalla forte presenza di ferro libero. La presenza del deposito mesolitico, alla base di tale suolo, nell'orizzonte IV B 22 b, giustifica il colore scuro che non dipende dalla sostanza organica che decresce regolarmente con la profondità.

Anche l'insufficienza della tonalità di colore nella parte superiore del suolo indica una pedogenesi recente.

Il suolo ha una saturazione del complesso di scambio bassa in tutto il profilo. Ma questa cresce nell'orizzonte superficiale più ricco di sostanza organica denunciando un processo di steppizzazione come manifestato dal mollisuolo di Rio Grande che appartiene alla superficie più conservata.

Vi sono notevoli difficoltà di classificazione per il suolo di Bagioletto: poiché ci si trova di fronte ad almeno due suoli sovrapposti.

Secondo la classificazione americana che valuta le capacità dei suoli per gli usi agricoli e forestali, si tratta di un entisuolo con i 110 m di sedimenti e con la mancanza di ogni orizzonte genetico. Ma per l'uso diagnostico che qui se ne vuol fare è necessario mettere in evidenza la successione degli eventi accaduti su questa superficie. Perciò è meglio classificare il suolo inferiore e definire la sua sepoltura successiva per apporti di versante. Il suolo diventa così un *Dystrachrept* in quanto ha un B cambiato definito dalla organizzazione di strutture ed un epipedon ocrico per insufficienza di colore in tutta la parte superiore; inoltre ha una saturazione di scambio inferiore al 60 %.

Aggiungendo l'aggettivo *Thapto* si indica un arrivo di materiale recente con una potenza superiore al mezzo metro che ha sepolto il suolo. Nel nostro caso si tratta di 110 cm. Tenendo conto della stratificazione e del fatto che la sostanza organica non scende sotto lo 0,2 % entro il metro e 25 dalla superficie si può aggiungere l'aggettivo *Fluventic*.

Dunque il suolo può essere definito un *Fluventic Thapto Dystrachrept*.

Non si cerchi questo suolo nella *Soil Taxonomy* perché si tratta di un extragrado definito per particolari condizioni di evoluzione che non sono molto frequenti in natura.

Profili CORNI PICCOLO 2 e 3 (figg. 42, 43, 44 e 46 b).

La stazione, nella quale sono stati descritti due profili (n. 2 e n. 3) è situata in destra idrografica del corso superiore del Rio de' Balocchi, sulle pendici settentrionali della dorsale che limita ad Oriente il bacino del Secchiello, e si raccorda in alto all'Alpe di Vallestrina. Il tratto di pendice adiacente, piuttosto acclive, è costituito alle quote superiori da depositi accumulati per gravità e, in prossimità del corso d'acqua, da depositi morenici che costituiscono il substrato pedogenetico dei due suoli esaminati.

Entrambi i depositi superficiali sono costituiti da elementi eterometrici scarsamente cementati, per lo più di natura arenacea, inglobati in una matrice sabbiosa, testimonianti una loro provenienza dalle arenarie del M. Modino, M. Cervarona, P. Bratica (?) che affiorano all'Alpe di Vallestrina e al Passone.

Profilo di CORNI PICCOLO 2 (tab. 13).

— *Dystrachreptic Thapto Fragiudalf*

Elementi della Stazione.

Località: Corni Piccolo. Fisiografia: pendice. Drenaggio esterno: ben drenato. Roccia madre: depositi morenici eterometrici ad elementi arenacei. Clima: udico. Quota: 1410 m s.l.m. Pendenza: 20 %. Esposizione: Nord. Erosione: idrica normale. Pietrosità e rocciosità: 20 %. Vegetazione: ceduo di faggio, muschi molto frequenti.

Descrizione del profilo:

A1 cm 0 - 2/3. Colore tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3). L'orizzonte è discontinuo. Orizzonte non campionato. Limite irregolare.

B2 cm 2/3 - 50. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Scheletro minuto, comune, eterogeneo: arenarie e marne. Struttura poliedrica angolare media, evidente. Pori molto piccoli comuni; qualche poro grosso. Umido, friabile, a drenaggio normale. Qualche faccia di pressione. Radici medie, scarse, suborizzontali. Attività biologica scarsa. Limite lineare netto.

IIB2b cm 50 - 55/85. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Scheletro grossolano, comune: frammenti piccoli in disfacimento. Struttura poliedrica angolare media, evidente. Pori molto scarsi. Umido, friabile, a drenaggio normale. Rivestimenti di argilla su tutte le facce degli aggregati. Radici medie, scarse. Limite chiaro, lineare; obliquo.

IIB2xb cm 65/85 - 91. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Scheletro grossolano, frequente; qualche ciottolo di arenaria in disfacimento. Struttura lamellare, grossolana. Pori scarsi. Umido, friabile, a drenaggio lento. Rivestimenti di argille lungo le lamelle. Qualche ferriargillans nella zona di alterazione dei ciottoli arenacei. Qualche radice fine. Limite lineare: chiaro.

IIC cm 91 - 110 e +. Colore bruno giallastro (10YR 5/6). Scheletro abbondante: elementi di Macigno siltoso senza aloni di alterazione. Struttura lamellare per compattazione. Umido, poco resistente, a drenaggio lento.

La roccia del substrato è costituita da morenico derivante direttamente e senza contaminazioni apprezzabili dalle Arenarie di M. Modino della vicina cresta di M. Cusna la cui composizione in minerali pesanti non differisce di molto da quella del Macigno delle Toscanidi alloctone.

Né l'andamento dello zirconio né l'indice di alterazione rivelano alcuna discontinuità; indicano bensì una alterazione notevole che decresce sensibilmente in profondità con l'avvicinarsi agli orizzonti C.

Il profilo non presenta discontinuità litologiche mediante l'analisi dei parametri tessuturali riferiti alla frazione di dimensioni inferiori ai 2 mm: ciò contrariamente a quanto messo in evidenza

dalla descrizione di campagna. Il materiale tende a divenire sempre più grossolano con l'approfondirsi, mantenendo comunque un'eccessiva dispersione intorno alla media. La kurtosis è platicurtica, con una migliore selezione verso le code della curva delle frequenze. La skewness è sempre simmetrica lungo tutto il profilo. Non sono evidenziate influenze pedogenetiche.

Si può considerare il profilo evolutosi su materiali provenienti dalla stessa cava di prestito come, tra l'altro, è messo in rilievo anche dall'analisi mineralogica.

Il suolo dei Corni Piccolo 2 ha una composizione granulometrica franco argillosa negli orizzonti superficiali che diventa franca e franco limosa nei profondi. Tale sequenza di valori, comparando la diminuzione di argilla con la profondità, dovrebbe denunciare la presenza di alterazione in posto dei minerali con scarsa migrazione dei prodotti di neogenesi (orizzonte cambico). Anche la sostanza organica decresce regolarmente con la profondità, mentre la saturazione del complesso di scambio e la stessa capacità di scambio aumentano verso il basso. Il pH presenta dei valori costanti intorno a 5. Il suolo appare desaturato almeno sino al metro di profondità.

Dalla descrizione di campagna risulta che al disotto dei 50/60 cm compaiono figure pedologiche che esprimono migrazione di argilla (argillans) con ossidi e idrossidi (ferriargillans). Sia le analisi sedimentologiche che quelle mineralogiche non indicano una discontinuità litologica all'interno del profilo. Però il passaggio tra la parte superiore del suolo e quella inferiore è netto. Vi è dunque una contraddizione tra tutte le analisi del suolo e la sua descrizione.

Si apre quindi più di una possibilità di interpretazione: 1) l'arrivo di materiali è avvenuto in fasi successive intercalate da un periodo di pausa che ha provocato la sottostante pedogenesi; 2) l'arrivo è avvenuto in un solo periodo e soltanto in seguito le pedogenesi si è insediata sul sedimento. La descrizione di campagna è più favorevole alla prima ipotesi, le analisi lo sono alla seconda ipotesi. Infatti se il processo di lisciviazione dell'argilla si manifesta in una discontinuità litologica che separi un sedimento più fine superiore ad uno più grossolano inferiore, la massima evidenza di lisciviazione avrà luogo nella parte inferiore al punto da simulare una successione di pedogenesi. Oppure, grazie alla presenza di un fragipan alla base del profilo, può essersi verificato un processo rapido di formazione di argillans per falde fluttuanti. Questo suolo sarebbe poi stato sepolto da colluvionamenti di materiali locali sui quali si sarebbe impostata una pedogenesi poco aggressiva che avrebbe accumulato soltanto sostanza organica nel profilo.

A causa del limite netto tra la parte superiore e quella inferiore abbiamo preferito la seconda interpretazione pur sapendo che le discontinuità litologiche in un profilo possono permanere evidenti per lunghissimi tempi sotto climi non molto aggressivi e con una frazione minerale argillosa non molto dinamica.

È evidente che questa interpretazione incide anche sul nome, che deve essere dato al suolo. Perciò abbiamo voluto mettere in risalto il suolo profondo sepolto che è un Fragiudalf. Suolo che non è escluso possa avere avuto una evoluzione che si è spinta all'interno dell'ultima glaciazione.

Se si accetta una evoluzione per falda fluttuante il suolo può anche essersi formato durante l'Olocene.

Questo suolo è stato sepolto da materiali di versante sui quali si è formato un suolo recente che è un Dystrochrept.

Il nome composto che ne deriva per soddisfare le nostre esigenze diagnostiche è un Dystrochreptic Thapto Fragiudalf.

Profilo di CORNI PICCOLO 3 (tab. 16).

— *Entic Haplorthod*.

Elementi della stazione.

Località: Corni Piccolo. Fisiografia: pendice. Drenaggio esterno: ben drenato. Rocca madre: detriti di Arenarie di Monte Modino. Clima: udico. Quota: 1 410 m s.l.m. Pendenza: 20 %. Esposizione: Nord. Erosione: idrica normale. Pietrosità e rocciosità: 20 %. Vegetazione: ceduo di faggio, muschi molto frequenti.

Descrizione del profilo:

Or. 01 cm 0 - 4/5. Feltro di radici di muschi.

A1 cm 4/5 - 7/8. Colore nero (10YR 2/1). Granuli di quarzo sparsi, lavati. Struttura grumosa fine, evidente. Pori abbondanti. Umido, molto friabile, a drenaggio rapido. Radici molto fini in

tutte le direzioni. Attività biologica abbondante. Moder. Limite netto, lineare.

A2 cm 7/8 - 10,5. Colore bruno scuro (10YR 3/3). Struttura grumosa e poliedrica angolare molto fine, moderata. Pori abbondanti. Umido, molto friabile, a drenaggio rapido. Radici fini, comuni. Limite inferiore netto, lineare.

B21r cm 10,5 - 15. Colore bruno giallastro scuro (10YR 3/4). Struttura poliedrica subangolare fine, debole. Pori abbondanti. Umido, molto friabile, a drenaggio rapido. Qualche rivestimento discontinuo sui granuli grossolani. Radici comuni. Limite chiaro, irregolare.

B22r cm 15 - 45/50. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/6). Scheletro abbondante, arenaceo, di tutte le dimensioni. Struttura poliedrica subangolare e grumosa fine e media, evidente. Radici fini e medie, comuni. Limite graduale, irregolare.

B3 cm 45/50 - 80 e +. Orizzonte discontinuo. Colore bruno giallastro (10YR 5/6). Scheletro abbondante di tutte le dimensioni. Struttura poliedrica angolare fine. Debole. Radici legnose, scarse.

Questo suolo ha molti caratteri che dipendono da processi di podzolizzazione. Ma la distribuzione granulometrica che presenta un massimo di argilla sull'orizzonte B22r è decisamente contrastante con i processi attuali. Questo carattere dimostra che il suolo è interessato sia dai processi di neogenesi dell'argilla, sia da processi di distruzione dei minerali argillosi. Oggi il suolo ha una sostanza organica che decresce regolarmente con la profondità, che è un carattere di brunificazione. Ha anche una saturazione del complesso di scambio nell'orizzonte A2 che è un carattere di podzolizzazione come la mancanza di struttura ed il colore. Se poi osserviamo l'andamento della percentuale di ferro troviamo il massimo nei B e così si comporta la prova dei materiali amorfi che raggiungono il massimo nel B3.

I caratteri che abbiamo illustrato convalidano l'ipotesi di campagna, che si è basata sulla successione degli orizzonti e che vuole questo suolo dominato dai processi di podzolizzazione. Infatti il B, con tessitura franco grossolana, presenta dei rivestimenti discontinui sui granuli grossolani che sono diagnostici dell'orizzonte spodico.

Per il regime idrico di tipo udico ed il regime termico di tipo frigidico il suolo si colloca tra gli Haplorthod. E per un difetto di colore è un Entic Haplorthod. Il che vuol dire che questi suoli sono giovani nel senso che non hanno sviluppato le caratteristiche modali o per erosione delle superfici o per mancanza di tempo nelle condizioni climatiche di evoluzione nelle quali si sono venuti a trovare.

Questi suoli non sono molto diffusi nell'area di Febbio e si trovano associati agli Inceptisuoli nelle situazioni di maggiore drenaggio o degradazione.

Come nel profilo precedente la roccia madre è costituita da detriti di Arenarie di Monte Modino. Tutti i parametri mineralogici indicano un *parent material* estremamente omogeneo con alterazione sensibilmente più debole che nel precedente profilo, la quale dopo un picco nell'orizzonte A2 decresce regolarmente con la profondità. La curva dello zircone sembra indicare nell'A1 un certo arricchimento di materiali meno alterati verosimilmente di apporto colluviale.

Profilo « PARCHEGGIO » (figg. 42, 43 e 47 a).

Il profilo « Parcheggio » è stato aperto circa 200 m a NNE dell'area recentemente sistemata a parcheggio presso gli impianti di risalita di Febbio.

Il sito si trova all'interno di un bacino di sbarramento morenico, delimitato dal cordone più basso in quota dell'apparato morenico di M. Cusna.

La morena è oggi incisa da un torrentello che ha di conseguenza terrazzato la superficie pianeggiante su cui il profilo è stato aperto.

Il riempimento osservato è costituito alla base da scarsi ciottoli di Arenaria di M. Modino immersi in sabbie grossolane, su cui poggiano limi, a loro volta sepolti da sabbie laminate.

Nell'area limitrofa il riempimento del bacino è costituito da sottili strati torbosi intercalati da ghiaie poco arrotondate e sabbie grossolane.

— *Fluentic Haplumbrept* (tab. 18).

Elementi della stazione.

Località: M. Cusna. Impianti di risalita di Febbio. Fisiografia: superficie pianeggiante all'interno di uno sbarramento morenico. Drenaggio esterno: drenato. Rocca madre: sedimenti sabbiosi limosi. Clima: udico. Quota: 950 m s.l.m. Pendenza: 2%. Esposizione: Nord-Est. Erosione: idrica, normale. Pericolo di erosione: basso. Pietrosità e rocciosità: assenti. Vegetazione: prato igrofilo.

Descrizione del profilo:

Or. 01 cm 0 - 2. Feltro di radici indecomposto.

A1 cm 2 - 30. Colore bruno scuro (10YR 3/3). Scheletro arenaceo, minuto, scarso. Struttura poliedrica subangolare fine, debole. Pori piccoli, scarsi. Umido, friabile, a drenaggio normale. Limite chiaro, lineare.

IIC cm 30 - 37. Colore tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3). Massivo, sabbie grossolane. Umido, friabile, a drenaggio lento. Qualche screziatura poco evidente. Limite netto.

IIIC cm 37 - 50. Colore bruno grigiastro scuro (2.5Y 4/2). Massivo. Umido, poco resistente, a drenaggio lento. Screziature di colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4) comuni, evidenti. Concrezione di FeMn, tenere. Limite netto.

IVAlb cm 50 - 65. Colore tra bruno scuro e bruno grigiastro molto scuro (10YR 3/2.5). Scheletro arenaceo medio e grossolano, scarso. Carboni. Struttura poliedrica subangolare media, debole. Pori piccoli, abbondanti. Molto umido, poco resistente, a drenaggio lento. Screziature piccole, comuni, deboli. Limite graduale.

IVCg cm 65 - 100 e +. Colore oliva (5Y 5/3). Scheletro arenaceo grossolano, scarso (ciottoli morenici). Massivo. Bagnato, resistente, molto adesivo, a drenaggio molto lento. Screziature di colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4) grandi, abbondanti.

Il profilo « Parcheggio » presenta due discontinuità litologiche: la prima al passaggio tra orizzonte A11 e III C (fra i due è presente un II C implicante un'ulteriore discontinuità, ma che non è stato campionato a causa del ridotto spessore dello strato); la seconda tra III C e IV A_{1b}. Tali discontinuità sono mostrate indistintamente da tutti gli indici tessiturali presi in esame; i sedimenti sono molto poco selezionati; il sorting e la kurtosis presentano due salti notevoli in corrispondenza delle discontinuità; la seconda passa, in sequenza lungo la profondità, da platicurtica a molto leptocurtica, quindi mesocurtica ed infine di nuovo platicurtica. Ciò sta a significare la presenza di diversi livelli di classazione: quando è platicurtica le code della distribuzione sono ben classate; quando mesocurtica si ha una similare classazione al centro ed alle code ed infine quando leptocurtica la classazione migliore è ottenuta al centro. La skewness si presenta sempre positiva indicando così un'asimmetria spostata verso sinistra ovvero verso la parte più grossolana dei sedimenti. Dal punto di vista pedologico può essere considerata la presenza di una alternanza, il termine inferiore presentandosi sepolto da circa 50 cm di materiale depositato in almeno due eventi distinti e su cui si è evoluto il termine superiore formato dagli orizzonti A11, II C e III C. Il IV A1b ed il IV C possono venire considerati come sviluppati sullo stesso sedimento in quanto di poco variano il sorting, la skewness e la kurtosis.

TABELLA 19
PARCHEGGIO.

prof. cm	M	D.S.	SK	K
15	5,46	3,51	0,18	0,81
45	4,71	2,20	0,22	1,65
65-70	5,20	3,30	0,28	0,93
80	5,74	3,34	0,25	0,86

A conferma dell'evidenza di campagna le analisi granulometriche dimostrano una sequenza di materiali a composizione discontinua, denunciando arrivi successivi di sedimenti poco modificati dai pro-

cessi pedogenetici. Questo fatto è rilevato anche dal contenuto di sostanza organica discontinuo con la profondità. Il pH è al limite tra la neutralità e la subacidità. La percentuale di saturazioni in basi è molto bassa. Questo carattere, unito al colore della parte alta del profilo, definiscono un epipedon umbrico per cui il suolo si inserisce bene tra gli *Umbrept*. Non avendo fragipan, regime di temperatura criico ed avendo un regime di umidità udico si colloca negli *Haplumbrept* e poiché il contenuto di carbonio organico decresce irregolarmente con la profondità si classifica come intergrado ai *Fluvent*. L'insieme dei caratteri e l'assenza di orizzonti diagnostici profondi indica una evoluzione limitata del profilo, quindi recente.

Profilo STETTA (figg. 42, 43, 44 e 46 a).

Il profilo è stato aperto in corrispondenza di un tornante della strada che collega Sologno al Passo Cisa, a q. 980 m s.l.m., sul versante settentrionale della dorsale fra la Costa di Sologno e l'abitato omonimo, passante per il M. della Stetta. La stazione è situata nella parte superiore di tale versante che, dopo un primo tratto a debole acclività, degrada bruscamente verso il fondovalle del Rio di Sologno (q. 780).

