

CORRADO VENTURINI

GEOLOGIA DELLE ALPI CARNICHE CENTRO ORIENTALI

Pubblicazione n. 36

COMUNE DI UDINE Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale Udine - 1990

DIREZIONE E REDAZIONE EDITING

Museo Friulano di Storia Naturale - via Grazzano 1, 33100 UDINE - Tel. 510221/504256

Testi, disegni, foto e impaginazione: Corrado Venturini

Tipografia: Grafiche Fulvio s.r.l.

Riproduzione anche parziale vietata. Tutti i diritti riservati. Ai miei cari genitori

RIASSUNTO

In questo lavoro, corredato da una Carta Geologica alla scala 1:20.000, viene analizzata la complessiva stratigrafia carbonifero-anisica delle Alpi Carniche centtali, limitatamente alle successioni tardoe post-ercinica, attraverso l'esame e la correlazione di numerose sezioni e profili inediti. La sequenza deposizionale permocarbonifera è indagata con approccio bioe litostratigrafico, petrografico e sedimentologico che, mediato con l'analisi paleotettonica, consente di documentare coerentemente i tentativi di ricostruzione paleogeografica. Una particolare attenzione viene rivolta all'analisi della successione permiana superiore (sequenza permo-triassica) attraverso lo studio delle Arenarie di Val Gardena, dei relativi termini ruditici inferiori (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto) e della Formazione a Bellerophon in cui l'analisi di facies e i dati paleotettonici misurabili in affioramento hanno messo in luce una attiva tettonica sinsedimentaria dominata da concomitanti subsidenze, sollevamenti e locali brevi emersioni interne al bacino di sedimentazione.

Per la sequenza medio-triassica, attraverso l'esame della distribuzione e della natura ed età del substrato, variabile dai calcari devoniani alla Formazione di Werfen, emerge un quadro paleogeografico dominato da sollevamenti differenziali e cospicue erosioni subaeree.

L'attività tettonica sinsedimentaria, già sensibile durante la deposizione della sequenza permo-carbonifera, prosegue marcata durante lo sviluppo di quella permo-triassica prima e medio-triassica in seguito, e risulta nel suo insieme accomunata da orientamenti di sistemi di paleofaglie che dal Carbonifero medio-superiore al Triassico medio si mantengono praticamente immutati ricalcando le direzioni N120°E e N15°-50°E.

L'indagine paleogeografica sviluppata

per le singole sequenze tettono-sedimentarie induce a proporre un quadro paleotettonico essenzialmente uniforme dal Carbonifero post-collisionale (tardo-ercinico) al Triassico medio e, con molta probabilità, superiore, individuando un regime trascorrente caratterizzato da alterne fasi transtensive e transpressive quale principale possibile causa evolutiva.

Le ricostruzioni paleogeografiche sono inoltre basate sui riposizionamenti palinspastici dei singoli affioramenti, traslati e ravvicinati dalle fasi tettoniche alpine. La relativa analisi strutturale è stata eseguita separatamente su settori tettonicamente omogenei che nell'insieme costituiscono l'intera area rilevata. Le singole interpretazioni sono poi state unificate e compendiate in un'unica globale sintesi evolutiva della tettonica alpina condizionata da una prima fase compressiva orientata NE-SW, definita «dinarica», che sviluppò accavallamenti verso sud-ovest, seguita da compressioni N-S che hanno generato scorrimenti est-ovest sia nord che sud immergenti e sistemi coniugati di faglie trascorrenti che hanno dislocato le precedenti strutture. Contemporaneamente le medesime compressioni ad orientamento N-S riattivarono in senso trascorrente destrorso le principali faglie ancestrali tardoerciniche orientate N120°E che innescarono localizzati accavallamenti N60°E. Infine una direzione di compressione NW-SE ha indotto in precedenti faglie distensive e in scorrimenti, accumunati da orientamenti est-ovest, decisi movimenti trascorrenti, anch'essi destrorsi. Nella ricostruzione della cinematica alpina si è rivelata di fondamentale importanza la discriminazione delle strutture erciniche che in vasta parte del settore carnico rappresentano fonte di condizionamento o interferenza per quelle alpine.

Sulla base di un'analisi meso- e macro-strutturale del substrato pre-carbonifero medio-superiore viene inoltre proposto un nuovo modello deformativo per l'orogene ercinico delle Alpi Paleocarniche nel quale le tre precedenti ipotesi evolutive, apparentemente inconciliabili, ricavabili dalla letteratura (faldista con vetgenza a nord, a pieghe, e a scaglie embriciate a decisa vergenza meridionale) trovano tutte una validità se considerate a scala differente come parti o movimenti del medesimo edificio strutturale.

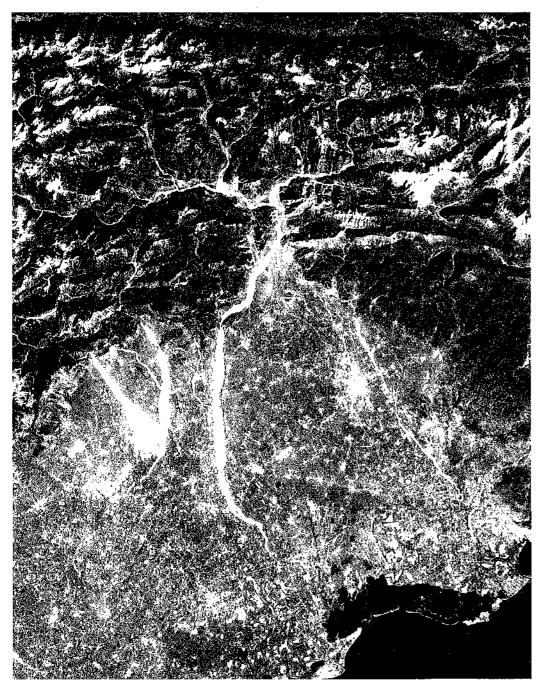


Fig. 1 - La catena alpina carnica vista dal Satellite Landsat (900 km d'altezza).

SUMMARY

The investigated area is located along the Italian-Austrian border in the easternmost Southern Alps (fig. 3). It is part of the Palaeocarnic Chain and includes both the Hercynian strongly deformed basement and the Carboniferous to Triassic cover.

A detailed analysis has been carried out on this peculiar geological core, about 150 kmq wide, which exposes the most complete marine to paralic and continental sequence of Middle Carboniferous to Permian age directly resting on the basement with clear angular unconformity.

Local detailed analysis integrated with data collected along the whole Carnic Chain have allowed a tentative stratigraphic, tectonic and palaeogeographic reconstruction.

One of the main goals of the work is to reconstruct both the Hercynian and the Alpine deformative frameworks, to discriminate the relative structures and study their mutual interactions. The stratigraphic investigations, limited to the middle Carboniferous to Anisian sequence, have been strictly related to the tectonic evolution of the area.

This attempt strongly supports the numerous palaeotectonic and palaeogeographic speculative reconstructions that are proposed in the paper.

Stratigraphic and Palaeogeographic analysis

The thick post-Hercynian sedimentary (and partly volcanic) succession of the Carnic Alps (fig. 2) can be subdivided into 3 main sedimentary sequences: a) Permian-Carboniferous, b) Permian-Triassic and c) middle Triassic sequences; each one is ruled by an internal transgressive trend which is interrupted by a widespread regressional erosional surface at the top (a main paraconformity with gentle or no angular unconformity).

Permian-Carboniferous sequence

The main outcrops are located in the Pramollo (Nassfeld) Basin. At the base the Bombaso Formation develops with a series of immature clastic wedges fed by the Palaeocarnic uplifted Chain and prograding toward the basin axis (fig. 27). These sediments are mostly constituted by radiolaritic, arenitic and volcanic clasts (Pramollo Member) or by Silurian to Dinantian limestone pebbles (Malinfier Horizon) sedimented in alluvial to marine environments.

Toward the west, alluvial environments grading into shallow marine conditions have been found. Open sea with deeper conditions is developed toward the East.

The age of the unit is well defined only at the transition to the fossiliferous Auernig Group deposits. The very base is assumed to be of undetermined Upper Westfalian age.

The Auernig Group is characterized by an abrupt change of the terrigenous supply which is shifted toward more distant western or northwestern reliefs (fig. 64). Arenites and conglomerates are characterized by a high quartz-content related to metamorphic source areas (fig. 12).

The compositional change is not abrupt. Both regular petrographic transitions, with a lowering of the lithic content and a contemporaneous quartz increase and progressive intercalation of the immature beds with the quartz-rich layers can be noticed. The Bombaso-Auernig transition is almost always fixed at the Moscovian-Kasimovian boundary on Fusulinid and plant fossils. Some exceptions have been pointed out in the uppermost Rio Malinfier and Casera Auernig areas. These transitions are fixed around the Middle Kasimovian to approximately the Lower Gzelian ages.

This evidence supports the idea that some places with immature clastic sources extended their local influence contem-

poraneously with the distal quartz-rich contributes of Kasimovian age.

The Auernig Group is subdivided into five fossiliferous and well dated formations. They are differently named in the Italian and Austrian stratigraphy. Therefore it is convenient to call the five formations $A_{1.5}$ in order to simplify the complex nomenclature and standardize the two groups of names (fig. 5).

Auernig Group sediments are organized into thin cyclothems usually 20-30 m thick and mainly due to sudden sealevel fluctuations. The environments range from fluvial-deltaic to inner and lower shoreface to open sea platform with shallow conditions (maximum extimated depth of 40-60 m) (figs. 34 and 37).

In the seemingly monotonous alternations of widespread thick conglomeratic and limestone levels, interbedded with pelitic and arenitic bodies, a large number of facies is recognizable upon sedimentological approach. Conglomerates might represent:

- a) vertical multistorey fluvial or inner deltaic episodes with sharp erosive base and internal multiple erosional surfaces; the granulometric curves show clear positive trends:
- b) foreshore deposits defined by well sorted conglomerates gently dipping (13°) toward the sea.
- c) long shore sediments drifted along the inner shoreface by sea currents parallel to the coast; these are formed by both conglomerates and interbedded sandstones organized in thick episodes with sharp, non-erosional basal surfaces and internal trough cross bedding.

According to different environments sandstones can be arranged in:

- a) not frequent trough cross bedding bodies, 1-2 m thick, which are often colonized by roots, representing crevasse lobes; they are scattered inside the thick pelitic sediments of the alluvial plain;
- b) amalgamated hummocky bodies representing superimposed storm episodes

which developed along inner shoreface conditions;

c) very thin single hummocky levels interbedded with marine bioturbated pelites; they are due to occasional heavy storms.

The pelitic sequences can be referred to:

a) alluvial to deltaic plain conditions; they commonly appear intersected by small root prints or exhibit thin coal-seam intercalations and rare horizons rich in plant remains stored up without reworking;

b) marine conditions, defined by fossils and peculiar ichnofacies.

On the other hand the large number of carbonatic levels found, usually 4-6 m thick (however 4 cm and 20 m thick episodes have both been observed!), are always confined in the open sea environments which are located inside a shallow water platform (about 20-50 m deep). Often they are storm-controlled and located on the upper edge of a gentle slope along which some limestone slumps have been observed.

The limestones can be genetically subdivided into:

a) reworked episodes made of bioclastic assemblages (mostly algae and foraminifers); they constitute the most widespread facies opposing to

b) stromatolithic growth of platy algae (Eugonophyllum, etc.) and in situ biohermal growth of Dasycladaceae (Antracoporella).

The Auernig Group is of Kasimovian-Gzelian age (Upper Carboniferous). Its maximum thickness varies from 120 to 1200 m. According to Fusulinidae biozonation the sedimentation rate is not homogeneous. The five formations of the Auernig Group can be split into two sets: the former $(A_1 \cdot A_2 p \cdot p \cdot)$ corresponds to low rate (about 50 mm/10 ka), the latter is ruled by a strong increase of subsidence balanced by sedimentation (800 mm/10 ka). Regarding the Kasimovian-Lower Gzelian age $(A_1 \cdot A_2 p \cdot p \cdot)$, there is eviden-

ce of partial or generalized uplifts inside the Pramollo Basin; in the upper Gzelian $(A_2 p.p.-A_3-A_4-A_5)$ large areas of the basin were imprompted to lowering.

The evolution of the Auernig stage can be easily summarized by splitting the Pramollo Basin into three parallel N120°E trending bands or sectors. The central band (Valbertad + Monte Cavallo-Rosskofel) is characterized by thin deposits due to non deposition and/or partial ancient erosion.

During the Kasimovian-Lower Gzelian interval the central sector underwent a progressive uplift, first in the Lower Kasimovian (A₁ Formation), due to a weak tectonic phase; afterwards a strong tectonic acme struck the basin in Lower Gzelian time.

The first tectonic phase gave rise to weak erosions mostly developed on the uplifted sectors and its borders. Flat valleys N-S or NE-SW oriented were dug and then filled with reworked coarse deposits in S to N transport directions (fig. 62).

These deposits are particularly developed in the Valbertad-Lanza area (Rio del Museo, Rio Cordin, Rio das Barbacis) located at the northern margin of the uplifted central sector.

Up to that time palaeocurrent directions were assembled on a N120°E trend, parallel to the basin axis, and represented both by groove and flute casts measured on turbiditic levels and by directions of slump flows.

The second tectonic phase is recognizable by a series of coarse thick episodes (A₂ Formation) formed by reworked materials locally made up by Devono-Dinantian limestone clasts, i.e. near Casera Auernig (fig. 21) (Malinfier Horizon, Lower Gzelian age) where submarine deposits are fan-shaped with a SW to NE prograding direction. In addition, Casera Auernig too is located at the northern margin of the rising central sector uplifted and emerged from the sea (fig. 33). There has not been sedimentation on the central sector since the Lower Gzelian to Lower

Permian p.p.. During that period the central sector presumably changed into a flat subaerial relief with no deposition and moderate in loco alteration of sediments. Weak carsification might develop on the Hercynian exposed limestones.

The Lower Gzelian Pramollo Basin was, therefore, split into two subsiding sectors (A and C) divided by the Valbertad-M. Cavallo Horst (sector B), about 3-5 km wide.

Upper Gzelian sequences $(A_2 p.p.-A_3-A_4-A_5)$ are well preserved only in the northern sector (C); in the southern sector (A) the sedimentary sequence is interrupted by tectonic faults due to the Alpine orogeny: the continuous sequence is developed only to the uppermost bed of the A_2 Formation.

The following data and interpretations are gathered and founded on the northern sector (C) analysis.

Palaeocurrent analysis is of particular interest. The A₃ Formation is characterized by N40°-120°E transport directions that are based on trough cross bedding of fluvial-deltaic conglomerates (fig. 54). The same facies exhibits a N40°E maximum (SW toward NE) in the A₄ and A₅ Formations (figs. 56 and 58). In the same units long shore drifted sediments show a SE-NW palaeocurrent trend and coast beach-lines N155°E oriented (fig. 56).

Together these data fit in a palaeogeographic pattern coherent with a progressive shifting of fluvial-deltaic palaeocurrents from N120°E to N40°E trends. The Tröpolach-Camporosso Line, the northeasternmost synsedimentary boundary of the Pramollo Basin, might have acted as a type of palaeotectonic structure producing more subsidence along the northern basin edge (fig. 60).

The close ciclicity developed in the Auernig Group deposits is presumed to be mostly the result of glacio-eustatic control with tectonic interferences.

Following the Auernig succession is the Rattendorf Group. Its general age is Asselian. It consists of two, mostly carbonatic, formations (R_1-R_3) interspaced by a previously terrigenous unit (R_2) . In the lower carbonates (R_1) , depositional features of inner shelf environment are recognizable.

The formation can be separated into four asymmetrical trangressive-regressive cycles (fig. 44). They developed in a shallow water sea with depth varying from 1 to 30 m. R₁ Formation ranges a maximum thickness of 160 m.

R₂ Formation is quite similar lithologically to the Auernig Group sediments. A presence of oncolitic bats is peculiar to it. The whole thickness is about 110 m. The paleocurrent main trend is N120°E (to SE) oriented.

The R₃ Formation is constituted of thin bedded limestones related to internal shelf environments, in shallow to open lagoons, and massive bioconstructed limestones. The latter facies, mostly algal, locally grades into talus deposits with foresets prograding toward NE. The formation thickness is 175 m.

The Rattendorf Group is perfectly developed in the northern (C) sector of the Pramollo Basin. Scattered outcrops (tentatively ascribed to R₃ Formation but surely belonging to the Rattendorf Group) are also present in the central (B) sector. They unconformably rest on the Devono-Dinantian strongly tectonized limestones of the Hercynian sequence (M. Cavallo-Rosskofel, Creta di Rio Secco) or they overlie thin sequences of A₁ Formation directly onlapping the Hercynian basement.

The uplifting of the central (B) sector is again noticed. The structural high became active during Kasimovian and Lower Gzelian times and persisted until the Upper (or Lower) Asselian undergoing moderate subaerial erosions.

No data is available for the southern (A) sector for which the sequence is restricted to A₂ Formation by Alpine tectonic gap and Quaternary erosion. It is

possible that the whole Pramollo Basin was entirely restituted to marine environments in Asselian time.

For the central (B) and northern (C) sectors this is a fact. The Carboniferous-Permian boundary is not precisely defined. Some authors have fixed it inside the A₄ Formation. Other ones inside the R₁ Formation. Both proposals are founded on biostratigraphic approach. These discrepances are due to the lack of a unique criterion for placing the boundary.

In this paper the Carboniferous-Permian boundary has been arbitrarily placed at an intermediate position corresponding to the stratigraphical transition between the Auernig and Rattendorf Groups (as admitted by previous authors until 30 years ago).

Trogkofel Limestone stratigraphically overlies the Rattendorf Group. It is made of shelf and shelf edge carbonates organized in both bedded and massive deposits. The maximum thickness is about 400 m and decreases toward south-east.

Massive limestones are formed by prevailing Archaeolitoporella, Tubiphytes, Briozoan, Echinoderms and encrusting algae. Creta di Aip - Trogkofel and Reppwand constitute the only remnants of the original, presumably widespread, shelf deposits of the Sakmarian to Artinskian p.p. age.

At the Creta di Aip northern margin a coarse brecciated facies is present just at the bottom of the bioconstructed reef body. It seems to correspond to the slope ruditic deposits stored up on the prograding reef edge which is active on a shallow water platform.

Trogkofel Limestone is the last unit of the Permian-Carboniferous sequence (Pontebba Supergroup). It is capped by the Tarvisio Breccia, a discontinuous ruditic level made up of clasts eroded from the Trogkofel Limestone during the Saalic phase.

The movements were apparently extensional and developed along vertical to

subvertical faults mainly oriented at N120°E and N15°-50°E. They started to be active in the uppermost Lower Permian. Additionally, at the Lower-Middle Permian boundary, a worldwide eustatic regression (-100 m of the sea-level) is noticed to have occurred.

The compound result was a widespread weak erosion. Some authors have seen a close connection between Tarvisio Breccia and Trogkofel Limestone considering the former as the regressive episode that ends the Permo-Carboniferous cyclotheme.

Based on field observations, Tarvisio Breccia seems more likely to be a time equivalent to the Sesto Conglomerate, and together they can be considered the basal member of the new sedimentary cycle.

Permian-Triassic sequence

Tarvisio Breccia and Sesto Conglomerate are mostly made up of coarse to fine ruditic deposit. They are organized in alluvial fan bodies and/or valley filling wedges lateral to the major trunk-valley or the wide valley plain. They are confined along (or transversal to) active fault margins. They play the same stratigraphic role and they only differ compositionally. Ruditic deposits always reflect the just below substratum and point out the low or non existent transport of lithic constituents. They are characterized by strong lateral variations and randomized palaeocurrents.

Red beds of Val Gardena Formation follow. They consist of red pelites with caliche nodules, footprints, rootlets, mudcracks pedogenetic layers interlayered with arenitic bodies 2 to 12 m thick. The former are interpreted as alluvial plain deposits interbedded with fluvial bars. Near the transition to *Bellerophon* Formation, pelites increase and produce a terminal fan.

The numerous profiles measured in the Carnic area show clear thickness variations (27, 40, 200, 240 m; figg. 75 and 76). The thinnest ones, only made of red pelites in terminal fan setting, correspond to the uppermost stratigraphical levels of the total formation. Further indications (such as the stratigraphic location of an early trangressive episode) give clear evidences that the Carnic area was splitted in several fault bounded blocks that subsided in different times and were separated by feat not elevated structural highs.

The thickest measured sections of Paularo (Torrente Chiarsò) and Forni Avoltri (Rio Alpo) record a very similar transgressive-regressive-transgressive trend. The early transgressive acme (some tens of meters above the base of the profile) is represented by lagoon deposits (dolostones with foraminifers and algal mats, gypsum) which are confined in terminal fan sediments (Paularo) and by a thick red pelitic body (terminal fan only) in the Forni Avoltri section (figs. 75 and 77).

The marine transgression moved forward from E or SE owing to the facies lateral distribution. A regressive trend follows up to the half of the section containing a progressive increase of the sandstones organized in fluvial bars. A slow transgressive trend develops. Terminal fan red pelites, locally interbedded with lagoon dolostones, universally mark the uppermost Val Gardena Formation.

The only fossils are rare foraminifers scattered in the early transgressive marine episode and, in larger numbers, inside the upper lagoon dolomicrites. Some Tetrapod footprints have also been found in red siltstones West of Paularo.

The age of the lowermost red beds of the Carnic area, and the early transgressive deposits, has been tentatively fixed as Lower Capitanian, on the basis of speculative correlation with some marine beds bearing Neoschwagerina fauna from northern Yugoslavia.

The boundary between the Val Gardena Formation and the *Bellerophon* Formation is characterized by scanty interlayerings of red pelites and laminated gypsum or dolomicrites. Thin laminated

reworked gypsum is interbedded with centimetric levels of evaporitic primary gypsum. Locally it passes to black fossiliferous dolostones with diagenetic nodules of gypsum.

The gypsiferous member is overlaid by a dolomitic to limestone member with locally well developed intraformational breccias and conglomerates. Knowledge of this data is due to clear syntectonic movements supported by numerous field evidences.

There is indirect evidence of gentle emersion of fault bounded blocks subaerially eroded. It is recognizable through thin fan delta bodies made up of subrounded clasts reworked from the member itself.

At the transition between the gypsiferous member and the dolomitic to limestone member a red pelitic body develops. It represents a clear regressive episode: a 35 m thick terminal-fan body prograding into lagoon environments and eteropical to Rauwacken deposits. The tectonical restoration of the Alpine deformed Carnic belt allows the depiction of a terrigenous alimentation, simultaneously active from far-off western and southern lands with transport directions converging toward the central Carnic area (figg. 103 and 104).

The uppermost member of the Bellerophon Formation consists of blackish fossiliferous limestones extended on the whole Carnic area. They represents shelf environments with shallow water conditions mostly referred to open sea.

Werfen, Lusnizza and Serla Formations follow. They marginally outcrop in the investigated area. On the whole they are rapresented by shallow water sea to evaporitic lagoon to carbonatic shelf environments developed during Scitian-Anisian times.

Middle Triassic sequence

The Permian-Triassic sequence is stop-

ped by a widespread tectonic phase with vertical movements, emersions and subaerial erosions. Western to the more detailed mapped area, tectonic effects progressively diminish; on the opposite side, toward Tarvisio, they increase.

The tectonic phase struck the Carnic area during the Anisian times. Palaeofaults are stressed by volcanic dikes, lithofacies boundaries, palaeocurrent directions, reactivated palaeofaults and occasionally palaeofault surfaces mineralized in the Anisian times. Their main trends are N0°-30°E and N120°E, similar to the Upper Carboniferous and Permian ones.

Due to the Anisian tectonic phase a new sedimentary cycle follows. In the investigated area synsedimentary vertical movements produced a clastic wedge, mostly ruditic, named Breccia di Ugovizza. Alluvial to deltaic environments have been inferred. Paralic sediments vertically pass to lagoon limestones (Calcari nodulari) and shelf carbonatic deposits (Dolomia dello Schlern) organized in a transgressive trend. Vertical tectonics gave rise in the uplifted areas to erosion that in some case uncovered the heavily deformed Hercynian substratum (fig. 120).

It should be remarked that the whole Upper Carboniferous to Triassic palaeotectonic evolution of the Carnic area is ruled by a «yo-yo tectonic» that broke off large subsiding fault bounded blocks that in time and space alternatively subsided and uplifted.

Transcutrent movements in a mega shear zone between Laurussia and Africa have been postulated for the Late Hercynian stage (fig. 125).

A suggestion is made to extend this transcurrent pattern up to Late Triassic. The strong synsedimentary activity testified in the Carnic area and recognizable in a wide surrounding domain could be the result of alternating transpressive and transtensive conditions ruled by the same system of master faults.

Structural analysis

The investigated area underwent strong compressional events both in Carboniferous and in Palaeogene to Quaternary times. The former is related to the Hercynian diastrophism (Carnic event, reflecting the Leonian movements connected to the Asturian phase), the latter to the Alpine orogeny.

The Hercynian orogeny

The Palaeocarnic Chain was uplifted in Late Namurian to Early Westfalian times in a short time span (less than 10 Ma). Hercynian deformations are both ductile and semi-brittle according to the crustal depth of building.

Hercynian asymmetric folds (from few cm to some km) differ from the Alpine ones in the flattening and closure that always appears strongest in the former.

The structural analysis has been extended to the Hercynian basement of the Carnic Alps to discriminate the old deformations from the Alpine ones. This is to avoid dangerous mistakes in the tectonic restoration of the zones constituted by sole Hercynian terrains. Moreover, the recognition of some km wide Hercynian structures (i.e. the Val Bordaglia-M. Volaia area) affected by subsequent Alpine deformations allows to stress the kind and extent of the Alpine movements (figs. 204 and 207).

The structural model here presented for the Hercynian Palaeocarnic Chain is grounded on many field data and differs from the previous models.

The complex structural pattern is due to a N210°E trending steady stress. It gave rise to three different systems of structures, included folds and faults, all of them distributed along a N120°-140°E direction. Each system of structures is referred to a different crustal depth of burial and deformation (fig. 151).

Inside the non metamorphosed or very weakly metamorphosed units of the old Palaeozoic age (Upper Ordovician to Lower Carboniferous sequence) the three systems corresponding to different phases overprinted each other.

The first deformational phase was a ductil one and caused a km-wide huge asymmetric fold with an upside down limb visible in the M. Zermula sector (fig. 131). The fold is developed on the whole belt scale and it is possible to recognize it only by a palinspastic restoration in order to remove the effects of the second and third deformative phase as well as the subsequent Alpine diastrophisms.

The whole structure is verging toward South (SSW). On its back side a 4-5 km narrow band with a clear northern vergence is recognizable (Monte Cavallo-Rosskofel, Creta di Rio Secco, ...). It can be explained as a back fold system synkinematically developed with respect to the main fold (figs. 144 and 146).

This kind of deformational pattern has been experimentally proved on a varved clayey sequence pushed toward an obstacle on a rigid inclined plane. As for the Palaeocarnic Chain, the rigid plane was the metamorphic basement (it never outcrops in the Palaeocarnic thrust sheet stack, the oldest element of which is Ordovician in age), while the obstacle could resonably be the basement itself rosen along the synsedimentary vertical faults of Lower Carboniferous age.

The folded sequence was involved in a brittle (or semi-brittle) 2nd deformational phase (D2) in response to a general crustal uplift. Many fault planes with flat-and-ramp geometries developed both along preexisting detachment surfaces of drag folds inherited from the 1st phase (D1), and crossing the previous ductile structures.

The large asymmetrical fold of the Zermula area was cut into several tectonic slices, from few to some hundred meters thick (fig. 127). The tangential displacement along the numerous parallel thrust planes (N120°-140°E) did not destroy the larger scale early folding. Tectonic surfaces

often developed along pelitic horizons (i.e. beds of Lower Carboniferous and Ordovician-Silurian ages).