Nelle immediate adiacenze il substrato pedogenetico è costituito da una coltre detritica ad elementi di dimensioni variabili (ghiaie, ciottolami) a spigoli anche arrotondati, di natura per lo più arenacea, alterati, ed immersi in una matrice sabbioso-limoso. Tale coltre giace sul *Flysch* di M. Caio, che costituisce tutto il versante destro del Rio di Sologno.

Si pensa trattarsi del lembo residuale di una più ampia superficie, costruita per accumulo alluvionale (terrazzo) o colluviale (glacis), e poi rimasta isolata fra i corsi del Rio di Sologno e del T. Lucola, in rapido approfondimento.

Il paleosuolo di Stetta definisce una superficie inclinata verso NW sepolta dal deposito morenico costituente la cima del Monte Stetta.

Sugli affioramenti di paleosuolo riesumato appoggiano depositi di versante analoghi agli *éboulis ordonnés* di M. Prampa.

— *Thapto Aquic Paleudalf* (tab. 20).

Località: versante N del M. Stetta, sulla strada per il Passo della Cisa. Fisiografia: lembo residuale su un pendio poco inclinato. Drenaggio esterno: ben drenato. Rocca madre: marne e silti del *flysch* eocenico. Clima: udico. Quota: 90 m s.l.m. Pendenza: 20% circa. Esposizione: Ovest Nord Ovest. Pietrosità: frequente. Erosione: idrica. Pericolo di erosione: forte. Vegetazione: ceduo di castagno con ginepiro.

Descrizione del profilo:

Or. A11 cm 0 - 20. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Scheletro arenaceo, minuto, comune. Struttura poliedrica subangolare molto fine, evidente. Pori di tutte le dimensioni, abbondanti. Umido, poco resistente, a drenaggio normale. Concrezioni di ferro e manganese piccole, scarse. Radici medie e piccole, in tutte le direzioni, abbondanti. Attività biologica abbondante. Limite chiaro, ondulato.

A12 cm 20 - 30/35. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/5). Scheletro arenaceo, minuto, comune. Struttura poliedrica angolare e subangolare fine e media, evidente. Pori piccoli, comuni. Umido, poco resistente, a drenaggio normale. Concrezioni di ferro e manganese minute, friabili, scarse. Radici legnose in tutte le direzioni, comuni. Attività biologica comune. Limite chiaro, ondulato.

B1 cm 30/35 - 50/55. Colore bruno giallastro (10YR 5/4). Scheletro minuto, scarso. Struttura poliedrica angolare media e fine, evidente. Pori piccoli e molto piccoli, comuni. Umido, poco resistente, a drenaggio normale. Concrezioni di ferro e manganese minute, friabili scarse. Laccature di ferro e manganese scarse. Rivestimenti di argilla scarsi. Facce di pressione scarse. Radici legnose suborizzontali, comuni. Attività biologica comune. Limite chiaro, ondulato.

IIB21tb cm 50/55 - 90/100. Colore giallo brunastro (10YR 6/6). Struttura prismatica fine, evidente. Pori minuti, scarsi. Umido, resistente, a drenaggio lento. Screziature grigio oliva chiaro (5Y 6/2) e bruno giallastre (10YR 5/6) su tutte le facce degli

aggregati, evidenti. Concrezioni di ferro e manganese minute, friabili, molto scarse. Patine di argilla abbondanti su tutte le facce degli aggregati. Facce di pressione abbondanti. Radici fini, comuni, lungo le facce degli aggregati. Limite graduale, ondulato.

IIB22tgb cm 90/100 - 135/145. Come B21. Screziature grandi in prevalenza nella zona di riduzione. Facce di scivolamento grandi. Limite graduale, ondulato.

IIB3tgb cm 135/145 - 165. Colore bruno grigiastro (10YR 5/2). Per gli altri caratteri simili al B2. Limite netto ondulato.

C cm 165-85 e = marne del Flysch di M. Caio.

È riconoscibile una discontinuità litologica alla profondità di 50÷60 cm; questa è resa più evidente dalla grossa variazione della media, presentante un salto di più di una unità phi. La kurtosis si presenta sempre platicurtica con valori che indicano una maggiore selezione delle code rispetto a quella del centro. I valori si mantengono pressoché costanti per tutto il profilo; similmente si comporta la dispersione (*sorting*) che si presenta sempre molto ampia anche se una leggera diminuzione appare a livello dei 65 cm e più di profondità: ciò può essere attribuito all'influenza pedogenetica che tende, attraverso la formazione dell'orizzonte B argillico ad una maggiore omogeneità dimensionale delle particelle. La skewness, che nei suoli con B argillico tende ad essere positiva (FERRARI & MAGALDI, 1970; 1978), si presenta simmetrica fino a 45 cm e quindi salta a molto negativa: è questa un'ulteriore prova della presenza di una discontinuità litologica a quel livello, per altro riconosciuta anche in sede di descrizione del profilo.

Nella tabella riportante gli indici tessiturali del profilo di Stetta I, sono riportati anche i valori di quelli di Stetta II, questo non è presentato come un vero e proprio profilo, piuttosto come sequenza di una serie stratigrafica che comprende dall'alto in basso un colluvio, il suolo troncato dall'erosione a livello del B argillico ed il flysch su cui si presume si sia evoluto il suolo stesso. Per quanto riguarda la media, questa tende a divenire più alta (in valori phi) a livello del suolo sepolto, mentre diminuisce nel sovrastante colluvio e soprattutto nel sottostante flysch. In ogni caso la selezione è estremamente bassa, molto meno di quanto si presenti nel profilo di Stetta I. La skewness indica simmetrie negative nel colluvio e nel flysch e molto negative nel suolo; le curve si mantengono platicurtiche, con una maggiore selezione nelle code rispetto al centro.

I due profili analizzati si riconoscono come entrambi ricoperti da materiale la cui esistenza è messa in luce dalle discontinuità litologiche, palesate inoltre dalla presenza nei ricoprimenti di scheletro (frazioni superiori ai 2 mm) poco alterato; nel caso di Stetta I il materiale è stato pedogenizzato e subisce tuttora la pedogenesi; in quello di Stetta II siamo in presenza di materiale che, eroso ed inciso, a sua volta è ricoperto da un ulteriore apporto da colluvio.

Sulla provenienza dei materiali ricoprenti, le analisi sedimentologiche confermano una possibile univocità delle cave di prestito formate da rocce simili a quelle su cui si sono evoluti i suoli.

Il substrato geologico è costituito dal Flysch di M. Caio di cui è formato il M. Prampa; ai fini di conoscere la composizione in minerali pesanti di tale roccia è stato analizzato un campione di arenarie fini non alterate, decarbonatate, raccolte in un affioramento nelle immediate vicinanze del profilo di Stetta I. La frazione pesante risulta essere molto scarsa, composta da opachi e ultrastabili tra cui primeggiano lo zirconio e l'anatasio.

La composizione in minerali pesanti di un campione di *Grèzes litées* non alterati (tab. 22) differisce da quella di Stetta soltanto per la maggiore incidenza del granato.

È stato anche analizzato un ciottolo di arenaria, raccolto nel deposito morenico che si trova in vetta al Monte Stetta. L'incidenza dei minerali pesanti in questo campione è molto più alta che nel precedente, dominano i granati e gli epidoti, mentre abbastanza scarsi sono gli ultrastabili.

La quantità dei minerali pesanti nel profilo del suolo decresce regolarmente dall'alto in basso, dove assume valori vicini a quelli del campione di roccia in posto; abbandonati sono gli ultrastabili, gli epidoti ed i granati; presenti, sia pur in piccole percentuali, anfibioli e rari pirosseni: la presenza di minerali facilmente alterabili in rocce cretache viene giustificata con il fatto che sono state campionate rocce di tessitura relativamente fine, contenenti una

abbondante frazione pelitica che ha protetto i minerali più instabili dalle soluzioni interstiziali.

L'andamento percentuale dello zirconio con la profondità, scelte come indice di omogeneità del materiale originario, segnala una netta discontinuità rilevabile già in campagna e dagli altri dati analitici ai 55 cm. Gli indici di alterazione segnalano entrambi, al di sopra della discontinuità, una alterazione che decresce dall'alto in basso, mentre al di sotto della discontinuità riprendono a crescere indicando un contributo sempre più accentuato della roccia del substrato.

La composizione dei campioni del profilo di Stetta I (fig. 45) è intermedia fra quella del Flysch cretaceo e quella delle arenarie oligoceniche tipo M. Modino, che hanno contribuito alla formazione del *parent material* arricchendolo di epidoti e granato.

Il più vicino affioramento di tali arenarie si trova a Monte Cisa (3 km E di Monte Stetta); dallo stesso affioramento derivano i ciottoli che formano la morena della sommità di Monte Stetta.

L'osservazione delle analisi tessiturali conferma la presenza della discontinuità litologica riconosciuta in campagna dalle variazioni del contenuto in scheletro. Infatti la tessitura passa da franco limoso argilloso ad argilloso limoso. Questa discontinuità è apparsa chiara anche dai risultati delle analisi sedimentologiche e di quelle mineralogiche. La sostanza organica decresce regolarmente con la profondità. Il pH passa dalla neutralità degli orizzonti di superficie all'acidità della parte profonda del suolo, subito sotto la discontinuità litologica, per tornare neutro nel B3. Anche la saturazione in basi ha un andamento simile. Si ritiene che, a differenza delle quote più alte, dove si ipotizza una steppizzazione, la saturazione del complesso di scambio dipenda dall'arrivo di materiali freschi di ricoprimento.

L'alto contenuto di ferro libero nei B sepolti è dovuto a processi di mobilizzazione in presenza di falda acquifera. Questo processo è confermato dalla presenza di screziature e di concrezioni di ferro e manganese.

Molto evidente è il processo di migrazione ed accumulo di argilla negli orizzonti B sepolti, che però troviamo espresso anche nel B1 della coltre di ricoprimento.

La presenza di un orizzonte argillico e la saturazione del complesso di scambio collocano questo suolo nell'ordine degli alfisoli. La continuità dell'argillico in senso verticale e la presenza di screziature abbondanti con un crhoma di 5 indicano che il suolo è un *Aquic Paleudalf*. L'aggettivo *Tbapto* (sepolto) esprime il processo di ricoprimento successivo alla paleogenesi. È bene far notare che questo è l'unico suolo che è stato definito « paleo » nel nome. Ciò indica un processo di lunga durata.

Secondo la *Soil Taxonomy* questi sono suoli che ricorrono su paleosuperfici precedenti alla ultima glaciazione e sono datati all'Interglaciale Riss-Würm o ad età più antiche. La presenza di argillans anche nella parte superiore del suolo confermerebbe l'ipotesi della *Soil Taxonomy*.

Profilo MONTE PRAMPA (figg. 42, 43 e 44).

Il profilo è stato aperto al tetto degli *éboulis ordonnés* (BERNINI & alii, 1978) che si trovano sul versante meridionale del M. Prampa.

Si tratta di una paleosuperficie debolmente inclinata che ricorda il versante scosceso di M. Prampa all'altrettanto scosceso versante che scende sul Rio della Fusina.

Essa insiste su depositi crionivali dello spessore di 20÷40 m, costituiti da placchette di dimensioni centimetriche immerse in matrice sabbiosa e stratificate; all'interno del deposito sono stati osservati fenomeni di crioturbazione.

La paleosuperficie, un tempo unica, è oggi divisa in tre da profondi fossi d'incisione lineare; una fascia d'alterazione contorna il margine superiore di ciascuno dei terrazzi in cui la paleosuperficie è stata suddivisa; il profilo descritto è stato aperto nella fascia d'alterazione del terrazzo mediano.

— *Aquic Entroboralf* (tab. 23).

Elementi della stazione.

Località: versante meridionale del M. Prampa. Fisiografia: pendice terrazzata fortemente incisa. Drenaggio esterno: ben drenato. Clima: udico. Quota: 1450 m s.l.m. Pendenza: 15%. Esposizione: Est Sud Est. Pietrosità e rocciosità: assente. Erosione: idrica forte. Pericolo di erosione: forte. Vegetazione: prato.

Descrizione del profilo:

- Or. A11 cm 0 - 10. Colore bruno scuro (7.5YR3 6/2). Struttura grumosa fine, evidente. Pori grossi, abbondanti. Asciutto, molto friabile, a drenaggio rapido. Radici erbacee in tutte le direzioni, abbondanti. Limite inferiore chiaro, lineare.
- A12 cm 10 - 35. Colore bruno scuro (10YR 3/3). Scheletro fine e medio che aumenta con la profondità, comune (*stone line*). Carboni. Struttura poliedrica subangolare fine, evidente. Pori piccoli, comuni. Asciutto, friabile, a drenaggio normale. Radici erbacee, scarse. Limite chiaro, lineare.
- IIB1 cm 35 - 54. Colore bruno giallastro scuro (10YR 4/4). Scheletro fine, spigoloso, scarso. Struttura poliedrica angolare, fine, evidente. Pori piccoli, scarsi. Umido, friabile, a drenaggio normale. Patine di argilla scarse sulle facce degli aggregati. Limite chiaro, ondulato.
- IIIB2 cm 54 - 110. Colore bruno forte (7.5YR 5/8). Scheletro alterato fine, comune. Struttura poliedrica angolare media, evidente. Umido, resistente, a drenaggio lento. Screziature grigio brunastro chiaro (2.5Y 6/2) e rosso giallastro (5YR 5/8) comuni, evidenti. Patine di argilla su tutte le facce degli aggregati. Facce di pressione comuni. Limite chiaro, lineare.
- IVB3 cm 110 - 140. Colore tra bruno e bruno scuro (10YR 4/3). Scheletro fine, abbondante. Struttura poliedrica angolare fine, debole. Pori piccoli, comuni. Umido, friabile, a drenaggio lento. Screziature grigiastre piccole, comuni. Patine di argilla sugli aggregati e nei pori. Limite netto, lineare.
- IVCca cm 140 - 160. Colore bruno (10YR 5/3). Scheletro fine, abbondante. Sciolti. Concrezioni di carbonato di calcio piccole, delle dimensioni della sabbia. Effervescenza violenta.

Il profilo del M. Prampa presenta due discontinuità litologiche. Queste, oltre ad essere riconosciute in sede di descrizione in campagna, sono evidenziate dall'andamento delle medie e della D.S., che presentano una anomalia di andamento rispetto a quanto visto in altri suoli (FERRARI & MAGALDI, 1978). La prima discontinuità è localizzata a livello del passaggio tra A12 e B21; la seconda tra l'orizzonte II B22t ed il III B3. Il sorting, seppur indicante una bassissima selezione, mostra anch'esso le due discontinuità. La skewness passa da simmetrica a negativa a livello della seconda, la più bassa, sui 110 - 120 cm di profondità. Di poco aiuto è la kurtosis, mostrantesi sempre platicurtica con una maggiore selezione delle code. La diminuzione del valore della media a livello dell'orizzonte A12 e l'aumento a livello del II B22t sono esaltati da fenomeni pedogenetici: di impoverimento dell'orizzonte sovrastante da cui sono state asportate in parte le frazioni fini e finissime, poi ridepositate nel sottostante orizzonte B argillico. Alla stessa causa, ovvero influenza pedogenetica, può essere ricondotto l'incremento della D.S. a livello degli orizzonti più bassi, III B3 e III Cca, che maggiormente risentono nella propria composizione di quella del substrato.

Le curve granulometriche hanno andamento irregolare con la profondità, e le alternanze sono evidenziate dai parametri statistici delle sedimentologie. Il massimo della percentuale di argilla caratterizza l'orizzonte III B22t in corrispondenza della maggior frequenza di patine argillose.

La sostanza organica decresce regolarmente con la profondità. Il pH è subacido in testa, passa a neutro in B, per diventare subalcalino in Cca. Anche questo suolo manifesta la tendenza alla formazione di un epipedon mollico se si osservano la percentuale di saturazione del complesso di scambio e gli alti contenuti di Ca²⁺ di scambio. Nell'orizzonte più profondo si ha la comparsa di un orizzonte con accumulo di carbonati.

Il suolo si classifica negli *Alfisuoli* per la presenza di argillans nell'orizzonte B. Poiché il regime termico è frigido il suolo entra nei *Boralfs*. *Eutro* perché la saturazione supera il 60%. Infine l'evidenza di idromorfia temporanea nel profilo colloca il suolo tra gli *Aquic Eutroboralf*.

Questi suoli sono tipici di ambienti freddi con stagione asciutta delle quote elevate di transizione tra il bosco e la prateria. In genere sono associati a *Inceptisuoli* e *Spodosuoli* (vedi Corni Piccoli).

La presenza di carbonati secondari in profondità è da collegare ad una temporanea interruzione del flusso di acqua nel profilo durante la stagione più asciutta. Le figure di idromorfia indicano invece periodi di ristagno di acqua durante il periodo umido.

Il substrato è costituito dai clasti degli *éboulis ordonnés* (BERNINI & alii, 1978) provenienti dal Flysch del M. Prampa.

La composizione della frazione pesante di tali rocce si differenzia da quella del campione di Stetta per una maggiore presenza di granati.

Piuttosto abbondanti gli ultrastabili ed il granato, meno abbondanti l'epidoto, l'anatasio e la brookite; lungo tutto il profilo sono presenti piccole percentuali di anfiboli.

Dai diagrammi triangolari di fig. 45 risulta che la composizione in minerali pesanti del profilo di M. Prampa è intermedia fra quella del flysch cretaceo che costituisce il substrato e le arenarie oligoceniche tipo M. Modino che provengono dal vicino M. Cisa.

Poiché minerali provenienti da queste rocce sono limitati alle frazioni sabbiose, essendo lo scheletro interamente composto da flysch, è possibile che il trasporto di materiali sia avvenuto per via eolica.

La curva dello zircone denuncia una discontinuità a 35 cm di profondità, che in campagna è evidenziata da una *stone line*. Entrambi gli indici di alterazione suggeriscono che tale discontinuità è sia litologica che pedologica: una coltre di materiale colluviale ricopre un suolo già evoluto, in cui gli indici di alterazione decrescono regolarmente con la profondità.

7.1.4. Considerazioni finali

La dinamica dell'ambiente in studio è caratterizzata da eventi di erosione e di accumulo evidenziati da discontinuità litologiche e pedologiche, da profili erosi e da roccia affiorante dove l'asportazione dei prodotti di alterazione è stata completa.

Nel tentativo di realizzare una sintesi dei fenomeni pedogenetici emersi dallo studio dei profili, distinguiamo alcune unità omogenee:

- 1) « paleosuperficie » di M. Cusna.
- 2) depositi morenici.
- 3) rilievi del flysch.

1) « Paleosuperficie » di M. Cusna

Si estende dalla Cima del Cusna in direzione N fino a M. Bagioletto, ad W fino ai Prati di Sara e ad E è limitata da Rio Grande (BERNINI & alii, 1978).

Fortemente inclinata nella sua parte meridionale, diventa poi dolcemente ondulata in corrispondenza delle strutture anticlinali di Bagioletto e Prati di Sara. È limitata da versanti molto acclivi e solcata da profonde incisioni e forre.

Fenomeno generale di tutta quest'area è la presenza di una copertura colluviale più o meno potente (da cm 30 a cm 110) che insiste su profili pedologici tronchi.

Oggi l'intera coltre di depositi superficiali è in attiva erosione laterale; ne risultano caratteristiche forme a fianchi concavi: la parte superiore aggetta grazie all'azione protettiva dell'apparato radicale erbaceo; il massimo dell'erosione si riscontra nell'intervallo fra il limite inferiore delle radici e l'orizzonte B del suolo sepolto.

I due profili studiati in quest'area si trovano in condizioni morfologiche differenti: il profilo di Rio Grande si trova su un versante molto acclive, il profilo del Bagioletto su un'area quasi pianeggiante: ciò si riflette direttamente sul meccanismo di arrivo dei materiali superiori. Nel primo caso si tratta di un continuo apporto di materiale colluviale, ulteriormente omogenizzato da processi pedogenetici, nel secondo l'accumulo è avvenuto per eventi successivi e distinti che si sono protratti più a

lungo che non per il profilo di Rio Grande: l'azione pedogenetica, infatti, non è riuscita ad obliterare le figure indotte nella sedimentazione.

La situazione morfologica ha influito anche sui processi pedogenetici, consentendo la formazione di un orizzonte mollico nel profilo di Rio Grande, mentre al Bagioletto il continuo arrivo di materiali in momenti diversi ha limitato la pedogenesi ad un orizzonte ocrico.

Gli orizzonti sepolti sono, in entrambi i profili studiati ed in ognuna delle numerose sezioni osservate, orizzonti cambici; in essi si riscontrano fori di radici arboree e carboni di piante legnose. Le genesi di tali orizzonti richiede lunghi tempi di alterazione, con obliterazione completa dei caratteri della roccia madre e con la formazione di una struttura evidente di origine pedologica.

La cronologia dei depositi superficiali della « paleosuperficie » di M. Cusna è fornita dai dati ricavabili dalla esplorazione del sito mesolitico di M. Bagioletto. Alla base dell'orizzonte cambico si trova una struttura mesolitica con industria a triangoli (VII millennio, Boreale); al tetto dello stesso orizzonte è stata rinvenuta una industria a trapezi alla quale si può estrapolare la data C-14 del sito del Passo della Comunella (CASTELLETTI & CREMASCHI, 1974) (BIAGI & *alii*, 1980) Birm. xyz: $5\,300 \pm 150$ anni a. C. che colloca questa fase nell'Atlantico.

Sulla superficie di erosione che limita al tetto l'orizzonte cambico sono stati reperiti frammenti ceramici d'impasto, mentre un chiodo in ferro è stato raccolto nei sedimenti di copertura a 90 cm di profondità.

Questi elementi consentono di collocare la fase pedogenetica che ha prodotto l'orizzonte cambico nei periodi Boreale ed Atlantico, mentre la sua erosione ed il suo seppellimento devono essere avvenuti tra il Subboreale e l'Attuale.

Attualmente l'intera « paleosuperficie » del Cusna è in fase di incisione.

2) Morenico

Assai diffuso in tutta l'area di studio, si presenta a quote varie ed in estensioni differenti in funzione dell'esposizione e delle preesistenze geomorfologiche. Le situazioni prese in esame sono relative ad un cordone morenico di quota 1 400 nei pressi del « Parcheggio » degli impianti di risalita di Febbio e nella zona dei Corni Piccolo a quota 1 410, sul versante N del monte.

L'evoluzione pedologica riscontrata più frequentemente in tali situazioni è rappresentata da due tendenze: una conduce alla formazione di inceptisuoli assai desaturati (*Umbrepts*), l'altra a suoli con un orizzonte spodico più o meno pronunciato. Nelle situazioni di maggior stabilità o più riparate, al disotto dei materiali morenici alterati secondo i predetti schemi, si possono rinvenire lembi residui caratterizzati dalla presenza di un orizzonte argillico frequentemente interessato dalla formazione di un fragipan che, secondo la letteratura corrente, potrebbe essere di origine periglaciale o da carico. Mentre i processi pedogenetici responsabili della realizzazione degli orizzonti superiori possono essere ricondotti a situazioni ambientali simili a quelle descritte per i suoli del Bagioletto e di Rio Grande, l'orizzonte argillico sepolto

presuppone un lungo periodo di evoluzione su una superficie stabile, con un clima a stagioni ben differenziate in ambiente forestale.

La presenza di industria mesolitica (Corni Piccolo e Pian Vallese), all'interno degli *Umbrepts* e *Spodosols* qui descritti, consente di correlarli a quelli presenti sulla paleosuperficie del Cusna e di riferirli ad una medesima fase pedogenetica. Non tutti i profili qui esaminati sono stati sepolti dopo l'Atlantico ed alcuni hanno continuato ad evolversi. Non mancano anche in quest'ambiente bisequenze osservate ad esempio a Pian Vallese.

I depositi di Corni Piccolo e del « Parcheggio » hanno origini diverse; in effetti, nel primo caso si tratta di accumulo morenico di spessore assai ridotto, mentre al « Parcheggio », con ogni probabilità, il materiale è stato messo in posto in situazione proglaciale in una sorta di conca a monte della morena che ha continuato ad essere attivamente interessata dall'arrivo di sedimenti fini anche in periodi assai recenti. In effetti l'originaria struttura sedimentaria non è stata obliterata dalla successiva pedogenesi.

3) I rilievi del flysch

Le formazioni flyscioidi di tipo Orocco-Caio occupano gran parte della zona settentrionale del rilevamento. In particolare, di tali rocce sono formati i gruppi montuosi di M. Prampa, M. Stetta, M. Torricella e M. Penna.

Motivi litologici strutturali e tettonici giustificano il fatto che codeste formazioni conservino diverse forme legate a paesaggi del passato (valli sospese, *éboulis ordonnés*) e di conseguenza tracce di antica pedogenesi.

Tracce di paleopedogenesi sicuramente precedenti all'ultima glaciazione sono documentate soltanto nei dintorni di M. Stetta. Lungo la dorsale del monte affiora infatti, in parte al di sotto di colluvi recenti, ed in parte al di sotto di una spessa coltre di morenico, una paleosuperficie con un paleosuolo molto eroso nel quale sono stati aperti i profili Stetta I e Stetta II.

L'aspetto pedologico preminente di tali suoli è rappresentato dalla presenza di un orizzonte diagnostico profondo di tipo argillico. Il processo responsabile di tale pedogenesi prevede tempi lunghi di alterazione, con un ambiente climatico in cui il terreno rimanesse al di sotto del punto di appassimento per vari periodi dell'anno nella maggior parte degli anni.

Nelle stagioni umide le abbondanti piogge trasferivano con le acque di drenaggio i prodotti di neogenesi negli orizzonti profondi del suolo, accumulandoli in pellicole nei pori e sulle superfici degli aggregati. Se quello descritto fino ad ora è il processo fondamentale che si riscontra in questi paleosuoli, caratteri accessori risultano da particolari situazioni morfologiche in cui si sono trovati ad evolversi tali terreni. L'esempio più comune è l'instaurarsi di caratteri legati ad idromorfia dovuti alla somma della situazione morfologica a drenaggio lento ed ai fenomeni di accumulo di argille che, determinando una riduzione della porosità, rallentano il flusso della soluzione circolante favorendo l'instaurarsi di ambienti riducenti. Le screziature presenti negli orizzonti profondi di questi paleosuoli sono dovute alla maggiore mobilità del ferro e del manganese in tali condizioni. Questo tipo di

pedogenesi sembra più frequente in ambienti forestali che in quelli di prateria ed è tipico di climi più caldi e più umidi dell'attuale, ma pur sempre con una stagione asciutta ben marcata.

L'insieme di questi caratteri lega questa evoluzione pedogenetica ad un ambiente che alle nostre latitudini è ricollegabile ad un interglaciale.

Sulle paleosuperfici del medio Appennino reggiano sono noti paleosuoli di questo tipo sia su roccia in posto, a Marola, che su sedimenti loessici, a Selvapiana (BERNINI, CREMASCHI & TELLINI, 1980).

Su una morfologia ancora ben conservata si sviluppa il paleosuolo di M. Prampa. In questo caso si riscontra la presenza di un orizzonte argillico meno evoluto di quello del paleosuolo del M. Stetta, e di un orizzonte di accumulo di carbonato di calcio. L'ambiente pedogenetico che ha provocato la formazione di tale suolo è piuttosto simile a quello attuale, escludendo naturalmente la morfologia più stabile, e forse, dal punto di vista climatico, una piovosità minore e temperature medie annue più basse.

In base a quanto detto e considerando la genesi degli *éboulis ordonnés* su cui questo suolo si è sviluppato, legata all'ultima importante fase glaciale, si ritiene che la pedogenesi del paleosuolo di M. Prampa sia iniziata alla fine dell'ultimo stadiale würmiano.

7.2. TESTIMONIANZE ARCHEOLOGICHE E STORICHE DELLA FREQUENTAZIONE UMANA (9 000 a. C. - 1 000 d. C.)⁽²⁴⁾

Pur rimandando a opere specializzate una più approfondita documentazione su questo tema, si intende dare un quadro schematico della frequentazione antropica di quest'area dai tempi della preistoria fino all'alto medioevo, convinti dello stretto rapporto fra le attività dell'uomo e dell'ambiente naturale e del loro mutuo condizionarsi.

7.2.1. Le fonti archeologiche

Durante il lavoro di rilevamento dello stage sono stati scoperti diversi siti archeologici, i più importanti dei quali, Corni Piccolo e Bagioletto, sono successivamente stati esplorati per iniziativa dei Civici Musei di Reggio Emilia con campagne di scavo pluriennali.

La più antica frequentazione dell'area di Febbio risale al Mesolitico. Di questo periodo sono stati localizzati cinque siti. La maggior parte di essi si trova sul versante meridionale della Val d'Asta sulla paleosuperficie del Cusna (M. Bagioletto, Rio Grande) e sui depositi morenici che rivestono il versante meridionale del Cusna stesso (Pian Vallese, Il Passone, Corni Piccolo). Un solo sito è stato localizzato a Sud-Ovest del Passo della Cisa (Prà Fento).

Nella maggior parte dei casi i ritrovamenti archeologici consistono di pochi manufatti in roccia silicea e

di carboni dei focolari cui gli oggetti in pietra scheggiata erano associati.

Più raramente gli oggetti sono stati trovati in forte concentrazione e soltanto al Bagioletto alto erano connessi ad una vera e propria struttura abitativa in cui erano conservati alcuni dei fori di pali infissi nel terreno per erigere una copertura, le basi dei focolari, ecc.

I siti mesolitici sono situati in situazioni morfologiche particolari: essi si trovano presso gli specchi lacustri inframorenici, lungo le vie di accesso ai passi e sui passi stessi. La situazione è verificata non soltanto per l'area qui in esame, ma per l'intero appennino reggiano (CASTELLETTI & CREMASCHI, 1975; CASTELLETTI, NOTINI & CREMASCHI, 1977, BIAGI & *alii*, 1980); la distribuzione dei siti è infatti legata alla strategia economica di caccia e di raccolta tipica delle culture mesolitiche.

Dal punto di vista stratigrafico i resti dei bivacchi mesolitici giacciono tutti all'interno dei sedimenti di versante sul quale si è evoluto il suolo del periodo atlantico (BIDINI & *alii*, in questo stesso volume).

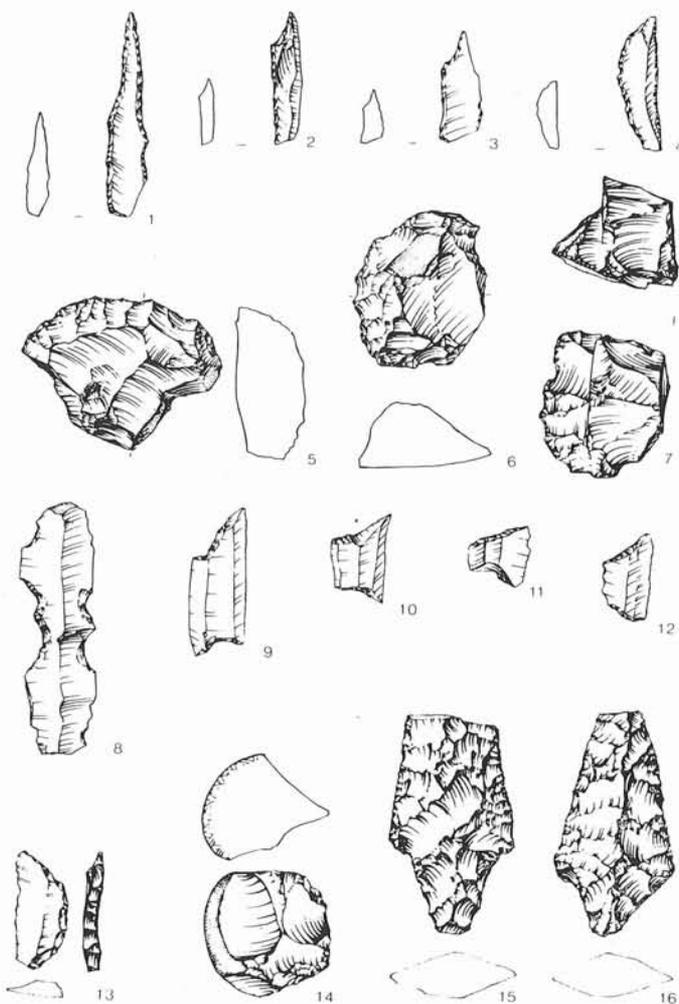


FIG. 48 - Bagioletto: 1) punta a dorso bilaterale; 2 e 3) dorsi troncatura frammentari; 4) punta a dorso bilaterale frammentata; 5, 6 e 7) grattatoi; 13) segmento; 14) nucleo; 15) cuspid bifacciale. 16) Portolo cuspid bifacciale. Corni Piccolo: 8) lama ad incavi; 9-12) trapezi.

⁽²⁴⁾ A cura di CREMASCHI M. & MARCHESINI A.; i disegni del paragrafo sono stati curati da VILLANI M.

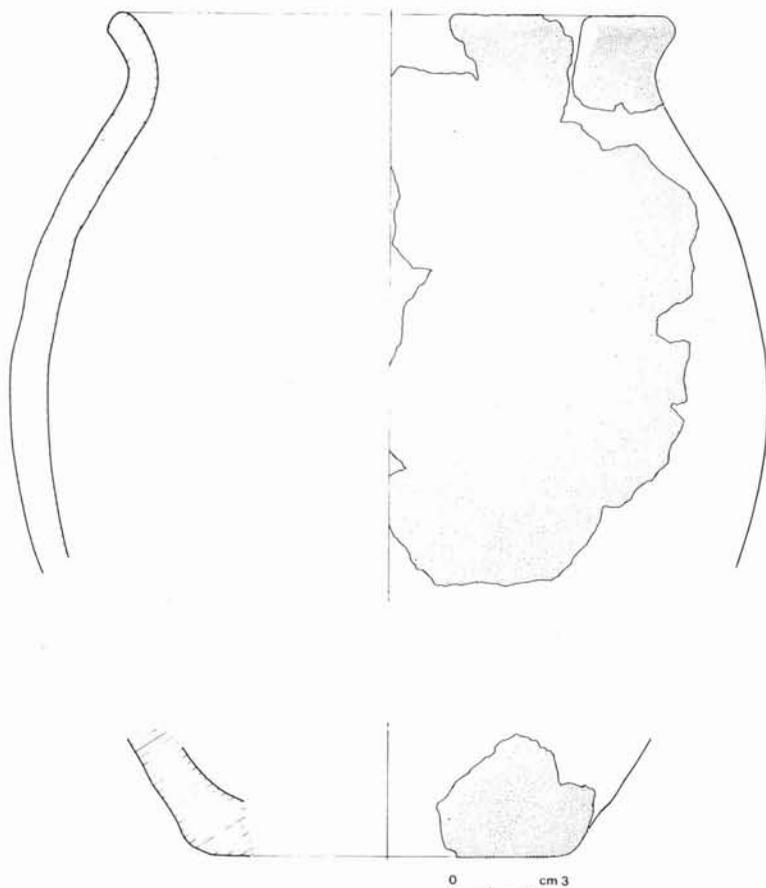


FIG. 49 - Bagioletto, Ceramica d'impasto d'età romana (?).

I carboni dei focolari ad essi connessi testimoniano una vegetazione a laburno, acero, frassino e nocciolo per i siti più antichi (Bagioletto), mentre nei siti più recenti (Corni Piccolo) è documentata la presenza del faggio.

Lo studio dei materiali usati per la litotecnica ha dimostrato (CREMASCHI in: BIAGI & *alii*, 1980) che la selce locale, scarsa e di cattiva qualità, non veniva usata se non in misura ridottissima: le principali fonti di approvvigionamento erano costituite dalle selci della Serie Toscana, dalle selci nere del M. Cervarola e dai ciottoli spiaggiati di selce delle formazioni quaternarie marine del pedeappennino. Ciò dimostra una grande mobilità dei gruppi umani mesolitici tra la pianura e le catene montuose di tutto il crinale Tosco-emiliano.

L'inquadramento cronologico delle industrie mesolitiche è reso ancor oggi difficile dall'assenza di datazioni radiometriche e quindi di riferimenti assoluti, per cui le datazioni proposte si reggono sul confronto con analoghi complessi industriali datati (BIAGI & *alii*, 1980).

L'industria più antica di quest'area è stata raccolta nel deposito di M. Bagioletto di Mesolitico a triangoli confrontabile sia con gli strati 4c - 4a di Isola Santa che con lo strato AE1, AE5 di Romagnano, entrambi datati mediante il C-14 alla metà del settimo millennio a. C. (Preboreale).

Seguono le industrie a trapezi, che sembrano collocarsi tra la fine del Boreale e l'Atlantico.

Per tutto l'Atlantico finale, quando le comunità agricole del Neolitico insediano la pianura reggiana e modenese, l'area di Febbio pare abbandonata dall'uomo.

Tracce di frequentazione successive al Mesolitico non datano che all'Eneolitico (2° millennio a. C.); esse consistono in alcuni cuspidi di freccia peduncolate (fig. 48) ed a ritocco bifacciale rinvenute al Portolo, lungo il crinale del Cusna e al Bagioletto, associate ad un geometrico conformato a mezzaluna.

Testimonianze di sporadica frequentazione antropica di tale periodo sono abbastanza diffuse in tutto l'Appennino emiliano: citeremo l'ascia martello di M. Asinara (CREMASCHI, 1978), i reperti di M. Cimone (BERTOLANI MARCHETTI, 1963) e le ascie in pietra verde e le cuspidi peduncolate dell'alto Parmense.

Sembra tuttavia che le presenze antropiche nella tarda età del ferro ed in periodo romano si facessero più intense.

Infatti insediamenti di quest'età sono stati reperiti in val Ozola poco a monte dell'Abetina Reale e nella stessa Lama Lite (CASTELLETTI & *alii*, 1976).

Aree di focolari fortemente intaccate dall'erosione sono state osservate al Bagioletto in una delle quali venne recuperato il vaso di fig. 49. Da questa località proviene inoltre una moneta romana dell'imperatore Claudio.

Datano tuttavia al Subatlantico le prime tracce di frequentazione sistematica dell'area.

Nella vicina Lama Lite (CASTELLETTI, CREMASCHI & NOTINI, 1976), un focolare di questo periodo contenente una acciarino in selce, e costituita di carboni di faggio di grande pezzatura, documenta una prima fase di intenso sfruttamento del bosco.

Numerose sono poi le tracce di carbonaie anche antiche, ma attualmente non databili: nell'area del Ventasso tuttavia in simili strutture sono stati raccolti frammenti ceramici del XV secolo.

Non databili sono pure strutture presenti nell'area terrazzata a monte di Ronco Pianigi: si tratta di una concavità tondeggianti scavata nel morenico, con le pareti rivestite di lastre di arenaria arrossate dal fuoco e riempita da carboni, ceneri e blocchi di argilla cotta.

7.2.2. Le fonti storiche

L'individuazione degli insediamenti storici nella nostra montagna si scontra immediatamente con una relativa carenza di fonti documentarie. È obbligo quindi, almeno per il periodo altomedievale, ricorrere a dati derivanti da fonti di altra natura.