The 3rd deformative phase took place afterwards the Palaeocarnic domain underwent a further uplift. Km-sized open folds with axial hinge trending N120°-140°E developed behind new thrust planes mappable along tens of km (fig. 201). The most important recognizable Hercynian thrust among them is the Cason di Lanza Line. It underwent reactivations both during the Permo-Carboniferous stage and the Alpine compressions.

The Cason di Lanza Hercynian thrust brought the Monte Cavallo (Rosskofel)-Creta di Rio Secco-Monte Lodin structure to overthrust the Monte Zermula one. The former is made up by North-verging asymmetrical folds of D1 phase, the latter is the reverse South-verging limb of the huge D1 fold (fig. 145).

During the deformational phase (D3) both the structures had been refolded, in open antiforms thrusted each other.

Epimetamorphic units crop out of the area mapped in detail. They represent the Ordovician to Lower Carboniferous Palaeocarnic sequence that was metamorphosed during the Hercynian times. The metamorphic imprint developed at the same time with the D1 phase recognized in the sedimentary sequence. Of course the schistosity was confined into deeper crustal levels. The S1 of the epimetamorphic succession was afterwards folded with a N120°E trend connected to both asymmetrical folds and open km-wide antiforms.

The increasing uplift of the whole orogenic belt compelled the metamorphic sequence to pass through shallower crustal levels.

The non metamorphic sequence was affected by the D2 phase while in the same time the deeper metamorphic one underwent ductile deformations quite comparable with those of the D1 phase (fig. 151).

In the Palaeocarnic Chain the shortening linked to the Hercynian orogeny can be extimated equivalent to 75-80% with respect to the original extent.

The value does not take into account the shortening due to the detachment of the old Palaeozoic sequence of the Palaeocarnic belt from its pre-Ordovician basement.

The Alpine orogeny

In the Carnic Alps the Alpine tectonics produced deformations that can be related to three different stress directions. The first NE-SW trending directed stressfield was active during Palaeogene and produced N120°E trending thrusts with ramp and flat geometries and frontal duplex structures (fig. 198). Such kind of structures is well and best developed toward Southeast, in Yugoslavia. In the Carnic Alps they have been frequently hidden or destroyed by the following N-S compressions.

In some cases the peculiar distribution of more rigid nuclei prevented the first Alpine phase to be masked. This evidence clearly appears in the central Carnic Chain just North of the old Palaeozoic carbonate Hercynian folded belt. There, in the Eastern portion of the Pramollo Basin (Lanza, Creta di Aip-Trogkofel, Tressdorf, M. Auernig, M. Carnizza), the NE-SW and the N-S compressions produced effects that are still well distinct.

At the Monte Dimon area repeated steep tectonic slices, involving the Val Gardena Sandstone, unconformably resting on the Hercynian Flysch (Dimon fm.), show the best example of a complex duplex structure (fig. 198).

All the structures, folds and thrusts, are N120°E trending.

The second compressional phase is ruled by N-S stress directions. The main structures are East-West oriented. They developed as follows: open to moderately close folds, thrusts dipping both toward

North and South (fig. 199), conjugate systems of vertical faults oriented N140°-150°E (right transc.) and N30°E (left transc.) that intersect and shift the previous structures, N180°E vertical faults with extensional components.

The same compressions are responsible for late reactivations of ancestral faults. They belong to the Permo-Carboniferous N120°E system. In particular sites right lateral movements gave rise to local N60°E trending folds and thrusts following the East-West trend that is clearly displaced (i.e. Sella di Aip-Rudnig Stl.).

In the mapped area, North dipping thrusts usually bear high-angle planes; South dipping thrusts exhibit flat and ramp structures. The latter are younger than the former. Their kinematic significance can be understood only considering the neoalpine tectonic evolution of the whole Carnic Alps.

During the N-S compressional phase two main palaeofaults played a very important role. They are the Val Bordaglia Line (in the Forni Avoltri area) and the But-Chiarsò Line (fig. 201). The former was active in Upper Carboniferous, the latter in middle Triassic times. Both are trending about N50°E and in both cases a notable transcurrent sinistral movement is testified. Along the Val Bordaglia Line (a half km wide tectonically disturbed band) remnants of a Permian-Carboniferous sequence are preserved (figg. 204 and 207).

A narrow tectonically controlled and N50°E trending basin can be assumed in Late Hercynian times along the Val Bordaglia palaeofaults. During the N-S compressional phase the basin was squeezed and reduced by transpression that gave rise to a positive flower structure involving Hercynian basement, Permian-Carboniferous sediments and Lower Triassic deposits (fig. 208).

The But-Chiarsò Line is a reactivated palaeofault that during the N-S Alpine compressional phase splitted two areas characterized by different tectonic beha-

viour. Westward of it only low angle thrusts, with associated South-verging reverse folds, are developed; eastward of it a wide block is forced to move toward the North along a South-dipping plane. The Fella-Sava Line is here interpreted as the ramp of the original back thrust plane on both tectonic and stratigraphical basis.

The debated problem concerning the Fella-Sava westward prosecution is here solved by considering the But-Chiarsò Line as the sinistral transcurrent fault that caused and drived the northward shifting of the Fella-Sava block.

During the N-S compressional phase the shortening is evident along the East-West oriented thrusts. It is stronger in the Monte Salinchiet area (fig. 209) and along the Fella-Sava Line (back thrusts).

The compression ceased and was followed by extensional activation of East-West faults, vertical and subvertical, that in some case made use of pre-existing tectonic planes, i.e. the ramp surface of the Fella-Sava Line (fig. 202).

A new third compressional phase follows with an inferred stress direction around NW-SE. The effects are expressed by strong transcurrent reactivation of two fault systems respectively represented by the just mentioned extensional planes (N270°E, right trause) plus the East-West oriented thrusts developed during the N-S neogenic compressions (right transc.) and the originally extensive (left transc.) N180°E vertical faults.

A more visible effect, due to dextral transcurrence along the Hochwipfel thrust (N90°E) appears to be the large scale open fold with subvertical hinge that refolds the old Hercynian antiforms of the M. Volaia and Polinik (fig. 207).

During this compressional phase transcurrent reactivations along N120°E trending palaeofaults have been attested.

The Alpine shortening of the area mapped in detail is equivalent to about 25% with respect to the original extent. However it does not appear homogeneous

(fig. 209) and it reaches its maximum value in the southern portion of the investigated

area along the Fella-Sava and Monte Salinchiet thrust system.

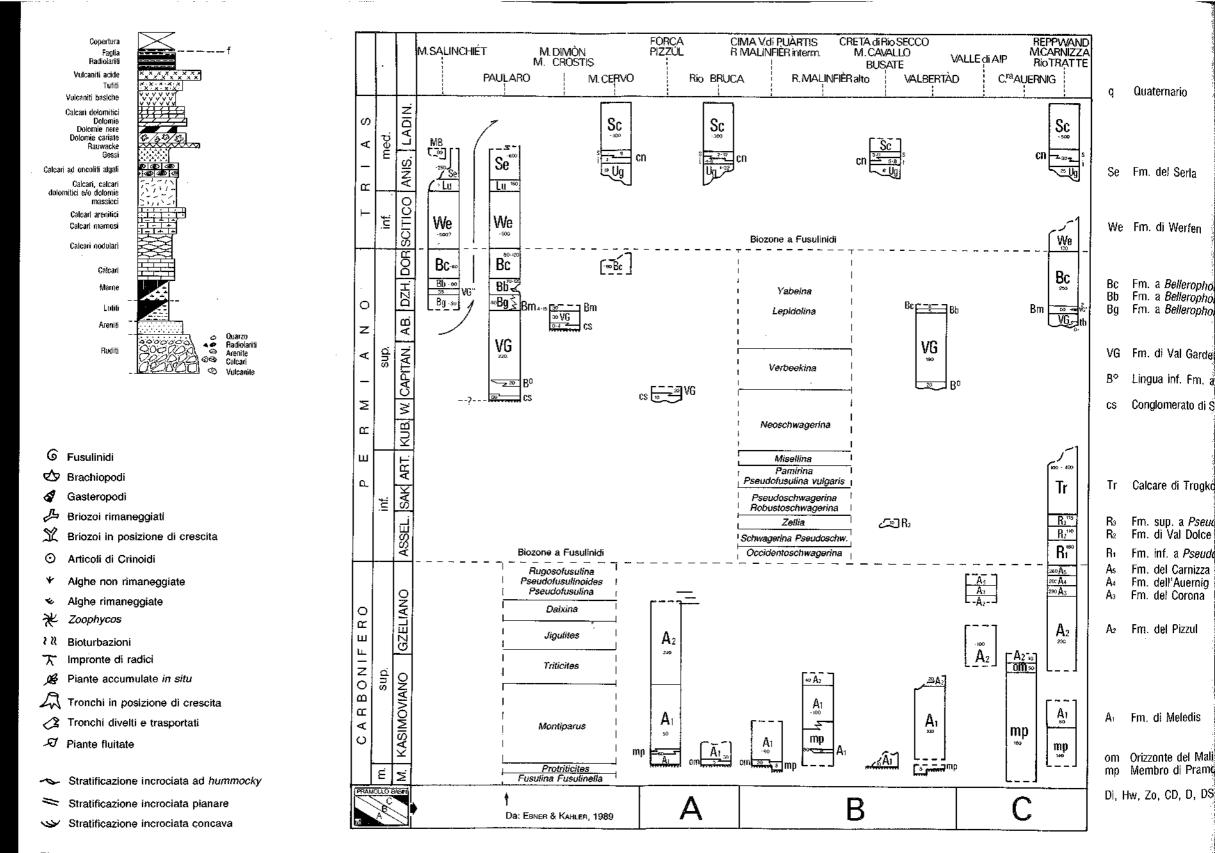
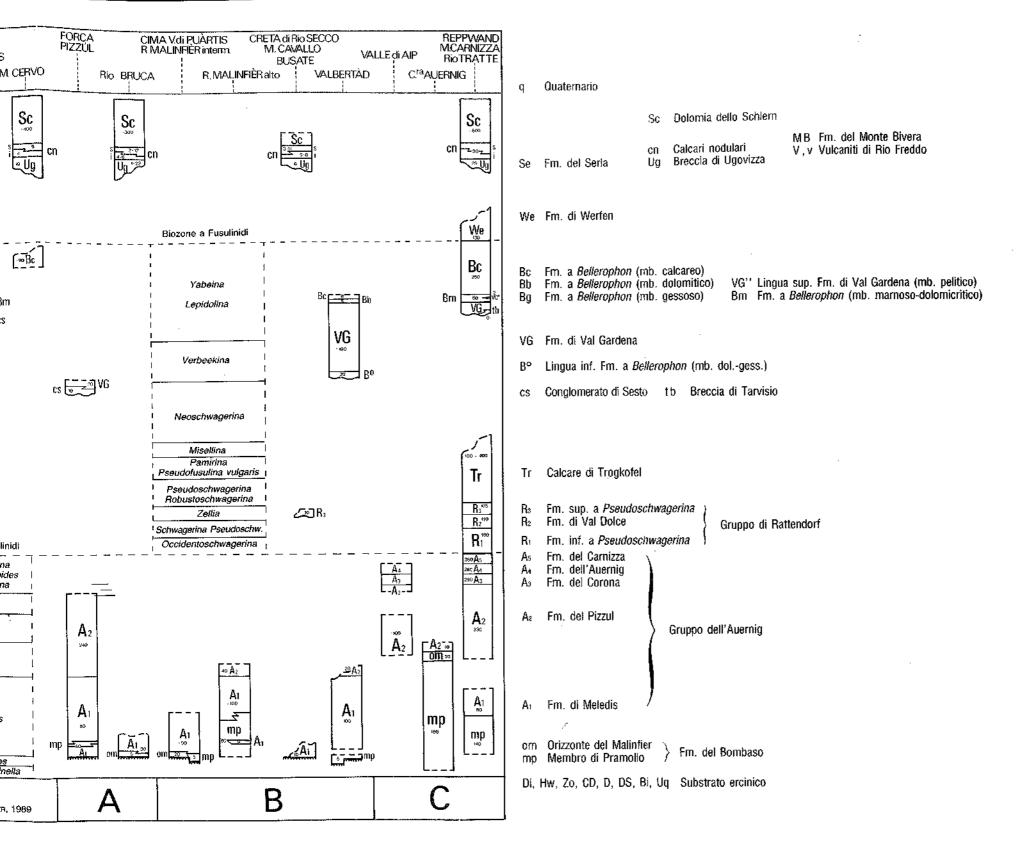


Fig. 2 - Schema stratigrafico relativo all'intervallo carbonifero (medio-superiore) - triassico (medio) nell'area carnica centro orientale. Le sigle usate per le Formazioni ed unità vengono riprese nei disegni e nelle fotografie.



arnica centro orientale. Le sigle usate per le Formazioni ed unità vengono riprese nei disegni e nelle fotografie.

```
Sc Dolomia dello Schlern
                                          MB Fm. del Monte Bivera
V, v Vulcaniti di Rio Freddo
           Calcari nodulari
           Breccia di Ugovizza
on (mb. calcareo)
on (mb. dolomitico)
                          VG'' Lingua sup. Fm. di Val Gardena (mb. pelitico)
Bm Fm. a Bellerophon (mb. marnoso-dolomicritico)
on (mb. gessoso)
a Bellerophon (mb. dol.-gess.)
Sesto th Breccia di Tarvisio
udoschwagerina
                        Gruppo di Rattendorf
doschwagerina
           Gruppo dell'Auernig
```

Fm. del Bombaso

OS, Bi, Uq Substrato ercinico

Introduzione

Questa monografia, intesa come approfondita nota illustrativa alla Carta Geo-

logica allegata, si è resa necessaria per presentare in maniera organica l'elevata quantità di dati raccolti durante il rilevamento geologico dell'area carnica centro-orientale

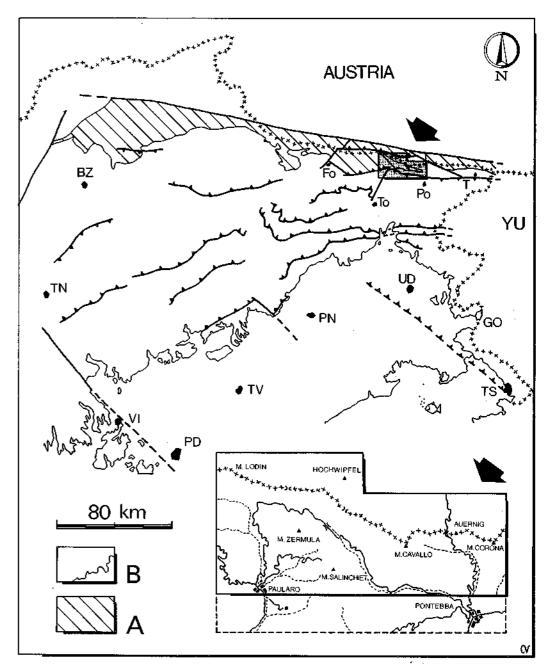


Fig. 3 - Ubicazione dell'area studiata in dettaglio e rappresentata nell'allegata Carta Geologica alla scala 1:20.000. A: Catena Paleocarnica; B: limite dei rilievi.

17

e documentare le interpretazioni formulate

L'indagine sul territorio è sempre stata condotta con un approccio integrato, stratigrafico, sedimentologico, strutturale, paleotettonico e paleomagnetico, al fine di raggiungere le soluzioni proposte attraverso l'esame del maggior numero di variabili.

I rilievi di campagna, condotti dallo scrivente, da solo o assieme ai suoi collaboratori (vedi Carta Geologica: quadro rilevatori), sono stati eseguiti alla scala 1:10.000 e 1:5.000, in gran parte utilizzando la base topografica della CTR (Regione Friuli-Venezia Giulia).

Le precedenti cartografie geologiche dell'area investigata, prima fra tutte quella di Selli (1963a) che ha fornito l'indispensabile base di partenza per il presente rilevamento, vengono qui riviste alla luce delle più recenti interpretazioni stratigrafiche mentre una particolare attenzione è stata rivolta alla dettagliata cartografia dei rapporti tettonici, complicati dalla riattivazione di sistemi di faglie ancestrali e dalla sovrapposizione nel tempo di numerose fasi distensive e compressive.

Trattare l'evoluzione geologica delle Alpi Carniche centro-orientali significa in particolare prendere in considerazione l'intervallo temporale permo-carbonifero, durante il quale si depositò la successione, altamente fossilifera, del Bacino di Pramollo che ne costituisce il nucleo più conosciuto e studiato, ma anche estendere l'analisi sia al substrato ercinico, sul quale la copertura tardo-ercinica poggia con evidente discordanza angolare, sia alle successive sequenze permo-triassiche che la ricoprono.

Una tale necessità diventa irrinunciabile volendo tentare di interpretare il contesto cinematico nel quale il Bacino di Pramollo prese forma e sviluppo, comprenderne i retaggi ancestrali e definirne le eredità strutturali a propria volta trasmesse.

Altrettanto imprescindibile risulta l'analisi delle deformazioni alpine alle quali l'intera successione è stata in seguito assoggettata, dal Cretaceo superiore al Quaternario, subendo traslazioni e rotazioni che non possono essere ignorate nella ticostruzione degli originali orientamenti e dei rapporti spaziali esistenti fra i singoli affioramenti.

Il lavoro si articola in due parti distinte:

a) l'analisi stratigrafico-sedimentologica della copertura tardo- e post-ercinica Auctorum del settore carnico centro-orientale, dove confluiscono anche i dati e le interpretazioni paleotettoniche;

b) l'analisi macrostrutturale, svolta separatamente per le deformazioni erciniche, che coinvolgono il substrato paleocarnico, e per quelle alpine che nei settori pre-carboniferi creano sovrapposizioni ed interferenze; i due insiemi di deformazioni per la prima volta, in questa Carta Geologica, vengono distinti e discriminati gli uni dagli altri.

Il punto a) si sviluppa in tre capitoli stratigrafici ognuno dedicato all'analisi di una precisa sequenza stratigrafica (permocarbonifera, permo-triassica e medio-triassica).

Il termine sequenza viene qui inteso nell'accezione di successione deposizionale corrispondente ad un ciclo tettono-sedimentario di I ordine sviluppato secondo un trend trasgressivo ed interrotto alla sommità da una rapida regressione.

Le singole datazioni della successione petmocarbonifera sono basate in parte su dati editi mentre in parte si fondano su analisi effettuate dal prof. Mario Pasini del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena, che qui cortesemente ringrazio, su sezioni sottili eseguite dal tecnico del Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna, sig. Remo Gamberini.

Ulteriori dati biostratigrafici mi sono stati forniti dallo stesso M. Pasini che ha riesaminato la collezione di oltre 200 sezioni sottili di Calcari a Fusuline, appartenute al compianto prof. Raimondo Selli. Tutte le sezioni sottili esaminate sono depositate e reperibili presso il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università di Bologna.

Numerose altre datazioni sono ricavate dall'analisi delle associazioni paleofloristiche riportate nelle pubblicazioni di M. Boersma, F. Francavilla e A. Fritz. Le località di campionatura utilizzate bio- e fitostratigraficamente sono segnate direttamente nella allegata Carta Geologica.

STRATIGRAFIA

Sequenza ercinica (substrato)

Lo studio stratigrafico della successione ercinica, databile dall'Ordoviciano superiore (Caradoc) (VAI & SPALLETTA, 1980) al Carbonifero medio, esula dai fini del presente lavoro anche perchè è stata oggetto di recenti approfondite revisioni (vedi successive citazioni bibliografiche) alle quali si rimanda per una esauriente trattazione dell'argomento e per quanto può essere necessario ai fini della comprensione della Carta Geologica allegata. Tale successione risulta composta da una serie di terreni prevalentemente carbonatici di età ordoviciano-dinantiana (SELLI, 1963; VAI, 1963, 1980a; VAI & SPALLETTA, 1980, 1982; CANTELLI et al., 1982; SPALLETTA et al., 1982) lateralmente eteropici con litofacies argillitico-radiolaritiche (SCHÖNLAUB, 1969). Ad essi fa seguito una successione terrigeno-vulcanica con potenza stimata di quasi 2 km (SPALLETTA et al., 1980; SPALLETTA, 1982; SPALLETTA & VENTURINI, 1988).

Durante l'intervallo Frasniano - Famenniano e nel successivo Dinantiano sono segnalate importanti fasi distensive (CANTELLI et. al., 1982) che coinvolgono la piattaforma carbonatica approfondendo-la mentre nel Viseano sono stati individuati dei marcati sollevamenti verticali interni al bacino con cospicue erosioni (SPALLETTA & VENTURINI, 1989) collegabili ad emersioni.

Questi ultimi autori tendono ad individuare una serie di atti transtensivi e transpressivi attivi nell'area carnica dal Devoniano sup. al Carbonifero inf.-medio. L'ipotesi è sostenuta anche dai dati relativi al chimismo delle vulcaniti carbonifere (Rossi & Vai, 1988).

È molto importante rilevare che l'orientamento delle fasce mobili e dei relativi principali limiti tettonici si dispone presumibilmente secondo la direzione N120°-140°E. Molti dei sedimenti immaturi derivati dallo smantellamento dei blocchi emersi nel Viseano hanno direzione di paleocorrente perpendicolare ad essa. L'orientamento N120°-140°E in seguito caratterizzerà in modo nettissimo l'intero edificio ercinico dell'area carnica.

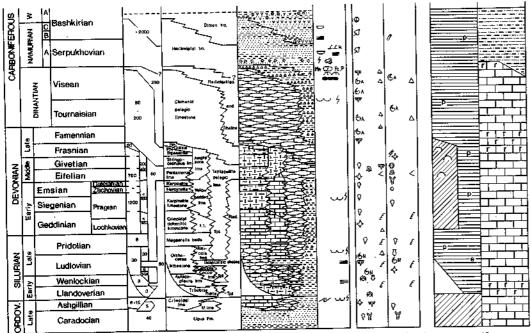


Fig. 4 - Schema stratigrafico relativo alla sequenza etcinica delle Alpi Carniche (da: Spatletta & Venturini, 1990).

1//0	,						_			
PERMIANO INF.	ARTIN.	ŀ	Œ.	Calcare del Trogkofel		Tr	INTEBBA	Trogkofel Stufe	Goggauer Kalk Tressdorler Kalk	
	-	1	rrogkofe.						Seikofel Kalk	İ
	SAKM.		٦						Trogkotel Kalk	
	╗		RATTENDORF	Fm. sup. a <i>Pseudoschwagerina</i>		R3	SUPERGRUPPO DI PONTEBBA	Rattendorf Stufe	Oberer Pseudoschwagerinen Kalk	
	ASSELIANO			Fm. di Val Dolce		R ₂			Grenzlandbánke	
	ASS.			Fm. int. a Pseudoschwagerina		Ri			Unterer Pseudoschwagerinen Kalk	
CARBONIFERO SUP.	STEFANIANO	KASIMOVIANO GZELIANO	AUERNIG	Fm. del Carnizza		A 5	ERG	3 .0	Obere kalkarme Schichten	
				Fm. dell'Auernig		A 4	rebbano,	Auemig Stofe	Obere kalkreiche Schichten	돗
				Fm. del Corona		Аз			Mittlere kalkarme Schichten	[품]
				Fm. del Pizzul		Αz		Waschböhel Walsoni- Stute ger Kalk	Untere kalkreiche Schichten	NASSFELDSCHICHTEN
				Fm. di Meledis		A +			Untere kalkarme Schichten	
CARB. MED.	WESTFALIANO	MOSCOVIANO		Fm. del Bombaso	Orizzonte del Malinlier Membro di Pramollo	om	PERM	Waidegger Stufe	Waidegg Fm.	9

Fig. 5 - Schema stratigrafico del Supergruppo di Pontebba con le denominazioni adottate dalla scuola austriaca, da quella italiana e la proposta di unificazione e semplificazione attraverso sigle comuni.

Sequenza permo-carbonifera

Terminate le sollecitazioni compressive erciniche, la Catena Paleocarnica fu sottoposta a generalizzati movimenti verticali con individuazione di modesti alti strutturali e bacini subsidenti (Venturini et al., 1982; VENTURINI, 1983). La successione sedimentaria che vi si sviluppa (GORTANI, 1912), denominata a seconda degli Autori Nassfeldschichten (HERITSCH. 1934), Permocarbonifero Pontebbano (Selli, 1963), Supergruppo di Pontebba (VAI et al., 1979), è formata da alternanze di depositi continentali, deltizi, e di mare da basso a limitatamente profondo in facies terrigene o carbonatiche che si sovrappongono ad una unità clastica basale di tecente definizione (VENTURINI, 1983).

Tale successione, ove presente, possiede marcate variazioni laterali di spessore con minimi di 100 m e massimi di 1500 m. La nuova tendenza evolutiva del settore carnico, che a partire dalla fine del Westfaliano risulta condizionata da movimenti verticali documentati da evidente attività tettonica sinsedimentaria con preferenziali orientamenti N120°E (VENTURINI, 1983) è ignorata da altri Autori più propensi a spiegare le improvvise e notevoli variazioni laterali di facies e di potenza della sequenza «molassica» con irregolari subsidenze del bacino permo-carbonifero (BUTTERSACH & BOECKELMANN, 1984) o attraverso artificiose traslazioni tettoniche realizzatesi in età alpina (ARGYRIADIS. 1968, 1970; MARIOTTI, 1973). Questa fase deposizionale, intesa come postparossistica rispetto all'evento ercinico carnico, è stata definita come 'stadio tardogeosinclinalico' (VAI, 1976).

La successione permo-carbonifera delle Alpi Carniche (Selli, 1963; Venturini, 1983); costituisce per il settore sudalpino un esempio unico di sedimentazione marino-paralica che verso occidente si sviluppò con nette caratteristiche continentali in truogoli tettonici colmati esclusivamente da episodi vulcanici, depositi vulcanoclastici e terrigeni (Cassinis, 1966; Ori et al., 1988; Cassinis et al., 1986).

All'interno dell'area camica gli affioramenti permo-carboniferi, di età compresa fra il Westfaliano ?C ed il tetto del Permiano inferiore (Supergruppo di Pontebba) sono concentrati in tre nuclei distinti: Forni Avoltri, Pramollo e Tarvisio, rispettivamente ubicati nel settore più occidentale, in quello centrale e nell'estrema parte orientale della catena. I nuclei estremi sono i più ridotti, sia arealmente che come potenza stratigrafica affiorante, essendo in gran parte limitati alla successione permiana inferiore. Su di essi non è possibile nè utile, per ora, tentare alcuno studio che esuli dalla mera indagine paleontologicostratigrafica.

Al contrario il nucleo centrale presenta un'estensione di affioramenti ed una varietà di caratteri tali da consentire un'analisi multidisciplinare e la ricostruzione tridimensionale dei singoli litosomi, sviluppando quella che può venir definita un'analisi di bacino.

Il nucleo permo-carbonifero di Pramollo si estende in continuità e con approssimativa direzione ovest-est, dall'area dello Zollner See, a nord di Paluzza lungo il crinale e confine italo-austriaco, fino alle propaggini orientali del Monte Corona, a settentrione di Pontebba.

Ulteriori scarsi affioramenti, appartenenti geneticamente al Bacino di Pramollo, sono riconoscibili in scaglie tettoniche di scarsa potenza distribuite lungo il medesimo versante fino all'abitato di Camporosso ed in prossimità di Mauthen. Tali affioramenti ristretti e dispersi non sono compresi nell'allegata cartografia nè verranno in questa sede trattati non potendo fornire dati utili ai fini del presente lavoro.

La successione marino-paralica con le frequenti intercalazioni conglomeratiche e calcaree offre un puntuale controllo biostratigrafico e cronologico alla indagine litostratigrafica eseguibile lungo una sequenza di facies spesso ripetitiva.