Utilissime in questo caso le notizie di storia istituzionale e religiosa che attraverso chiavi di lettura diversificate forniscono conoscenze utili alla ricerca sulla storia degli insediamenti.

Essenziali sarebbero ricognizioni archeologiche di superficie o comunque una conoscenza precisa dell'esistente.

Per la zona presa in esame (Val d'Asta in particolare e tutto il territorio compreso tra il Secchia e il Dolo in generale) le prime notizie indirette le possiamo trarre dalla « *Descriptio orbis Romani* » di GIORGIO DA CIPRO (inizio seconda metà secolo VI d. C.) che descrive tutta la montagna reggiana strettamente controllata dai Bizantini orga-

nizzati attorno ai due capisaldi di Castron Bismanton (Bismantova) e Verabulum (Carpineti - Valestra).

Una fonte pressoché coeva, « *Vita Sancti Bertulfi* » di GIONA DA SUSA, cita come valico frequentato di passaggio dell'Appennino il Pradarena e una strada corrente in territorio Ligonchiese - Minozzese. Ora per analogia con altre strade « Francigene » è ipotizzabile pensare ad insediamenti ed ospizi sorti nei pressi del percorso in supporto ai viaggiatori e ai pellegrini.

Prime citazioni precise le troviamo nel III Diploma Carolino (781 d. C.) che fissa i confini della Diocesi di Reggio. Un primo importante dato lo troviamo nella citazione della selva di Lama Fraolaria.

Sul territorio occupato da questa selva (l'area compresa tra l'Ozola e il Secchia) vediamo sorgere nel corso del X secolo un insediamento curtense che è sicuramente documentato nell'anno 1055.

Nel corso di insediamento di questa *curtes* si procedette sicuramente a vasti lavori di disboscamento: vediamo infatti in un testo del 964 citato « *Fuerat silvam olim... in loco qui dicitur Lama Fraolaria* ». Altro insediamento curtense, nella zona presa in esame è quello della corte di Villa, citata nel 907 e donata assieme a quella di Cadignano (sponda modenese del Dolo) nel 963 ai Canonici della Cattedrale di Reggio.

Più tardi troviamo Minozzo citata nel 980 come corte e cappella (segno questo della direzionalità del centro che divenne in seguito pieve) e nel 1070 come sede di castello ed infine nel 1022 troviamo citato Sologno.

Dalla citazione di Sologno apprendiamo anche i primi dati sui tipi di coltivazioni: vediamo infatti che questo insediamento è costituito da una massaricia di media estensione (24 moggi) coltivato a grano e vite con una parte di selva sul suo territorio. Sempre nella corte di Minozzo esisteva anteriormente al 1031 un manso di proprietà dei Canonici della Cattedrale di Reggio, anche questo manso era di media estensione e presentava coltivazioni simili a quelle di Sologno.

Attività comunque predominanti risultano essere, per le caratteristiche stesse del territorio, la pastorizia e lo sfruttamento dei boschi. La pastorizia era praticata sia dagli abitanti del luogo sia da greggi transumanti (attraverso le strade di I. Forbici o Radici, Piantelagotti, Civago, Asta, Villa e II Pradarena, Ospitaletto e Ligonchio) dalla Garfagnana ai mercati della pianura.

La datazione della fondazione degli insediamenti è impossibile; notizie utili ci possono venire dall'incastellamento e dalla data di consacrazione delle parrocchie o delle cappelle, dati questi che indicano normalmente un tipo di insediamento fisso e consolidato.

Ne forniamo alcune: *Asta*: 1164 citata come comunità; 1240 cappella; 1302 parrocchia. *Carniana*: 1462 parrocchia. *Cerré Sologno*: 1145 citata come comunità; anteriormente al 1450 eretta a parrocchia. *Coriano*: citata come comunità nel 1240; eretta a parrocchia anteriormente al 1302. *Febbio*: citata come comunità e cappella nel 1240. *Ligonchio*: corte nel 1076. *Gazzano*: comunità nel 1250. *Piolo*: castello nel primo decennio del secolo XII. *Poiano*: corte nel 1071; parrocchia consacrata dal Vescovo Alberio nel 1071. *Minozzo*: castello nel 1070, possesso del Vescovo di Reggio.

7.2.3. Conclusioni

L'area di Febbio condivide le vicende della restante zona di crinale dell'appennino reggiano. Dopo essere stata intensamente frequentata da comunità di cacciatori durante il Mesolitico, è stata abbandonata per lungo tempo.

Hanno tuttavia lasciato tracce intelleggibili occasionali passaggi avvenuti durante l'Eneolitico, la tarda età del ferro ed il periodo romano.

Le prime strutture curtensi e le prime fortificazioni sono segnalate lungo la Valle del Secchia nell'XI secolo, mentre la Val d'Asta è insediata tra il XII e il XIII secolo.

Soltanto in questo periodo probabilmente si è verificato un sensibile sfruttamento del territorio da parte dell'uomo, non tanto con la messa a coltura di piccoli appezzamenti di terreno presso gli abitati, ma soprattutto con un massiccio disboscamento, testimoniato nella fase di dissesto che ha prodotto l'accumulo dei sedimenti colluviali sulla paleosuperficie del Cusna.

7.3. PALINOLOGIA DEL PROFILO « BAGIOLETTO » (25)

7.3.1. Introduzione

Presentiamo in questa sede i risultati preliminari dello studio palinologico condotto sul profilo indicato col nome di « Bagioletto » nella parte pedologica; esso si trova sul monte omonimo, a 1700 metri di altitudine.

Rimandando al capitolo precedente per quanto riguarda le caratteristiche fisiografiche, diamo invece qualche notizia sul ricoprimento vegetale della stazione. Si tratta di una prateria intercalata a piccole isole di brughiera a mirtilli. Tra le specie presenti ricordiamo: *Festuca rubra* L., *Nardus stricta* L., *Poa alpina* L., *Geum montanum* L., *Potentilla aurea* L., *Trifolium pratense* L., *Lotus corniculatus* L., *Phyteuma hemisphaericum* L., *Vaccinium myrtillus* L., *V. uliginosum* L. s. l. e *Juniperus nana* WILLD.

In base alla composizione floristica ci si può orientare verso le praterie di origine secondaria, formatesi in seguito al pascolamento su aree precedentemente occupate da vaccinieti, come suggerisce il toponimo Bagioletto (da *baggioli*, nome popolare dei mirtilli).

7.3.2. Materiali e Metodi

Il profilo, che ha uno spessore di 160 cm, è stato campionato per lo studio palinologico a intervalli di ca. 10 cm. In questa prima fase dell'indagine abbiamo esaminato otto campioni distanziati di 20 cm l'uno dall'altro.

Il materiale è stato trattato con i metodi di routine (HCl 37 % a freddo, HF 70 % a freddo per 24 ore, NaOH 10 % a caldo per 10 min).

In ogni campione è stato valutato il contenuto pollinico assoluto secondo i criteri descritti in precedenti

(25) A cura di ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M. e ROLDI G.

lavori (ACCORSI & RODOLFI, 1975; ACCORSI, BANDINI MAZZANTI & FORLANI, 1977) e analoghi a quelli usati da altri autori (DIMBLEBY, 1961; HAWINGA, 1974). Le *Frequenze Polliniche Assolute* (FPA) sono espresse come numero di granuli per grammo di suolo seccato all'aria.

Per il calcolo degli spettri pollinici sono stati contati, per ogni campione, circa 400-500 granuli di Spermatofite, più le spore di Pteridofite. Nel caso del campione a -120 cm, che presenta una altissima frequenza di spore, queste ultime sono state contate su sei righe lungo il vetrino, dislocando opportunamente le strisce censite per ovviare ad eventuali eterogeneità di distribuzione dei granuli; da questa conta si è risaliti al numero di spore presenti nell'intero preparato microscopico con una approssimazione accettabile.

I criteri adottati per il calcolo degli spettri pollinici e per la redazione del diagramma sono riportati di seguito.

7.3.3. I risultati palinologici

Le Frequenze Polliniche Assolute

Dalla letteratura è noto che il contenuto pollinico dei suoli decresce di solito procedendo verso il basso (DIMBLEBY, 1957; GUILLET, 1972; MUNAUT, 1967; ACCORSI & RODOLFI, 1975; 1978) ed è stato dimostrato, per lo meno per gli orizzonti superficiali di certi suoli (HAWINGA, 1974), che la diminuzione del numero di granuli per grammo avviene secondo una legge di decrescenza logaritmica in funzione della profondità. Possono però verificarsi anomalie nella distribuzione del polline in caso di interrimento di antiche superfici o per la presenza nel suolo di strati che determinano variazioni nel movimento dell'acqua, lungo il profilo.

Per quanto riguarda il presente lavoro i dati ottenuti sul contenuto pollinico assoluto (FPA) dei campioni studiati compaiono nella tab. 26. In essa abbiamo riportato sia le FPA totali che quelle parziali dei pollini di Spermatofite e delle spore di Pteridofite. Ciò è stato fatto per verificare l'influenza delle spore sull'andamento delle FPA totali.

I valori assoluti sono inoltre illustrati graficamente in fig. 50, espressi in forma logaritmica.

Osservando i dati si può notare che nel nostro caso l'andamento del contenuto pollinico lungo il profilo è singolare: i logaritmi dei valori assoluti si dispongono lungo una spezzata ascendente con l'aumentare della profondità (fig. 50). Infatti le frequenze assolute, sia totali che parziali, aumentano dalla sommità verso la base del profilo. Nei primi due campioni, situati nell'orizzonte A1, si hanno valori globali compresi tra 50 000 e 100 000 granuli per grammo. Nei campioni intermedi, prelevati nell'ambito dell'orizzonte IIC, il contenuto pollinico va da 100 000 a 600 000 granuli circa e nei due livelli inferiori, compresi negli orizzonti III B 21 b e IV B 22 b, esso si aggira intorno al milione di granuli per grammo di suolo.

L'incremento delle FPA non avviene in modo continuo, ma ha un andamento ondulatorio, con piccole diminuzioni seguite da aumenti più o meno cospicui. Questo fenomeno si verifica sia per le frequenze totali che parziali: non sono quindi solo le spore a

determinare la distribuzione verticale della FPA, ma anche per i pollini si ripetono le stesse variazioni oscillanti, sia pure con ampiezze minori.

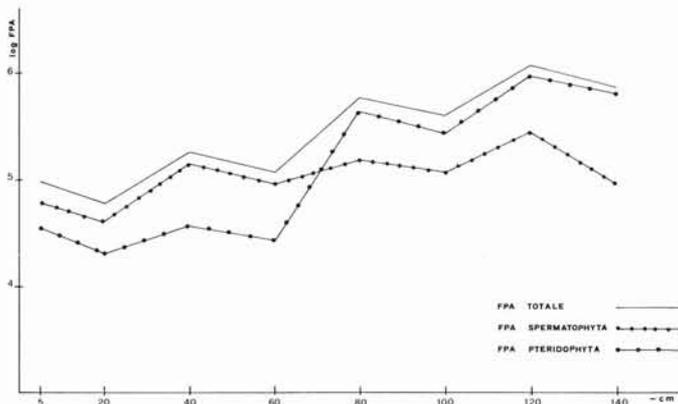


Fig. 50 - Andamento delle Frequenze Polliniche Assolute (FPA) nel profilo Bagioletto.

Le anomalie nell'andamento del contenuto pollinico lungo il profilo « Bagioletto » trovano in parte riscontro nelle caratteristiche messe in luce dallo studio pedologico (vedi capitolo precedente). Le discontinuità litologiche che appaiono al passaggio dall'orizzonte A1 al sottostante IIC, a -30 cm, e al passaggio da quest'ultimo all'orizzonte III B 21 b a -110 cm, corrispondono a brusche variazioni delle frequenze assolute totali che triplicano o quadruplicano il loro valore.

Occorre però precisare che, dal punto di vista palinologico, le discontinuità sono ancor più numerose: il pacco omogeneo di sedimenti che costituisce l'orizzonte IIC presenta a -80 cm, cioè più o meno nella sua parte centrale, un forte aumento del contenuto pollinico, analogo a quelli sopra descritti.

I dati pollinici assoluti aprono quindi ulteriori problemi; ritorneremo su questi aspetti dopo aver preso in considerazione il diagramma pollinico, cercando di prospettare spiegazioni al comportamento delle FPA nel profilo in esame.

Il diagramma pollinico

I risultati delle analisi polliniche sono illustrati nei diagrammi sintetici della fig. 51.

La redazione dei diagrammi può presentare diversità dovute ai criteri usati dai vari AA., influenzati da peculiarità che emergono di volta in volta sia dalla composizione degli spettri sia dall'età dei sedimenti che, aumentando, sfuma certi lineamenti. Così alcuni diagrammi sono basati solo sui granuli delle piante arboree (A=100). Più recentemente altri sono costruiti su tutti i pollini di Spermatofite (A+NA=100), oppure sul complesso delle Tracheofite, con inclusione quindi delle Pteridofite. Diagrammi redatti con metodi diversi non sono bene confrontabili tra loro.

Tenendo presente questi aspetti abbiamo scelto di unire i criteri basati su A=100 e su A+NA=100: il diagramma complessivo, riportato nella parte alta della fig. 51 è costruito sulla base di A+NA=100, e tutti i taxa rinvenuti sono espressi in percen-

orizz.	prof. cm	FPA totale	FPA Spermatophyta	FPA Pteridophyta
A1	5	96.000	35.000	61.000
	20	60.000	20.000	40.000
	40	177.000	37.000	140.000
IIC	60	116.000	27.000	89.000
	80	584.000	430.000	154.000
	100	388.000	271.000	117.000
IIIB2b	120	1.174.000	904.000	270.000
IVB2b	140	727.000	637.000	90.000

TABELLA 26

FREQUENZE POLLINICHE ASSOLUTE (FPA)
ESPRESSE IN NUMERO DI GRANULI PER
GRAMMO DI SEDIMENTO SECCATO ALL'ARIA.

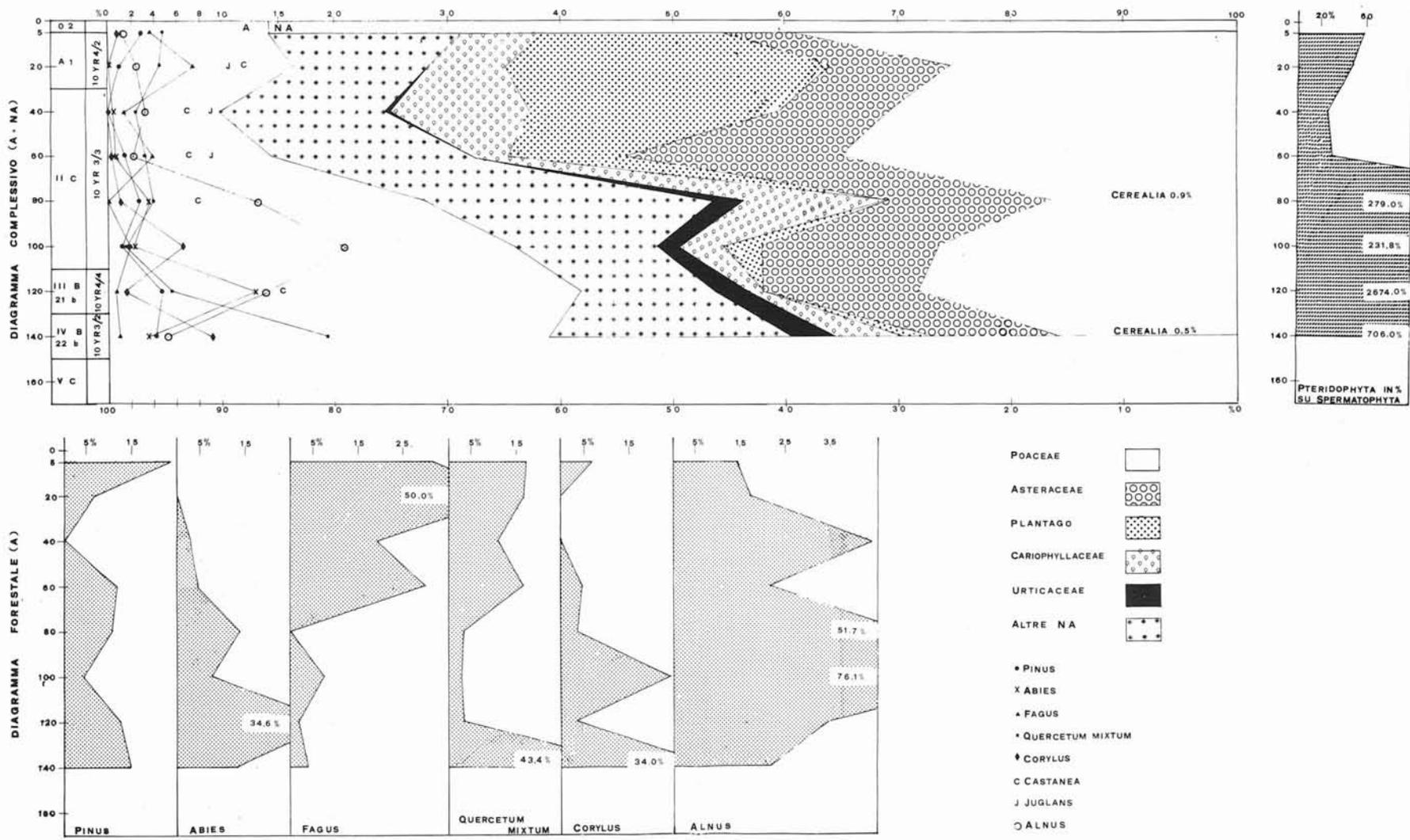


FIG. 51 - Diagramma complessivo (A+NA = 100) e diagramma forestale (A = 100) del profilo Bagioletto.

tuale sul suddetto totale. Le Pteridofite sono state escluse dalla somma di base, perché le spore di *Polypodiaceae* s.l. presentano nei quattro livelli inferiori frequenze altissime che avrebbero appiattito le curve delle altre essenze. Nel diagramma sono evidenziate le curve di singole entità o aggruppamenti significativi dal punto di vista floristico-climatico: tra le arboree (A) *Pinus*, *Abies*, *Fagus*, *Corylus*, *Quercetum mixtum*, *Alnus*; tra le non arboree (NA) *Poaceae*, *Asteraceae*, *Plantago*, *Caryophyllaceae*, *Urticaceae*. Le Pteridofite sono espresse a parte, in percentuale su A+NA.

Nella parte bassa della fig. 51 abbiamo riportato il diagramma forestale (A=100) che illustra l'andamento delle curve delle principali essenze arboree. Esso è redatto secondo i criteri di CHIARUGI (1936; 1950): in pratica calcolando le frequenze sul totale delle sole arboree con esclusione di *Salix*, *Corylus* e di essenze sporadiche (per es. *Acer*). Si può così effettuare un confronto diretto con i diagrammi classici del suddetto A., riguardanti l'Appennino Tosco-Emiliano.

Vediamo ora quali sono i fatti più salienti che emergono dal diagramma:

- Il tasso di afforestamento, espresso dal rapporto A/NA non raggiunge mai il 60/40 che in genere è ritenuto il valore minimo testimoniatore di un ricoprimento forestale in loco. Nei quattro campioni inferiori le arboree hanno complessivamente valori di 30-40 %, mentre in quelli superiori decrescono bruscamente, rimanendo sempre sul 10-15 % circa.

Tra le essenze forestali *Pinus*, rappresentato quasi esclusivamente da *P. silvestris* L., ha frequenze in genere basse, inferiori al 5% nel diagramma complessivo; data la grande diffusibilità del loro polline si può ritenere che i pini non siano mai stati presenti in loco.

Le curve dell'abete bianco (*Abies alba* MILL.) e del faggio (*Fagus sylvatica* L.) hanno il tipico comportamento opposto: l'abete, più rappresentato in basso con un massimo a -120 cm (13 % su A+NA, 36% sulle sole A) decresce, scomparendo nei due campioni superiori; il faggio ha basse frequenze nei tre livelli inferiori, manca a -80 cm e aumenta nei quattro campioni più alti. L'incremento è messo maggiormente in luce dal diagramma forestale (valori fino ad un massimo di 50 % a -60 cm).

Il querceto misto domina nel campione più basso (43 % sulle sole A) ed è anche più ricco floristicamente. Notiamo tra l'altro che in questo spettro (a -140 cm) vi è una notevole presenza di tiglio, che nel resto del profilo compare solo due volte, con valori contenuti.

Il nocciolo (*Corylus avellana* L.) ha due massimi a -140 e a -120 cm (35 e 25 % sulle A), mentre andando verso l'alto cala decisamente o manca.

La curva dell'ontano, tra i cui reperti è stato identificato sia *Alnus glutinosa* (L.) GAERT. che *A. incana* (L.) MOENCH, ha un picco nella parte bassa del profilo (a -100 e -80 cm); nel diagramma forestale si manifesta inoltre un altro sensibile aumento a -140 cm, che si perde invece nel diagramma complessivo.

Per quanto riguarda il castagno (*Castanea sativa* MILL.) e il noce (*Juglans regia* L.), piante discusse per questioni d'indigenato, ricordiamo che il primo, presente saltuariamente nella parte inferiore del profilo, ha curva continua da -60 cm in su; quest'ultima situazione si ripete anche per il noce.

- Tra le NA vi è una piccola rappresentanza di arbustive: *Cornus*, *Rhamnus*, *Prunus*, *Sorbus*, *Juniperus*, *Vaccinium*, ecc.

Nella flora pollinica erbacea prevalgono le Poacee spontanee con valori alti, specie nei quattro campioni superiori; granuli tipo *Cerealia* (aventi cioè la dimensione « P » tra 50 e 60 μ m e il diametro « poro + annulus » intorno a 10-11 μ m) caratteristici di varie Poacee coltivate, ma anche di alcune selvatiche, sono stati ritrovati a -140 e -120 cm. Seguono Asteracee e Cariofillacee, sempre presenti con discreti valori. *Plantago*, con percentuali notevoli, contraddistingue i quattro campioni superiori. Le Urticacee sono per lo più presenti in quelli inferiori. Molte altre entità sono rappresentate, con frequenze basse, in genere di 1-2 % e punte singole di 4-5 %: Rosacee (*Geum*, *Potentilla*, ecc.), Ranunculacee, Apiacee, Lamiacee, Scrofulariacee, Chenopodiacee, *Hypericum*, *Phyteuma*, *Campanula*, ecc.

Le Pteridofite sono rappresentate quasi esclusivamente da spore nude di Polipodiacee tra cui probabilmente *Polystichum* e *Dryop-*

teris, ma una attribuzione sicura richiederebbe ulteriori analisi. Piccole presenze di *Botrychium* compaiono saltuariamente. La curva globale delle Pteridofite ha una flessione a -60 cm, passando da valori altissimi (200-2 500 % su A+NA) a frequenze un po' più contenute (30-50 %).

7.3.4. Interpretazione dei dati palinologici in collegamento con quelli pedologici

Nell'interpretazione del diagramma occorre tener presente sia i dati sul contenuto pollinico assoluto, sia quanto è emerso nello studio pedologico. Da quest'ultimo risulta che il profilo è costituito da due suoli: uno, l'inferiore, è dato da quanto resta di un paleosuolo formatosi su detriti degli Scisti di Ponte Biola, e successivamente troncato per erosione idrica a livello dell'orizzonte B; l'altro, che interessa i 110 cm superiori del profilo, si sta evolvendo a spese di un deposito colluviale che ha sepolto in tempi successivi il suolo precedente. Ricordiamo inoltre che alla base ed al tetto dell'orizzonte cambico del suolo sepolto sono state rinvenute testimonianze di industrie databili rispettivamente intorno all'VIII millennio, nel Boreale, e al 5 300 a. C. all'inizio dell'Atlantico (cap. 7.1.).

Vediamo ora se i risultati delle analisi polliniche si accordano con i suddetti dati e quali deduzioni, sia di ordine paleoambientale che cronologico, possiamo trarre dal diagramma pollinico.

Nell'ambito del suolo inferiore disponiamo di due campioni, a -140 e a -120 cm. Il loro contenuto pollinico assoluto presenta l'andamento che si osserva normalmente nei suoli, cioè decresce con la profondità. Dagli spettri pollinici risulta che, durante l'intervallo di tempo in esso registrato, la stazione era ricoperta da vegetazione erbacea, ma doveva probabilmente trovarsi in prossimità della foresta. Si potrebbe pensare ad ambienti di radura o al margine del bosco.

La vegetazione erbacea presenta alcune variazioni, passando dal campione più basso a quello successivo: aumentano le Poacee, si ha un minor numero di taxa e un forte incremento delle Felci, piante che nel contesto degli spettri sembrano in genere da collegare al sottobosco. Ancora più evidenti sono le variazioni nella compagine forestale: nel livello a -140 cm il bosco è costituito da aggruppamenti misti di latifoglie termofile: querce, olmi, carpino bianco, orniello, acero, nocciolo, corniolo, prugnolo. Il tiglio sembra accennare condizioni più fresche e forse è correlato con formazioni miste comprendenti anche il faggio e l'abete bianco. Il clima doveva essere molto più caldo di oggi, data la quota raggiunta dalle formazioni termofile.

Nello spettro successivo si diffonde l'abete, accompagnato in sottordine dal faggio, mentre la fascia di latifoglie, qui rappresentate soprattutto dal carpino e da più bassi valori di querce, castagno e nocciolo, sembra essersi notevolmente diradata e spostata a quote inferiori. Le condizioni climatiche erano dunque più fresche e umide, come è sottolineato anche dall'aumento di *Alnus*.

Possiamo cercare di inquadrare cronologicamente gli spettri per confronto con diagrammi pollinici noti per aree appenniniche più o meno prossime a quella in esa-

me e situate ad altitudini simili, in particolare con quelli di CHIARUGI (1963; 1950) e BERTOLANI MARCHETTI (1963). Lo spettro più profondo, contraddistinto da alti valori del querceto e del nocciolo, nel quale però è già presente il faggio, potrebbe essere datato, in base al diagramma dell'Abetone (CHIARUGI, 1950) nel Boreale, al momento della seconda culminazione del querceto. Lo spettro successivo, in cui si ha l'affermazione dell'abete bianco e l'aumento dell'ontano, potrebbe essere datato alla fine del Boreale o all'inizio dell'Atlantico (5 500-3 500 a. C.), quando si passa dal primo periodo del post-glaciale, « continentale anatermico », al periodo successivo « oceanico catatermico ».

Qualche analogia si può trovare tra il nostro campione inferiore (-140 cm) e i livelli più bassi del diagramma di Pian Cavallaro sulle pendici del M. Cimone a 1 800 m s.l.m. (BERTOLANI MARCHETTI, 1963), benché in esso vi sia una più alta presenza dell'abete bianco. Questo potrebbe anche dipendere dalla differenza, se pur contenuta, di quota.

A questo punto termina la storia floristico-climatica archiviata negli spettri pollinici del suolo sepolto. I fenomeni di erosione, asportandone gli orizzonti superiori, hanno eliminato anche i relativi documenti pollinici. Dovremmo perciò trovare una lacuna nelle vicende vegetazionali illustrate nel diagramma.

In seguito si è avuto un periodo di accumulo per apporti successivi e distinti, durante il quale insieme a componenti minerali sedimentavano verosimilmente pollini e spore ad essi frammisti di età un po' anteriore, rispetto al momento dell'apporto e, con minor peso, anche i pollini e le spore della vegetazione circostante. È plausibile pensare che in questo lasso di tempo si siano verificate variazioni nella velocità di sedimentazione e/o cambiamenti nell'abbondanza della produzione pollinica degli aggruppamenti vegetali; questi fenomeni possono aver causato le oscillazioni nelle frequenze assolute che si ritrovano anche nell'orizzonte IIC, pedologicamente omogeneo.

Da quando poi si è iniziata la pedogenesi, nel suolo attuale si è aggiunto un altro contingente pollinico, quello dei granuli della vegetazione in loco o limitrofa che, caduti a terra, percolano lungo il profilo secondo quella complessa dinamica delineata e discussa da vari autori (GUILLET, 1968; 1970; 1972; MUNAUT, 1959; 1968).

La presenza simultanea in un suolo di due componenti polliniche, una di sedimentazione e una di percolazione, è nota in letteratura (HAVINGA, 1974; COUTEAUX, 1978) e può complicare l'interpretazione degli spettri; in genere comunque le fasi vegetazionali possono essere ugualmente apprezzate.

Osservando il nostro diagramma nella parte riguardante il suolo superiore, si nota che vi è una netta differenza tra i due spettri più bassi (-100 e -80 cm) e i quattro superiori (da -60 cm in su). Consideriamoli dunque in dettaglio.

I due campioni inferiori mostrano ancora alcune somiglianze con quelli del suolo sepolto, per il tasso di afforestamento, per la presenza di una certa quantità di abete bianco, per la composizione della flora erbacea e per le frequenze molto alte delle spore monoletti.

Essi sono inoltre caratterizzati da alti valori di *Alnus* (50 e 75 % sulle A).

Questi due spettri potrebbero essere datati, molto indicativamente, nel Subboreale, periodo in cui si sono verificate fasi di aumento dell'umidità, a cui possiamo collegare le alte presenze di ontano.

I quattro spettri superiori (da -60 cm in su) sono molto simili tra loro e si differenziano invece notevolmente da quelli sottostanti. Essi delineano ambienti abbastanza estesi di prateria con lembi più o meno consistenti di brughiera a mirtili. A proposito dei rapporti tra prateria e vaccinieti possiamo osservare che nel campione a -60 cm, *Vaccinium* raggiunge il 3 %, valore che per questo polline di trasporto entomofilo e normalmente molto sottorappresentato (TINSLEY & SMITH, 1974; ACCORSI, BANDINI MAZZANTI & FORLANI, dati inediti), è indicativo di alte presenze nella vegetazione.

Questo fa pensare che la brughiera di camefite fosse in passato molto più estesa nell'area in studio e si sia ridotta per azione antropica a una situazione simile a quella attuale. Il rapporto A/NA (15/85 circa) fa ritenere che i limiti altimetrici del bosco si siano abbassati rispetto ai livelli sottostanti; la vegetazione arborea fa da sfondo al diagramma ed è dominata da faggio (da 20 a 50 % sulle A). Gli spettri sono databili nell'ambito del Subatlantico, dall'800 a. C. in poi. In questo periodo si ha la prevalenza della faggeta e anche la presenza apprezzabile del castagno e del noce, che qui si verifica e che conferma le datazioni.

Per concludere dobbiamo fare una riflessione: nel nostro diagramma non è testimoniata quella fase, pur lunga, della supremazia dell'abete bianco che troviamo in tutti i diagrammi di luoghi limitrofi dell'Appennino, con valori molto alti (fino a 70-80 % sulle sole A). Se ne coglie solo un accenno nel campione a -120 cm. Potremmo ragionevolmente pensare che essa corrisponda alla lacuna erosiva teoricamente ipotizzabile in base alla genesi del profilo, lacuna che interesserebbe, per confronto con il diagramma dell'Abetone (CHIARUGI, 1950) buona parte dell'Atlantico e del Subboreale.

7.3.5. Considerazioni conclusive

Le analisi polliniche hanno messo in luce alcuni aspetti paleoambientali dell'area in cui è localizzato il profilo « Bagioletto ».

La stazione ha visto nelle sue vicinanze succedersi boschi di latifoglie termofile, di abete con faggio e di solo faggio. Il profilo pollinico ricalca con i suoi problemi (distribuzione singolare del contenuto pollinico assoluto, probabile lacuna nel diagramma) la complessità di quello pedologico.

La cronologia deducibile dagli spettri sembra accordarsi con i ritrovamenti paleontologici.

Ci proponiamo comunque di approfondire la questione esaminando altri campioni per dettagliare il diagramma, che può essere completato nella sua parte superiore con lo studio della pioggia pollinica attuale, necessaria per una più esauriente interpretazione di quella passata.

7.4. SCHEMA IDROGEOLOGICO ⁽²⁶⁾ (Tav. 2)

7.4.1. *Concezione dello schema e principi informativi della legenda adottata*

Lo schema idrogeologico proposto per il territorio di Febbio tiene conto, da un lato dei principali caratteri di permeabilità dei sistemi acquiferi in esso presenti, dall'altro dei caratteri idrodinamici delle falde in questi contenute.

Il fine è stato quello di rappresentare, sia pure in termini generali, le caratteristiche idrogeologiche delle unità litologiche affioranti e quelle strutturali dei serbatoi acquiferi, insieme ad informazioni cumulative circa il comportamento idrodinamico dei sistemi acquiferi, le loro interconnessioni, se esistenti, ed i rapporti con la rete scolante superficiale.

La legenda dello schema così concepito (tav. 2) è un primo tentativo di applicazione allo studio di una piccola area di recenti criteri di cartografia idrogeologica (MARGAT, 1980), che tengono appunto conto non solo di parametri tradizionali, quali la permeabilità, il grado di fessurazione delle formazioni affioranti, ecc., ma anche di quelli relativi alle modalità di circolazione delle acque sotterranee.

La carta che ne è derivata riunisce pertanto informazioni sia sulla struttura che sul tipo di comportamento dei sistemi acquiferi. La definizione della struttura è stata basata sui caratteri litologici e morfologici dell'area studiata ed è stata fondata sulla distinzione e disposizione dei corpi acquiferi fondamentali che la compongono o la delimitano, siano questi accumuli alluvionali, di frana, morenici, ecc., o massicci fratturati e sistemi stratificati di rocce.

Evidentemente solo le parti superficiali dei sistemi affioranti sono state rappresentate.

Per quanto riguarda il comportamento idrico degli acquiferi, sono stati individuati:

- *corpi permeabili* (« acquiferi » s.s. degli A.A. di lingua inglese) che permettono il deflusso soprattutto orizzontale di quantità di acqua non trascurabili e tali comunque da permettere l'esistenza di falde sotterranee con produttività buona o cospicua (appartengono a questo gruppo le unità: *a, b, c, e, h, i*);
- *corpi semipermeabili* che hanno una permeabilità inferiore ai primi e comunque tale da limitare i deflussi orizzontali. Essendo in questi corpi la circolazione verticale importante forse più di quella orizzontale, varia evidentemente la loro capacità idrica in funzione della potenza degli acquiferi relativi. Nell'area studiata sono presenti corpi semipermeabili (« *aquifers* ») dall'immagazzinamento non trascurabile, pur essendo dei cattivi conduttori (unità: *d*), ed altri di minore capacità (unità: *f, g*);

- *corpi impermeabili* che hanno permeabilità in pratica nulla o quasi (« *aquicludes* »), per cui il loro immagazzinamento è virtualmente da trascurare non essendo mobilizzabile (unità: *l, m, n*).

La schematizzazione così formulata, corrispondente ai raggruppamenti litologici presenti nell'area di Febbio, è basata su criteri di valutazione qualitativa del comportamento idrogeologico dei corpi individuati e non su criteri assoluti di misura.

Tenendo conto delle modalità di circolazione delle acque sono stati indicati:

- *limiti di corpi semipermeabili e impermeabili* costituenti setti sovente invalicabili per la circolazione delle acque (elemento lineare 1);
- *limiti tra formazioni permeabili* costituenti invece setti di separazione relativa con variazione di velocità per le acque circolanti; in questo caso il significato delle linee individuate è di semplice contrasto di permeabilità (elementi: 3, 4, 5).

Quando è stato possibile, il senso di flusso delle acque attraverso questi limiti è stato indicato con frecce; in assenza di queste, il flusso è da considerare non valutabile (nel caso di passaggi graduali o di emergenze diffuse) o pressoché inesistente.

A volte inoltre è stato possibile individuare limiti di affluenza di acque superficiali ad acquiferi con falde libere o di deflusso dagli stessi (elementi: 2, 6).

La corrispondenza tra le unità idrogeologiche individuate e la litologia è riportata in tab. 27.

7.4.2. *Caratteristiche idrogeologiche dell'area di Febbio*

L'esame della carta così costruita permette di individuare, nell'ambito del territorio di Febbio, i seguenti settori idrologici e di alimentazione degli acquiferi:

a) un settore *nord-occidentale*, coincidente con le aree di affioramento delle « Anidriti di Burano » costituite da successioni di gessi, calcari e anidriti;

b) un settore *orientale*, ove affiorano le successioni flysciodi della Formazione di M. Caio, a dominante marnoso-calcareo;

c) un settore *sud-occidentale*, corrispondente alle aree di affioramento delle Arenarie di M. Modino, con potenti successioni a granulometria grossolana.

I tre settori così individuati e coincidenti con affioramenti di successioni variamente permeabili per porosità e fessurazione, ne racchiudono al loro interno un quarto:

d) il settore *centrale*, dalla situazione idrogeologica decisamente più complessa, in quanto in esso sono presenti unità litologiche diverse (Formazione di Pievepelago, Argille Varicolori, « argille e calcari » del « Complesso di Canetolo », ecc.), con le relative coperture detritiche, e dalla giacitura e rapporti irregolari; il suo substrato è costituito quasi sempre da rocce a scarsa permeabilità.

⁽²⁶⁾ A cura di FRANCAVILLA F., MARCHETTI G. e VERCESI P. L.

TABELLA 27
CLASSIFICAZIONE IDROGEOLOGICA.

CLASSIFICAZIONE IDROGEOLOGICA		LITOLOGIA	
UNITA' IDROGEOLOGICHE	permeabili	acquiferi continui <i>b, c, e.</i>	detriti di falda e depositi alluvionali (sabbiosi e ghiaiosi); rocce carbonatiche intensamente fratturate.
		acquiferi discontinui <i>a, h, i, o.</i>	rocce carbonatiche fessurate e fratturate (compresi i flysch calcarei), e loro accumuli disordinati; masse ofiolitiche fratturate; anidriti.
	semipermeabili <i>d, f, g.</i>	rocce sabbioso-argillose; arenarie; formazioni moreniche, accumuli detritici a componente limoso-siltosa.	
	impermeabili o a bassa permeabilità <i>l, m, n.</i>	rocce argillose e corpi di frana a queste collegati; formazioni marnoso-siltose.	

Il settore *d*) può a sua volta essere diviso in due parti dallo spartiacque costituito dal rilievo del M. Cisa, propaggine verso NE del M. Bagioletto.

Per quanto riguarda il deflusso delle acque, si possono distinguere due sottozone: di Casalino a N e di Febbio a S. Il collettore delle acque defluenti dalla seconda è il T. Secchiello, mentre a N sono distinguibili ancora due parti: NE con deflusso al T. Lucola, NW con deflusso verso il F. Secchia.

I rapporti idrogeologici intercorrenti tra le zone così individuate sono tali per cui i settori *b*) e *c*) assumono maggiore importanza per l'alimentazione idrica delle falde sotterranee contenute nella zona mediana del settore *a*), le cui acque sono richiamate per via sotterranea verso il F. Secchia, che scorre subito a NW dell'area rappresentata.