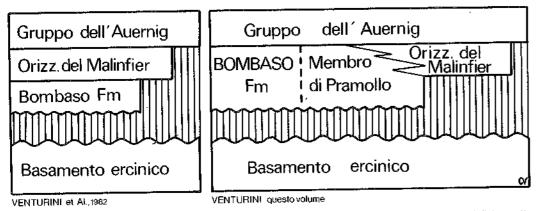


Fig. 6 - Rapporti stratigrafici semplificati fra le unità basali e il Gruppo dell'Auernig e modifiche nella nomenclatura. a) denominazione delle unità secondo Venturini et al. (1982) e Venturini (1983) e b) secondo Venturini (1989) ed il presente lavoro.

Formazione del Bombaso

La Catena Paleocarnica subì nel Westfaliano un rapido smantellamento erosivo ad opera di un reticolato idrografico superficiale sviluppatosi conseguentemente all'emersione.

Tale substrato risultava litologicamente costituito da calcari, sia pelagici che di mare basso, da areniti e peliti con interposti livelli conglomeratici e brecciati ad elementi prevalentemente radiolaritici, da episodi vulcanici acidi e basici e da una successione radiolaritica con sparse alternanze pelitiche.

Le ruditi basali composizionalmente immature del ciclo sedimentario tardoercinico che nell'area carnica marcano la fase immediatamente successiva agli eventi compressivi ercinici costituiscono un livello essenzialmente continuo, salvo rare eccezioni locali, nelle aree di diffusione del Supergruppo di Pontebba. Alla generale continuità si associano rapide variazioni laterali sia di facies che di spessore. Quest'ultimo risulta compreso tra i 2 ed i 200 metri massimi misurabili.

Tali nuditi basali, note da tempo nella cartografia geologica, anche se mai approfonditamente studiate (SELLI, 1963; SELLI, 1963a; FENNINGER et al., 1976; LEDITZKY, 1973; ARGIRYADIS, 1970) sono state di re-

cente ridefinite in modo informale studiandone il significato stratigrafico (VENTURINI et al., 1982) e la petrofacies (FONTANA & VENTURINI, 1983).

Ulteriori ricerche condotte nel Bacino di Pramollo, area tipo della sequenza tardorogenica, consentono di raggruppare le due unità clastiche basali precedentemente descritte da Venturini et al. (1982), nella Formazione del Bombaso ridefinita qui formalmente (fig. 6).

La Formazione del Bombaso (definita Waidegg Formation dagli autori austriaci) è suddivisibile nei due membri denominati rispettivamente Membro di Pramollo (definito qui) ed Orizzonte del Malinfier (VENTURINI et al., 1982). L'età della formazione è genericamente collocabile nel Moscoviano-Kasimoviano inferiore con marcata diacronia del litosoma (fig. 148).

<u>Membro di Pramollo</u>

Il Membro di Pramollo corrisponde alla precedente formazione del Bombaso (VENTURINI et al., 1982; VENTURINI, 1983). Costituisce un livello che, seppure non sempre presente, marca l'inizio del ciclo sedimentario tardoercinico.

Con evidente discordanza angolare si sovrappone alle unità orogeniche del Paleozoico antico. Il Membro di Pramollo presenta la sua migliore esposizione in sei località distinte (da ovest verso est): Zollner See, Waidegger Alm, Rio Malinfier alto, Rio Malinfier intermedio, Rio Bombaso alto e Forca Pizzul.

Consiste in peliti, areniti e conglomerati composizionalmente molto immaturi in cui gli elementi più rappresentati sono costituiti da radiolariti ed arenarie. Subordinati i frammenti vulcanici e quelli, molto rari, carbonatici. Nel loro insieme questi litotipi rappresentano la successione ercinica sottostante. Localmente si tinvengono sparsi clasti quarzosi centimetrici subarrotondati, precoce anticipazione del futuro massiccio apporto quarzoso metamorfico che caratterizza la deposizione del soprastante Gruppo dell'Auernig.

L'arrotondamento dei clasti può essere da scarso ad elevatissimo registrando in quest'ultimo caso evidenti episodi di rimaneggiamento (fm. del Hochwipfel). Percentualmente la quantità di ruditi è variabile da zona a zona anche se presenta

A1 mp To Zo

Fig. 7 - Sezione stratigrafica misurata nel Membro di Pramollo ad ovest dello Zollner See (da: Макютт, 1973, ridis.).

un massimo nelle aree occidentali del bacino. Una tale considerazione può comunque rivelarsi artificiosa dato che i depositi orientali denunciano un'età più recente.

Superiormente il Membro di Pramollo passa alternativamente o all'Orizzonte del Malinfier, con transizione decisamente rapida, oppure alla Formazione di Meledis (Gruppo dell'Auernig) con passaggio molto più graduale. In certi casi all'interno del Membro di Pramollo si intercalano episodi quarzarenitici di modesto spessore (1-2 m) interpretabili come precoci lingue della eteropica Formazione di Meledis.

I resti fossili sono pressochè assenti o, quando presenti, sono limitati ai livelli che precedono di poco l'avvento della Formazione di Meledis (Moscoviano sommitale-Kasimoviano inferiore).

Sezione Zollner See

La sezione, ubicata al margine nordoccidentale dell'area rilevata, affiora immediatamente ad ovest del Lago Zollner, lungo la ripida parete rocciosa scavata dal rio emissario. Nelle vicinanze del lago e verso la Doctor Steinwender Hütte sono osservabili con maggiore risoluzione i caratteri della Formazione del Bombaso che in questo settore giace, con spessori ridotti ed evidente discordanza angolare, sopra il substrato ercinico di età ordovicianocarbonifera inferiore. La sezione qui riportata (fig. 7) è stata studiata in dettaglio da MARIOTTI (1972) che riconosce, dal basso verso l'alto con netto contatto erosivo basale, 6 m di brecce (e conglomerati) ad elementi radiolaritici, arenitici e sparsi ciottoli quarzosi (Formazione del Bombaso, Membro di Pramollo) passanti a 10 m di areniti pelitiche quarzose (Formazione di Meledis) intercalate a sottili livelli ruditici fini a radiolariti ora spigolose, ora arrotondate. Al tetto di questa successione terrigena si inserisce un livello carbonatico di oltre 2 m ad Alghe e Fusulinidi contenente sparsi granuli e clasti radiolaritici e quarzosi. Fanno seguito peliti, inizialmente ne-



Fig. 8 - Contatto discordante tra le peliti fortemente tettonizzate della formazione dei Hochwipfel e i conglomerati disorganizzati della Formazione del Bombaso, Sezione Waidegger Alm.

rastre, intercalate a livelli arenitici quarzosi massicci.

L'orizzonte ruditico più potente, completamente disorganizzato e granulometricamente molto eterogeneo, è caratterizzato da trasporto in massa ed amalgamazione tra i numerosi episodi deposizionali. Il passaggio alle sovrastanti areniti quarzose del Gruppo dell'Auernig è transizionale per interdigitazione fra le Formazioni del Bombaso e di Meledis. L'età di quest'ultima è fornita dallo studio delle faune a fusulinidi presenti nel banco calcareo della sezione descritta (M. Lys in: MARIOTTI, 1972) e nei livelli calcarei affioranti nei ripiani a sud-ovest del lago Zollner (M. Pasini, com. pers.), appartenenti al Kasimoviano inferiore. Inoltre faune a Trilobiti raccolte in livelli arenitici all'interno della Waidegg Formation di questo settore (SCHÖNLAUB et al., 1985) individuano un'età situata al limite Moscoviano-Kasimoviano.

In quest'area nord-occidentale l'Orizzonte del Malinfier è assente mentre i già ridotti spessori del Membro del Pramollo (fig. 7) possono in rari casi annullarsi, come avviene a sud-ovest della Steinwender Hütte lungo il sentiero (FENNINGER et al., 1976, LEDITZKY, 1973), con la conseguente diretta sovrapposizione delle peliti ed areniti quarzose della Formazione di Meledis discordanti sul substrato ercinico.

Sezione Waidegger Alm

Anch'essa, come la precedente, è ubicata in territorio austriaco ed è situata ad un chilometro e mezzo dal Monte Lodin (Findenigkofel) in direzione nord-est, a ridosso dell'ampia mulattiera Straninger Alm - Waidegger Alm. Lungo quest'ultima è esposto il netto contatto discordante ed erosivo fra i primi depositi ruditici altamente disorganizzati ed eterometrici della Formazione del Bombaso (Waidegg Formation), qui esclusivamente rappresentata dal Membro di Pramollo, ed il substrato ercinico piegato e embriciato costituito da peliti ed areniti della formazione del Hochwipfel (fig. 8). Lo spessore complessivo delle ruditi, alternate a livelli di areniti litiche ed organizzate in due sequenze positive, taggiunge i 40-50 m. Verso l'alto passano con contatto abbastanza netto a peliti marron a laminazioni pianoparallele, localmente fissili, continue per 15 m.

Un ulteriore ultimo livello conglomeratico interrompe per 1,2 m la sequenza pelitica che in seguito riprende indisturbata per altri 30 m per passare poi ad areniti quarzose, affioranti per quasi 5 m.

Negli ultimi 20 m di peliti, sono ubicati due siti ad elevata concentrazione di fossili con Brachiopodi, Briozoi, exuvie di Trilobiti e rari Fusulinidi. Le tanatocenosi a Brachiopodi e Trilobiti forniscono un'età kasimoviana inferiore decisa (GAURI,



Fig. 9 - Sezione Waidegger Alm. Conglomerato eterometrico disorganizzato del Membro di Pramollo.

1965; HAHN & HAHN, 1987) comprovata dalle associazioni a foraminiferi.

L'episodio conglomeratico iniziale, costituito dall'amalgamazione di numerosi livelli ruditici, possiede una quantità di matrice da media ad elevata con clasti più grossolani (fino a 40-80 cm come diametro massimo) concentrati nei livelli basali. La composizione dei clasti, per la maggioranza a medio-alto indice di arrotondamento, è in gran parte radiolaritica e, subordinatamente, circa il 35%, arenitica.

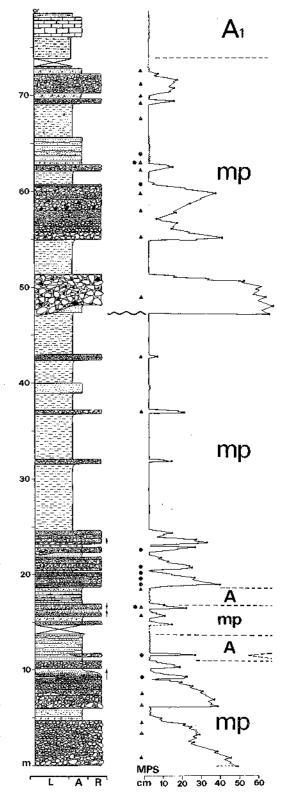
Sezione Rio Malinfier alto

Il corso superiore del Rio Malinfier da quota 1760 a 1860 m, a est di Cima Val di Puartis, si sviluppa all'interno dei primi depositi tardoercinici, qui rappresentati da litofacies ruditiche appartenenti al Membro di Pramollo (Formazione del Bombaso). La sezione, che complessivamente misura quasi 80 m, manca della base mentre al tetto passa a depositi pelitici alternati a bancate calcaree attribuibili alla Formazione di Meledis, di età kasimoviana. La sezione misurata (fig. 10) può essere scomposta in due sequenze a granulometria tendenzialmente decrescente verso l'alto.

Nella prima, potente 47 m, la metà inferiore è dominata da conglomerati grossolani organizzati in due sequenze positive di rango inferiore ognuna spessa circa 6 m. La petrofacies, a composizione estremamente immatura, è quella tipica della Formazione del Bombaso (Fontana & Venturini, 1983) in contrapposizione con quella del Gruppo dell'Auernig, caratterizzata da percentuali di quarzo comprese fra il 75 ed il 90% e dalla presenza di grosse ed abbondanti miche muscovitiche di origine metamorfica (fig. 12).

Segue uno spessore di quasi 10 m percentualmente rappresentato da areniti quarzose, indubbiamente appartenenti alla petrofacies Auernig (sensu FONTANA

Fig. 10 - Sezione stratigrafica Rio Malinfier alto. Particolare dei conglomerati del Membro di Pramollo (Rio Malinfier).



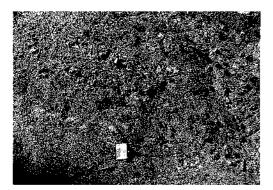


Fig. 11 - Banchi ruditici della Formazione del Bombaso; sezione Rio Malinfier alto.

& VENTURINI, 1983), e subordinati livelli conglomeratici immaturi del Membro di Pramollo. Nei successivi 6 m riprende la sedimentazione grossolana immatura con una serie di tre sequenze positive al termine delle quali si instaura una sedimentazione prevalentemente pelitica (22 m) con rari episodi conglomeratici fini entrambi riferibili alla petrofacies Bombaso, con quantità di frammenti litici maggiore rispetto alla percentuale dei granuli quarzosi.

La metà superiore della sezione misurata è scindibile in quattro sequenze grossolanamente positive, potenti ognuna 7-8 m e complicate internamente da cicli inferiori sia positivi che negativi. L'ultima

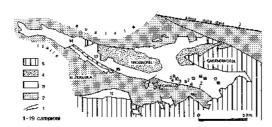
P

delle quattro, che complessivamente denunciano un progressivo calo verso l'alto delle dimensioni dei clasti massimi, presenta la transizione dalle peliti ai calcari del Gruppo dell'Auernig datati Kasimoviano (Kahler & Kahler, 1982) e riferibili ai termini più alti della Formazione di Meledis.

I conglomerati di questa sezione si presentano in strati compresi fra i 25 cm e il metro di spessore. Eccezionalmente un unico evento, alla base della sequenza superiore, eccede i 3 m. I clasti sono in prevalenza arenitici e subordinatamente di radiolariti, brecce a radiolariti, siltiti e shales originariamente appartenenti al locale substrato ercinico della Catena Paleocarnica.

Sedimentologicamente i conglomerati sono discriminabili in due gruppi: il primo, che costituisce oltre l'80% dell'intera frazione ruditica, è caratterizzato da basi di norma non erosive, disorganizzazione interna o tare gradazioni inverse, matrice estremamente variabile, cernita assente o bassa; il secondo è costituito da strati spesso lentiformi, a base erosiva, a spiccata organizzazione interna con presenza di gradazioni dirette, basso tenore di matrice e granulometrie sensibilmente più fini delle precedenti. Questo secondo gruppo, o facies, si concentra verso la base della sezio-

Fig. 12 - Composizione principale delle areniti della Formazione del Bombaso (petrofacies A) e del Gruppo dell'Auernig (petrofacies B) ed ubicazione dei campioni analizzati (da: Fontana & Venturini, 1983).



ne misurata, alla sommità della seconda sequenza positiva, e si associa alla presenza di areniti quarzose (petrofacies Auernig) attribuibili ad una lente della Formazione di Meledis. Queste ultime areniti sono organizzate in strati di 10-30 cm il più delle volte massicci o con laminazione piano parallela. In un caso danno luogo ad un set di 1,3 m ad evidente stratificazione incrociata concava. Da rimarcare inoltre la presenza di abbondanti frustoli vegetali nelle porzioni fini della parte alta della sezione. Le siltiti e siltiti argillose, particolarmente abbondanti al termine della prima megasequenza positiva, hanno fitte laminazioni piano parallele.

Nel complesso sia i conglomerati disorganizzati che le siltiti del Membro di Pramollo presentano colorazioni ocracee.

Sezione Rio Malinfier intermedio

Questa sezione, misurata lungo il Rio Malinfier a quota 1600 m circa, poco a valle dell'intersezione tra quest'ultimo ed il sentiero (fig. 13), presenta il contatto basale tra i depositi arenitico-conglomeratici

R.MALINFIER (q.1600 m)

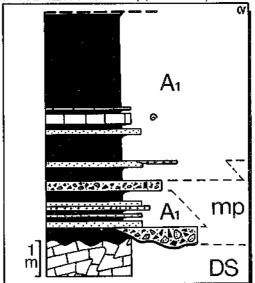


Fig. 13 - Sezione stratigrafica Rio Malinfier intermedio.

del Membro di Pramollo (Formazione del Bombaso), già interdigitati con livelli pelitici a Brachiopodi (*Derbya* sp.) della Formazione di Meledis, ed il substrato calcareo di età siluriana qui a locale assetto suborizzontale con deboli ondulazioni.

A due metri dal contatto, in un livello arenitico fine a cemento carbonatico appartenente al Membro di Pramollo, si rinvengono sparsi bioclasti di età viseana (Howkinia bradyana, Ammodiscus sp.) mescolati a faune autoctone a Protriticites sp. (M. Pasini, com. pers.). Verso l'alto diventa più sensibile la frazione pelitica con esigue locali intercalazioni arenitiche, a laminazione piano parallela o incrociata a basso angolo, e lenti paraconglomeratiche a clasti arenitici e radiolaritici. Nelle peliti sono frequenti i resti bioclastici a frammenti di entrochi, Brachiopodi, Echinidi, Molluschi e Briozoi, Presenti rari Gasteropodi ben conservati (Cylicioscapha) e Foraminiferi con i generi Eostaffella, Protriticites, Paraendothyra che definiscono un'età moscoviano alta-kasimoviana infe-

A sei metri dalla base della sezione compare un livello calcareo lentiforme (il suo spessore passa dai 60 ai 30 cm in cinque-sei metri) ad Alghe filloidi non rimaneggiate e nidi di Fusulinidi in tasche localizzate, che ripropongono i generi registrati in precedenza. Per progressivo inquinamento terrigeno si passa superiormente a siltiti a cemento carbonatico, prima a contenuto algale filloide e successivamente ad Alghe Dasycladacee, per poi avere siltiti e peliti con sparsi articoli di Crinoide.

Nell'ambito delle variazioni laterali della successione descritta è da sottolineare che lungo il Rio Malinfier, di fronte alla sezione misurata, corre una faglia N110°E/Vert. oltre la quale la litofacies ruditica diventa estremamente potente e sviluppata. Si presume possa trattarsi di una paleofaglia tardoercinica attivata precocemente durante la deposizione del Membro di Pramollo poi suturata dai livelli di passaggio

con la Formazione di Meledis e in seguito riattivata in età alpina.

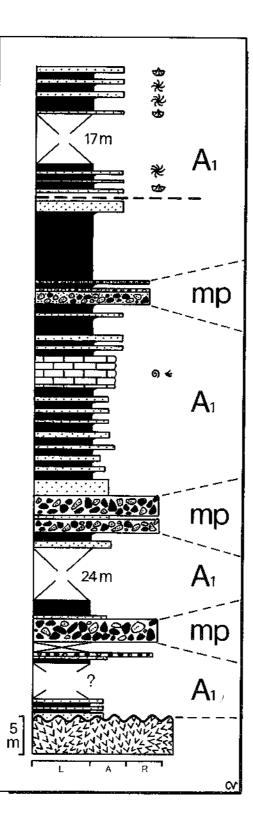
Sezione Forca Pizzul W

Nel settore Forca Pizzul, a sud del Monte Zermula, il Membro di Pramollo si trova esclusivamente interdigitato con i primi livelli della Formazione di Meledis. Il contatto discordante si realizza tra il substrato ercinico in facies vulcanica (formazione del Dimon) e le areniti quarzose (petrofacies Gruppo dell' Auernig) della Formazione di Meledis alle quali si intercalano successivamente bancate conglomeratiche e paraconglomeratiche (petrofacies Bombaso) ascrivibili al Membro di Pramollo. Due livelli carbonatici (biocalcareniti e marne scure calcaree) con faune a Fusulinidi del limite Moscoviano-Kasimoviano, costituiscono un'indentazione della Formazione di Meledis all'interno dello stesso Membro di Pramollo, consentendone la datazione.

Complessivamente lo sviluppo massimo verticale del Membro di Pramollo in questa sezione copre un intervallo, non continuo, di circa 40 m (fig. 14).

I termini ruditici sono poligenici con forte prevalenza della componente radiolaritica. Presenti discrete percentuali di clasti quarzosi ad alto indice di sfericità ed arrotondamento, indizio di evidenti commistioni con alimentazioni già caratteristiche del Gruppo dell'Auernig. I clasti radiolaritici hanno un diametro massimo di 28 cm mentre quelli quarzosi di 12 cm. Subordinatamente sono riconoscibili sparsi clasti di vulcanite basica (formazione del Dimon) con alto indice di arrotondamento. Il loro diametro massimo è di 30 cm. Presenti anche clasti siltitico-arenitici mentre non si segnalano clasti carbonatici. All'interno degli episodi ruditici la cernita è sempre molto bassa, elevata la disorganizzazione.

Fig. 14 - Sezione stratigrafica Forca Pizzul che evidenzia le interdigitazioni tra il Membro di Pramollo e la Formazione di Meledis.



Sezioni Rio Casera Auernig, Rio Sorgente, Rio Km 9

Lungo la ripida sponda dell'alto corso del Rio Bombaso, immediatamente a sud dei Monti Auernig e Carnizza, affiora una serie di sezioni stratigrafiche fondamentali per lo studio della Formazione del Bombaso ed in particolare dei rapporti vertico-laterali tra il Membro di Pramollo, l'Orizzonte del Malinfier e le successive formazioni del Gruppo dell'Aurenig. Le tre sezioni proposte sono state misurate lungo altrettanti rii distribuiti su una distanza di un chilometro (figg. 16 e 17).

Se si eccettuano i frequenti frustoli vegetali e i tronchetti fossili distribuiti spesso in livelli preferenziali, o i rarissimi frammenti di Brachiopodi rinvenuti in affioramenti esterni alle sezioni rilevate, mancano i resti fossili e le correlazioni fra le sequenze misurate sono esclusivamente litostratigrafiche. Il serrato controllo laterale (una sezione ogni 200-300 m) è confortato dalla puntuale corrispondenza tra le facies osservate ed i relativi spessori che consentono di proporre, con trascurabile margine di errore, le correlazioni sintetizzate in fig. 61. Il Membro di Pramollo in questa zona presenta il passaggio superiore con l'Orizzonte del Malinfier, che è in diretta transizione con la Formazione del Pizzul (sezz. Rio Casera Auernig e Rio Sorgente) oppure con la Formazione di Meledis (sez. Rio Tratte). I due areali ad evoluzione così marcatamente differente (nel primo la Formazione di Meledis non è praticamente tappresentata) sono attualmente contigui e separati da un'estesa faglia a carattere trascorrente destrorso (N140°E/Vert) che li ha riavvicinati in età alpina (vedi cap. Tettonica alpina, Settore M. Auernig-Gugga-M. Corona). Al contrario il contatto basale discordante sul substrato ercinico orogenizzato non è in questa zona mai esposto.

Nell'insieme le successioni hanno in comune due episodi ruditici complessi potenti ognuno 10-50 m e formati da alternanze di paraconglomerati, conglomerati e litareniti. Tra gli episodi grossolani si intercalano potenti episodi arenitico-pelitici, appartenenti alla petrofacies Bombaso, con sporadiche sottili intercalazioni di conglomerati identici ai precedenti.

Le facies ruditiche sono le stesse riconosciute nella sezione Rio Malinfier alto. Le uniche differenze sono relative al colore, qui decisamente improntato al grigio, privo di tendenze ocracee, ed alla composizione. La gran parte dei banchi conglomeratici presenta un tenore in clasti quarzosi arrotondati estremamente alto se confrontato con quello delle sezioni misurate nei settori occidentali, pur restando sempre nettamente subordinato rispetto alla quantità di frammenti litici.

Il secondo episodio ruditico presenta inoltre anche sparsi clasti carbonatici con dimensioni dai 10 ai 25 cm. Il loro contenuto faunistico (Archaediscus sp., Endothyra sp., Howkinia bradyana, oltre a Crinoidi, alghe e Briozoi) ne ha consentito l'attribuzione al Viseano.



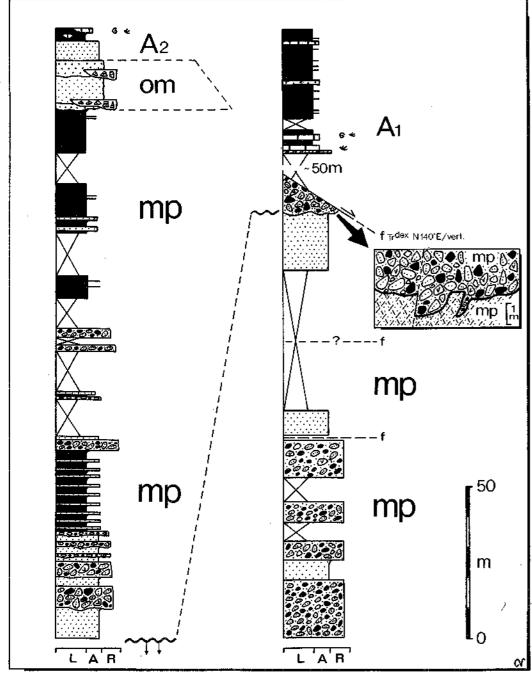
Fig. 15 - Arenarie e conglomerati del Membro di Pramollo lungo la strada che porta al Passo omonimo.

Orizzonte del Malinfier

Già riconosciuto informalmente da Venturini et al. (1982) e precedentemente denominato Kalkgerolle Horizon da Fenninger et al. (1976), trova la sua area di migliore esposizione tra la Cima Val di

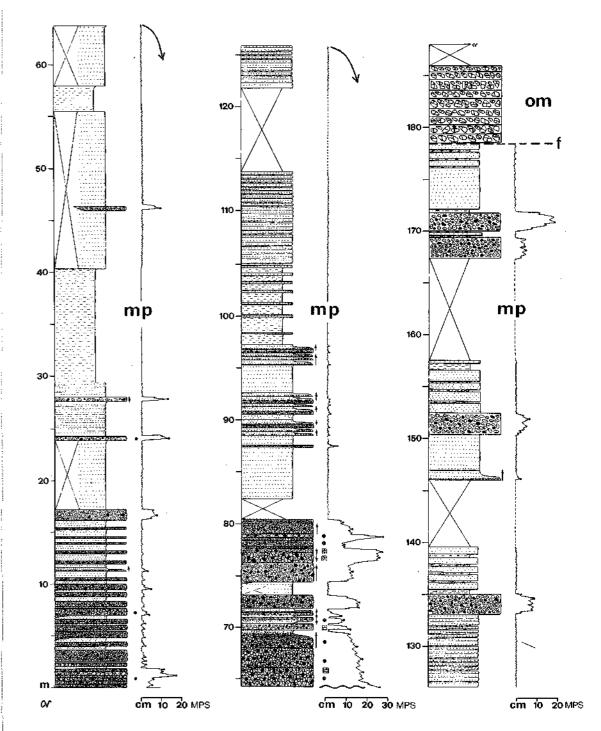


Rio Km9



Figg. 16 e 17 - Sezioni stratigrafiche nella Formazione del Bombaso misurate lungo le estreme pendici meridionali del Monte Auernig.

Rio Sorgente



Puartis e la Casera Meledis Alta, ad est del Monte Lodin (Findenigkofel). Due ulteriori interessanti sezioni stratigrafiche sono visibili nei pressi di Casera Auernig e lungo il Rio Bruca.

Molto più discontinuo e sottile del Membro di Pramollo ricopre solitamente quest'ultimo collocandosi, dove presente, al passaggio con i depositi del Gruppo dell'Auernig.

Litologicamente è caratterizzato da un'elevata e costante presenza di ruditi carbonatiche alimentate dall'erosione dei rilievi ercinici. Lo spessore dell'orizzonte, quasi sempre affiorante in profili continui con base e tetto ben preservati, varia lateralmente pur mantenendo sempre potenze ridotte comprese fra i 2 ed i 50 m.