Idrogeologicamente il settore *nord-orientale* è infatti caratterizzato da un drenaggio superficiale rapido e da una diffusa circolazione sotterranea di tipo carsico, con deflusso principale verso il F. Secchia.

Il settore *orientale* dispone di una rete scolante superficiale solo in parte convogliante le acque verso l'area mediana; è caratterizzato da una circolazione idrica sotterranea irregolare, alimentata attraverso una fitta rete di fessure, essendo impostato in corrispondenza di numerose aree intensamente fratturate.

Il settore *sud-occidentale* lascia infiltrare dalla superficie una discreta quantità di acque meteoriche e dispone di una non trascurabile capacità di immagazzinamento ove gli strati arenacei hanno spessore rilevante, con for-

mazione di vere falde a lenta circolazione specie alla base dei sistemi acquiferi.

Il settore *centrale*, N e S, presenta un substrato prevalentemente impermeabile, talora con acquiferi imprigionati in corrispondenza di complessi fratturati; su questo poggiano estese fasce detritiche scese dal settore sud-occidentale, e gli accumuli detritici e di frana legati ai versanti acclivi del settore orientale.

Nel settore centrale sono gli acquiferi a maggiore capacità dell'intera area e le falde più ricche.

Le acque che attraversano i complessi detritici emergono diffusamente affluendo alla rete scolante superficiale, o alimentano sorgenti anche cospicue. Al contatto con le formazioni moreniche dell'unità *f*, alimentano una parziale ricircolazione sotterranea, caratteristicamente irregolare per la natura sovente limosa dei depositi glaciali. Quest'ultima determina in superficie il raccogliersi e il permanere delle acque in tutta una serie di polle e piccoli bacini.

Di ancor più limitata capacità e variabilità è l'acquifero costituito dai depositi di glacis (unità *g*), in cui l'eventuale falda è ancor più irregolarmente distribuita. Di scarso interesse idrogeologico, per la limitatezza degli affioramenti che li compongono, sono gli acquiferi legati alle masse ofiolitiche e ai depositi alluvionali di fondovalle, qui presenti solo marginalmente nei solchi vallivi dei Torrenti Lucola e Secchiello.

La quasi totalità delle sorgenti più significative è ubicata al limite dei corpi semipermeabili o impermeabili; altre, in minor numero, sono al contatto tra formazioni a diverso comportamento idrogeologico o lungo

faglie che costituiscono battenti impermeabili, come quelle di M. Mezzano e di Sologno. Esulano da questa semplice schematizzazione le sorgenti allineate con i ristagni e i piccoli specchi di acque superficiali presenti nei depositi morenici raccolti ai piedi dei rilievi dei M. Cusna e La Piella. Si tratta infatti di sorgenti legate ad emergenze per contrasto di permeabilità all'interno della stessa unità e/o ad un particolare assetto morfologico del substrato, forse da ricollegare a motivi tettonici sepolti.

7.4.3. Relazioni tra circolazione idrica e dissesto

Appare evidente che, essendo le principali emergenze idriche diffuse ubicate ai margini delle aree di affioramento delle successioni litologiche più ricche di componente argillosa (elemento lineare 5), queste risultano particolarmente dissestate e con frane, passanti spesso a vere colate, che, non a caso, hanno la testata o i lati coincidenti con le fasce delle emergenze sopra menzionate.

Ai margini delle zone di affioramento delle unità più ricche di intercalazioni litoidi, il regredire o l'espandersi delle frane finisce con il coinvolgere queste aree implicando nel movimento successioni di per sé poco predisposte al dissesto (soprattutto le zone periferiche degli affioramenti del Flysch di M. Caio).

Movimenti in massa di genesi ed evoluzione particolari sono quelli collegati ai depositi glaciali e periglaciali (COLOMBETTI, PELLEGRINI & ZAROTTI, 1979), innescati idrogeologicamente dal fluire di acque sotterranee lungo la superficie di separazione con il substrato impermeabile.

Significato locale assume infine la presenza di superfici di faglia che creano favorevoli presupposti idrogeologici (brusche contrapposizioni di orizzonti a diverso grado di permeabilità; vie preferenziali di flussi idrici, ecc.) e fisico-meccanici (superfici di taglio precostituite; fratturazioni e smembrature delle successioni litoidi, ecc.) ai fini dell'avvio dei dissesti (BRAGA & MARCHETTI, 1980).

7.5. CARTA DELL'UTILIZZAZIONE DEL SUOLO ⁽²⁷⁾ (Tav. 6)

La carta dell'utilizzazione del suolo è uno strumento di fondamentale importanza per la pianificazione del territorio. Essa consente una sintesi immediata delle risorse primarie e della loro utilizzazione da parte dell'uomo.

Infatti l'espressione cartografica somma in sé sia il carattere qualitativo della informazione, che è nel nostro caso il tipo d'uso del suolo, con relativa distribuzione nello spazio, che quello dimensionale, che si può desumere attraverso la sommatoria dei diversi insiemi delle categorie d'uso considerate.

La carta costituisce il complemento indispensabile di altri documenti cartografici quali la carta geomorfologica, la carta delle acclività, la carta pedologica, ecc., insieme alle quali fornisce una messe di informazioni perfettamente funzionali per una raccolta sistematica di dati territoriali. Raccolta che rappresenta anche un fattore indi-

spensabile per la valutazione e per la successiva gestione attiva, e nello stesso tempo conservativa, delle risorse.

Inoltre, con tale documento, si individua il rapporto stabilito tra l'uomo e l'ambiente (*interazione*) in un determinato territorio ed i modi con cui si esercita oggi il prelievo delle risorse e, in qualche misura, il modo con il quale tale prelievo è stato esercitato in passato (*analisi storica*). La lettura dell'utilizzazione del suolo consente di intravedere, tenendo stabili gli altri fattori economici, le tendenze d'uso futuro (*proiezione*), sia in relazione alle potenzialità fisico-biotiche del territorio che al grado e tipo di pressione antropica propria dell'area in esame.

La descrizione dell'uso del suolo potrebbe consentire altresì di individuare il profilo e il modificarsi delle sue caratteristiche (es. la struttura).

La carta è stata ottenuta mediante fotointerpretazione di fotografie aeree in bianco e nero nella scala 1:15 000 riprese nel Luglio 1973.

I dati raccolti attraverso lo stereovisore doppio sono stati restituiti tramite lo *Stereo Facet Plotter* OMI su carta in scala 1:10 000, poi ridotta alla scala 1:20 000 nell'elaborazione finale. Il grado di risoluzione conseguito è da ritenere sufficientemente buono in funzione della scala definitiva adottata.

La scelta delle classi d'uso è stata effettuata tenendo presenti le finalità del lavoro, di tipo metodologico multidisciplinare, volto ad una conoscenza esaustiva del territorio nelle sue componenti fisiche (geomorfologia, idrogeologia, ecc.) ed in alcune sue determinanti biotiche (formazioni vegetali naturali o colturali e loro uso da parte dell'uomo).

L'obiettivo prefisso è stato quello della oggettività della informazione, della massima utilità e della facile intelligibilità.

La definizione della legenda è avvenuta attraverso un processo «ragionato», nel senso che si è evitato di trasporre legende già adottate per carte similari e si è invece tenuto conto soprattutto delle peculiari realtà territoriali della zona nella quale ci si è trovati ad operare.

Le classi d'uso adottate sono le seguenti:

- 1) *Seminativi.*
- 2) *Seminativi abbandonati.*
- 3) *Seminativi abbandonati con tendenza ad essere riconquistati dal bosco.*
- 4) *Vigneti.*
- 5) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dall'80 % al 100 %.*
- 6) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dal 10 % all'80 % e cotica erbosa ben affermata e stabile.*
- 7) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dal 10 % all'80 % e cotica erbosa poco ricoprente o instabile.*
- 8) *Bosco di recente taglio.*
- 9) *Radure all'interno del bosco utilizzate a pascolo.*
- 10) *Praterie da pascolo.*
- 11) *Praterie da pascolo con cotica erbosa poco affermata o instabile.*

⁽²⁷⁾ A cura di DI GREGORIO F. e MARINI A.

- 12) *Sciovie.*
- 13) *Aree prive di copertura vegetale (incolti sterili).*
- 14) *Aree (incolti sterili) con inizio di colonizzazione da parte della vegetazione spontanea.*
- 15) *Laghetti naturali e artificiali.*
- 16) *Abitati.*
- 17) *Aree con vegetazione igrofila lungo i greti fluviali.*

1) *Seminativi:* Sono stati inseriti in questa categoria i terreni utilizzati a coltivazioni erbacee avvicendate. Vi rientrano anche quei prati (annuali, biennali, ecc.) inseriti nel normale avvicendamento culturale ed i terreni a riposo per turno culturale al momento del rilevamento.

Le aree utilizzate a seminativo sono ben distinguibili in foto aerea per le variazioni tonali che esistono tra le varie parcelle in funzione del tipo e del momento della lavorazione, della sistemazione idraulica, della forma dei campi e della destinazione culturale.

Dato il tempo trascorso tra la stampa della Carta e quella della ripresa aerea, e del rilevamento, non può escludersi che alcune parcelle già destinate a seminativo siano oggi utilizzate a pascolo, com'è fatto comune per molti terreni marginali della catena appenninica.

2) *Seminativi abbandonati:* Sono costituiti da raggruppamenti di campi la cui delimitazione è sempre ben evidente in foto aerea e nei quali, a differenza della classe precedente, è presente una pressoché totale uniformità di tonalità di grigio. In alcuni di questi ex-seminativi è in atto un inizio di cespugliazione con arbusti che tendono ad insediarsi e a propagarsi con una certa uniformità, specie dove il pascolo è molto limitato. L'abbandono di tali seminativi dipende da numerosi e talora severi fattori limitanti, dei quali l'esame della fotointerpretazione rivela inequivocabilmente le cause: frammentazione della proprietà, elevata pietrosità e rocciosità, forti pendenze, spessore del suolo limitato, mancanza di vie di penetrazione.

3) *Seminativi abbandonati con tendenza ad essere riconquistati dal bosco:* Questi seminativi abbandonati occupano aree che un tempo erano proprie del bosco e che ora tendono ad essere da questo riconquistate.

Questa tendenza è ben documentata dalle fasce di vegetazione arborea presenti lungo le linee di confine delle varie parcelle che, allargandosi, tendono nel tempo a chiudere le aree circoscritte.

Anche il mancato uso di questi terreni dipende da fattori citati nella classe precedente.

4) *Vigneti:* Questa classe comprende quei terreni nei quali è presente la vite in modo esclusivo oppure consociata ad altre colture erbacee o arboree ma con netta prevalenza su queste.

Sono presenti solo poche parcelle di modesta estensione, con tipo di allevamento a filare, ben evidente nelle foto aeree, ubicate alle quote più basse della zona oggetto dell'indagine per gli ovvii limiti legati alle condizioni altitudinali del restante territorio.

5) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dall'80 % al 100 %:* Classe d'uso costi-

tuita in prevalenza da soprassuoli originati da rinnovazione agamica con struttura (« *statura* ») alquanto uniforme, che si presenta nelle foto aeree con tessitura abbastanza fine ed omogenea e senza sensibili variazioni di tonalità. Non è parsa opportuna una ulteriore suddivisione di questa classe in funzione dell'altezza, della distribuzione delle specie presenti o delle associazioni di queste e del trattamento del bosco.

6) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dal 10 % all'80 % e cotica erbosa ben affermata e stabile:* È una classe simile alla precedente per caratteri ma che si diversifica per una minore densità dello strato arboreo, tuttavia tale da assicurare una discreta copertura del suolo.

Al disotto dello strato arboreo è evidente, dalla tonalità uniforme, la continuità di una cotica ben affermata e stabile, e, molto spesso, soprattutto nelle zone più alte, la presenza di uno strato intermedio arbustivo, che tende a chiudere per intero gli spazi lasciati vuoti dal bosco e conferisce all'insieme una struttura biplana.

7) *Bosco monospecifico o misto di latifoglie con copertura arborea dal 10 % all'80 % con cotica erbosa poco ricoprente o instabile:* È anche questa una classe costituita da soprassuoli simili a quelli della classe precedente ma che si differenzia da questi per la mancanza o la rarefazione dello strato erbaceo ed arbustivo, messa in evidenza dalle tonalità di colore che lasciano intravedere l'affioramento del substrato litoide.

L'ubicazione è spesso prossima a zone con evidenti dissesti in atto ed i suoli che compongono la classe sono esposti a fenomeni di erosione accelerata che la sola copertura, tra l'altro rarefatta, non è in grado di frenare.

Non appare molto chiaro dalla sola fotointerpretazione se il fenomeno erosivo in atto tende ad arrestarsi o ad accentuarsi, anche se alcune possibili deduzioni farebbero propendere per la seconda ipotesi.

8) *Bosco di recente taglio:* È una classe che ha diffusione limitata, la si riporta solo per coerenza metodologica.

Le parcelle di taglio del bosco sono facilmente individuabili in foto aerea per i loro contorni netti e per la variazione cromatica rispetto alle aree limitrofe. Non è possibile dire se sono state lasciate matricine, ma, qualora ve ne fossero, sono certamente di diametro esiguo e con chiome irrilevanti.

9) *Radure all'interno del bosco utilizzate a pascolo:* Sono superfici di varia dimensione, comunque sempre limitata, prive o quasi di vegetazione arborea (inferiore al 10 %) e per lo più anche arbustiva, contornate dal bosco. Sono per questo facilmente individuabili in foto aerea.

È quasi sempre presente un manto erboso ben affermato e stabile e costituiscono, quando le dimensioni lo consentono, delle ottime zone per il pascolo.

10) *Praterie da pascolo:* Sono costituite da vaste superfici con cotica erbosa a composizione definita e durevole nel tempo, che si presenta in foto aerea ben sviluppata e diffusa (« chiusa »), con tessitura e tonalità uniformi.

Occupano aree nelle quali il suolo è abbastanza profondo, la morfologia dolce, le pendenze non molto forti e la pietrosità scarsa.

Talora occupano spazi propri della vegetazione forestale a faggio o a querce, adibite a pascolo dall'uomo sin da tempi remoti.

A tratti, nelle praterie sono presenti arbusteti, di composizione varia in relazione all'altitudine, che in limitate zone arrivano a prevalere, come copertura, sul pascolo.

11) *Praterie da pascolo con cotica erbosa poco affermata o instabile*: Sono costituite da vaste superfici che occupano per lo più il limite della vegetazione arborea o anche zone ove per fattori litologici, morfologici o altitudinali è evidente una certa predisposizione del suolo al dissesto.

La cotica erbosa è poco affermata con evidenti chiazze, pietrosità e rocciosità diffuse.

Non differenziate, in questa classe, sono incluse aree con cespugli nani, in forma chiusa, che spesso dal limite superiore del bosco sono diffusi sino ai crinali.

12) *Piste da sci*: Appartengono a questa classe quelle fasce più o meno ampie e regolari con relativi piazzali di servizio destinati alla localizzazione di piste da sci e di impianti di risalita.

Sono facilmente individuabili per la loro geometria, in quanto fasce prive di vegetazione arborea e in parte anche erbacea, all'interno del bosco. Là dove la cotica erbosa non è stata asportata per la regolarizzazione delle piste, queste vengono utilmente destinate a pascolo.

13) *Aree prive di copertura vegetale (incolti sterili)*: Data la rilevante estensione che presentano tali aree, si è ritenuto di doverne fare una apposita classe per darne sia la ubicazione che la dimensione dell'entità. Stante la rapida dinamica attiva cui queste aree sono soggette, esse sono prive di qualsiasi copertura vegetale e non si prestano praticamente a nessun uso proficuo da parte dell'uomo.

Su alcune aste fluviali, incluse in questa classe, sono state realizzate delle opere idrauliche (*traverse*) per rallentare l'attivissima incisione degli alvei.

14) *Aree (incolti sterili) con inizio di colonizzazione da parte della vegetazione spontanea*: È un sottolivello della classe precedente nella quale la dinamica evolutiva è appena rallentata rispetto alla classe precedente, per cui si notano episodi di colonizzazione da parte di specie pioniere. Il grado di ricoprimento è comunque sempre molto basso ed in genere inferiore al 20-30 %.

Anche su alcune aste fluviali incluse in questa classe sono state realizzate delle opere idrauliche (*traverse*) per frenare l'incisione degli alvei.

15) *Laghi naturali ed altri specchi d'acqua*: Appartengono a questa classe i corpi idrici naturali o artificiali aventi estensione cartografabile nella scala adottata.

Le superfici occupate dalle acque sono facilmente identificabili nel loro contorno anche se di ridotte dimensioni, come nel nostro caso, per il forte contrasto dovuto all'elevato assorbimento delle radiazioni incidenti, ben marcato nei documenti fotografici.

In realtà gli specchi d'acqua sono davvero poco diffusi nella zona oggetto di indagine. Sono presenti, infatti, solo un laghetto di circo glaciale in prossimità del M. Cusna e due piccole peschiere.

16) *Abitati*: Gli abitati sono riportati sulla carta in modo indifferenziato, con tratteggio obliquo su contorno chiuso. Non sono indicate invece le case sparse, né è parsa opportuna, in quanto poco significativa, data la scala della carta, una differenziazione dei centri urbani in centro storico e zone di nuove o recente espansione.

17) *Aree con vegetazione igrofila lungo i greti fluviali*: È una classe che interessa i principali greti fluviali e più esattamente quella parte di questi al di sopra del livello di piena ordinaria.

Queste superfici vengono invase dalle acque e la loro vegetazione può essere totalmente asportata durante le piene eccezionali.

Sono aree praticamente impossibili ad ogni utilizzazione da parte dell'uomo. Tuttavia la vegetazione presente in forma arbustiva svolge un ruolo molto importante per il contenimento del trasporto solido.

8. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA E CONCLUSIONI ⁽²⁸⁾

Le ricerche geomorfologiche eseguite nel territorio di Febbio, descritte nei capitoli precedenti, illustrate nella carta geomorfologica e coadiuvate dagli studi climatici, pedologici, archeologici, palinologici, idrogeologici, dell'uso del suolo e dell'analisi geomorfica quantitativa, offrono un quadro esauriente delle caratteristiche geografico-fisiche e forniscono i dati per una valida ricostruzione dell'evoluzione geomorfologica del territorio dall'ultima glaciazione ad oggi. Per il periodo precedente, invece, il territorio studiato non ha offerto indizi significativi per una ricostruzione paleogeografica.

Oltre a questa ricerca interdisciplinare, a quella dell'area circostante la Pietra di Bismantova (GSUEG, 1978) e ad altre in corso di svolgimento da parte di singole Unità di Ricerca del Gruppo Geomorfologia, saranno necessari altri studi in dettaglio, in aree anche geomorfologicamente differenti, per acquisire un maggior numero di dati che permettano di ricostruire le tessere di un mosaico che sembra essere estremamente complesso.

La ricostruzione dell'evoluzione ambientale dell'area è la seguente (tab. 28).

Le più antiche tracce della morfogenesi sembrano essere costituite da alcuni lembi di superfici sommitali ed in particolare quella di M. Penna (fig. 52). Questi lembi non sono stati riportati nella carta geomorfologica perché, in quanto ipotetici, avrebbero appesantito inutilmente la rappresentazione cartografica. Queste superfici sembrano essere morfologicamente abbastanza antiche, se la loro posizione viene messa in rapporto a tutte le altre forme di erosione ed accumulo del territorio, rispetto alle quali appaiono terrazze.

⁽²⁸⁾ A cura di BOLLETTINARI G., CARTON A., CASTALDINI D., CREMASCHI M., DRAMIS F., FERRARI G., PANIZZA M., e TELLINI C.

TABELLA 28

SCHEMA DELL'EVOLUZIONE
AMBIENTALE

Erosione	Attuale	POST GLACIALE
Erosione - Colluvio	Sub Atlantico Sub Boreale	
Pedogenesi	Atlantico Boreale	
Colluvio - Erosione	Pre Boreale	
Morenico M.Cusna (1400-1600 m) Glacis Casalino (p.p.)	Tardiglaciale	ULTIMO GLACIALE
Morenico M.Cusna (1100-1300 m) Eboulis ordonnés M.Prampa e M.Stetta Glacis Febbio e Casalino (p.p.)	Pleniglaciale	
Morenico Governara e M.Stetta	Primiglaciale	
Erosione Paleudalf M.Stetta	ULTIMO INTERGLACIALE	
Superficie M.Stetta	PENULTIMO GLACIALE	
Superfici sommitali (M.Penna etc.)	?	

Nell'area in esame non sono state rinvenute tracce di una fase glaciale più antica dell'ultima. Tuttavia, in località M. della Stetta, sono state trovate tracce di superfici con indizi di una paleopedogenesi riferita all'ultimo interglaciale e probabilmente correlabile a quella della media montagna e del basso Appennino (FERRARI & MAGALDI, 1968; CREMASCHI, 1978; BERNINI, CREMASCHI & TELLINI, 1980). Le forme ed i depositi, sui quali il Paleudalf di M. della Stetta si è evoluto, devono essere

riferiti ad una fase di resistasia probabilmente riconducibile al penultimo glaciale.

Precedentemente agli accumuli morenici dell'ultima glaciazione, deve essersi verificata una fase di erosione che ha prodotto le incisioni delle valli che successivamente ospiteranno le lingue glaciali e gli accumuli morenici e periglaciali.

La morfogenesi glaciale e periglaciale dell'ultimo periodo freddo pleistocenico ha lasciato nell'area le tracce più vistose, consistenti in forme di erosione e di accumulo a luoghi molto evidenti e ben conservate. I lembi morenici di M. della Stetta e Governara si trovano in posizione più avanzata ed a quota inferiore che non i depositi morenici del versante N del M. Cusna; inoltre poggiano sul paleosuolo interglaciale di M. della Stetta. Se quelli di M. Cusna fra i 1100 e 1330 m circa debbono attribuirsi al Pleniglaciale, i lembi morenici di M. della Stetta e Governara potrebbero risalire ad una precedente fase stadiale (Primiglaciale). Alla fase morfoclimatica pleniglaciale vanno riferiti anche i depositi periglaciali stratificati di versante, tipo *éboulis ordonnés*, alle pendici di M. Prampa e M. della Stetta. Sempre a questa fase sono collegati i depositi a glacis di Febbio antistanti gli accumuli morenici di quota 1100 - 1300 m circa e parte di quelli di Casalino.

Il periodo finale dell'ultimo glaciale (Tardiglaciale) è marcato da processi glaciali e periglaciali, testimoniati



FIG. 52 - Lembo di superficie sommitale (M. Penna). Traccia delle più antiche morfogenesi.

dai depositi morenici del M. Cusna tra 1 400 - 1 600 m circa e da parte dei depositi a glacis di Casalino. Anche in questo periodo, come in tutto l'ultimo Glaciale, le condizioni morfoclimatiche hanno fortemente rallentato i processi pedogenetici. Si fa risalire infatti al Tardiglaciale l'inizio dell'evoluzione del profilo del M. Prampa.

Si suppone che, alla fine del Tardiglaciale, in un quadro di progressivo miglioramento climatico, le superfici originate precedentemente, in particolare quella del M. Cusna - M. Bagioletto, siano andate gradualmente coprendosi di vegetazione. In alcune zone particolari la pedogenesi può essere iniziata precocemente ma generalmente l'erosione ed il movimento di piccole masse di detriti hanno parzialmente modificato le suddette superfici.

Durante il Boreale è documentato il querceto misto alle alte quote, poi tuttavia sostituito nell'Atlantico dall'abete bianco. Durante questi due periodi ha luogo nell'area una fase di pedogenesi prevalente; sui depositi morenici si evolve l'alfisuolo del profilo Corni Piccolo II. Sulla superficie M. Cusna - M. Bagioletto si evolve una « catena » di suoli comprendente inceptisuoli ed alisuoli. In questo momento le superfici oggi relitte, le aree di passo e i laghi morenici sono frequentati intensivamente da comunità di cacciatori mesolitici.

Dal Subboreale in poi l'ambiente acquista più spiccati elementi di dinamicità connessi ad un deterioramento climatico, documentato nello spettro pollinico di M. Bagioletto: una diffusa fase di colluvionamento interessa tutti gli ambienti presi in esame, ad essa segue una fase di forte incisione, prevalentemente lineare. Tale fenomeno deriva sia dalle persistenti condizioni climatiche di umidità, che dalla forte attività neotettonica dell'area. Movimenti tettonici quaternari sono, ad esempio, responsabili del sollevamento della catena M. Cusna - Alpe di Vallestrina, che, in conseguenza di ciò, si trova ad essere sopraelevata rispetto allo spartiacque appenninico (cap. 3.2.).

In tempi più recenti, il diffondersi della pratica del disboscamento e della pastorizia intensiva ha prodotto diffusi squilibri con conseguenti processi di erosione e degradazione dei suoli e più in generale dei versanti.

BIBLIOGRAFIA

- ABRAHAMS A. D. (1972) - *Drainage density and sediment yields in eastern Australia*. Geogr. Study, 10.
- ACCORSI C. A. (1980) - *Come si studia la storia della vegetazione*. In: « Flora e vegetazione dell'Emilia-Romagna ». Regione Emilia-Romagna, Bologna.
- ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M., BERTOLANI MARCHETTI D., BRAGGIO G., CIUFFI G., DE CUNZO T., FORLANI L., GUIDO M., MONTANARI C. & PAOLI P. (1981) - *Sviluppo storico delle ricerche geobotaniche al Lago di Pratignano*. In: « Accorsi & alii, Ricerche geobotaniche al Lago di Pratignano », Modena, Aedes Murat.
- ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M. & FORLANI L. (1977) - *Contributo alla conoscenza della storia del ricoprimento vegetale in base ai diagrammi pollinici nei suoli: profilo palinologico nel suolo di un castagneto sul M. Termine presso Vergato (Bologna)*. Arch. Bot. Biogeogr. It., 53 (1-2).
- ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M. & FORLANI L. (1978) - *Modello di schede palinologiche di pini italiani (Pinus cembra L.,*

- Pinus pinea L., Pinus Silvestris subsp. silvestris, ecotipo emiliano)*. Arch. Bot. Biogeogr. It., 54 (3-4).
- ACCORSI C. A., BANDINI MAZZANTI M. & FORLANI L. (1981) - *Riflessi di mutamenti climatici in diagrammi pollinici dell'Appennino emiliano*. In: « Atti del Convegno di Meteorologia Appenninica, 1980 ».
- ACCORSI C. A. & RODOLFI G. (1975) - *Primi risultati di un suolo calcimorfo delle Alpi Apuane in relazione alle analisi palinologiche e microbiologiche*. Boll. Soc. It. Sc., Suolo, 9.
- ACCORSI C. A. & RODOLFI G. (1978) - *Analisi palinologiche dei suoli appartenenti alle superfici più conservate e dei relativi cuscinetti di muschi*. In: « Geomorfologia dell'area circostante la Pietra di Bismantova (Appennino reggiano) ». Boll. Serv. Geol. It., 97.
- ANDERSEN S. Th. (1978) - *Identification of wild grass and cereal pollen*. Danmarks Geol. Undersog. Arbog. Kobenhaven.
- ANDERSEN S. Th. (1979) - *Brown earth and podzol: soil genesis illuminated by microfossil analysis*. Boreas, 9.
- ANELLI M. (1935) - *Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell'alta Val Secchia (Reggio Emilia)*. Atti Soc. Sc. Nat. Mat. Modena, 66.
- ARU A. (1969) - *Nota illustrativa alla Carta Pedologica del basso Flumendosa, con particolare riferimento ai suoli salsi*. Centro Reg. Agr. Sper., Cagliari.
- AZZAROLI A. (1955) - *L'Appennino Tosco-Emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici, e i nuclei mesozoici di Carfino e di Soreggio*. Boll. Soc. Geol. It., 74 (2).
- AUTORI VARI (1980) - *Sezioni geologico-strutturali in scala 1:200 000 attraverso l'Appennino Settentrionale*. CNR, P.F. Geodinamica, S.p. 5.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. & TONGIORGI M. (1967) - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei flysch arenacei tipo « Macigno » dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 6.
- BALDACCI F., BRANDI G. F., NARDI E., SQUADRI P. & TAFFI L. (1967) - *Sulla giacitura dei calcari cavernosi e dei gessi di Sassalbo, del Passo del Cerreto e della Val Secchia (Appennino Tosco-Emiliano)*. Mem. Soc. Geol. It., 6.
- BALDACCI F. & NARDI R. (1967) - *Sulla presenza di una finestra tettonica nella Serie Toscana della Valle di Soraggio (Appennino lucchese)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, 74.
- BENEDETTI R., CANUTI P., MOISELLO U. & TENTI G. (1979) - *Studi di protezione idrogeologica nella Regione Toscana. Le precipitazioni massime prolungate (1-5 giorni) nel bacino dell'Arno*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 15 (2).
- BERNINI M., CREMASCHI M. & TELLINI C. (1980) - *La paleosuperficie di Selvapiana (Appennino Reggiano)*. Aspetti geomorfologici e paleopedologici. In: « Università degli Studi di Parma, Volume dedicato a Sergio VENZO ».
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G. & SGAVETTI M. (1977) - *Analisi della distribuzione planoaltimetrica delle paleosuperfici nell'Appennino emiliano occidentale*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 13 (4).
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M., TELLINI C. (1979) - *Prime considerazioni riassuntive sull'area appenninica dal F. Secchia al T. Nure*. CNR, P.F. Geodinamica, pubbl. 251.
- BERNINI M., CARTON A., CASTALDINI D. & CREMASCHI M. (1978) - *Segnalazione di un deposito di versante di tipo grèzes litées a Sud di M. Prampa (alto Appennino reggiano)*. Gr. St. Quatern. Pad., Quad. 4.
- BERTOLANI MARCHETTI D. (1963) - *Analisi polliniche in relazione a reperti paleontologici al Monte Cimone (Appennino Tosco-Emiliano)*. Giorn. Bot. It., 70.
- BERTOLANI MARCHETTI D. (1968) - *Ricerche palinologiche in relazione agli eventi climatici in epoca storica*. Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 99.
- BERTOLANI MARCHETTI D. (1976) - *Aspetti passati, attuali e potenziali della vegetazione dell'Appennino modenese*. Conv. Prov. Beni Culturali Naturali Appennino Modenese, Sestola 11/12 Ottobre 1976. Uff. Stampa Amm. Prov. Modena, 32, 33.

- BERTOLANI MARCHETTI D. (1979) - *Note per la stesura di paleocarte della vegetazione dell'Appennino modenese nel Post-glaciale*. In: « Pievepelago e l'alto Frignano ». Dep. St. Patria Antiche Prov. Modenesi, Bibl. n.s., 2.
- BERTOLANI MARCHETTI D. (1980) - *Alla ricerca del passato*. In: « Flora e vegetazione dell'Emilia-Romagna ». Regione Emilia-Romagna. Bologna.
- BERTOLANI MARCHETTI D. (1981) - *Vicende climatiche passate e attuali alla luce di recenti ricerche*. In: « Atti Convegno Meteorologia Appenninica, 1980 ».
- BERTOLANI MARCHETTI D., ACCORSI C. A. & BANDINI MAZZANTI M. (1971) - *Primi contributi allo studio palinologico delle formazioni forestali toscano-romagnole*. Giorn. Bot. Ital., 105 (4).
- BERTOLANI MARCHETTI D. & alii (1977) - *Studi ecologici e paleoecologici nella palude della Chioggiola presso Pavullo nel Frignano*. In: « Pavullo e il medio Frignano ». Dep. Storia Patria Antiche Prov. Modenesi, n.s., 38.
- BERTOLDI R. (1980) - *Le vicende vegetazionali e climatiche nella sequenza paleobotanica würmiana e post-würmiana di Lagdei (Appennino Settentrionale)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia 16 (3).
- BEUG H. J. (1961) - *Leitfaden der Pollenbestimmung*. Vol. 1, Stuttgart.
- BIAGI P., CASTELLETTI L., CREMASCHI M., SALA B. & TOZZI C. (1980) - *Popolazione e territorio nell'Appennino Tosco-Emiliano e nel tratto centrale del bacino del Po e nelle prealpi bresciane tra il IX ed il V millennio*. Emilia Preromana, 8.
- BONAZZI U., FAZZINI P., GASPERI G., GELMINI R., GUADAGNI A., MINGHELLI F. & PELLEGRINI M. (1972) - *Bacino del F. Secchia (Appennino Settentrionale): Geologia, vegetazione e degradazione, stabilità dei versanti, permeabilità, regime idrologico e opere di regimazione*. Att. Soc. Nat. Mat. Modena, 103.
- BOTTEMA S. (1980) - *On the history of the walnut (Juglans regia L.) in southeastern Europe*. Acta Bot. Neerl., 29 (5/6).
- BRAGA G. & MARCHETTI G. (1979) - *Incidenza delle faglie sulla franosità dei pendii: esempi nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 19.
- BREWER R. (1976) - *Fabric and mineral analysis of soils*. New York.
- CANUTI P., MOISELLO V. & TENTI G. (1979) - *Distribuzione e previsione delle massime precipitazioni di durata da 1 a 5 giorni nell'alto bacino del F. Secchia (Emilia)*. Studi Geol. Appl. Geol. Amb. 6.
- CANTALAMESSA G., DRAMIS F., PAMBIANCHI G., ROMANO A., SANTONI A. M. & TONNETTI G. (in stampa) - *Fenomeni franosi connessi con attività sismica nell'area compresa tra S. Giorgio la Molara e Bisaccia*. Mem. Soc. Geol. It. F.
- CAO C. (1967) - *Sulle curve segnalatrici di possibilità pluviometrica*. X Convegno Idraulica Costruzioni Idrauliche. Cagliari.
- CARRARA A. & MERENDA L. (1974) - *Metodologia per un censimento degli eventi franosi in Calabria*. Geol. App. Idrog., 9.
- CARRARO F., MARTINOTTI G. & POLINO R. (1978) - *Lineamenti e faglie: analisi delle possibilità di corrispondenza tra i due fenomeni*. Gr. St. Quat. Pad. Quad., 4.
- CARROZZO M. T., DE VISENTINI G., GIORGETTI F. & IACCARINO E. (1973) - *General catalogue of Italian earthquakes*. CNEN RT/PROT (73), 12, Roma.
- CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F., PANIZZA M. & SPINA R. (1978) - *Dati preliminari sulla Neotettonica dei fogli 11 (M. Marmolada) e 97 (S. Marcello Pistoiese)*. CNR, P.F. Geodinamica, pubbl. 155.
- CARTON A., CASTALDINI D., CREMASCHI M., PANIZZA M. (1979) - *Febbio and Monte Cusna excursion*. Proceed. 15th Plen. Meet. « Commission Geomorphological Survey and Mapping ».
- CASTELLETTI L. & CREMASCHI M. (1975) - *Deposito mesolitico del Passo della Comunella (RE), Appennino Tosco-Emiliano*. Preistoria Alpina, 11.
- CASTELLETTI L., CREMASCHI M. & NOTINI P. (1976) - *L'insediamento mesolitico di Lama Lite sull'Appennino Tosco-Emiliano (Reggio Emilia)*. Preistoria Alpina, 12.
- CASTIGLIONI G. B. (1979) - *Geomorfologia*. UTET, Torino.
- CICCACCI S., FREDI P., LUPA PALMIERI E. & PUGLIESE F. (1981) - *Contributo dell'analisi geomorfica quantitativa alla valutazione dell'entità dell'erosione nei bacini fluviali*. Boll. Soc. Geol. It., 99 (4).
- CHIARUGI A. (1936) - *Ricerche sulla vegetazione dell'Etruria Marittima. I) Cicli forestali postglaciali nell'Appennino etrusco attraverso l'analisi pollinica di torbe e depositi lacustri presso l'Alpe delle Tre Potenze e il Monte Rondinaio*. Nuovo Giorn. Bot. It., n.s. 43.
- CHIARUGI A. (1950) - *Le epoche glaciali dal punto di vista botanico*. Acc. Naz. Lincei, Quad., 16.
- CHORLEY R. J. (1957) - *Climate and morphometry*. Journ. Geol. 65.
- CLERICI A. (1980) - *A method for drawing slope maps from contour maps by automatic data acquisition and processing*, Computers & Geosciences, vol. 6, n. 3, Pergamon Press.
- COLOMBETTI A., PELLEGRINI M. & ZAROTTI L. (1979) - *The evolution of a slope with glacial and periglacial deposits in the higher Northern Apennines: the landslide of Febbio (Reggio Emilia, Northern Italy)*. Polish-Italian Seminar Superficial Mass Movements Mountain Regions, Szymbark, Poland, May 1979.
- COUTEAUX M. (1978) - *Analyses polliniques a Peyrebeille, Mezillac et Mazan (Ardèche). Evolution holocène de la végétation et genèse des sols podzoliques à horizon noir profond*. Pollen et Spores, 20 (4).
- CREDARO V., FERRARI C., PIROLA A., SPERANZA M. & UBALDI D. (1980) - *Carta della vegetazione del crinale appenninico dal Monte Giovo al Corno alle Scale (Appennino Tosco-Emiliano)*. CNR, Collana P. F. « Promozione della qualità dell'ambiente », AQ 1/81.
- CREMASCHI M. (1978) - *Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni quaternari pedeappenninici; loess e paleosuoli tra il Fiume Taro ed il Torrente Sillaro*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1.
- DELLA LUCIA D., FATTORELLI S. (1974) - *Ricerca della legge probabilistica più adatta a rappresentare le piogge intense delle Tre Venezie*. XIV Convegno Idr. Costr. Idr. Napoli.
- DEMEK J. (1972) - *Manual of detailed geomorphological mapping*, Academia, Praga.
- DE MARTONNE E. (1941) - *Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité*, La Météorologie, 1.
- DE STEFANI C. (1884) - *I laghi dell'Appennino Settentrionale*, Boll. CAI, 17.
- DESIO A. (1959) - *Geologia Applicata all'Ingegneria*. Hoepli, Milano.
- DIMBLEBY G. W. (1957) - *Pollen analysis of terrestrial soils*. New Phytol., 56.
- DIMBLEBY G. W. (1961) - *Soil pollen analysis*, Journ. Sc., 12 (1).
- DOORNKAMP J. C. & KING C. A. K. (1971) - *Numerical analysis in Geomorphology: an introduction*. E. Arnold, London.
- DOUGLAS (1956) - *Sediment sources and causes in the humid tropics of northeast Queensland, Australia*. In: « HARVEY ed. - Geomorphology in a tropical environment ».
- DRAMIS F. & GENTILI B. (1975a) - *La frequenza areale di drenaggio ed il suo impiego nella valutazione quantitativa dell'erosione lineare di superfici con caratteristiche omogenee*. Mem. Soc. Geol. It., 14.
- DRAMIS F. & GENTILI B. (1975b) - *Ricerche morfometriche nel bacino del Sentino*. Boll. Soc. Geol. It., 94.
- DRAMIS F., GENTILI B., COLTORTI M. & CHERUBINI C. (in stampa) - *Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani*. Geogr. Fis. Dinam. Quat.
- DRAMIS F., GENTILI B. & PIERUCCINI U. (1979) - *La carta geomorfologica del medio bacino del Tenna (Marche centro-meridionali)*. Geol. Appl. Idrog., 14.
- ERDTMAN G. (1969) - *Handbook of Palynology*. Munksgaard.
- ERDTMAN G. (1971) - *Pollen and spore morphology. Plant Taxonomy. I Angiospermae*. New York.
- FAEGRI K. & IVERSEN J. (1964) - *Textbook of pollen analysis*. Munksgaard.