Sezione Cima Val di Puartis

L'Orizzonte del Malinfier, qui potente 14 m e mai prima d'ora segnalato (fig. 19), poggia con netta discordanza angolare sopra un substrato di età siluro-devoniana formato da sottili strati di calcari reticolati rossastri di ambiente pelagico al cui interno è individuabile, sul contrafforte meridionale della Cima, un isolato livello radiolaritico che si interrompe lungo la superficie erosiva che marca la base dell'Orizzonte del Malinfier, primo deposito, in questa zona, del ciclo sedimentario tardoercinico. Un frammento del livello stesso si ritrova sotto forma di clasto (30 cm) nel



Fig. 18 - Conglomerati eterometrici dell'Orizzonte del Malinfier. Cima Val di Puartis.

primo episodio ruditico e conferma l'alimentazione decisamente locale del sedimento.

In questa sezione i conglomerati costituiscono l'unica litologia presente (figg. 18 e 19). Gli spessori dei singoli episodi ruditici variano dai 30 cm al metro e mezzo. Al loro interno i clasti carbonatici possiedono frequentemente reciproci contatti tangenziali. L'arrotondamento dei singoli elementi varia da scarso a medio mentre nelle taglie superiori ai 30 cm è evidente una marcata tabularità sviluppata lungo

CIMA VAL DI PUARTIS

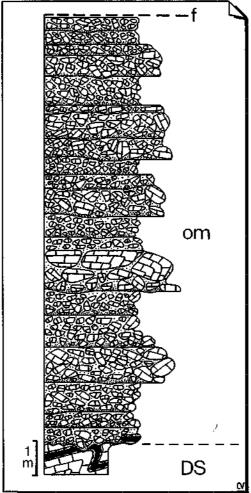


Fig. 19 - Sezione stratigrafica nell'Orizzonte del Maliofier di Cima Val di Puartis.

l'originale stratificazione. La matrice, che di rado aumenta a tal punto da isolare i singoli elementi ruditici, è compositivamente formata sia da granuli carbonatici che da frammenti radiolaritici. Il deposito è sempre altamente disorganizzato se si eccettua qualche rara gradazione nettamente inversa. Nella porzione mediana della sezione è visibile un livello caotico di 1,5 m di spessore con elementi calcarei tabulari di grandi dimensioni (1 m). Una presunta faglia separa le litologie descritte da successivi 7 m affioranti di peliti ed arenarie. In questi ultimi l'analisi petrografica condotta sui livelli arenitici ha evidenziato una regolare transizione per alternanze dalle litareniti del Membro di Pramollo alle sublitareniti del Gruppo dell'Auernig (?Formazione di Meledis). L'entità della faglia non è precisabile.

L'assoluta mancanza di dati paleontologici non consente di fissare l'età del deposito. Una posizione stratigrafica verrà comunque proposta, sulla base delle analogie con altre sezioni misurate, nello schema stratigrafico conclusivo.

Sezione crinale Cima Val di Puartis - Casera Meledis alta

Lungo la fascia di crinale che, in territorio italiano, da Cima Val di Puartis conduce a Casera Meledis alta, è frequente rittovare ben preservato ed esposto il contatto discordante tra il substrato ercinico in facies carbonatica di età siluriana, nettamente piegato, e l'Orizzonte del Malinfier subtabulate o modellato ad ampie ondulazioni molto piatte. In particolare la sezione di quota 1700 circa, lungo il sentiero, si rivela la più rappresentativa tra quelle misurate (fig. 20). E' potente 8,3 m e presenta, discordante sui calcari pelagici siluriani incisi da solchi erosivi orientati nordsud, un livello ruditico di 2 m disorganizzato o con vaga classazione diretta, con clasti carbonatici dell'immediato substrato. tabulari, stratoidi, con i vertici arrotondati, in reciproco contatto tangenziale, con taglie massime prossime al metro alla base ed ai 40 cm al tetto del bancone. Abbondanti negli interstizi i frammenti subcentimetrici di radiolariti scure, sia estremamente spigolosi che molto arrotondati.

Segue un livello a brecciole radiolaritiche con clasti subcentimetrici, potente 20 cm, al quale si sovrappone uno strato ruditico grossolano di 25 cm con caratteri e composizione simili al bancone basale. Nell'insieme entrambi appartengono all'Orizzonte del Malinfier che passa verso l'alto a 3,5 m di areniti quarzose e siltiti in strati di 20-30 cm, a cemento carbonatico, con sparsi articoli di Crinoidi e valve disarticolate di Brachiopodi, facenti parte della successiva Formazione di Meledis. Il trend verso una diminuzione della frazione terrigena a favore di un aumento di quella carbonatica è evidente nei successivi 2 m di sezione dove alle siltiti a cemento carbonatico si intercalano livelli decimetrici di calcari bioclastici ad alghe e foraminiferi. E' osservabile anche un mound

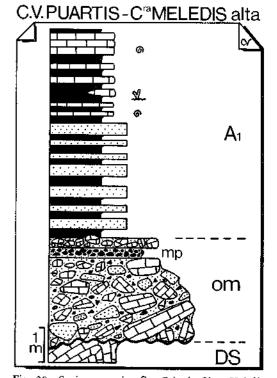


Fig. 20 - Sezione stratigrafica Crinale Cima Val di Puartis - Casera Meledis alta.

a Briozoi biocostruito, isolato nelle peliti, alto 20-25 cm e con ampiezza visibile di un metro. Segue un banco carbonatico potente 80 cm formato da accumulo di alghe filloidi rimaneggiate.

L'età, definita sulla base delle associazioni a Fusulinidi, è kasimoviana inferiore. Lungo il medesimo sentiero, a quota 1670, affiora una delle numerose sezioni considerabili laterali a quella appena descritta. Lungo questa sezione lo spessore dell'Orizzonte del Malinfier è di 5,5 m mentre la composizione del bancone ruditico, formato da episodi disorganizzati a scarsa matrice, spessi da 50 a 70 cm, si arrichisce anche di blocchi e frammenti arenitici del substrato. Le dimensioni massime dei clasti anche in questa sezione raggiungono il metro. Ulteriore carattere in comune il passaggio ad 1 m affiorante di arenarie e siltiti a cemento carbonatico in strati di 5-10 cm a laminazione piano patallela con alla base un livello di qualche centimetro a frammenti radiolaritici scuri spigolosi.

Sezioni Casera Auernig - Rio Casera Auernig

Il complesso dei modesti edifici riu-

niti sotto il toponimo Casera Auernig, direttamente a sud del monte omonimo, poggia immediatamente su quella che a ragione può essere ritenuta la sezione stratigrafica più interessante tra tutte quelle appartenenti all'Orizzonte del Malinfier. L'affioramento si estende, con assetto pressochè tabulate, per quasi un chilometro in direzione est-ovest. La sua potenza massima, quasi 50 m alla Casera Auernig, decresce progressivamente verso est. Una estesa faglia N140°E ne limita bruscamente la continuità. Al di là di essa la successione permo-carbonifera presenta differenti evoluzione e depositi.

Selli (1953) per primo segnala sui ripiani di Casera Auernig una facies ruditica a prevalente composizione carbonatica e la relega al ruolo di primo deposito tardoercinico direttamente trasgressivo sul substrato ercinico orogenizzato. VENTURINI (1983) individua e misura un profilo pressochè completo dell'Orizzonte di Casera Auernig.

Riassumo qui i dati precedenti integrandoli con altri, inediti, relativi alla transizione superiore dell'orizzonte con i depositi del Gruppo dell'Auernig. La sezione è misurabile nel suo quasi totale sviluppo massimo nei dintorni della Casera

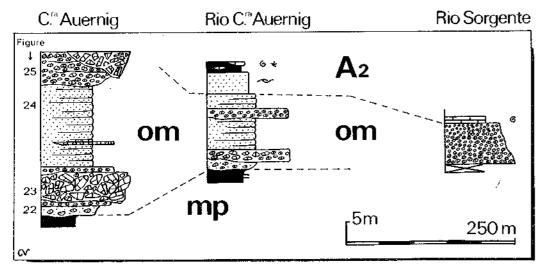
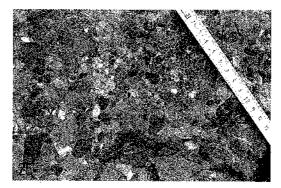
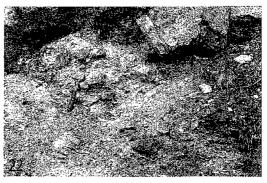


Fig. 21 - Orizzonte del Malinfier affiorante lungo le pendici meridionali dei Monti Auernig e Carnizza.









Auernig e lungo il rio immediatamente ad est della stessa mentre il suo tratto superiore più interessante affiora a quasi un chilometro di distanza verso est.

L'otizzonte giace sui depositi interpretati da SELLI (1963) come appartenenti al substrato ercinico. Venturini (1983) ridefinisce questi ultimi come facenti parte della Formazione di Meledis mettendo in luce la concordanza stratigrafica esistente fra le due unità ed analizzandone la transizione. Attualmente, sulla base di nuovi dati acquisiti, considero i depositi sottostanti come appartenenti al Membro di Pramollo.

L'Orizzonte del Malinfier presenta in questa sezione una successione composita ruditico-arenitica con sequenze positive amalgamate.

La base del deposito è perfettamente visibile tra la Casera Auernig e il rio omonimo che scende con percorso nord-sud dal M. Auernig. A quota 1540 m, al culmine del Membro di Pramollo, giace, in continuità stratigrafica e in contatto erosivo su quest'ultimo, un episodio clastico molto grossolano, disorganizzato, a scarsa matrice, eterometrico con blocchi subangolari e/o angolari che raggiungono i 2,5 m di diametro (figg. 22 e 23). La potenza varia dai 5 ai 7 m e i clasti, per il 95% carbona-

Fig. 22 - Livello basale dell'Orizzonte del Malinfier. Contatto tra episodio paraconglomeratico a clasti arenacei e banco brecciato a grossi elementi carbonatici di età devono-dinantiana. Sezione Casera Auetnig.

Fig. 23 - Il banco ad elementi carbonatici eterometrici la cui base è visibile nella foto precedente. Verso l'alto compare un livello conglomeratico a clasti carbonatici con discreta cernita. Sezione Casera Auernig.

Fig. 24 - Il potente episodio calclititico passante verso l'alto ad un livello conglomeratico ben cernito con clasti calcarei ad elevato indice di arrotondamento. Sezione Rio Casera Auernig.

Fig. 25 - Particolare del livello conglomeratico che nella precedente foto limita superiormente l'affioramento. Pressi di Casera Auernig. tici, appartengono al substrato devoniano. Seguono 2,3 m di conglomerati fini a ciottoli calcarei ed arenitici che passano gradualmente a 32 m di calclititi in set laminati di 5-15 cm (fig. 24), ben osservabili lungo il salto morfologico tra la casera ed il rio. A metà successione si intercala un nuovo episodio conglomeratico del tutto simile al precedente, lentiforme e con spessore massimo inferiore ai 2 m.

Le calclititi, composizionalmente affini alle brecce ed ai conglomerati descritti, passano verso l'alto ad un nuovo episodio conglomeratico (fig. 25) la cui potenza massima raggiunge i 10 m nel promontorio ad ovest di Casera Auernig. Un ulteriore livello di brecce (fig. 21), potenza visibile circa 7 m, disorganizzato, a clasti e blocchi calcarei di età devono-dinantiana (C. Spalletta, com. pers.) chiude la successione affiorante. Il contatto sui sottostanti conglomerati è nettamente erosivo a giudicare dal loro esiguo spessore (2 m) misurabile a Casera Auernig. Di fronte ad essa è esposto il migliore degli affioramenti del livello brecciato superiore, limitato verso l'alto dall'erosione e a nord da copertura detritica che cela una faglia.

Seguendo lateralmente verso est per quasi un chilometro il tetto dell'affioramento si può osservare, in corrispondenza di un'ampia spianata a pochi metri da un ricovero ora distrutto, un contatto stratigrafico fra alternanze di conglomerati fini e calclititi grossolane ancora appartenenti all'Orizzonte del Malinfier e calcari algali a Fusuline facenti parte del Gruppo dell'Auernig. La transizione tra i due litotipi è rapida ma graduale e non netta.

Il livello carbonatico a Fusuline è di età gzeliana inferiore o kasimoviana alta (M. Pasini, com. pers.) e risulta attribuibile ai livelli inferiori della Formazione del Pizzul (Watschbüel Schichten). Questa datazione conferma ulteriormente l'ipotesi espressa da VENTURINI (1983, pag. 30).

L'Orizzonte del Malinfier in questa zona subisce una riduzione dai 50 m di Casera Auernig ai circa 10 m dell'estremità orientale dell'affioramento, per poi non comparire più nella successione oltre una faglia di età alpina (fig. 28).

Sezione Rio Bruca

Lungo il rio che scende dal ripido versante settentrionale del Monte Bruca affiora una delle più interessanti sezioni carbonifero-anisiche dell'intero areale rilevato (fig. 26). Sopra una potente successione deformata costituita da arenarie e slates della formazione del Hochwipfel, seguibile da quota 1195 a 1330 m (interrotta da una copertura detritica dai 1260 ai 1310 m), giace in netta discordanza, con contatto probabilmente enfatizzato da una locale faglia, la successione carbonifera su-

RIO BRUCA (q.1300)

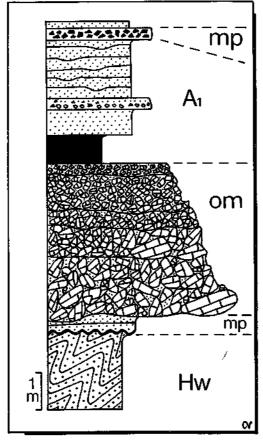


Fig. 26 - Sezione stratigrafica Rio Bruca.

periore ad assetto monoclinalico mediamente inclinato verso sud-est.

La sequenza tardorogenica inizia con 50 cm di areniti litiche massicce in strati di 4-15 cm (Membro di Pramollo) alle quali fanno seguito 4,2 m di conglomerato quasi esclusivamente calcareo, mal cernito, con base nettamente erosiva (direzione di paleocorrente N140°E). Nell'insieme il banco conglomeratico, appartenente all'Orizzonte del Malinfier e qui per la prima volta segnalato, è formato dall'amalgamazione di livelli mal visibili, spessi 50-80 cm. I clasti, sempte carbonatici, dimensionalmente molto eterogenei, provengono dallo smantellamento del substrato devono-dinantiano e non superano i 50 cm di diametro massimo mentre si attestano su valori medi intorno ai 3-10 cm. Il passaggio superiore a 15 cm di siltiti ocracee, passanti lateralmente a siltiti nere grafitose con lenticelle di pirite, è netto.

Seguono 60 cm di siltiti ocracee a laminazione piano parallela. Vetso l'alto si arricchiscono in frustoli vegetali che per ulteriore incremento danno luogo ai successivi 15 cm di siltiti nere altamente organiche. Ad esse si sovrappone un intervallo di 8,2 m di iniziali siltiti ed areniti quarzoso-micacee passanti verso l'alto a decise areniti in strati di 5-15 cm con giunti netti piano paralleli.

Nella prima metà si intercalano due distinti episodi ruditici fini: il primo costituito da 30 cm di clasti quarzosi arrotondati, e più raramente radiolaritici, con stratificazione incrociata a basso angolo; il secondo è dato da 30 cm di brecce radiolaritiche con base erosiva e direzione di paleocorrente N80°E. Quest'ultimo episodio descritto appartiene al Membro di Pramollo e si inserisce all'interno della successione terrigena appartenente alla Formazione di Meledis, sovrastànte all'Orizzonte del Malinfier esaminato. La sezione prosegue con un banco di 2.5 m formato da calcari marnosi intercalati a livelli pelitico marnosi con Brachiopodi non disarticolati (Chaoiella cfr. boliviensis, Choristites (?)

fritschi, Pricadothyris (?) cfr. asiatica; J. Pečar, com. pers.) sovrastato da 80 cm di peliti seguiti da una ventina di metri di areniti quarzose micacee con scarse peliti ed orizzonti ricchi in frustoli vegetali.

Nelle immediate vicinanze lo spessore dell'Orizzonte del Malinfier cala a 2,5 m (sponda destra del Rio Bruca) mentre si fa maggiore o uguale a 10 m a mezzo chilometro dalla sezione misurata verso ovest.

Conclusioni Form, del Bombaso

L'età basale della formazione può essere genericamente definita sulla base di uno studio palinologico. Francavilla (1966) analizzando i termini pelitici intercalati nei livelli inferiori della Formazione del Bombaso e campionati lungo il Rio Bombaso stesso definì un'età westfaliana B. Il dato fu attribuito alla formazione del Hochwipfel, appartenente alla successione flyschoide del ciclo ercinico, alla quale in quegli anni erroneamente si attribuivano i depositi dell'«Arenarie e conglomerati del Rio Bombaso» (SELLI, 1963; 1963a).

Certamente i dati di 20 anni fa dovrebbero essere ricontrollati alla luce di probabili revisioni e calibrature subite nel frattempo dalle biozonature. Ritengo che il limite più basso raggiunto dalla formazione, limite che i dati esposti nei precedenti paragrafi indicano come marcatamente diacrono, debba collocarsi verso il passaggio Westfaliano C/D (Moscoviano).

Sulla scorta delle numerose serie misurate, sia nel Membro di Pramollo che nell'Orizzonte del Malinfier, è possibile proporre uno schema dei rapporti stratigrafici (fig. 2) e fornire una interpretazione paleoambientale.

L'analisi sedimentologica speditiva condotta sui depositi della intera Formazione del Bombaso individua una serie di conoidi alluvionali rapidamente passanti a fan-delta originatisi da attive scarpate di faglia. Il Membro di Pramollo forma dei lobi ampi oltre 8-10 kmq; contrariamente l'estensione di quelli appartenenti all'Orizzonte del Malinfier non supera mai i 2 kmq.

Osservando i rapporti stratigrafici intercorrenti tra le ruditi basali e i successivi termini del Gruppo dell'Auernig risulta indicativo che le successioni più potenti (Rio Malinfier alto e Rii Casera Auernig e Sorgente) passano verso l'alto rispettivamente ai depositi finali della Formazione di Meledis o addirittura alla Formazione del Pizzul, sostituendo eteropicamente l'intera Formazione di Meledis (fig. 61).

Questo fatto induce a supporre che,

nelle diverse porzioni del bacino, differenti condizioni di sollevamento relativo (attività tettonica sinsedimentaria) favorisseto l'erosione subaerea ed il conseguente accumulo dei corrispondenti prodotti clastici in conoidi deltizio-alluvionali sviluppate al margine delle scarpate ed incanalate lungo l'asse del bacino. Ed effettivamente le paleocorrenti misurate definiscono due massimi di concentrazione: il primo e più cospicuo è disperso tra i N80°-140°E ed è tipico dei litosomi del Membro di Pramollo che per la loro maggiore ampiezza risentivano decisamente del trasporto laterale verso sud-est dove il bacino si ap-

C٧ B

Fig. 27 - Rapporti stratigrafici e controllo tettonico sinsedimentario sulla deposizione della Formazione del Bombaso e delle prime Formazioni del Gruppo dell'Auernig.

profondiva; il secondo possiede una direzione pressochè meridiana, frequente nei corpi di media e bassa estensione (Orizzonte del Malinfier) sottolineando lo stretto rapporto geometrico con le retrostanti scarpate di faglia orientate N120°E.

* * +

Valutando nel loro insieme le sezioni contenenti il passaggio tra la Formazione del Bombaso ed i depositi del Gruppo dell'Auernig emerge un quadro stratigrafico estremamente più vario ed articolato di quello proposto da VENTURINI (1983). In quel lavoro veniva prospettata una transizione, per successive rapide alternanze delle due petrofacies (Bombaso ed Auernig), essenzialmente sincrona alla scala dell'intero bacino permo-carbonifero.

Il nuovo dato più appariscente è rappresentato dalla sezione Rio Casera Auernig - Rio Sorgente in cui il Membro di Pramollo (180 m) passa superiormente all'Orizzonte del Malinfier che a sua volta, alla sommità, si amalgama con biocalcareniti a Fusuline che forniscono un'età verso il limite Kasimoviano-Gzeliano (Formazione del Pizzul).

Va inoltre sottolineato che mentre nella sezione Rio Casera Auernig - Rio Sorgente la Formazione di Meledis risulta sostituita dai depositi composizionalmente immaturi della Formazione del Bombaso, verso oriente lungo la medesima fascia di affioramenti, alle estreme pendici meridionali dei Monti Carnizza e Corona, è documentabile la presenza della Formazione di Meledis con spessori elevati e facies caratteristiche (sez. Rio Tratte).

L'apparente netto passaggio laterale è favorito, come in precedenza accennato, da una dislocazione N140°E/Vert. con marcato carattere trascorrente destrorso (vedi capitolo Tettonica alpina, Settore Monte Auernig - Gugga - Monte Corona).

Se ne ricava un posizionamento originale della sezione orientale (Rio Tratte) in una zona posta 1-2 km a nord della sezione Rio Casera Auernig-Rio Sorgente (fig. 28). La chiave interpretativa delle relazioni esistenti tra le due sezioni, nelle originarie posizioni relative, è fornita dall'analisi composizionale dei depositi ruditici dell'Orizzonte del Malinfier (VENTURINI, 1983). La loro derivazione dal massiccio del Monte Cavallo, propiziata da un'attiva scarpata di faglia (N120°E) coincidente con le attuali pendici moreniche a ridosso del Rio Bombaso, è comprovata dall'età e dalle dimensioni dei blocchi, che attestano la prossimalità del deposito.

Anche la sezione del Rio Malinfier alto esibisce la transizione alla Formazione di Meledis databile (KAHLER & KAHLER, 1982) al Kasimoviano inf. invece che, come di norma avviene, al limite Moscoviano-Kasimoviano. Oltretutto la cospicua intercalazione di areniti quarzose indubbiamente appartenenti alla Formazione di Meledis (petrofacies Auernig) che si intercala a 1/3 della sezione testimonia che lateralmente il Gruppo dell'Auernig poteva già essere presente e probabilmente caratterizzare la sedimentazione prevalente.

Non a caso le età anomale (spostate verso l'alto) della transizione definitiva alle Formazioni di Meledis e del Pizzul, si realizzano nelle sezioni più potenti. Questo

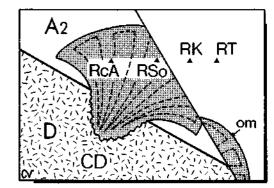


Fig. 28 - Ricostruzione dell'estensione dei depositi dell'Orizzonte del Malinfier affioranti nei pressi di Casera Auernig ed ubicazione delle relative sezioni stratigrafiche. La dislocazione del litosoma è avvenuta in epoca alpina. Il raggio della conoide detritica alimentata dai retrostanti rilievi devono-dinantiani (D+CD) è compreso tra 1 e 2 km.

carattere permette di collegare la maggior disponibilità di sedimenti prossimali immaturi (petrofacies Bombaso) alle aree a più prolungata attività erosiva e di considerare equivalenti i tassi medi di sedimentazione di tutte le numerose sezioni misurate.

Sulla base dei dati sedimentologici e litostratigrafici, dell'analisi biostratigrafica e del riposizionamento palinspastico dei settori strutturali deformati dall'orogenesi alpina, i litosomi ruditici di base della sequenza permocarbonifera del Bacino di Pramollo consentono di ricostruire la seguente paleoevoluzione ambientale.

Nel Moscoviano sup., ormai terminate le fasi diastrofiche erciniche con la parziale emersione della Catena Paleocarnica si riattivarono quelle che già furono le superfici subverticali di thrust orientato N120°E attribuibili alla terza fase deformativa ercinica (vedi capitolo Tettonica ercinica), producendo sollevamenti e subsidenze in settori contigui. La composizione dei clasti, dominata da granulometrie generalmente decrescenti da nord-ovest verso sud-est, con apporti maggiormente conglomeratici ad ovest e prevelentemente arenitico-pelitici ad est, riflette quella dei litotipi della Catena Paleocarnica sottoposta a rapido iniziale smantellamento.

Si generò in questa fase una serie di apparati deltizio-alluvionali coalescenti (Membro di Pramollo) le cui principali aree di alimentazione potevano risultare ubicate a nord-ovest del Monte Lodin e nell'attuale posizione del Monte Cavallo - Creta di Rio Secco (fig. 27).

Il deposito, corrispondente alla prima sequenza ruditico arenitica, si distribuiva in maniera asimmetrica lungo i limiti subsidenti orientati N120°E, convogliato vetso le aree più depresse e sottomarine situate verso est.

La seconda sequenza del Membro di Pramollo, osservabile nelle sezioni Rio Malinfier alto, Rio Casera Auernig (manca la base), Rio Sorgente e Rio Km 9 (presenta solo la base), è stratigraficamente riferibile al Kasimoviano intermedio e risulterebbe contemporanea alla sequenza ruditicoarenitica misurata nella Formazione di Meledis delle sezioni Rio Cordin, Rio das Barbacis, Rio del Museo e Rio Tratte inferiore (fig. 61).

Il significato di tali corpi verrà trattato nel capitolo conclusivo relativo all'intera sequenza permo-carbonifera.

Al passaggio Moscoviano-Kasimoviano o nel Kasimoviano inf., si inseriscono spesso direttamente discordanti sopra substrati carbonatici di età siluro-devoniana, le sequenze dell'Orizzonte del Malinfier, organizzate in depositi di conoide prossimale di limitata potenza ed estensione, direttamente sfocianti in mare.

L'unico caso in cui l'Orizzonte del Malinfier manifesta un'età molto più recente (intotno al limite Kasimoviano-Gzeliano) si verifica per il litosoma di Casera Auernig.

La transizione tra la Formazione del Bombaso (Membro di Pramollo + Orizzonte del Malinfier) e la Formazione di Meledis, prima unità del Gruppo dell'Auemig, è generalmente sincrona su base biostratigrafica (Zollner, Monte Lodin - Cima Val di Puartis, Rio Malvuerich basso, Forca Pizzul, Monte Bruca) testimoniando un probabile evento trasgressivo globale legato a variazioni eustatiche.

La generale trasgressione marina del limite Moscoviano - Kasimoviano, che inibisce le erosioni locali e contemporaneamente innesca dei drenaggi da aree metamorfiche distali ubicate verso ovest o nordovest, non trova un immediato riscontro solo nel settore di Pramollo (Rio Bombaso alto) e parzialmente nell'area del Rio Malinfier alto. Nella zona di Pramollo gli evidenti effetti tettonici sinsedimentari registrati dalla sequenza calclititica dell'Orizzonte del Malinfier ed esposti nella descrizione della sezione Casera Auernig mascherano la diffusa tendenza trasgressiva che qui si manifestò compiutamente solo nello Gzeliano inf., in concomitanza con una generale stasi tettonica.

Gruppo dell'Auernig

Il Gruppo dell'Auernig, istituito da SELLI (1963) e comprendente (fig. 5) cinque formazioni tra cui quella dell'Auernig stessa, dovrebbe considerarsi di denominazione impropria data l'evidente sinonimia con una delle Formazioni in esso comprese. Tuttavia si continuerà qui a nominare come tali sia il Gruppo che la relativa Formazione essendo ormai entrati, entrambi i termini, nell'uso stratigrafico locale.

Una proposta potrebbe essere quella (G.B. Vai, com. pers.) di cambiare la denominazione della Formazione in quella di Gugga lungo il cui crinale, situato a non molta distanza dal Monte Auernig, la successione della Formazione affiora altrettanto ben esposta.

Gli affioramenti più rappresentativi di questo Gruppo, potente complessivamente quasi 1200 m, sono concentrati ad est del Passo di Pramollo, lungo le pendici dei Monti Auernig, Carnizza e Corona che danno il nome a tre delle cinque formazioni. Sono queste le uniche aree dove è possibile misurare con continuità la pressochè totale successione.

Il carattere più appariscente di quest'ultima è la ritmica riproposizione di bancate conglomeratiche e calcaree, alternate ad intervalli arenitico pelitici, che diventa particolarmente evidente negli ultimi 700-800 m di successione.