- FAO (1976) - *Cadre pour l'évaluation des terres*. Bull. Pedol. FAO, 32, Roma.
- FEDERICI P. R. (1979) - *Una ipotesi di cronologia glaciale würmiana, tardo e postwürmiana nell'Appennino Centrale*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 2.
- FERRARI G. A. & MAGALDI D. (1968) - *I paleosuoli di Collecchio (Parma) ed il loro significato*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 4 (2).
- FERRARI G. A. & MAGALDI D. (1978) - *Sedimentologia e micropedologia dei paleosuoli sul terrazzo principale della Val di Chiana (Arezzo)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1.
- FERRARI G. A., MAGALDI D. & RASPI A. (1970) - *Osservazioni micromorfologiche e sedimentologiche su alcuni paleosuoli dei dintorni di Grosseto*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., sez. A., 77.
- GANDOLFI G. & GAZZI P. (1962) - *Sull'uniformità e sul significato della distribuzione dei minerali pesanti nel «Macigno»*. Acta Geol. Alp., 9.
- GANDOLFI G., PAGANELLI G. (1961) - *Significato della distribuzione dei minerali pesanti nelle arenarie fra il passo della Porretta e Castiglione dei Pepoli (Appennino Tosco-Emiliano)*. Acta Geol. Alp., 8.
- GAZZI P. (1965a) - *I minerali pesanti nei flysch arenacei fra Monte Ramaceto e Monte Molinatico (Appennino Settentrionale)*. Miner. Petr. Acta, 11.
- GAZZI P. (1965b) - *On the heavy mineral zones in the geosyncline series. Recent studies in the Northben Apennines, Italy*. Journ. Sed. Petr., 35 (1).
- GHERLANDONI R. (1958) - *Spostamento dello spartiacque dell'Appennino Settentrionale in conseguenza di catture idrografiche*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., serie A, 65 (1).
- GHELARDONI R., PIERI M. & PIRINI C. (1965) - *Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti)*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (6).
- GONSALVI L. & PAPANI G. (1969) - *Alcune idee sull'evoluzione oroidrografica dell'Appennino Settentrionale*. L'Ateneo Parmense, 5.
- G.S.U.E.G. (1976) - *Geomorfologia dell'area circostante la Pietra di Bismantova (Appennino reggiona)*. Boll. Serv. Geol. It., 97.
- GUILLET B. (1968) - *Essai de détermination de l'age de deux podzols vosgiens par la Palynologie*. Oecol. Planta, 3.
- GUILLET B. (1970) - *Étude palynologique des podzols. I. La podzolisation sur alluvions anciennes en Lorraine*. Pollen et Spores, 12 (1).
- GUILLET B. (1972) - *Relation entre l'histoire de la végétation et la podzolisation dans les Vosges*. Thèse Univ. Nancy, CNRS A.O. 7640.
- GUNTHER K. & RENTZ K. (1968) - *Contributo alla Geologia della catena principale dell'Appennino Tosco-Emiliano tra Ligonchio, Civago e Corfino*. Aten. Parm., Acta Naturalia, 4 (1).
- HADLEY R. F. & SCHUMM S.A. (1961) - *Sediment sources and drainage basin characteristics in upper Cheyenne River basin*. U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap. 1531-B.
- HAVINGA A. J. (1963) - *A palynological investigation of soil profiles developed in cover sand*. Med. Landbouwhogeschool. Wageningen Nederland, 63 (1).
- HAVINGA A. J. (1964) - *A palynological investigation of a blown sandy soil with a culture layer from the Iron Age*. Med. Geol. Sticht., n. ser., 16.
- HAVINGA A. J. (1974) - *Problems in the interpretation of pollen diagrams of mineral soils*. Geol. Mijnb., 53 (6).
- HORTON R. E. (1946) - *Erosional development of streams. Hydrophysical approach to quantitative morphology*. Bull. Geol. Soc. Am., 64.
- ISTITUTO DI GEOLOGIA UNIVERSITÀ DI MODENA (1978) - *Metodologie e primi risultati di Neotettonica nel Modenese e territori limitrofi*. Mem. Soc. Geol. It., 19.
- KEVIN E. J. (1979) - *Palynological and temporal inference in the context of Prehistory, with special reference to the evidence from lake and peat deposits*. Journ. Archaeol. Sc., 6.
- KÖPPEN W. (1936) - *Das geographische System der Klimate*. In: «KOPPEN W. & GEIGER R., Handbuch der Klimatologie, vol. 1, parte C, Berlino».
- KRAMPE K. D. (1964) - *Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza*. Diss. Freie Univ. Berlin.
- KRAMPE K. D. (1969) - *Sulla posizione dei terreni preliassici nell'Appennino Tosco-Emiliano fra Sassalbo e Busana*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 5.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G. & MILLER J. P. (1964) - *Fluvial processes in Geomorfology*. Freeman & Co., San Francisco.
- LOSACCO U. (1939) - *Notizie su alcuni laghetti dell'Appennino Settentrionale*. Riv. Geogr. Ital., 46.
- LOSACCO U. (1940) - *Appunti sulla morfologia glaciale dell'Appennino Settentrionale*. Boll. R. Soc. Geogr. It., ser. 7, 5.
- LOSACCO U. (1949) - *La glaciazione quaternaria dell'Appennino Settentrionale*. Riv. Geogr. It., 56 (2).
- MANER S. B. (1957) - *Factor affecting sediment delivery rates in the Red Hill physiographic area*. Trans. Am. Geoph. Un., 39.
- MARCHESONI V. & PAGANELLI A. (1966) - *Tavola cronologica del Quaternario*. Studi Trent. Sc. Nat., sez. B, 43 (2).
- MARGAT J. (1980) - *Carte hydrogéologique de la France à l'échelle de 1/1 500 000. Systèmes aquifères. Notice explicative*. B.R. G.M. Serv. Géol. Nat., Orléans.
- MARINI M. (1969) - *Sulla posizione delle «Argille e Calcari» nell'alta Lunigiana (Appennino Tosco-Emiliano)*. Mem. Acc. Lunig. Sc. «G. Cappellini», 36.
- MELIS R. (1979) - *La funzione della Cartografia nella pianificazione territoriale*. Atti Conv. Cart. Tem. Reg., Catania, 13-15 Sett.
- MELTON M. A. (1957) - *An analysis among elements of climate, surface properties and Geomorphology*. Project NR 389-042. Tech. Rept. 11, Columbia Univ. Dept. Geol. O.N.R. Geogr. Branch, New York.
- MELTON M. A. (1958) - *Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents*. Journ. Geol., 66.
- MILLER V. C. (1953) - *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee*. Project NR 389-042, Tech. Rept. 3, Columbia Univ. Dept. Geol. O.N.R. Geogr. Branch., New York.
- MILNER H. B. (1962) - *Sedimentary Petrography*, vol. 2, London.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, SERVIZIO IDROGRAFICO (1966) - *Carta delle temperature medie annue vere in Italia. Trentennio 1926-1955*. Roma.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, SERVIZIO IDROGRAFICO (1969) - *La distribuzione della temperatura dell'aria in Italia nel trentennio 1926-1955*, fasc. 4, a cura di GAZZOLO T. e PINNA M., Roma.
- MORI A. (1964) - *Carta delle precipitazioni medie annue in Italia (trentennio 1921-1950)*. CNR, Roma.
- MORI A. (1969) - *Carta dei regimi pluviometrici d'Italia (trentennio 1921-1950)*, CNR, Roma.
- MOISELLO U. (1976) - *Il regime delle piogge intense di Milano*. Ingegneria Ambientale, 6.
- MONTANARI G. (1940) - *Cenno sui movimenti franosi nell'Appennino Emiliano-Romagnolo*. Annali LL. PP., 78, (10-11).
- MONTANARI G. (1971) - *Frane nell'Appennino italiano con speciale riferimento all'Abruzzo e carta delle frane in Abruzzo*. I.P.I., Milano.
- MUNAUT A. V. (1959) - *Première contribution à l'étude palinologique des sols forestiers du district picardobrabançon*. Bull. Soc. Roy. Belge.
- MUNAUT A. V., DURIN L., EVRARD J. C. (1968) - *Recherches paléocologiques et pédologiques en forêt d'Andigny (Aisne, France)*. Bull. Soc. Bot. Nord France, 21 (3).
- NARDI R. (1965) - *Schema geologico dell'Appennino Tosco-Emiliano tra il M. Cusna e il M. Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino*. Boll. Soc. Geol. It., 84 (5).
- PAGANI G. (1978) - *Significato della «finestra tettonica» nella valle del T. Liocca (Alta Val d'Enza - Reggio Emilia)*. L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 14 (1).

- PAGANI G. (1979) - *Sulla presenza del « Complesso di M. Ventasso » nella Valle del Rio Grande (Villa Minozzo-Reggio Emilia). L'Ateneo Parm., Acta Naturalia, 15 (1).*
- PANIZZA M. (1972) - *Schema di legenda per carte geomorfologiche di dettaglio.* Boll. Soc. Geol. It., 91.
- PANIZZA M., BETTELLI G., CARTON A., COLOMBETTI A., FAZZINI P., MONTI A., NORA E., PELLEGRINI M., PIACENTE S., SANDONI G. & SCARPA S. (1980) - *Studio coordinato interdisciplinare sulla stabilità e gli interventi di difesa nell'area del Monte Santa Giulia (Val Rossenna - Appennino Modenese).* Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 111 (2).
- PANIZZA M., CARTON A., CASTALDINI D., MANTOVANI F. & SPINA R. (1978) - *Esempi di morfoneotettonica nelle Dolomiti e nell'Appennino modenese.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1.
- PANIZZA M. & MANTOVANI F. (1974) - *Geomorfologia del territorio di Pavullo nel Frignano (Appennino modenese).* Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 105.
- PANIZZA M. & PAPANI G. (1979) - *The Neotectonics of the Reggio Emilia Apennines.* Proc. 15th Meeting « Geomorphological Survey and Mapping », Modena.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1978) - *Messa a punto concettuale per la realizzazione di una cartografia applicata alla stabilità del territorio.* Geogr. Fis. Dinam. Quat., 1 (1).
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1976) - *Convergenza geomorfologica di morfosculture eterogenetiche. Messa a punto per ricerche di Neotettonica.* Gr. St. Quat. Pad., Quad. 3.
- PAPANI G. & SGAVETTI M. (1975) - *Alcuni problemi di Neotettonica nell'Appennino Emiliano occidentale.* Ateneo Parmense, Acta Nat., 11 (2).
- PETTIJOHN F. J., POTTER P. E., SIEVER R. (1972) - *Sand and Sandstone* Cap. III Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- PINNA M. (1977) - *Climatologia* UTET, Torino.
- PIROLA A. & CORBETTA F. (1971) - *I vacciniati dell'alta valle del Dardagna (Appennino emiliano).* Not. Fitosoc. It., 6.
- PLANCHAIS N. (1973) - *Contribution à l'analyse pollinique des sols de l'Aigoual; étage de hêtre et pelouse sommitale.* Pollen et Spores, 15 (2).
- PLESI G. (1975) - *La giacitura del Complesso Bratica-Petrignacola sulla Serie del Rio di Roccajerrara (Val Parma) e dei flysch arenacei tipo Cervarola dell'Appennino Settentrionale.* - Boll. Soc. Geol. It., 94.
- PLESI G. (1975) - *La Nappe de Canetolo.* Bull. Soc. Géol. Fr., 17.
- PROGETTO GEODINAMICA - *Sezioni geologico-strutturali in scala 1:200.000 attraverso l'Appennino Settentrionale.* CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica; Sotto-progetto 5 - Modello Strutturale Gruppo Appennino Settentrionale - Tipografia Giuntina s.r.l., Morrón, Firenze.
- RAU A. (1965) - *Nota preliminare al rilevamento geologico delle alte valli del Cedra e dell'Enza (Appennino Emiliano).* Boll. Soc. Geol. It., 84 (3).
- REGIONE EMILIA ROMAGNA (1975) - *Metodologie di base per la formazione dei piani comprensoriali.* Ass. Agr. For., Bologna.
- REGIONE PIEMONTE (1979) - *Obiettivi generali e specifici per la memorizzazione e la gestione dei dati cartografici e di uso del suolo.* Ass. Pian. Gest. Urb., Doc. 7, Torino.
- RENTZ K. (1967) - *Die Geologie des Dolomites.* Unveröff. Dipl. - Art. Freie Univ. Berlin.
- RENTZ K. (1971) - *Zur Geologie der Zone zwischen der Secchia und dem Apennin - Hauptkamm (Prov. Modena und Reggio Emilia).* Inaug. - Diss. Dokt. Fachbereiches 24 (Geowissenschaften) Freien Univ. Berlin.
- REUTER K. J. (1969) - *La Geologia dell'alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sull'Unità M. Modino - M. Cervarola.* L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 5.
- RODOLFI G., SAVIO S. & MARTENS P. (1978) - *Esperienze di Cartografia tematica nel Mugello centrale.* Firenze. Ann. Ist. Sper. St. Dif. Suolo, Firenze, 9.
- SACCO F. (1893) - *Lo sviluppo glaciale nell'Appennino Settentrionale.* Boll. CAI, 27.
- SANESI G. (1977) - *Guida alla descrizione del suolo.* CNR, P.F. « Conservazione del suolo », sottoprogetto Dinamica dei versanti, pubbl. 11, Firenze.
- SARFATTI G. & PEDROTTI F. (1966) - *I vacciniati a « Vaccinium uliginosum » dell'Appennino Tosco-Emiliano.* Giorn. Bot. Ital., 46.
- SCHUMM S. A. (1956) - *Evolution of drainage systems and slopes at Perthby Amboy, New Jersey.* Bull. Geol. Soc. Am., 67 (1).
- SESTINI A. (1936) - *Discordanze tra orografia ed idrografia nell'Appennino Ligure.* Riv. Geogr. It., 44.
- SESTINI A. (1940) - *Osservazioni geomorfologiche sull'Appennino Tosco-Emiliano tra il Reno ed il Bisenzio.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 48.
- SOIL SURVEY STAFF (1951) - *Soil survey manual.*
- SOIL SURVEY STAFF (1975) - *Soil Taxonomy (a basic system of soils survey).* USDA, Handbook n. 436, Washington.
- TRAHLER A. N. (1952) - *Hyposometric (area-altitude) analysis of erosional Topography.* Bull. Geol. Soc. Am. 63 (2).
- TERZAGHI K. & PECK R. B. (1967) - *Soil Mechanics in engineering practise.* Wiley, New York.
- TINSLEY H. M. & SMITH R. T. (1974) - *Surface pollen studies across a woodland heath transition and their application to the interpretation of pollen diagrams.* New Phytol., 73.
- THIESSEN A. H. (1911) - *Precipitations averages for large areas.* Monthly Weather Rev.
- THORNTHWAITE C. W. (1948) - *An approach toward a rational classification of climate.* Geogr. Rev., 38.
- THORNTHWAITE C. W. & MATHER J. R. (1950) - *Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and water balance.* Publ. Clim., 10.
- TRICART J. & CAILLEUX A. (1967) - *Le modèle régions périglaciaires.* Soc. Ed. Ens. Sup., Paris.
- VARNES D. J. (1958) - *Landslides types and processes.* In: « ECKEL E. B., ed., - Landslides and engineering practise. Highway Research Board, Washington, Spec. Rep., NAS-NRC, pubbl. 544 ».
- VEZZANI F. & PASSEGA R. (1963) - *Applicazione di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino Settentrionale.* Boll. Soc. Geol. It., 82 (1).
- VIANELLO G. (1979) - *Una moderna Cartografia come strumento di base per la pianificazione territoriale. L'esperienza dell'Emilia-Romagna.* Atti Conv. Cart. Tem. Reg., Catania, 12-15 Sett.
- VINK A.P.A. (1968) - *Aerial photographs and the soil sciences.* In: « P. REY ed., Explorations aérienne et études intégrées. Recherches sur les ressources naturelles », 6, UNESCO, Paris.
- VINK A.P.A. (1981) - *La valutazione delle terre per le diverse utilizzazioni.* Pubbl. Ist. Geol. Pal. Geogr. Fis. Un. Cagliari.
- VIPARELLI C. (1965) - *Pioggie brevi e di notevole intensità.* IX Conv. Idr. Costr. Idr., Trieste.
- VITTORINI S. (1972) - *Il bilancio idrico secondo Thornthwaite in alcuni bacini della Toscana.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., ser. A, 79.
- ZACCAGNA S. (1898) - *Nuove osservazioni sui terreni costituenti la regione dell'Appennino adiacente l'Alpe Apuana.* Boll. R. Comit. Geol. It., 29.
- ZACCAGNA D. (1925) - *Foglio 96 (Massa) della Carta Geologia d'Italia alla scala 1/100 000.* Roma.
- ZANZUCCHI G. (1980) - *I lineamenti geologici dell'Appennino parmense. Note illustrative alla carta e sezioni geologiche della provincia di Parma e zone limitrofe (1:100 000).* Volume dedicato a VENZO S., Univers. Parma.

INDICE

	<i>pagina</i>
1. PREMESSA	288
2. LINEAMENTI D'INSIEME	289
2.1. Inquadramento Geologico	289
2.2. Problematica Geomorfologica	292
3. CARATTERISTICHE STRUTTURALI	292
3.1. Unità Litologiche	292
3.2. Tettonica e Neotettonica	294
4. CARATTERISTICHE CLIMATICHE E IDROLOGICHE	297
4.1. Inquadramento generale	297
4.2. Cicli di gelo e disgelo	299
4.3. Distribuzione e previsione delle massime precipitazioni di durata da uno a cinque giorni	303
4.4. Bilancio idrologico	305
5. GEOMORFOLOGIA	308
5.1. La Carta Geomorfologica	308
5.2. Inquadramento Geomorfologico	308
5.3. Forme, processi e depositi glaciali	310
5.4. Depositi a glacia	312
5.5. Forme, processi e depositi periglaciali	313
5.6. Forme, processi e depositi torrentizi	315
5.7. Forme, processi recenti e in atto sui versanti in ambiente temperato	316
5.8. Forme carsiche	317
6. ANALISI GEOMORFICA QUANTITATIVA	318
6.1. Caratteristiche morfometriche del reticolo idrografico	318
6.2. Le Carte dell'acclività e dell'orientazione dei versanti	323
7. RICERCHE SPECIFICHE	325
7.1. I suoli più rappresentativi nell'evoluzione geomorfologica dell'area	325
7.2. Testimonianze archeologiche e storiche della frequentazione umana (9 000 a. C. - 1 000 d. C.)	343
7.3. Palinologia del profilo « Bagioletto »	345
7.4. Schema idrogeologico	350
7.5. Carta dell'utilizzazione del suolo	352
8. EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA E CONCLUSIONI	354
9. BIBLIOGRAFIA	356

N.B.: *Le tavole del presente lavoro verranno distribuite come fascicolo 5 (2 suppl.).*