L'analisi di facies sia dei termini terrigeni (MASSARI & VENTURINI, in prep.) quanto di quelli carbonatici (KRAINER, 1990) ha scomposto la successione in un numero estremamente elevato di ciclotemi (parasequenze ?) condizionati da variazioni del livello marino connesse ai più generali eventi glacio-eustatici permocarboniferi ed inseriti in un contesto regolato da una locale attività tettonica documentabile sulla base di numerosi dati. La trattazione più approfondita dei significati delle singole sequenze e la discussione sulla proponibilità di un approccio

stratigrafico-sequenziale esula dai propositi di queste note ed è rimandata ad un futuro lavoro specifico.

Bisogna comunque tenere presente che i numerosi ciclotemi riconosciuti in base all'analisi di facies (figg. 34 e 37) sono il risultato dell'interazione tra processi climatici globali che influenzano le variazioni del livello marino, la copertura vegetale e di conseguenza la produzione detritica, e tettonici locali che regolano la subsidenza, i sollevamenti e nuovamente, come diretta conseguenza, la quantità degli apporti terrigeni.

Formazione di Meledis (A1)

La Formazione di Meledis, databile al Moskoviano sommitale-Kasimoviano inferiore è distribuita alla scala dell'intero bacino salvo i rari casi già esaminati in cui la Formazione del Bombaso la sostituisce eteropicamente, in parte o, come in rari casi, totalmente.

Le più esposte e continue sezioni stratigrafiche (fig. 29) sono misurate rispettivamente lungo il Rio Tratte, ubicate a Sud del Monte Carnizza, nel Rio Cordin e lungo i rii das Barbacis e del Museo. Le ultime tre sezioni sono affiancate lungo la medesima fascia nella zona di Valbertad e distanziate un chilometro l'una dall'altra.

Dato che lo spessore complessivo della formazione si aggira sui 120 m (SELLI, 1963; VENTURINI, 1983) la sezione del Rio Cordin è quella che, con i suoi 100 m di potenza, più rappresenta l'intera successione pur mancando sia della base che del tetto.

Al suo interno è riconoscibile, dal basso vetso l'alto, una potente successione dominata da apporti pelitici con localizzati Zoophycos e Brachiopodi ai quali si intercalano sequenze torbiditiche silicoclastiche formate da strati arenitici fini quarzosomicacei otganizzati in sequenze prevalentemente thickening upward potenti dai 5 ai 9 m.

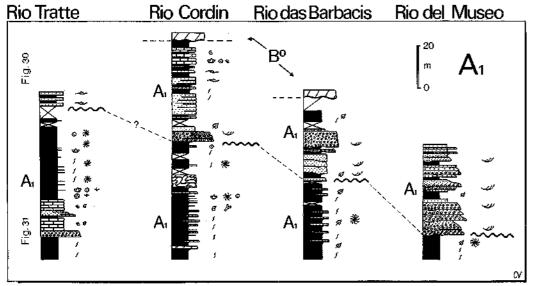


Fig. 29 - Correlazioni litostratigrafiche tra quattro sezioni misurate nella Formazione di Meledis (A1). La superficie marcata da una linea ondulata discrimina una successione marina mediamente profonda da depositi prevalentemente fluviali e paralici. Nettamente diversificate, all'interno dei due gruppi di sedimenti, le paleocorrenti rispettivamente orientate da nordovest a sudest nei primi e da sud verso notd nei secondi.

L'intervallo a frequenti torbide, compreso tra i due banchi dolomitici stratificati, supera i 30 m di potenza complessiva. Nelle torbiditi più recenti una componente bioclastica si aggiunge localmente a quella silicoclastica denunciando apporti da una fascia di margine di piattaforma. Tra i bioclasti comuni i frammenti di Crinoidi, Gasteropodi, Briozoi e Brachiopodi.

Alla base degli strati si rinvengono frequenti impronte di trascinamento univocamente orientate nordovest-sudest. Gli interstrati siltosi spesso si presentano bioturbati.

L'insieme dei caratteri descritti è indicativo di un ambiente di mare aperto, ubicato oltre il margine della piattaforma esterna dalla quale proviene lo slump carbonatico potente oltre 6 m che interrompe la successione torbiditica. Anche la direzione di movimento dello slump si attesta sull'orientamento nordovest-sudest.

Superiormente ad esso, dopo un cospicuo intervallo pelitico con sparsi Crinoidi e Zoophycos, indicatori di perduranti condizioni di mare aperto tendenzialmente profondo, una netta superficie etosiva con sovrastanti orizzonti conglomeratici quarzosi con stratificazioni incrociate concave e planari, individua un netto limite di sequenza con brusca transizione all'ambiente fluvio-deltizio caratterizzato dai depositi conglomeratici di canale distributore.

Questi ultimi passano superiormente ad areniti, siltiti con sparsi Brachiopodi intercalate a sottili episodi torbiditici silicoclastici ed infine a peliti e calcari di mare aperto, individuando nell'insieme una rapida fase trasgressiva.

Una nuova fase regressiva (deposizionale?) sovrappone a questi ultimi depositi dei potenti sedimenti siltitici a stratificazione piano-parallela con laminazioni incrociate da ripple, interpretabili come una successione di un fronte deltizio esterno al quale fanno seguito delle areniti con struttura ad hummocky amalgamato riferibili ad una shoreface inferiore.

Successivamente un nuovo approfondimento del livello marino è testimoniato da una transizione a depositi pelitici bioturbati intercalati a calcari nerastri con pirite e frammenti di Crinoidi e Brachiopodi.

La successione è interrotta da una superficie erosiva (paraconformity) espressione di una lacuna deposizionale, enfatizzata da una blanda erosione, della durata

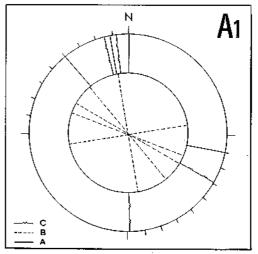


Fig. 30 - Paleocorrenti misurate nelle sezioni di fig. 29 limitatamente ai depositi fluvio-paralici. A: stratificazione incrociata concava (sedimenti fluviali); B: orientamento dei tronchi (sedimenti fluviali); C: stratificazione incrociata (sedimenti tidali). Formazione di Meledis (A1).

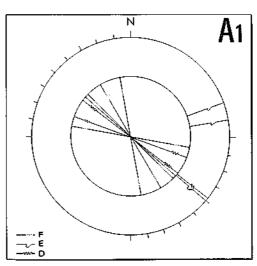


Fig. 31 - Paleocorrenti misurate nelle sezioni di fig. 29 all'interno dei depositi marini. D: direzioni di slump; E: groove cast; F: flute cast. Fotmazione di Meledis (A1).

di quasi quaranta milioni di anni.

Nelle altre sezioni stratigrafiche misurate nella zona di Valbertad sembra di poter riconoscere il limite principale di sequenza in corrispondenza di un netto contatto erosivo tra le peliti con Zoophycos, livelli torbiditici con slump e sovrastanti conglomerati a stratificazione incrociata concava a festoni con numerosi resti di tronchi alla base dei singoli episodi ruditici.

La più distante sezione misurata, la Rio Tratte a sud-est del Passo di Pramollo, è caratterizzata da un'iniziale facies carbonatico-siltosa con tappeti algali non rimaneggiati, in spessori continui fino a 3 m, e con frequenti coralli solitari di piccola taglia e in posizione vitale.

Questa facies superiormente si intercala ad isolati singoli livelli di tempesta costituiti dal rimaneggiamento dei precedenti tappeti algali e da frammenti di Brachiopodi. Cominciano anche a comparire esigui spessori di peliti bioturbate, con Zoophycos, intercalate alle due precedenti litofacies.

Procedendo verso l'alto le peliti si articchiscono in *Zoophycos* e Brachiopodi diventando l'unico litotipo presente nel tratto sommitale della successione con spessori continui di oltre 10 m.

Nell'insieme anche in questa sezione è valutabile un progressivo trend di approfondimento del livello marino che culmina con la deposizione delle siltiti ricche in Zoophycos e Brachiopodi.

L'inversione di tendenza, pur se mascherata da alcuni metri di copertura, appare in questa zona molto meno netta di quanto si presentava verso occidente. Il deciso passaggio alle facies conglomeratiche fluvio-deltizie osservabili nell'area di Valbertad qui è rappresentato da una transizione a facies via via meno profonde che culminano, per quanto riguarda la porzione affiorante, con ambienti di shoreface inferiore rappresentati da areniti con ripple da onda e strutture ad hummocky amalgamato.

Una tale diversità di evoluzione ambientale tra la zona di Valbertad, più occidentale, e quella del Rio Tratte, posta verso oriente, può essere compresa tenendo presenti l'orientamento originario del bacino deposizionale (fig. 64) e le relative paleocorrenti che individuano una netta provenienza da ovest-nordovest verso estsudest.

L'estesa trasgressione marina che ha caratterizzato la prima metà della successione della Formazione di Meledis aveva con la sua ampiezza uniformato gli ambienti a condizioni marine aperte e mediamente profonde.

Il successivo brusco calo del livello marino (fig. 62) produsse nella porzione più occidentale del bacino deposizionale - orientato N120°E - la rapida progradazione dian apparato fluvio-deltizio con alimentazione dal quadrante sud-occidentale, mentre nella porzione del Rio Tratte, distante oltre 10 km da quella di Valbertad ed in posizione più distale rispetto ad essa, le regressione fu meno appariscente con variazioni ambientali transizionali e confinate all'ambiente marino.

Formazione del Pizzul (A2)

La Formazione del Pizzul copre un intervallo stratigrafico estremamente ampio (KAHLER, 1985) rispetto alle altre formazioni del Gruppo. L'età è compresa tra il Kasimoviano sup. e lo Gzeliano E basale, un'estensione enorme se confrontata con quella delle restanti formazioni, mentre lo spessore risulta dello stesso ordine di grandezza, circa 300 m.

Seguendo la stratigrafia proposta da KAHLER (1985) e basata sulle biozone a Fusulinidi si ricava la presenza di una probabile lacuna nella successione in corrispondenza dello Gzeliano medio-alto (biozona a Triticites stuckenbergi e Tricitites proculloniensis). Tale lacuna potrebbe invece verosimilmente corrispondere ad un intervallo stratigrafico non campionato a)

per non deposizione di carbonati lungo la sequenza il cui litotipo prevalente è quello pelitico arenaceo (fig. 32); oppure b) per elisione tettonica della successione corrispondente all'intervallo presupposto in lacuna. Non bisogna dimenticare, a questo proposito, che la formazione del Pizzul è quella che più di ogni altra del Gruppo dell'Auernig ha subito gli effetti della tettonizzazione alpina. E questo a motivo dell'alta percentuale di litotipi pelitici che spesso hanno favorito scollamenti e forti traslazioni durante le compressioni orogenetiche.

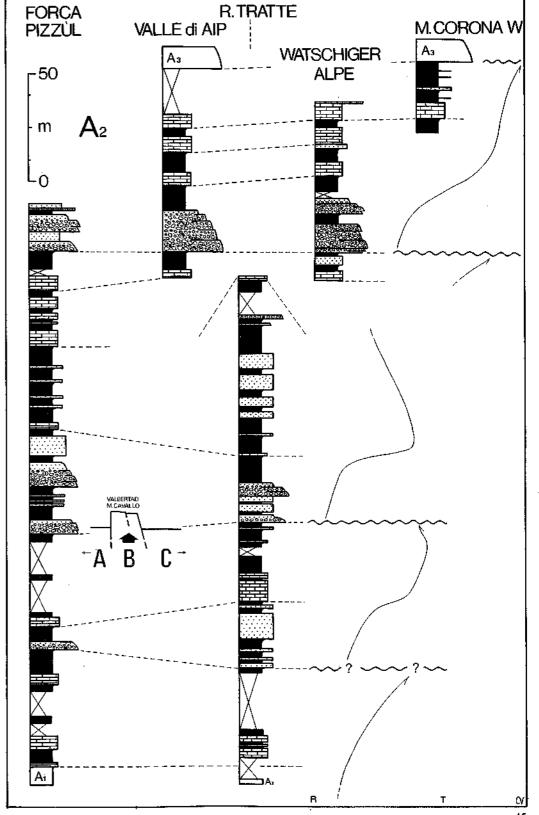
La formazione è completamente sviluppata nella fascia meridionale (settore A, Forca Pizzul) e nel vasto areale settentrionale (settore C, Straniger Alm-Pramollo) mentre nella fascia centrale o manca totalmente (settore B, Monte Cavallo-Valbertad) a causa di non deposizione o di paleoerosioni di età carbonifero-triassica, o è presente esclusivamente con i termini basali (Monte Cordin).

E' proprio l'assenza della Formazione del Pizzul nella fascia centrale (o la sua presenza ristretta ai livelli inferiori) che, unitamente all'interpretazione della colonna stratigrafica rilevata alla sezione Casera Auernig (vedi Formazione del Bombaso, Orizzonte del Malinfier), consente di suggerire un'importante modifica evolutiva subita nel Kasimoviano dal Bacino di Pramollo.

Fu proprio nelle fasi iniziali di deposizione della Formazione del Pizzul che l'intera fascia centrale subì un sollevamento emergendo parzialmente e sottraendosi alla deposizione dei successivi sedimenti del Gruppo dell'Auernig (VENTURINI, 1983).

La Formazione del Pizzul è rappresentata da peliti a laminazione piano-parallela, con locali intercalazioni arenitiche,

Fig. 32 - Correlazioni litostratigrafiche tra le più esposte sezioni stratigrafiche misurabili nel Bacino di Pramollo all'interno della Formazione del Pizzul (A2).



che costituiscono il litotipo di gran lunga predominante. Al loro interno si alternano rari potenti bancate carbonatiche massicce e più frequenti banchi calcarei ad alghe rimaneggiate, Fusulinidi, bioclasti e localmente ad entrochi, con spessori variabili dai 3 ai 25 m, e sporadiche bancate conglomeratiche quarzose potenti 4-10 m.

La Formazione del Pizzul offre la migliore continuità stratigrafica nell'omonima località di designazione, la Forca di Pizzul. Potente circa 250 m la successione presenta qui il passaggio stratigrafico con la sottostante Formazione di Meledis mentre il limite superiore è tettonico e pare elida qualche decina di metri al tetto della sequenza. Lungo questa sezione abbonda comunque la vegetazione, sviluppata in modo fitto ed impenetrabile sui litotipi pelitici.

Contrariamente la sezione misurata nel Rio Tratte superiore (270 m), che scende dal Monte Carnizza, è ben esposta e continua pur se priva di base e tetto. Lo stesso può dirsi per lo spezzone di Watschiger Alpe (100 m) rilevato tra Gugga e Törl, a nord-est del Passo di Pramollo, che però conserva il passaggio alla Formazione del Corona. Negli altri casi la forte tettonizzazione, unitamente alla diffusa copertura, ha sempre inibito la misurazione di sezioni stratigrafiche significative.

Confrontando le sezioni misurate (fig. 32) si ricava una buona corrispondenza fra i singoli spezzoni riuscendo tra l'altro a ricostruire l'intera successione deposizionale. Un interessante confronto è quello eseguibile tra le sezioni di Forca Pizzul e Rio Tratte superiore + Watschiger Alpe che, al vantaggio di uno spessore affiorante che in entrambi i casi copre quasi interamente l'intera formazione, uniscono la caratteristica di trovarsi posizionate ai lati del Horst del Monte Cavallo, sollevatosi nel Kasimoviano sup. proprio durante la deposizione della Formazione del Pizzul stessa.

La correlazione tra le due sezioni pone in evidenza la precisa corrispondenza esistente tra i singoli orizzonti calcarei a Fusuline, Brachiopodi, Briozoi e Crinoidi che marcano le fasi di maggior approfondimento del bacino e, parallelamente, tra gli episodi conglomeratici quarzosi canalizzati che rappresentano i riempimenti di canali distributori fluvio-deltizi.

Ad una successione di peliti e calcari di mare aperto, ad un terzo della base della formazione, si sovrappone con un netto limite di sequenza una serie di bancate conglomeratiche quarzose di ambiente fluvio-deltizio.

La loro posizione in seno alla successione, il relativo significato di repentina regressione che interessò il bacino, il ruolo e l'età dell'Orizzonte del Malinfier di Casera Auernig stratigraficamente coevo ai livelli inferiori della Formazione del Pizzul, concorrono a far sì che tale episodio ruditico quarzoso possa venire tentativamente considerato il prodotto del rimaneggiamento erosivo a spese di precedenti depositi delle formazioni di Meledis e del Pizzul stesso che, collocati nella fascia centrale (settore B), subirono un progressivo sollevamento durante l'intervallo Kasimoviano sommitale-Gzeliano inferiore.

Successivamente le analogie fra le due fasce, oramai discriminate fino al Permiano inferiore dall'alto strutturale ad orientamento N120°E (fig. 33), riprendono

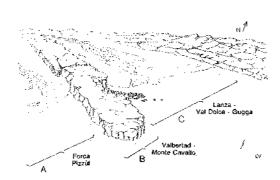


Fig. 33 - Ricostruzione paleogeografica del Bacino di Pramollo al momento del sollevamento del horst Valbertad-Monte Cavallo (settore B), nello Gzeliano inf. (da Venturini, 1983).

uniformate da un *trend* trasgressivo seguito da un repentino calo del livello marino e dalla sincrona deposizione, in entrambe le fasce, di una serie di episodi conglomeratici fluvio-deltizi con stratificazione incrociata concava a festoni e basi nettamente erosive.

I tre episodi calcarei che seguono marcano una nuova prolungata fase trasgressiva che sarà nuovamente interrotta da una brusca regressione ed un ritorno agli ambienti fluvio-deltizi in corrispondenza del passaggio tra la Formazione del Pizzul e quella del Corona.

Formazione del Corona (A₃)

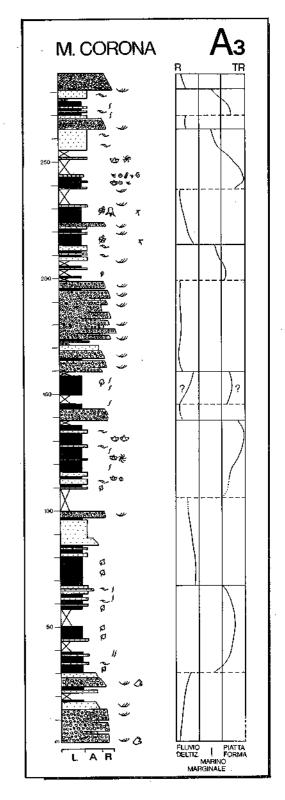
L'attuale distribuzione della Formazione del Corona (Gzeliano E), alla pari delle due successive ultime formazioni del Gruppo dell'Auernig, risente fortemente delle vicende tettoniche subite dal bacino durante l'orogenesi alpina e risulta ulteriormente penalizzata dalle profonde erosioni quaternarie sviluppatesi nell'area rilevata.

Per quanto riguarda la fascia meridionale (settore A) non esistono le possibilità oggettive di testimoniarne l'eventuale diffusione a causa di paleoerosioni attive durante l'Anisico (Rio Bruca) ed elisioni tettoniche di età alpina (Forca Pizzul). In quella centrale, invece (settore B) la posizione di modesto alto strutturale emerso assunta durante il Kasimoviano-Gzeliano inferiore perdurò fino al Permiano inferiore inibendo ogni processo deposizionale.

La fascia settentrionale (settore C), pur con le dovute limitazioni premesse (consistenti solo all'estremità più occidentale del settore, verso Straniger Alm) è una zona di completa e persistente diffusione della Formazione del Corona.

La sezione stratigrafica più rappresentativa risulta quella del Monte Corona dove la formazione omonima affiora, priva di

Fig. 34 - Sezione stratigrafica nella Formazione del Corona (A3), Monte Corona.



lacune, con base e tetto preservati, scarsa copertura e blanda tettonizzazione, per uno spessore complessivo di 290 m.

Litologicamente è caratterizzata da una quasi assoluta mancanza di livelli carbonatici; ne compare uno solo, spesso non oltre il metro, nel settore più orientale e distale del bacino (Monte Corona). Frequenti al contrario, intercalate a peliti ed arenarie in consistenti spessori, sono le bancate conglomeratiche quarzose, nella maggior parte dei casi riferibili a facies canalizzate di ambienti subaerei o paralici confinabili nel dominio fluvio-deltizio.

L'analisi di facies della sezione misurata lungo il versante occidentale del Monte Corona (MASSARI & VENTURINI, in prep.) evidenzia due netti acmi trasgressivi.

Il primo risulta posizionato a metà successione e marcato da un potente intervallo (25 m) prevalentemente pelitico con rare intercalazioni arenitiche fini con strutture ad hummocky, e nel quale frequentemente si rinvengono Brachiopodi, Crinoidi e Zoophycos, tutti indizi di moderato approfondimento del livello marino. In particolare un livello di potenza variabile, non superiore ai 20 cm, caratterizzato da fitta concentrazione di faune a Brachiopodi (tanatocenosi a Gigantoproductus) rappresenterebbe la sezione condensata in condizioni di massimo approfondimento marino nell'ambito di un rapido trend trasgressivo (fig. 34). Il secondo si situa a due terzi della successione ed è marcato da un livello discontinuo (0-25 cm) arenitico a Brachiopodi e Crinoidi.

Il primo acme trasgressivo si sviluppa al termine di una sequenza deposizionale potente oltre 100 m caratterizzata da ambienti che oscillano dal fluvio-deltizio alla shoreface inferiore con transizioni reciproche improvvise in corrispondenza di superfici trasgressive o regressive di ordine inferiore che comportano bruschi salti di facies.

Pochi metri sopra la sezione condensata inizia, marcata da una superficie erosiva basale, una successione potente 100 m formata per la quasi totalità da depositi continentali che iniziano con una successione di banchi conglomeratici canalizzati, a base nettamente erosiva, organizzati in due episodi principali in cui il livello sommitale raggiunge la potenza di 25 m ed è riconoscibile anche a Gugga (a nord del Monte Carnizza) con spessori di 33 m ed al Monte Madrizze (35 m).

E' questo un corpo multiplo, costituito da almeno sette episodi canalizzati distinti sovrapposti verticalmente (fig. 35) con basi erosive, granulometrie decrescenti verso l'alto sia all'interno dei singoli eventi quanto considerando l'intero complessivo bancone conglomeratico, interpretabile come deposito fluvio-deltizio.

Ad esso fa seguito, per progressivo blando approfondimento del livello marino, un esiguo episodio (10 m) arenitico-

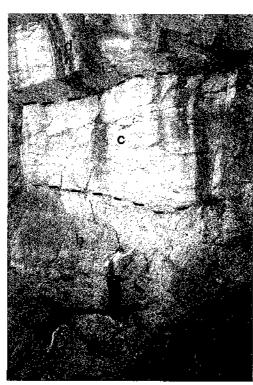


Fig. 35 - Corpo conglomeratico formato dalla accrezione verticale di quattro (a-d) distinti episodi caratterizzati da base erosiva e granulometrie fining upward. Formazione del Corona (A3), Monte Madrizze notd.

pelitico caratterizzato da strutture hummocky amalgamate e da stratificazioni incrociate concave all'interno di livelli interpretabili come dovuti alla migrazione di dune sommerse. Nell'insieme è riconoscibile un ambiente di shoreface.

Una leggera variazione eustatica comporta un netto passaggio a facies continentali di piana alluvionale passante a deltizia con peliti ricche in frustoli fluitati e tracce di radici, intercalate a canali di crevasse (0.6 m) con radici e convoluzioni da fughe d'acqua, indizio di rapida sedimentazione.

Ad esse fa seguito un nuovo episodio conglomeratico canalizzato, con base erosiva e granulometria decrescente verso l'alto, con paleocorrenti orientate da ovest verso est, riferibile alla facies fluvio-deltizia.

Superiormente in continuità affiorano nuove peliti di piana alluvionale che culminano con un livello di *crevasse* particolarmente colonizzato da apparati radicali. Nelle peliti è ubicato il più famoso e ricco sito a flore di tutto il Bacino di Pramollo.

Le piante, ascrivibili in massima parte ad Equisetali e Filicali, sono concentrate in livelli ed accumulate in posto. Un tronco di 60 cm d'altezza e quasi 20 di diametro fu ritrovato ancora in posizione di crescita.

Sono inoltre da segnalare tari e sparsi livelli a carbone (Selli, 1963a) potenti dai 10 ai 30 cm.

Dopo 6 m di copertura si ritrovano ancora, nell'ordine, un ulteriore episodio arenitico di *crevasse* e nuove peliti continentali, prosecuzione del generalizzato ambiente continentale di piana alluvionale precedentemente individuato.

Un nuovo importante limite di sequenza, subito al di sopra del quale si realizza il secondo acme trasgressivo registrabile all'interno della Formazione del Corona, si colloca in questo punto della sezione. Esso marca un improvviso netto approfondimento del livello marino testimoniato dalla presenza di un esiguo e discon-

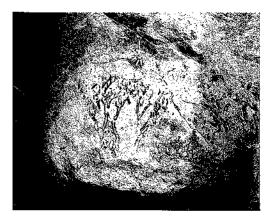


Fig. 36 - L'unico episodio carbonatico (spessore inferiore al metro) della Formazione del Corona (A3), al monte omonimo. E' raffigurato il livello superiore, costituito da Alghe Dasycladacee in posizione di crescita.

tinuo orizzonte arenitico bioturbato con faune timaneggiate a Crinoidi, Brachiopodi ed alghe a cui fan seguito livelli arenitici ad *hummocky* singolo, non amalgamato, peliti a Brachiopodi e *Zoophycos* e un sottile episodio carbonatico, l'unico della formazione (fig. 36).

Una nuova sequenza si sviluppa con una rapida e costante tendenza regressiva che in 35 m porta all'affermazione prima di un ambiente di shoreface, con areniti ad hummocky amalgamato (fig. 34), seguito dall'instaurarsi di una piana deltizia testimoniata da un deposito conglomeratico canalizzato con base erosiva e granulometrie decrescenti verso l'alto assimilabile al riempimento di un canale distributore fluvio-deltizio.

Ad esso fa seguito un nuovo improvviso, anche se non drastico, approfondimento marino che porta facies a peliti marine intercalate a livelli ad *hummocky* singolo a sovrapporsi al precedente deposito paralico-continentale individuando tra le due facies un limite di parasequenza.

Un ulteriore regolare progressivo e rapido calo del livello marino porta alla replica della precedente sequenza appena descritta con uno shallowing upward trend che culmina con la deposizione del nuovo ed ultimo banco conglomeratico fluviodeltizio col quale termina la Formazione del Corona.

La pressochè totale assenza di banchi carbonatici all'interno della successione descritta, anche in condizioni marine che in altre formazioni del Gruppo dell'Auernig ne prevedono e consentono la presenza, sembrerebbe imputabile al clima tendenzialmente temperato-freddo, corrispondente ad un periodo glaciale, che avrebbe potuto inibire lo sviluppo di alghe carbonatiche.

Formazione dell'Auernig (A4)

Per alcuni autori (KAHLER, 1985) la formazione è compresa all'interno dello Gzeliano E (Carbonifero sommitale). Per altri invece (PASINI, 1963) sarebbe posta a cavallo del limite Carbonifero-Permiano.

Le considerazioni riguardanti le fasce di diffusione della Formazione dell'Auernig e le limitazioni imposte dalla tettonica alpina e dall'erosione quaternaria, ricalcano quelle formulate per la precedente Formazione del Corona.

Le litologie comprendono numerosi livelli carbonatici bioclastici algali o massicci di spessore ragguardevole e più rari ma ugualmente frequenti episodi conglomeratici, intercalati a potenti successioni pelitico arenitiche per uno spessore complessivo di 260 m.

Le migliori sezioni misurabili, tutte concentrate ad est del Passo di Pramollo, sono ubicate rispettivamente alla sommità dei Monti Auernig, Carnizza e Corona.

La sezione proposta in fig. 37, rappresentativa dell'intera Formazione dell'Auernig, è composta da due spezzoni sovrapposti e correlabili ubicati rispettivamente lungo il crinale meridionale del Monte Auernig e quello del Monte Carnizza.

La particolarità presentata dalla successione consiste nel numero estremamente elevato di sequenze di rango inferiore (?parasequenze) che, con spessori medi di 20 m, si sovrappongono sulla verticale.

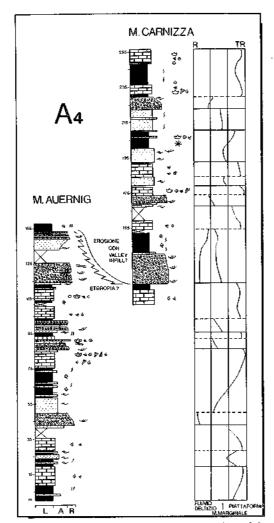


Fig. 37 - Sezione stratigrafica nella Formazione dell'Auernig (A4) misurata lungo due profili correlabili a est del Passo di Pramollo.

All'ultima facies conglomeratica di canale distributore fluvio-deltizio presente alla sommità della Formazione del Corona, si sovrappongono, con passaggio netto motivato da un rapido approfondimento del livello marino, 40 m complessivi di peliti con sparsi Crinoidi ed alghe, livelli arenitici ad hummocky e due bancate cal-

Nell'insieme la sequenza è simmetrica e si sviluppa in un ambiente di piattaforma esterna con una blanda oscillazione batimetrica negativa che intercala un episodio di *shoreface* ad *hummocky* amalgamato a discriminare due serie peliticocarbonatiche di spessori equivalenti.

Nel primo banco carbonatico si può osservare (fig. 38) come la relativa base non si presenta netta. Nelle peliti il cemento, inizialmente fillosilicatico, viene sostituito da una componente carbonatica che via via si fa più abbondante accompagnandosi a sparsi bioclasti (Briozoi). Progressivamente le peliti diventano subordinate e sono relegate in lenti o giunti (1-10 cm) intercalati a livelli calcarei bioclastici prevalentemente algali o localmente arricchiti in Fusuline (fig. 39).

Verso l'alto si passa a quasi esclusivo calcare (1 m) in strati bioclastici (1-15 cm) ad alghe e Fusuline che superiormente presentano un progressivo inquinamento in silt. Tramite un contatto netto sulle siltiti si inserisce un nuovo orizzonte calcareo bioclastico ad alghe e Fusuline (6 m), compatto a stratificazione mal visibile, ondulata, che solo nell'ultimo metro presenta la ricomparsa di veli pelitici che regolarmente aumentano di spessore fino a costituire il sedimento dominante.

Valutato nel suo complesso il primo episodio carbonatico della Formazione dell'Auernig sembra inizialmente correlabile con una breve fase trasgressivo-regressiva il cui acme trasgressivo risulterebbe posizionato in corrispondenza del primo più sottile livello calcareo compatto.

Una improvvisa variazione batimetrica positiva, di entità sempre limitata, sembra responsabile dello sviluppo del secondo e più potente episodio calcareo compatto a base netta, mentre l'inquinamento in silt che segue, e che verso l'alto ne determina l'interruzione, potrebbe verosimilmente essere dovuto ad una regressione deposizionale con la progradazione di peliti di shoreface inferiore.

Alla deposizione della prima sequenza (40 m) della Formazione dell'Auernig fa seguito un brusco calo del livello marino. La nuova sequenza che si deposita, po-

M.AUERNIG S

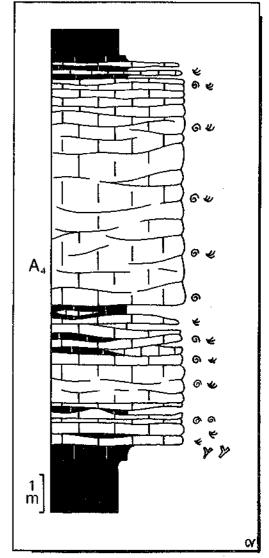


Fig. 38 - Il primo bancone carbonatico della Formazione dell'Auernig (A4).

tente anch'essa 40 m, si sviluppa secondo un regolare trend trasgressivo che dagli inziali depositi conglomeratici fluvio-deltizi canalizzati, attraverso le areniti ad *hummocky* amalgamato(*shoreface* inferiore) e quelle ad *hummocky* singolo intercalate a peliti, conduce alla deposizione di un banco carbonatico con frammenti di Briozoi, Crinoidi, Brachiopodi, Gasteropodi, resti



Fig. 39 - Alternanze di livelli carbonatici a Fusuline (F) ed alghe rimaneggiate (A). Primo banco carbonatico della Formazione dell'Auernig (A4). Monte Auernig.

di alghe e Fusuline.

Ad essi fanno seguito 180 m di successione caratterizzati da frequenti salti di facies non motivabili se non con variazioni estremamente rapide del livello marino.

In particolare nel ripiano di q. 1844 m, situato verso la sommità del Monte Auernig, sovrapposti ad areniti quarzoso micacee con strutture ad hummocky amalgamato (shoreface inferiore) si sviluppano livelli arenitico-conglomeratici (fig. 41) con stratificazioni incrociate concave ad alto angolo, basi nette non erosive, paleocorrenti orientate N340°E, assimilabili ad un trasporto lungo costa di depositi riferibili ad una spiaggia sommersa (MASSARI & VENTURINI, in prep.).

Superiormente ad essa si sovrappone un livello conglomeratico (0.8 m) ben cernito, con stratificazione planare inclinata a basso angolo interpretabile come deposito di spiaggia emersa. La sequenza, di potenza inferiore ai 3 m, evidenzia una veloce regressione, presumibilmente deposizionale, con la regolare transizione dalle tempestiti amalgamate di *shoreface* inferiore ai depositi di spiaggia sommersa con trasporto attivato dalle correnti lungo costa, ed infine all'orizzonte di spiaggia emersa.

Al culmine della sequenza si inserisce un lag trasgressivo discontinuo con spessore massimo di 25 cm costituito da un'arenite ciottolosa arrossata con resti di Crinoidi seguita da 2.1 m di calcari algali passanti verso l'alto a due metri di siltiti. Ad esse si sovrappogono depositi batimetricamente sempre meno profondi: areniti con strutture ad hummocky amalgamato e, sopra ad esse, un nuovo episodio arenitico conglomeratico fine con trasporto lungo costa (spiaggia sommersa, shoreface superiore).

La sequenza descritta, potente 15 m,

costituisce un ulteriore episodio regressivo, a sua volta interrotto da una brusca variazione batimetrica positiva che sovrappone ai depositi di spiaggia sommersa quelli carbonatico siltosi di margine esterno della piattaforma.

Quest'ultima facies di mare aperto mediamente profondo (30-50 m) si sviluppa per 20 m di spessore prima di essere interrotta da un nuovo improvviso e cospicuo calo del livello marino. Le facies che seguono ripropongono, con depositi in spessori più consistenti che in precedenza, l'affermazione di ambienti di spiaggia sommersa rielaborata da onde e cotrenti di tempesta e di spiaggia ghiaiosa emersa con *foreset* immergenti di 13° verso N65°-70°E e linea di costa perpendicolare a tale direzione (N155°-160°E).

La sezione del Monte Auernig termina poco a nord della vetta, interrotta da una faglia. Confrontando le stratimetrie della sezione Gugga-Carnizza (VENTURINI, 1983) con la sezione misurata al Monte Auernig (fig. 37) è possibile proporre una correlazione ricostruendo l'intera successione della Formazione dell'Auernig che nella sezione Gugga-Carnizza non offriva, per il corrispondente tratto rilevato al Monte Auernig, un'adeguata esposizione.

La superficie che nella sezione del Monte Auernig marca l'ultimo limite affiorante di sequenza condizionato dall'improvviso calo del livello marino, al Monte Carnizza sembra essere la stessa che, im-

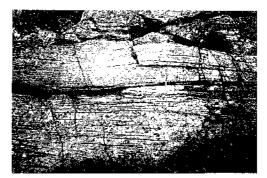


Fig. 40 - Stratificazione ad hummocky, Formazione dell'Auernig (A4). Monte Corona.



Fig. 41 - Banco arenitico-conglomeratico della Formazione dell' Auernig (A4). Facies di trasporto lungo costa. Monte Auernig, promontorio a q. 1844 m.

mediatamente a nord della cima del Monte, si inserisce tra le peliti marine con calcari ed il sovrastante potente orizzonte conglomeratico (17 m) con caratteri nettamente continentali.

Se la correlazione proposta è realistica si può osservare come facies conglomeratico arenitiche di spiaggia, sia emersa che sommersa (Monte Auernig), passino lateralmente a sedimenti conglomeratici fluvio-deltizi di canale distributore (Monte Carnizza) attraverso un probabile contatto erosivo dovuto ad un improvviso calo del livello marino.

Alla blanda e diffusa erosione (circa 30-40 m su distanze di 1,5-2 km) fece seguito il relativo riempimento da parte delle facies continentali prevalentemente ruditiche misurate alla base della sezione Monte Carnizza.

Un'altra ipotesi, anch'essa difficilmente comprovabile, prevederebbe che la faglia presente alla base della sezione misurata al Monte Carnizza (fig. 37) sia più importante del previsto ed abbia eliso almeno 30 m di successione. In questo caso le due sezioni (Monte Auernig e Monte Carnizza) non sarebbero più affiancabili, con parziale sovrapposizione, ma in successione una sull'altra e separate da una lacuna per elisione tettonica. È auspicabile che ulteriori ricerche possano risolvere il dubbio. Un nuovo ulteriore brusco approfondimento del livello marino ripristina condizioni di margine di piattaforma esterna. Da questo punto della sezione (presso la Cima del Monte Carnizza) fino al termine della Formazione dell' Auernig (110 m) la successione è scomponibile in una serie di sequenze minori condizionate da rapidi approfondimenti ed altrettanto improvvisi cali del livello marino.

Formazione del Carnizza (As)

Ultima delle cinque Formazioni nelle quali si suddivide il Gruppo dell'Auernig presenta gli stessi problemi di indeterminazione cronologica della formazione che la precede. Occupa la medesima fascia di diffusione (sertore C) ma gli affioramenti sono estremamente scarsi.

Le litologie sono costituite da banconi calcarei bioclastici algali e livelli conglomeratici quarzosi, questi ultimi numericamente leggermente prevalenti sui primi, immersi in una successione atenitico pelitica. Nella maggior parte dei casi la distinzione dalla sottostante Formazione dell'Auernig, difficoltosa su base esclusivamente biostratigrafica, è favorita dalla presenza del contatto con i sedimenti del sovrastante Gruppo di Rattendorf.

Il più soddisfaciente ed unico profilo completo della Formazione è quello misurabile lungo il crinale sudorientale del monte omonimo, pur se gli ultimi 80-100 metri risultano coperti da una fitta vegetazione. Lo spessore totale si aggira sui 200 m. L'analisi sequenziale si limita a constatare l'affermarsi di una generale tendenza regressiva, frequentemente interrotta da bruschi salti di facies (fig. 42) che frammentano la complessiva successione in micro-sequenze motivate da improvvise variazioni del livello marino. Frequenti banchi conglomeratici, inizialmente sottili, in-

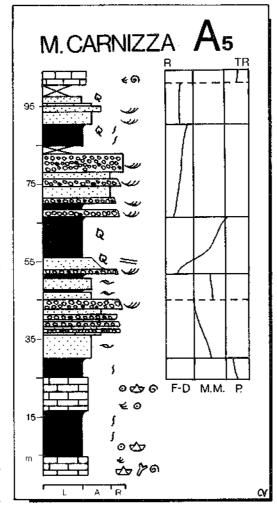


Fig. 42 - Sezione stratigrafica nella Formazione del Carnizza (A5) misurata lungo il crinale sudorientale del monte omonimo.

terstratificati ad areniti ad hummocky amalgamato sono interpretabili come presumibili barre di foce che rieleborano materiale deltizio grossolano.

Ad esse si sovrappongono peliti continentali con tracce di radici in livelli abbondantemente carboniosi ed orizzonti conglomeratici canalizzati con stratificazione incrociata a festoni di ambiente fluviale.

Gruppo di Rattendorf

Lo compongono, dal basso verso l'alto, la Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina*, la Formazione di Val Dolce e la Formazione superiore a *Pseudoschwagerina*.

Stratigraficamente risulta compreso tra il Gruppo dell'Auernig e il Calcare (Gruppo) del Trogkofel.

Il contatto basale risente dell'indeterminatezza di età comune alle ultime formazioni del Gruppo dell'Auernig mancando fino ad ora un criterio paleontologico univocamente accettato per la definizione del limite Carbonifero/Permiano.

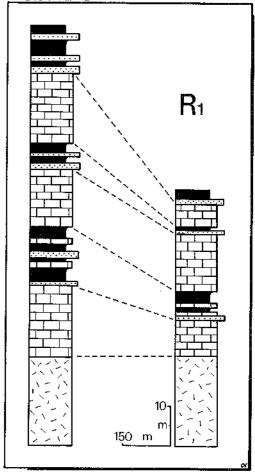
Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina* (R₁)

L'età della formazione è genericamente attribuibile all'Asseliano (Permiano inf.). Al suo interno Kahler (1985) individua un possibile stratotipo del limite Carbonifero/Permiano, in antitesi con quanto suggerito da Pasini (1963) che ne individuava la presenza all'interno della successione del Gruppo dell'Auernig.

La quasi totalità degli affioramenti è ubicata nella fascia settentrionale (settore C) del Bacino di Pramollo (fig. 57) e confinata a nord degli Scorrimenti di Creta d'Aip e di Pian di Lanza, orientati N120°E ed immergenti debolmente a nord.

Litologicamente l'unità presenta una prevalenza di calcari, sia massicci che stratificati, e subordinati livelli terrigeni essenzialmente fini. La potenza complessiva della formazione varia da zona a zona raggiungendo un massimo di 160 m (Selli, 1963; HOMANN, 1969; Flugel, 1971; 1974).

Le variazioni di potenza sono evidenti (fig. 43). Sulla base degli spessori delle sezioni misurate da Homann (1969) da Galassi (1985) e da osservazioni personali si potrebbe individuare una originaria subsidenza del bacino tendenzialmente maggiore verso nord-est.



VALLE di AIP E

Fig. 43 - Sezioni stratigrafiche nella Formazione inf. a Pseudoschwagerina (R1) nella Valle di Aip.

HOMANN (1969) sulla base di studi di dettaglio condotti su svariate sezioni all'interno della formazione ha riconosciuto 4 cicli asimmetrici trasgressivo-regressivi con profondità delle acque oscillante tra valori superiori ai 10 m ed inferiori ai 30 m.

Dai risultati di questo autore e dai dati inediti di GALASSI (1985) è possibile riconoscere per ogni ciclo la seguente successione di facies.

Facies basale. Alternanze arenitico pelitiche intercalate a rari livelli biocalcarenitici a scarsa matrice (40-80 cm) ed occasionali ruditi fini in tasche erosive e geo-

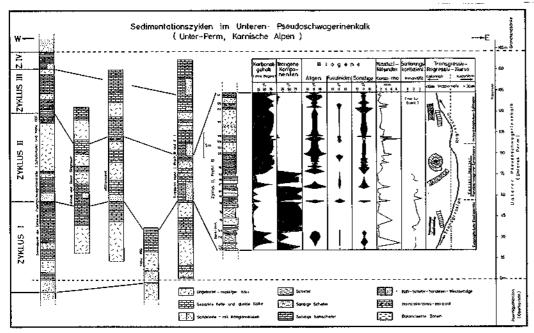


Fig. 44 - Formazione inf. a *Pseudoschwagerina* (R1) con l'individuazione dei quattro cicli trasgressivo-regressivi (da Homann, 1969).

metrie marcatamente lentiformi con gradazioni dirette. Le peliti, a laminazione piano-parallela o frequentemente bioturbate, con frequenti livelli ricchi in frustoli, costituiscono spessori fino a 4 m. Le areniti, quarzoso-micacee, presentano stratificazione incrociata concava o piano-parallela.

Facies intermedia. Alternanze di calcari stratificati e peliti marnose. I calcari, a cemento micritico e dolomicritico, sono ricchi di Fusulinidi, frammenti di Brachiopodi, articoli di Crinoidi, Epimastopora.

Facies sommitale. Calcari massicci, biocostruiti a mound algali, Archaeolitho-phyllum, Eolithoporella, organizzati in banchi convessi privi di strutture e potenti sino a 20 m.

Le tre facies esposte nell'ordine costituiscono un singolo ciclo (sensu HOMANN, 1969) che dalla facies basale a depositi clastici canalizzati si evolve trasgressivamente verso i sedimenti carbonatici di piattaforma distale per poi registrare una fase regressiva attestata dalla sovrapposizione dei calcari massicci di scogliera. Il trend regressivo si farà deciso con l'avvento di nuovi depositi clastici costieri che verso l'alto sfumeranno nelle peliti e successivi calcari stratificati a Fusuline appartenenti alla fase trasgressiva del nuovo ciclo.

Formazione di Val Dolce (R2)

La Formazione di Val Dolce, di età asseliana s.l., presenta il suo massimo di diffusione alla Sella di Val Dolce, lungo il confine italo-austriaco. Le litologie, in massima parte terrigene, richiamano quelle tipiche del Gruppo dell'Auernig, /unica differenza il colore superficiale d'alterazione che nella Formazione di Val Dolce spesso risulta nettamente ocraceo.

Il crinale occidentale dello Zuckerhütl, a nord della Creta d'Aip, si presta meglio di ogni altra zona alla misurazio-

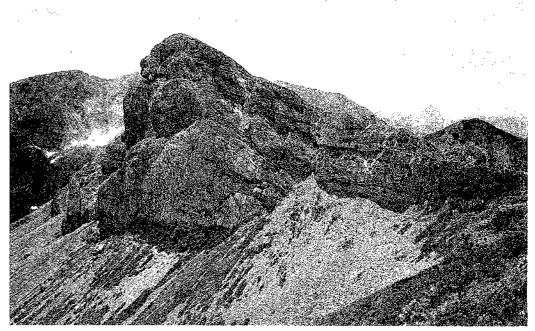


Fig. 45 - Creta di Lanza, vista da est. E' particolarmente evidente lo sviluppo convesso dei corpi carbonatici biocostruiti, prevalentemente algali. Formazione inf. a *Pseudoschwagerina* (R1).

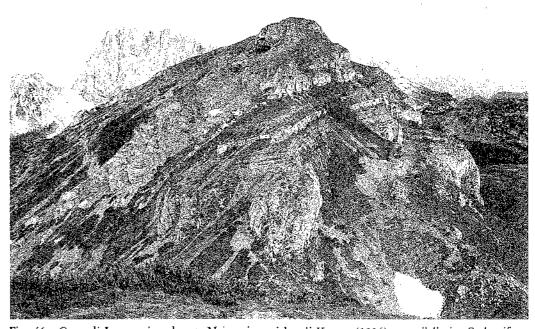


Fig. 46 - Creta di Lanza, vista da est. Nei suoi strati basali Kahler (1986) pone il limite Carbonifero-Permiano. Formazione inf. a *Pseudoschwagerina* (R1).

ne di un profilo stratigrafico continuo (fig. 47) lungo oltre 100 metri di successione (GALASSI, 1985).

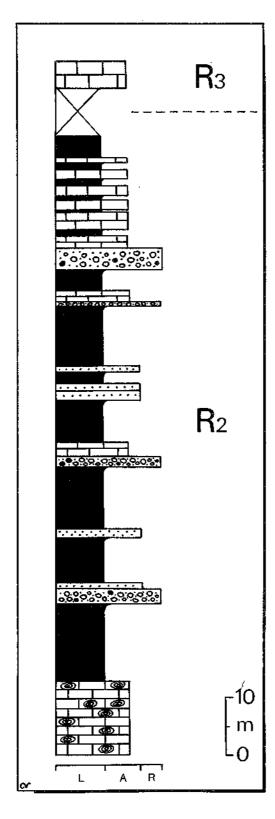
La sezione inizia, dopo un ampio tratto di copertura detritica, con un banco calcareo bioclastico potente quasi 13 m. In altri affioramenti la potenza di tale litofacies raggiunge anche i 20 m. Al suo interno sono presenti alghe, Fusuline, oncoidi, cementati da abbondante spatite. I singoli strati hanno spessori dai 10 ai 40 cm e i giunti sono marcati da sottili livelli pelitici scuri laminati. La bioturbazione può raggiungere intensità notevole.

Il deposito rappresenta un ambiente marino intertidale, nel quale l'elevata salinità promuoveva lo sviluppo di alghe monomictiche (FLÜGEL, 1974; BUGGISCH et al., 1978). Le oncoliti, unitamente al cemento spatitico, sono testimonianza di un ambiente di alta energia con formazione di barre.

Fa seguito, con spessori di 12-13 m, una litofacies prevalentemente pelitica, a laminazione piano-parallela, spesso bioturbata, con rare intercalazioni quarzarenitiche nelle quali sono presenti indizi di fluidificazione. Al tetto passa, con netto contatto erosivo, ad un banco conglomeratico quarzoso a geometrie lentiformi con spessore di 4-7 m, a stratificazione incrociata concava a festoni, scarsa matrice e gradazione diretta.

Superiormente ai depositi conglomeratici canalizzati si sovrappone nuovamente la litofacies pelitica a sporadiche intercalazioni arenitiche osservata in precedenza; spessore 20 m. Ad essa fanno seguito due livelli conglomeratici (30 e 100 cm) mal cerniti, con abbondante matrice e gradazione inversa, intercalati a livelli arenitici per uno spessore complessivo di 2 m. Sono ricoperti con contatto netto, da 2,5 m di calcari stratificati a giunti ondulati, ricchi in frammenti algali e Fusulinidi. La se-

Fig. 47 - Sezione stratigrafica nella Formazione di Val Dolce (R2). Zuckerhütl, a nord della Creta di Aip (da Galassi, 1985; ridis.).



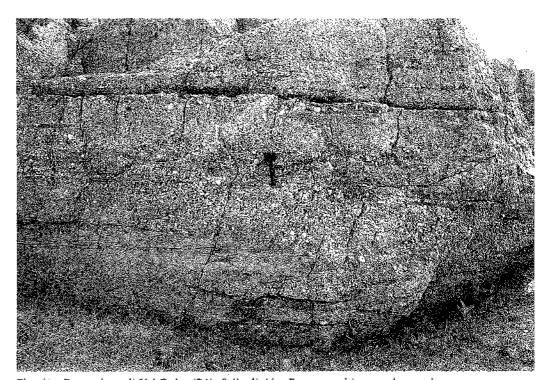


Fig. 48 - Formazione di Val Dolce (R2), Sella di Aip. Banco arenitico-conglomeratico quazzoso passante da stratificazione planare a incrociata a basso angolo e geometrie ad ampi festoni (incrociata concava). Coarsening-fining upward trend.

quenza testimonia un trend trasgressivo con passaggio dall'ambiente deltizio a quello di prodelta, con occasionali debrisflow conglomeratici, a quello di piattaforma in condizioni di circolazione ristretta (FLÜGEL, 1974; 1981).

La sequenza peliti di prodelta - debris flow subacquei - calcari si ripropone per altre due volte nei successivi quaranta metri di spessore. Queste sequenze potrebbero essere interpretate come ciclotemi trasgressivi, in cui l'aumento del livello marino con il conseguente incremento di carico determina l'instabilità dei più superficiali depositi deltizi conglomeratici che franano sotto forma di debris flow subacquei e vengono successivamente ricoperti dai livelli calcarei espressione della sedimentazione autoctona.

Segue una facies di incerta interpretazione, potente quasi 15 m, interrotta superiormente da una faglia sviluppata al

contatto con la successiva Formazione superiore a Pseudoschwagerina. E' costituita da alternanze di livelli biocalcarenitici tosati, lentiformi, ad alghe e Fusulinidi, via via più sottili verso l'alto, intercalati a peliti rosse con presunte caliche. La sequenza sembra il prodotto di una iniziale rapida regressione marina, imputabile a blandi sollevamenti del territorio (dato che non è compensata da apporti detritici erosivi) seguita da una debole progradazione di un corpo pelitico di piana alluvionale distale che si interdigita, con sempre maggiore sviluppo, ai depositi lagunari costieri presumibilmente legati ad eventi di tempesta.

Questa facies particolare si colloca sempre nei livelli sommitali della Formazione di Val Dolce. E' osservabile anche lungo il contrafforte nord-occidentale di Reppwand.

Tra la Sella di Val Dolce e Cima Zo-

tag, in territorio austriaco, affiora la facies conglomeratica canalizzata (fig. 48) con un banco conglomeratico arenitico composto da cinque distinti episodi a granulometria decrescente verso l'alto e basi erosive, separati da lenti pelitiche.

Complessivamente alla porzione misurata della formazione manca solo un intervallo basale di poche decine di metri per essere completa.

La composizione delle areniti riflette una derivazione da rocce plutoniche e di basso grado metamorfico (TIETZ, 1975) confermando le alimentazioni già attestate da FENNINGER & STATTEGGER (1977) e FONTANA & VENTURINI (1983) per il sottostante Gruppo dell'Auernig. Le paleocorrenti variano tra i 110° e i 170° con trasporti verso sud-est.

Formazione superiore a Pseudoschwagerina (R3)

L'età è asseliana mentre la quasi totalità degli affioramenti è confinata nella fascia settentrionale (settore C). Lungo le altre due fasce nelle quali viene suddiviso il Bacino di Pramollo l'erosione quaternaria o l'elisione tettonica non consentono alcuna ipotesi.

Le litologie sono rappresentate da calcari ben stratificati con giunti o interstrati marnosi, calcari in banchi massicci e conglomerati quarzosi in rare ed esigue lenti.

Le località di affioramento sono essenzialmente quattro: Creta di Aip (versante meridionale), Cima Zotag, Zweikofel e Zuckerhütl, Reppwand. Altri limitati ma significativi affioramenti sono riconoscibili lungo la fascia centrale (settore B) ed ubicati sulla Creta di Rio Secco (Argnani & Cavazza, 1984) ed in vetta al Monte Cavallo (Kahler, 1969).

Mentre nella fascia settentrionale i depositi della Formazione superiore a *Pseu*doschwagerina sono in continuità stratigrafica con quelli della sottostante Formazione di Val Dolce, nella fascia centrale giaccio**ZWEIKOFEL**

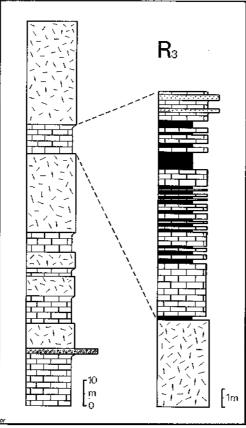


Fig. 49 - Sezione stratigrafica nella Formazione sup. a *Pseudoschwagerina*; Zweikofel, a nord della Creta d'Aip (da Galassi, 1985; ridis.).

no o direttamente sul substrato ercinico devono-dinantiano orogenizzato (fig. 1), oppure sopra ad esigui residui della Formazione di Meledis, in paraconcordanza con essi. La sezione stratigrafica qui proposta è ubicata lungo il lato occidentale dello Zuckerhütl e copre l'intera successione (fig. 49).

Sono due le facies che si alternano lungo il profilo.

Facies a: calcari massicci grigio-chiari in banchi potenti dai 5 ai 30 m, intercalati a calcareniti con frammenti di macrofossili (Crinoidi, Brachiopodi, Gasteropodi). Nel banco più spesso, posizionato verso la sommità della formazione, si intravvedono chiare clinostratificazioni alla cui

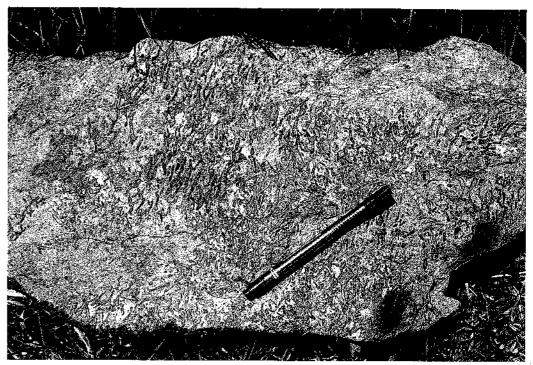


Fig. 50 - Blocco calcareo biocostruito ad alghe Dasycladacee in posizione di crescita. ? Formazione di Val Dolce (R2). Presso Rudnig Alm.

base è presente un livello clastico formato da blocchi della scogliera stessa (GALASSI, 1985).

Facies b: biomicriti e biospariti grigioscure (FLÜGEL et al., 1971) in successioni potenti dai 4 ai 20 m, nettamente stratificate (10-50 cm), ad alghe, foraminiferi, oncoidi ed Echinodermi. Localmente si intercalano rare lenti o livelli conglomeratici, più frequenti verso la base della formazione, interdigitati con strati calcarenitici fini laminati. Le due facies rappresentano rispettivamente (a) i depositi massicci di scogliera ove, negli episodi più potenti, si riconoscono gli accumuli di talus ed i foreset migranti verso nord-est; (b) i depositi sottilmente stratificati di piattaforma interna (FLUGEL et al., 1971) deposti in lagune di bassa-media profondità.

Al tetto della Formazione è la facies b che passa superiormente al Calcare del Trogkofel.

Gruppo del Trogkofel

Calcare del Trogkofel

I carbonati del Gruppo del Trogkofel sono denominati rispettivamente Calcare del Trogkofel, di età sakmariana, Calcare di Tressdorf, riferibile all'Artinskiano basale e ritrovato esclusivamente in blocchi detritici isolati, e Calcare di Goggau (Coccau) di età artinskiana media e sommitale.

Nell'area rilevata gli affioramenti sono limitati alla prima delle tre unità che costituisce interamente l'omonimo rilievo (Creta di Aip - Trogkofel) e l'estesa parete rocciosa della Reppwand. I rispettivi spessori massimi raggiungono i 400 ed i 150 m complessivi che risultano definiti da una superficie erosiva sommitale ritenuta di età cisjanskiana (vedi Breccia di Tarvisio).

Litologicamente il Calcare del Trogkofel è formato da preponderanti calcari rosati massicci a locale marcata dolomitizzazione intercalati a subordinati calcari grigi stratificati.

Questi ultimi sono classificabili da wackestone a packstone a grainstone con bioclasti in prevalenza rappresentati da oncoidi, frammenti algali, Gasteropodi, Fusulinidi e Brachiopodi. Tale deposito individua, sulla base delle microfacies (Buggisch & Flügel, 1980; Flügel, 1981), una successione di ambienti ora di piattaforma interna, lagunari con acque basse a limitate variazioni di profondità, ora lagunari meno ristretti con collegamenti diretti con zone di mare più apetto.

Le facies calcaree massicce rappresentano il corpo della scogliera organogena biocostruita a bassa differenziazione di specie costituite in prevalenza da *Tubiphytes*, *Archaeolitoporella*, Briozoi, alghe incrostanti (BUGGISCH et al., 1978; BUTTERSACK & BOBCKELMANN, 1984; FLÜGEL, 1980; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1980).

Un'interessante facies clastica grossolana brecciata, immersa in abbondante

CRETA di AIP (TROGKOFEL)

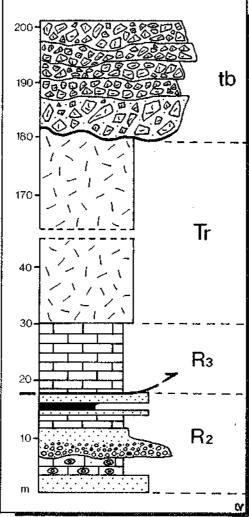


Fig. 51 - Sezione schematica lungo il contrafforte meridionale della Creta d'Aip.

matrice fine dolomitica, viene individuata da GALASSI (1985) alla base della scogliera del Trogkofel e nord della Creta di Aip ed interpretata come probabile deposito di *slope* al fronte del corpo biocostruito progradante.

Secondo FIUGEI (1981) predominano nella porzione biocostruita forme incrostanti quali *Tubiphytes* ed *Archaeolitopo*rella, spesso associate a Briozoi ed Echinodermi. Il corpo della scogliera stratigrafica, sensu Dunham (1970), doveva trovarsi lungo un pendio adiacente ad una piattaforma poco profonda.

Lo stesso autore individua una cementazione precoce sottomarina di natura aragonitica con successive generazioni di cemento che riducono progressivamente la porosità intergranulare.

Alla Creta di Aip (fig. 52) lo spessore del Calcare del Trogkofel, compreso fra la sottostante Formazione a *Pseudoschwagerina* e la Breccia di Tarvisio, varia dai 150 ai quasi 400 m. L'erosione che precedette la deposizione della Breccia di Tarvisio è stata stimata da BUGGISH & FLÜGEL (1980) intorno ai 100 m.

Le variazioni di spessore dell'attuale corpo di scogliera sono in patte dovute ad una subsidenza sindeposizionale differenziale maggiore nelle aree settentrionali che in quelle meridionali, come riportato da BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984). Questo dato sarebbe in accordo con quello definito precedentemente per la Formazione inferiore a *Pseudoschwagerina*.

Nel suo complesso il Calcare del Trogkofel è paragonabile (FLÜGEL, 1981) al «Capitan Reef complex» del Texas occidentale e Nuovo Mexico (NEWELL et al., 1953), al quale è accomunato da strette affinità ecologiche, deposizionali e diagenetiche.

Sulla base dei recenti lavori di Kahier (1971; 1980), Kahler & Kahler (1980), Buggisch & Flügel (1980), Flügel (1986), i calcari stratigraficamente sovrastanti all'ultima unità del Gruppo di Rattendorf risultano riuniti nel Gruppo del Trogkofel (Trogkofel stage) che da Kahler (1980) e da Buggisch et al. (1976) viene impropriamente esteso a comprendere la Breccia di Tarvisio.

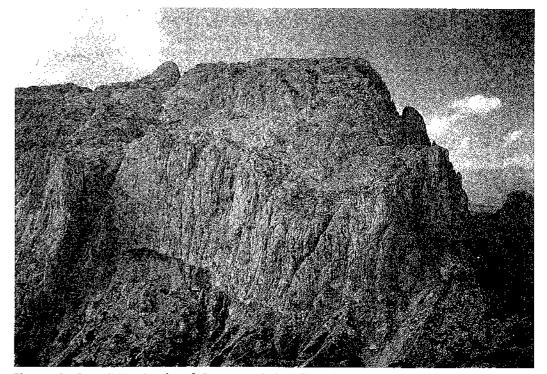


Fig. 52 - La Creta d'Aip vista da sud. Le nette variazioni di pendenza spesso corrispondono allo sviluppo della Breccia di Tarvisio (tb) sovrapposta in paraconcordanza al Calcare del Trogkofel.

Conclusioni sequenza permo-carbonifera

Nel suo insieme l'intera sequenza permo-carbonifera del Bacino di Pramollo (Supergruppo di Pontebba) è data da Formazione del Bombaso, Gruppo dell'Auernig, Gruppo di Rattendorf e Calcare (Gruppo) del Trogkofel, per una potenza massima complessiva di quasi 2000 metri e costituisce un ciclo trasgressivo-regressivo di I ordine.

Nelle Formazioni del Bombaso, di Meledis e del Pizzul p.p. la subsidenza decresce progressivamente verso l'alto e diminuisce il tasso di sedimentazione. Nello Gzeliano sommitale la subsidenza si incrementa improvvisamente, mantenendo valori molto elevati.

L'improvviso aumento del tasso di sedimentazione, comprovato dall'analisi biostratigrafica (KAHLER, 1985) si accompagna ad una sensibile variazione delle principali direzioni di trasporto dei conglomerati di ambiente emerso.

L'insieme delle paleocorrenti misurate nel complessivo Gruppo dell'Auernig e suddivise per formazioni, per zone e per facies consente di riunire i singoli *trend*

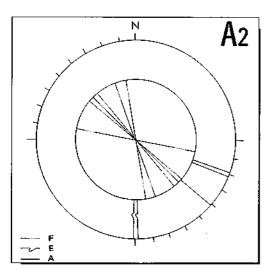


Fig. 53 - Paleocorrenti misurate nella Formazione del Pizzul (A2). Per la legenda dei simboli vedi figg. 30 e 31.

nell'interpretazione di fig. 57.

Il massimo direzionale N120°E, diffuso su tutto il bacino in età e formazioni differenti internamente a facies conglomeratiche continentali, si dispone parallelamente ai limiti tettonici del bacino stesso.

Un secondo massimo, relativo alle stesse facies conglomeratiche e localizzato ampiamente nelle Formazioni del Corona e dell'Auernig della zona di Passo Pramollo, è rappresentato dalla direzione N25°-70°E. Questa seconda direzione di trasporto si dispone perpendicolarmente alla direzione delle linee di riva ricavate dai depositi di paleospiaggia immergenti regolarmente verso N65°-70°E all'interno della Formazione dell'Auernig.

In ambiente marino i massimi principali di paleocorrente sono due. Il primo, caratteristico dei depositi di mare aperto e più profondo delle Formazioni di Meledis e del Pizzul è basato sulle impronte basali misurate nei livelli torbiditici. Individua anch'esso una direzione parallela all'asse del bacino con verso di trasporto verso est-sudest (N120°E) congruente con quello dei contemporanei episodi di slump.

Il secondo massimo presenta una di-

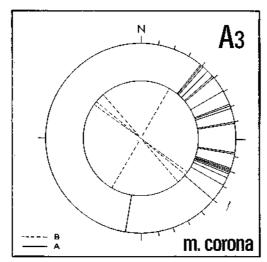


Fig. 54 - Paleocorrenti misurate nella Formazione del Corona (A3) nella zona ad est di Passo Pramollo (per la legenda dei simboli vedi fig. 30).

rezione N345°E e le relative paleocorrenti misurate sono confinate nei depositi arenitico-conglomeratici canalizzati, con trasporto lungo costa in ambienti di shoreface superiore, della Formazione del Corona e dell'Auernig limitatamente agli affioramenti presenti ai monti omonimi.

Dalla discussione dei dati di paleocorrente sono stati volutamente stralciati quelli relativi agli affioramenti del Monte Carnizza (Formazione dell'Auernig parte sommitale e Formazione del Carnizza).

Osservando i diagrammi riferiti a questi ultimi dati (figg. 58 e 59) si osserva come essi divergano nettamente dai precedenti. La ragione sembra risiedere in una locale rotazione del blocco del Monte Carnizza in prossimità di una estesa ed importante faglia alpina trascorrente che lambisce, sviluppandosi parallelamente all'intera sezione rilevata, l'intero crinale sudoccidentale del monte.

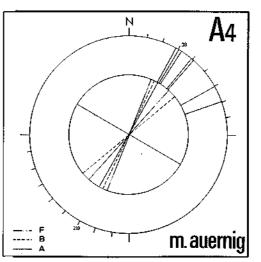
I rari dati di paleocorrente (fig. 59) riferibili alla facies conglomeratica di trasporto lungo costa misurati in questa stessa sezione confermerebbero l'ipotesi risultando anch'essi ruotati verso ovest rispetto allo stesso gruppo di dati raccolti negli affioramenti dei Monti Auernig e Corona.

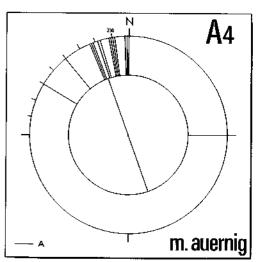
In base a questa considerazione è possibile ruotare in senso orario i valori di paleocorrente misurabili al Monte Carnizza facendo coincidere i massimi di concentrazione con quelli ottenuti nel diagramma della località Monti Auernig-Corona.

La distribuzione delle paleocorrenti misurate nelle Formazioni del Corona, dell'Auernig e del Carnizza, accomunate da un notevole tasso di subsidenza, e la fisiografia del bacino che si ricava dalla loro interazione con la linea di costa e con i limiti tettonici del settore deposizionale, inducono a supporte che lungo la Linea Tröpolach-Camporosso, limite nord-orientale del Bacino di Pramollo, si attivasse una sensibile subsidenza dando origine ad un debole paleopendio orientato quasi perpendicolarmente ad essa con la conseguente deviazione di gran parte degli apporti terrigeni continentali.

Gli affioramenti, coinvolti nei successivi diastrofismi alpini, non consentono di valutate le geometrie del cuneo deposizionale che in un tale contesto avrebbe dovuto formarsi (fig. 60).

I frequenti e rapidi approfondimenti del livello marino, con salti di facies osservabili nelle sequenze della porzione su-





Figg. 55 e 56 - Paleocorrenti misurate nella Formazione dell'Auernig (A4) al monte omonimo rispettivamente in sedimenti fluviali (a sinistra) e in depositi di trasporto lungo costa (a destra). (Per la legenda dei simboli vedi figg. 30 e 31).

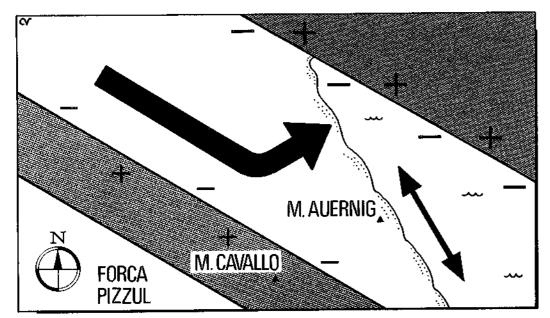
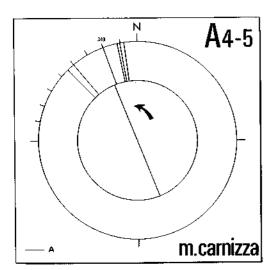
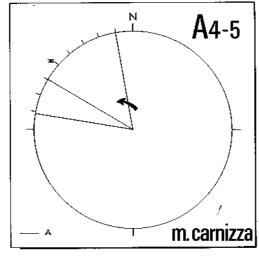


Fig. 57 - Ricostruzione paleogeografica del settore C del Bacino di Pramollo durante la deposizione della Formazione dell'Auernig effettuata sulla base dell'analisi sedimentologica e dei dati di paleocorrente (frecce). Subsidenza accelerata lungo il margine sudoccidentale della Linea Tröpolach-Camporosso. In grigio i settori sollevati e sede di non deposizione.

periore del Gruppo dell'Auernig, dalla base della Formazione del Corona, potrebbero essere spiegati almeno in parte con improvvise e discrete attivazioni di subsidenza dovuta a tettonica locale, probabilmente concentrata lungo la Linea Tröpolach-Camporosso.

Le localizzate superfici di ampia re-





Figg. 58 e 59 - Paleocorrenti misurate nelle Formazioni dell'Auernig e del Carnizza (A4 + 5) al Monte Carnizza. A sinistra i dati raccolti nelle facies fluviali, a destra nei depositi di trasporto lungo costa. La rotazione rispetto alle misure delle figg. 55 e 56 è imputabile alla tettonica alpina. A: stratificazione incrociata concava (trasporto lungo costa).

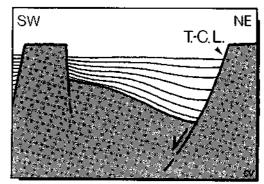


Fig. 60 - Possibile evoluzione a subsidenza differenziale del settore C del Bacino di Pramollo incrementata verso nordest dall'attività della faglia Tröpolach-Camporosso.

gressione individuate in corrispondenza di improvvisi salti di facies da ambienti di mare aperto a continentali, possono ritenersi effetto di variazioni eustatiche globali connesse ad eventi climatici collegabili alle fasi glaciali permo-carbonifere.

La direzione di trasporto, da nordovest a sudest, misurata pressochè costantemente nelle facies fluvio-deltizie del complessivo gruppo dell'Auernig, non trova riscontro solo in corrispondenza di un particolare orizzonte ruditico-arenitico, lateralmente persistente e potente qualche decina di metri.

Correlando tra loro i numerosi profili stratigrafici riferibili alla Formazione di Meledis (fig. 61) è possibile notare che l'orizzonte ruditico fluvio-deltizio a decisa alimentazione meridionale risulta esteso alla scala dell'intero bacino. In particolare lungo le sezioni Rio Malinfier alto, Rio Casera Auernig e Rio Sorgente (figg. 10, 16 e 17) tale episodio è appartenente alla Formazione del Bombaso, pur possedendo un'età decisamente kasimoviana, e non fornisce indizi di paleocorrenti essendo totalmente costituito da accumuli caotici di debris flow subacquee (fan-delta).

Correlando dunque le sezioni di età kasimoviana del Bacino di Pramollo (settori B e C) si evidenzia una sincrona e diffusa progradazione di un orizzonte ruditico di chiara provenienza meridionale che con facies fluvio-deltizie o di fan-delta si

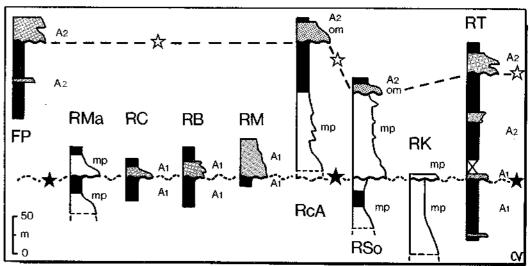


Fig. 61 - Correlazione tra le successioni kasimoviano-gzeliane misurate nel Bacino di Pramollo. In nero: peliti e carbonati (fase tendenzialmente trasgressiva); in puntinato o in bianco: areniti e conglomerati (fasi tendenzialmente regressive). Vengono evidenziati due limiti di sequenza correlabili alla scala dell'intero bacino. Quello inferiore (stella piena) è rappresentato in fig. 29, quello superiore (stella vuota) in fig. 32 e potrebbero testimoniare, unitamente alle direzioni di paleocorrenti, l'effetto sulla sedimentazione prodotto dal progressivo sollevamento del settore centrale B (Valbertad-Monte Cavallo). Nella figura la sezione FP appartiene al settore A mentre le restanti sezioni sono ubicate nel settore C. Per le sigle vedi fig. 2.

sovrappone a depositi di mare aperto.

Compositivamente appartiene alla petrofacies Bombaso (sensu Fontana & Venturini, 1983) nelle sezioni caratterizzate da sottostanti depositi della Formazione del Bombaso mentre risulta ascrivibile alla petrofacies Auernig là dove si sovrappone alla Formazione di Meledis.

È specialmente in quest'ultimo caso che la concomitanza di una anomala provenienza da sud, attestata anche dagli autori precedenti (BUTTERSACK & BOECKELMANN, 1984), abbinata ad una composizione dominata da clasti quarzosi di origine metamorfica accanto ad una bassa e localizzata (Rio del Museo, M. Corona sud) ma evidente percentuale di clasti filladici di cospicue dimensioni (4-10 cm), appare difficilmente spiegabile se si tiene presente che le facies epimetamorfiche del substrato ercinico sono ubicate, secondo una precisa zoneografia metamorfica (VAI & COCOZZA, 1986) verso nord e nord-ovest.

Una possibile e realistica spiegazione, basata sulle direzioni di paleocorrenti fluviali e tidali orientate verso nord, sulla sincronia dell'evento ruditico e sulla sua composizione, induce a ritenere l'episodio come connesso ad un generale blando innalzamento del bacino deposizionale, dovuto a tettonica sindeposizionale, con differenziali incrementi di sollevamento più marcati nella fascia centrale (settore B), quella stessa che successivamente si attiverà, nello Gzeliano inferiore, come deciso alto strutturale orientato N120°E.

Il neoformato impercettibile rilievo subaereo (settore B), costituito superficialmente da depositi della Formazione del Bombaso, in eteropia laterale con quelli della Formazione di Meledis, subì un rapido smantellamento con formazione di piatti solchi erosivi che si disponevano trasversalmente alla fascia sollevata (fig. 62). I depositi che colmarono tali incisioni sembrano organizzati in sequenze positive con conglomerati fluvio-deltizi passanti a depositi tidali e con direzioni di paleocorrenti sia verso N10°W che N120°E (fig. 30).

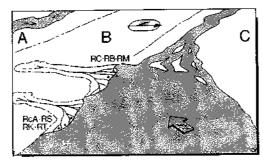


Fig. 62 - Erosione del settore B del Bacino di Pramollo connesso ad un suo limitato sollevamento (Kasimoviano inf.). Innalzamento successivo del livello marino e riempimento dei piatti solchi erosivi con depositi fluviali e tidali caratterizzati da paleocorrenti da sud apparentemente anomale.

Nel complesso dunque si assiste ad una limitata canalizzazione erosiva connessa ad un blando sollevamento tettonico del bacino deposizionale di Pramollo, più sensibile nella sua porzione centrale, inizio e prologo dei ben più drastici sollevamenti di età gzeliana che sottrassero alla sedimentazione l'intera fascia centrale (settore B del Bacino di Pramollo) determinando una lacuna deposizionale non inferiore ai 15 milioni di anni.

Nei depositi permo-carboniferi del Bacino di Pramollo alcuni orizzonti calcarei mostrano una dolomitizzazione la cui frequenza di diffusione decresce spostandosi verso i termini più antichi e denota una sensibile concentrazione lungo particolari zone, prima fra tutte l'area Valbertad-Lanza-Creta d'Aip.

Il banco dolomitico misurato alla base, della sezione Rio Cordin (fig. 30) presenta al microscopio contenuti paleontologici e caratteristiche tessiturali identiche a quelle riscontrabili in tutti i corpi calcarei del Gruppo dell'Auernig. La dolomitizzazione presente in tale orizzonte quanto nei vicini livelli silicoclastici a cemento carbonatico e nei noduli diagenetici parrebbe di origine secondaria e collegabile ad una successiva carsificazione (?Permiano medio-sup., ?Anisico, ?Paleogene) i cui effetti risultano particolarmente intensi nei depositi carbonatici del Trogkofel e del

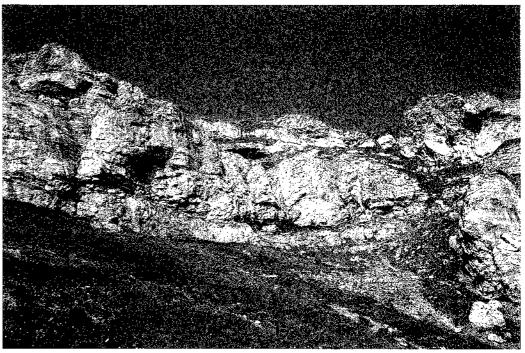


Fig. 63 - Formazione inf. a *Pseudoschwagerina*. I calcari sono attraversati da plaghe dolomitizzate in assetto filoniano collegabili ad una fase di carsismo di presumibile età permiana media, Lanza.

Gruppo di Rattendorf (fig. 63) dove si sviluppa un'estesa rete costituita da fasce decametriche dolomitizzate ad andamento sia verticale che suborizzontale.

Dato che nei potenti litosomi calcarei della Formazione a Bellerophon del Bacino di Pramollo simili manifestazioni non sono mai osservabili sono portato a ritenere che il ciclo carsico responsabile di tali localizzate dolomitizzazioni (sono sporadicamente presenti anche a nord di Casera Cordin Grande nella Formazione del Carnizza e in quella di Val Dolce) si sia sviluppato al limite Permiano inferioresuperiore in corrispondenza del drastico mutamento paleogeografico sottolineato da un generale sensibile calo del livello marino (VAIL et al., 1977) e dalla contemporanea marcata attività tettonica sinsedimentaria che interessò la zona. Da ricordare inoltre che le mineralizzazioni segnalate da SPALLETTA et al. (1982a) al contatto tra i carbonati della successione e i depositi del Supergruppo di Pontebba sono spesso concentrate in cavità di origine carsica.

L'evoluzione del Bacino di Pramollo è guidata da una serie di faglie sinsedimentarie, alcune tuttora individuabili anche se riattivate in età alpina, altre deducibili sulla base delle distribuzioni spaziali di particolari affioramenti, altre ancora, e si tratta di vicarianti minori, sottolineate sul terreno da filoni sinsedimentari larghi dai due ai cinque metri ed estesi per decine di metri.

Tutte queste strutture sono orientate N110°-130°E. Da sottolineare inoltre che gli slump rilevati, concentrati per l'80% nella Formazione di Meledis e per il 10% alla base della Formazione del Corona, individuano un massimo assoluto lungo la direzione N120°-140°E con scivolamenti verso sud-est, individuando la direzione dell'originale paleopendio.

In un recente lavoro Manzoni et al. (1989) investigano paleomagneticamente il Gruppo dell'Auernig estendendo le analisi all'intero Bacino di Pramollo. Dai nu-

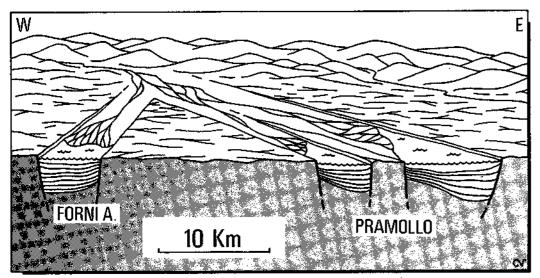


Fig. 64 - Ricostruzione paleogeografica del complessivo settore carnico durante il Permo-Carbonifero con gli orientamenti dei bacini tardo-ercinici. In grigio il basamento ercinico che, oltre il Bacino di Forni Avoltri, è rappresentato da rocce epimetamorfiche.

merosi dati ottenuti emerge tra l'altro che la successione non ha subito, sotto l'effetto delle spinte orogenetiche, rotazioni sensibili e di conseguenza tutti i dati direzionali rilevati possono considerarsi originali, salvo locali rotazioni in prossimità di faglie trascorrenti (zona Monte Carnizza).

Sulla base dei dati esposti ed interpretati nei paragrafi relativi alle singole unità del Supergruppo di Pontebba si ricava per il Bacino di Pramollo una direzione assiale orientata N120°-130°E con le aree sudorientali aperte alle ingressioni marine.

Il limite nordorientale dell'originario bacino doveva risultare coincidente con la Linea Tröpolach-Camporosso, orientata N120°E, che separa attualmente i terreni permo-carboniferi del Bacino di Pramollo da un esteso settore caratterizzato dalla Formazione di Val Gardena che ricopre con netta discordanza la successione ercinica.

Il limite sud-occidentale del bacino non è attualmente riconoscibile in modo altrettanto chiaro a causa delle successive drastiche compressioni alpine.

Ricostruendo l'orientamento dei truogoli tettonici tardoercinici nel complessivo comparto carnico si ricavano due sistemi principali di faglie: N120°E e N10°-50°E.

Nel Bacino di Pramollo la seconda direttrice è certamente subordinata ma intuibile valutando le paleocorrenti dei depositi conglomeratici continentali e gli orientamenti degli slump, che definiscono il paleopendio sottomarino locale.

Un tale quadro può essere giustificato:

a) ammettendo l'attivazione di un sistema di paleofaglie (N10°-50°E, già del resto testimoniabile nel dominio carnico) con limitati rigetti, subordinato al principale e ad esso quasi perpendicolare, generante microgradonate attive e degradanti verso sud-est, oppure

b) ipotizzando un basculamento, con inclinazione verso sud-est, del settore C del Bacino di Pramollo, compreso tra de paleofaglie denominate Tröpolach-Camporosso e Linea Valle di Aip-Rio Bombaso.

Entrambe le soluzioni previste hanno in comune il tipo di contesto deformativo nel quale si sono generate. Il quadro geodinamico che si ricava non sembra ri-

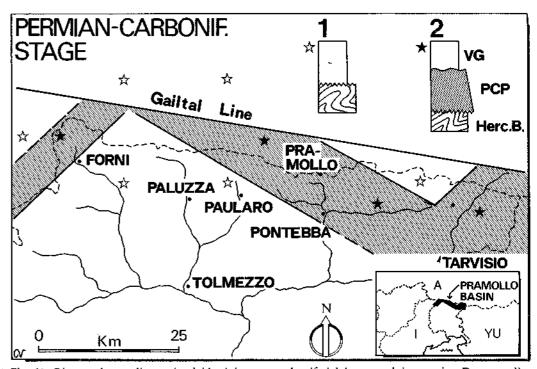


Fig. 65 - Ricostruzione palinspastica dei bacini permo-carboniferi del settore alpino carnico. Da notare l'estensione del Bacino di Forni Avoltri, attualmente ridotto dai diastrofismi alpini ad una fascia larga non oltre mezzo chilometro (vedi Tettonica alpina, Conclusioni) e gli orientamenti attestati sulle direzioni N120°E e N50°E.

Nelle aree prive di retino grigio la Formazione di Val Gardena si sovrappone direttamente al substrato ercinico orogenizzato.

specchiare quello di una pura distensione quanto semmai quello di un tipico contesto transtensivo.

Del resto anche i dati relativi ai movimenti dei settori nei quali è idealmente scomponibile il bacino di Pramollo denunciano comportamenti che si inquadrano in un regime trascorrente.

Principale elemento attivo del sistema di paleofaglie tardoerciniche del dominio carnico risulta la Linea della Gailtal, prosecuzione orientale del Lineamento Insubrico, orientata N100°E, e già decisa discriminante permo-carbonifera tra due areali a differente evoluzione (VAI, 1975; CASTELLARIN & VAI, 1981; 1982; VAI & COCOZZA, 1986).

A sua volta la Linea della Gailtal è verosimilmente inseribile (VENTURINI, 1983) nell'evoluzione del complesso scenario mediterraneo permo-carbonifero dominato da ampie trascorrenze destrorse (ARTHAUD & MATTE, 1975, 1977) generate dalla interazione postcollisionale tra i blocchi africano ed europeo.

A questo proposito sono da citare i dati paleomagnetici ottenuti dai sedimenti del Carbonifero superiore del Bacino di Pramollo (MANZONI et al., 1989), sui quali però resta il dubbio di una rimagnetizzazione di età permiana superiore, secondo i quali il settore investigato faceva parte del blocco africano ed era situato a latitudini molto prossime all'equatore (4°).

Sequenza permo-triassica

I red bed sudalpini di età permiana, affioranti in maniera pressochè continua dall'area dolomitica a quella carnicotarvisiana, sono denominati Arenarie di Val Gardena. La distribuzione degli affioramenti è nettamente diversificata nei due settori: nell'area dolomitica occidentale i più blandi effetti diastrofici alpini, unitamente alla presenza di ampie incisioni facilmente percorribili, hanno da sempre favorito l'interesse degli studiosi che in più riprese vi hanno condotto ricerche a carattere prevalentemente stratigrafico e sedimentologico (DAL CIN, 1965; LEONARDI, 1967; 1968; Bosellini & Dal Cin, 1968; WOPFNER, 1984; MASSARI et al., 1988).

Al contrario nel settore carnico, e in ulteriore maggior misura nella zona tarvisiana, gli affioramenti risultano distribuiti lungo esigue fasce, spesso celate da abbondante vegetazione, o concentrati lungo rii e torrenti praticabili a fatica; a questo si unisce l'elevata tettonizzazione subita dall'intera area carnico-giulia, zona di cerniera tra i sistemi ad orientamento rispettivamente alpino e dinarico. Tali obiettive difficoltà hanno frenato da sempre sforzi ed entusiasmi. Mancano di conseguenza adeguati studi sui red bed permiani del Sudalpino orientale (area carnica) se si eccettuano una breve nota (ORI & VENTURINI, 1981) nella forma di primo sintetico approccio sedimentologico ed una analisi che, pur basandosi su numerosi dati di campagna, si presenta estremamente concisa (VENTURINI, 1986). La disomogeneità di indagine relativa ai vari settori si è ripercossa sulle sintesi paleogeografiche a carattere regionale (Assereto et al., 1973; BUGGISCH, 1978; BUGGISCH et al., 1978) nelle quali la complessità di evoluzione del settore carnico-tarvisiano è stata totalmente trascurata a tutto discapito della corretta interpretazione generale.

Non risente di tali limitazioni solo l'ultima e più recente sintesi sulla evolu-

zione permiana del segmento sudalpino (CASSINIS et al., 1988). In essa l'interpretazione generale si fonda su specifiche analisi locali alle quali si rimanda per un più esauriente inquadramento regionale.

Alla base delle Arenarie di Val Gardena dell'area carnica o direttamente interdigitata con esse è diffusa una litofacies ruditica marcatamente lentiforme a composizione ora decisamente quarzosa ora a sensibile apporto vulcanico. Tale unità è definita Conglomerato di Sesto (DAL CIN, 1972).

În alcune più rare successioni, relegate a zone in cui il substrato è costituito dai calcari del Gruppo del Trogkofel (Permiano inf.) si rinviene una unità ruditica di spessore discontinuo, prevalentemente monogenica, a composizione carbonatica, derivata dal diretto smantellamento dei sottostanti calcari e calcari dolomitici permiani. Questa unità prende il nome di Breccia di Tarvisio.

L'età relativa delle due litofacies ruditiche, quella delle successioni peliticoarenacee rosse ad esse soprastanti, ed i reciproci rapporti vertico-laterali possono per ora essere definiti solo su base litostratigrafica e su rari indizi magnetostratigrafici, mancando i ritrovamenti di forme fossili significative.



Fig. 66 - Plaghe pelitiche rosse (grigio scure nella foto) riferibili alla Breccia di Tarvisio riempiono originarie microcavità paleocarsiche sviluppate nel Calcare del Trogkofel. Garnitzen Klamm.

Breccia di Tarvisio (tb)

E' presente esclusivamente nel settore alpino orientale, da Forni Avoltri a Tarvisio. Giace in paraconcordanza o priva di apprezzabili discordanze angolari sui calcari dolomitici e dolomie del Gruppo del Trogkofel (Permiano inf.) costituendo un livello discontinuo ma compositivamente omogeneo. Localmente, nei profili più occidentali (Comelico), sottili livelli a ciottoli carbonatici del Permiano inferiore, ascrivibili alla Breccia di Tarvisio, si intercalano nel più diffuso e potente Conglomerato di Sesto (Buggisch et al., 1976).

Lo spessore totale della Breccia di Tarvisio è estremamente variabile da zona a zona, con potenze comprese da 0 a 50 metri. E' costituita da clasti carbonatici, da angolari a subangolari, immersi in matrice frequentemente arrossata, derivati dallo smantellamento dell'immediato substrato di età permiana inferiore. In molti affioramenti è rilevabile la presenza di sottili livelli argillitici rossi. Analisi geochimiche hanno evidenziato strette analogie fra la matrice argillosa della Breccia di Tarvisio e le peliti della Formazione di Val Gardena (BUGGISCH, 1980).

L'età della Breccia di Tarvisio è indirettamente definita da FLÜGEL (1986) e FLÜGEL & KRAUS (1988) sulla base delle determinazioni di Kahler & Kahler (1980) e Kahler (1983, 1985, 1986) effettuate sulla successione del Calcare del Trogkofel e sui clasti dello stesso ritrovati nella breccia. La mancanza della biozona a Misellina (fig. 2), assenza estensibile a tutte le Alpi Carniche, Giulie ed alle Karawanke (KAHLER, 1986) induce gli autori a ritenere l'età basale della lacuna (Cisjanskiano) equivalente all'età di deposizione della breccia. Ritengo a tal proposito che l'età dei più recenti clasti ritrovabili in una rudite prossimale sovrapposta ad un substrato eroso attesti solo la posizione stratigrafica dei più recenti livelli del substrato stesso e non quella del nuovo deposito che può essersi sedimentato anche

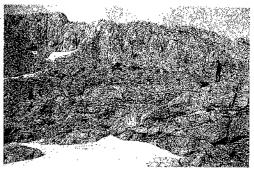


Fig. 67 - Breccia di Tarvisio affiorante in banchi ruditici sulla sommità della Creta di Aip.

dopo un intervallo temporale considerevole, con un contatto marcato da blande erosioni accompagnato da emersioni ed alterazioni in loco. L'età corrispondente alla biozona a *Misellina* coinciderebbe dunque sì con la prima generalizzata fase di sollevamento ed emersione permiani ma diventa oltremodo improprio estendere il dato anche al successivo sovrastante deposito.

VENTURINI (1986) su basi litostratigrafiche avanza l'ipotesi che la Breccia di Tarvisio non costituisca un deposito sincrono. Una tale affermazione implica che nelle singole zone di affioramento l'età differente di questo litosoma sia il riflesso di locali riattivazioni di faglie interessanti il substrato carbonatico permiano ed inseribili nel contesto dei diacroni movimenti della fase Saalica.

Nel settore rilevato la Breccia di Tarvisio affiora unicamente alla sommità della Creta di Aip (Trogkofel) ed in località Reppwand, immediatamente ad ovest del Gartnerkofel, in territorio austriaco. In entrambe le zone è perfettamente documentato il netto contatto erosivo sul sottostante Calcare del Trogkofel. Alla Reppwand la Breccia di Tarvisio è stata misurata lungo due profili stratigrafici ubicati rispettivamente lungo la parete sudoccidentale e su quella esposta a nordovest. In entrambi i casi lo spessore è esiguo (0,8 e 3 m). I clasti, esclusivamente carbonatici, sono da subangolari a subarrotondati mentre la matrice, decisamente arrossata, risulta da media a scarsa. Il passaggio alle sovrastanti peliti rosse della Formazione di Val Gardena è netto ma con base non erosiva.

Ben più estesi ed interessanti si presentano gli affioramenti della sommità della Creta di Aip. Il loro spessore massimo stimabile (non è preservato il contatto superiore) è di 20 metri. I singoli strati, spessi di norma dai 15 ai 40 cm, hanno un elevato contenuto in matrice pelitica rossa nella quale sono dispersi i clasti subangolari o decisamente spigolosi del calcare del Trogkofel. La sedimentazione dei singoli episodi ruditici è regolata da processi di deposizione in massa. In altri casi sono documentabili episodi canalizzati con base erosiva e stratificazione incrociata a festoni.

La sommità della Creta di Aip è interessata da una pronunciata tettonica sinsedimentaria di età permiana superiore. Tale attività è ben documentata dai numerosi filoni sinsedimentari che ne attraversano la superficie (fig. 69). Il loro riempiemento è costituito da clasti carbonatici, derivati da brecciazione del Calcare del Trogkofel, ed abbondante matrice fillosilicatica rossa.

BUGGISCH & FLÜGEL (1980) segnalano lungo la parete meridionale della Creta di Aip la presenza di tre distinti livelli orizzontali di breccia rossa intercalati nel calcare del Trogkofel. I tre orizzonti brecciati vengono raffigurati come lentiformi e presenti solo nel tratto meridionale della Creta di Aip, stratigraficamente a circa 100 m sotto il contatto con la Breccia di Tarvisio. Mancano in effetti lungo tutto il perimetro della Creta, una piramide tronca con pareti rocciose ben esposte lungo tutti i suoi lati, evidenze di altri depositi simili. Vengono interpretati dagli autori come i primi segni dell'instabilità del bacino, anticipazioni del più generalizzato evento erosivo connesso con la deposizione della Breccia di Tarvisio.

Sulla base delle evidenze di campagna non condivido una tale interpretazione. La stessa concentrazione di tutti e tre i livelli brecciati su un'unica verticale pa-

re quantomeno improbabile accettando la genesi proposta dagli autori austriaci. Il percorso della ferrata Creta Rossa attraversa verticalmente la successione dei tre livelli brecciati individuati da BUGGISCH & FLÜGEL (1980). La presenza degli orizzonti brecciati rossi, spessi dai 30 ai 150 cm, è innegabile ma altrettanto evidente è la loto connessione laterale con un filone sedimentario verticale, ad identica composizione e struttura, che si sviluppa parallelamente al tratto inferiore della ferrata stessa. Livelli brecciati interni al Calcare di Trogkofel e filone sinsedimentario sono quindi riconducibili alla medesima genesi risultando gli uni le limitate apofisi a sviluppo orizzontale dell'altro.

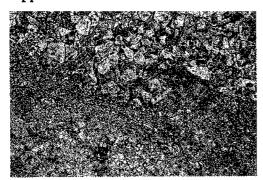


Fig. 68 - Particolare di un livello ruditico disorganizzato nella Breccia di Tarvisio della Creta di Aip.

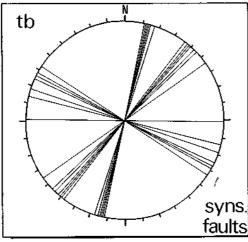


Fig. 69 - Orientamenti dei filoni sinsedimentari misurati sulla Creta d'Aip al contatto Calcare del Trogkofel-Breccia di Tarvisio.

Conglomerato di Sesto (cs)

E' un litosoma ruditico che localmente assume carattere di breccia e marca quasi ovunque, nell'area di diffusione delle Arenarie di Val Gardena, l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario. Nell'area carnica si sovrappone con netta unconformity sul substrato ercinico orogenizzato oppure giace con debole discordanza angolare sui depositi tardorogenici del Gruppo dell'Auernig (Carbonifero superiore).

Risulta costituito da clasti composizionalmente eterogenei che riflettono in maniera decisa le litologie dell'immediato substrato. Frequenti dunque gli elementi vulcanici, arenaceo siltosi e radiolaritici (substrato ercinico), comuni i clasti quarzosi ad elevato indice di arrotondamento (substrato tardoercinico). Agli episodi conglomeratici, potenti da 0,3 a 1,5 metri, si intercalano generalmente dei livelli arenitico-pelitici con un rapporto di 5:1 che può invertirsi verso l'alto della sequenza.

VENTURINI (1986) suggerisce che anche il Conglomerato di Sesto, come la Breccia di Tarvisio, sia marcatamente diacrono da zona a zona.

Nei lavori più recenti i vari autori si trovano comunque concordi su un punto: i due litosomi ruditici descritti, qualsiasi possa essere la realtiva età, sono tra loro in eteropia (BUGGISCH, 1978) e la differenza composizionale, che per lunghi decenni è stata alla base della loro netta separazione cronostratigrafica, è semplicemente il risultato delle locali caratteristiche del substrato.

Nel settore d'indagine il Conglomerato di Sesto affiora lungo la congiungente Passo di Meledis - Cason di Lanza e tra Forca Pizzul e il Monte Salinchiet. Nella prima delle due zone, la più settentrionale, sono in particolare seguibili quattro sezioni stratigrafiche: Monte Cordin W, Rio Valbertad alta, Rio Cordin e Rio das Barbacis; nella seconda due: Paularo e Forca Pizzul.

Osservando la fig. 76 è possibile rilevare un dato comune a tutte le sezioni della fascia settentrionale: la costante presenza di livelli carbonatici fini (dolomicritici) che si interdigitano o sovrappongono direttamente agli episodi conglomeratici. Questi ultimi sono ben sviluppati solo lungo il Rio Valbertad con strati caotici privi di strutture interne, a composizione eterogenea (clasti subangolari di vulcaniti, radiolariti, areniti e quarzo), per complessivi 4 m di spessore. Nelle restanti tre sezioni i conglomerati sono limitati ad occasionali livelli centimetrico-decimetrici, esclusivamente quarzosi, con dimensioni massime dei clasti non superiori ai 2 cm, intercalati in singoli episodi all'interno delle sequenze dolomicritiche. Peliti rosse e/o grigie in sottili livelli piano paralleli sono localmente associate ai conglomerati. In tutte e quattro le sezioni misurate il substrato è rappresentato dai depositi permocarboniferi del Gruppo dell'Auernig e la discordanza angolare misurabile oscilla tra i 10° ed i 20°. Le due sezioni del settore meridionale si distinguono dalle precedenti per l'assenza dell'associazione tra litofacies dolomicritiche e conglomerati.

I conglomerati della sezione Paularo sono composizionalmente molto immaturi con clasti che riflettono compositivamente le litologie vulcaniche e terrigene del substrato ercinico. Al contrario quelli della sezione Forca Pizzul, poggianti con debole discordanza sui depositi tardoercinici, risultano formati da clasti pressochè esclusivamente quarzosi.

Il passaggio alle potenti peliti rosse della Formazione di Val Gardena, costituenti i depositi di piana alluvionale distale (vedi oltre), si realizza attraverso una serie di alternanze organizzate in una netta sequenza positiva.

I litosomi ruditici, di età permiana (tb, cs), rappresentano per l'area carnica i depositi prossimali e medio-prossimali di conoidi alluvionali di modesta ampiezza generati al piede di bassi rilievi limitati da modeste scarpate di faglie attive (fig. 70).

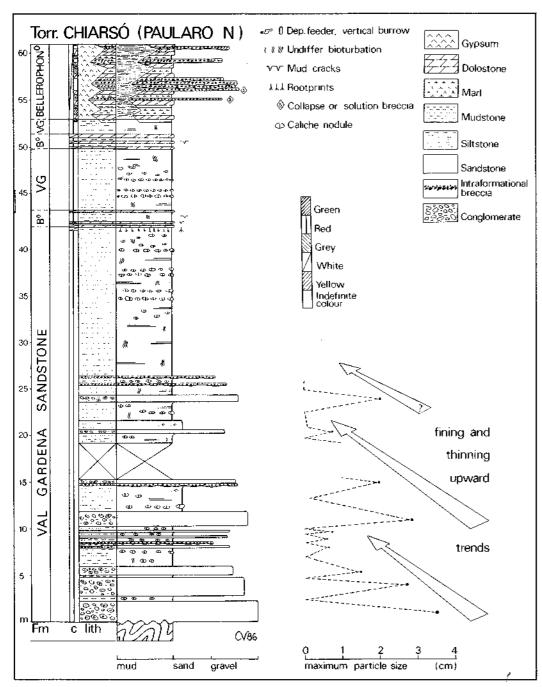


Fig. 70 - Sezione stratigrafica nella porzione basale della Formazione di Val Gardena affiorante a Paularo lungo il Torrente Chiarsò.

Tali depositi sfociavano, in tutti i contesti osservati, in ampie pianure alluvionali distali (terminal fan) ormai prossime agli ambienti lagunari.

Arenarie di Val Gardena (VG)

Le Arenarie di Val Gardena ed i loro equivalenti permo-triassici dell'area sudalpina più occidentale, definiti in senso lato come Verrucano alpino (CASSINIS et al., 1980), sono considerati dalla maggioranza degli Autori come i depositi che marcano l'inizio del ciclo alpino (ASSERETO et al., 1973; VAI, 1976; CASSINIS et al., 1980). Un simile assunto si fonda essenzialmente sul carattere di ampia diffusione areale che tali depositi obiettivamente possiedono e sul significato geodinamico delle vulcaniti che, a ovest del settore carnico, precedono la deposizione delle Arenarie di Val Gardena.

Altri Autori, al contrario, basandosi sull'analisi delle sequenze tettono-sedimentarie sono propensi ad attribuire ai red bed permo-triassici sudalpini un ruolo secondario confinandoli alla base di sequenze di rango inferiore (FARABEGOLI & VIEL, 1981; MARINELLI et al., 1980) ancota direttamente collegabili alle fasi tettoniche del ciclo orogenico ercinico (FARABEGOLI & VIEL, 1981).

Nell'area studiata le Arenarie di Val Gardena con i rispettivi termini ruditici alla base, giacciono in discordanza sopra un substrato di età variabile appartenente a due differenti piani tettonici:

- ercinico, costituito dai depositi del ciclo omonimo (SALLETTA et al., 1980) che è ricoperto con documentabile, netta unconformity;

- tardoercinico, sensu SELLI (1963), comprendente i depositi clastici, continentali e marini, calcarei di mare basso e di scogliera precedentemente trattati. La successione tardoercinica, che a sua volta, dove è presente, si sovrappone con elevata discordanza angolare ai depositi ercinici orogenizzati, viene ricoperta dalle Arenarie di

Val Gardena con dicordanze angolari che non superano i 10°-20°.

Nell'area carnico-tarvisiana la distribuzione areale dei due differenti substrati durante il Permiano medio risente di un'evidente eredità strutturale permocarbonifera (VENTURINI et al., 1982). I confini sembrano coincidere con i limiti dei truogoli tettonici permocarboniferi subsidenti, orientati in direzione N120°E ed impostatisi durante una fase di marcati movimenti verticali (VENTURINI, 1983).

HADITSCH & MOSTIER (1974), TISCHIER (1979), VENTURINI et al. (1982), VENTURINI (1983; 1986), WOPFNER (1984) e CASSINIS et al. (1988) postulano un'attività paleotettonica sindeposizionale, con movimenti essenzialmente verticali, come principale fattore condizionante l'evoluzione dei bacini alluvionali permiani dell'area sudalpina.

Le ipotesi paleoambientali attualmente proposte per la sedimentazione dei red bed del Sudalpino centro-orientale prevedono un vasto bacino alluvionale (ASSERETO et al., 1973; ORI & VENTURINI, 1981) fisiograficamente piatto ed alimentato dai quadranti occidentali. Su tale pianura la trasgressione marina sarebbe avanzata tardivamente in corrispondenza dei primi cospicui depositi gessosi o carbonatici. In antitesi BUGGISCH et al. (1978) ed EBNER et al. (1981) presuppongono per la pressochè totalità dei red bed carnico-tarvisiani e per buona parte di quelli dolomitici un'origine marina connessa con una precoce trasgressione procedente da notd-est verso ovest.

Una analisi petrografica (FONTANA & ZUFFA, 1982) ed una parallela indagine sulle province diagenetiche (HELMOLD et al., 1982) dei *red bed* permiani sudalpini definiscono a scala regionale una serie di fondamentali diversificazioni negli apporti e nelle successive modifiche indotte dalla diagenesi.

La Formazione di Val Gardena nell'area camico-tarvisiana è per la prima volta analizzata a scala regionale da SELII (1963) che la considera l'unità basale del mega-

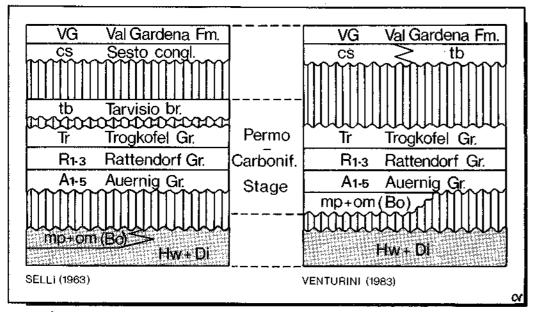


Fig. 71 - Schema dei rapporti stratigrafici ricostruibili nell'intervallo Carbonifero-Permiano delle Alpi Carniche.

ciclo alpino con circa 200 m di spessore massimo, distinguendola, come già avevano proposto gli autori precedenti, dalla Breccia di Tarvisio, definita invece quale ultimo termine dello stadio tardoercinico.

ORI & VENTURINI (1981) analizzano i red bed permiani della Carnia con taglio sedimentologico e accennano nel loro lavoto alcune considerazioni stratigrafiche. Già in esso comunque viene evidenziata una generale bipartizione verticale della successione delle Arenarie di Val Gardena della Carnia in base alla prevalenza di litofacies rispettivamente arenitiche canalizzate e lutitiche.

Una tale suddivisione informale viene in seguito ribadita al margine di uno studio sul bacino tardoercinico di Pramollo (VENTURINI, 1983) ed utilizzata per interpretare i differenti spessori che la Formazione di Val Gardena presenta nella zona più settentrionale: tra il Monte Lodin, a nord dell'abitato di Paularo, e il Gartnerkofel, situato a nord di Pontebba in territorio austriaco. Le Arenarie di Val Gardena passano per contatto stratigrafico graduale alla Formazione a Bellerophon.

Gli spessori della Formazione di Val Gardena dell'area carnica, comprensiva delle facies ruditiche inferiori, registrano marcate variazioni laterali. Gran parte delle sezioni stratigrafiche misurate (figg. 75 e 76) sono distribuite all'interno di scaglie alpine sudvergenti che si sono affastellate verso meridione ravvicinando porzioni dell'antico bacino permiano. Per l'area friulano-carnica il valore del raccorciamento alpino è stato stimato equivalente ad un fattore 3 (Castellarin, 1979; Vai, 1979), dato qui discusso nel capitolo relativo alla tettonica alpina.

Le sezioni prese in esame all'interno del perimetro rilevato sono otto. Rispettivamente nell'ordine, da ovest verso est: Paularo (PA), Rio Valbertad (RV), Rio Cordin (RC), Rio das Barbacis (RB), Rio del Museo (RM), Rio Saline (RS) e Reppwand (RW). Per l'importanza e la posizione chiave che occupa in seno all'edificio strutturale alpino delle Alpi Carniche non può inoltre essere trascurata la sezione del Monte Dimon (MD), situata immediatamente oltre il margine occidentale dell'area rilevata, lungo il parallelo del Monte

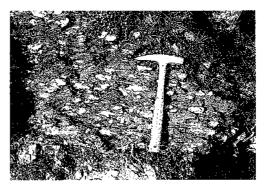


Fig. 72 - Peliti rosse di piana alluvionale con i caratteristici noduli dolomitici diagenetici (caliche). Formazione di Val Gardena, Monte Dimon.

Zermula. Nel complessivo quadro stratigrafico occorre anche far riferimento alla sezione di Forni Avoltri (FA), distante 25 km verso occidente, che consente un ottimo controllo laterale.

La sezione più esposta, completa, raggiungibile ed osservabile agevolmente è quella di Paularo (PA), anche se il nubifragio dell'11 settembre 1983 ne ha coperto di alluvioni la porzione centrale che affiorava lungo l'alveo del Torrente Chiarsò. Con uno spessore di circa 300 m la sezione di Paularo costituisce, assieme a quella di Forni Avoltri (FA) la massima potenza raggiunta dalla Formazione di Val Gardena nell'area carnica.

L'analisi litologica e di facies conduce all'individuazione di precise fasi trasgressive e regressive che corrispondono a sequenze organizzate in cicli sedimentari. A tal proposito la sezione Paularo (PA) offre un interessante strumento di confronto, controllato dalla sezione Forni Avoltri (FA), nell'analisi evolutiva del bacino alluvionale permiano dell'area carnica.

La successione di Paularo può essere così schematicamente riassunta.

Alla base affiorano 25 m di conglomerati fini e brecciole rossastre (Conglomerato di Sesto) alternati a peliti rosse a caliche. Risultano organizzati in tre sequenze positive rispettivamente di 10, 10 e 5 m (fig. 70). Verso l'alto passano ad ul-

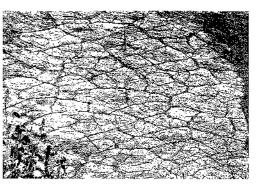


Fig. 73 - Poligoni da disseccamento in un fivello dolomicritico anticipatore dell'episodio trasgressivo (B°) intercalato nella porzione inferiore delle Arenarie di Val Gardena.

teriori 25 m di peliti rosse uniformi, a laminazione piano parallela, con abbondanti caliche. Negli ultimi 10 m di questo intervallo, dopo un livello pedogenetico decimetrico si intercalano tari orizzonti dolomicritici sottilmente stratificati con netti mud crack in superficie (fig. 73). E' il preludio ad una nuova fitta alternanza di orizzonti dolomicritici (fig. 78) che nei successivi 20 m, dopo un'ultima residua affermazione delle peliti rosse (2 m), in questo caso prive di caliche, si interstratificano con livelli marnosi gialli (fig. 77), episodi dolomitici con locali tappeti algali millimetrici e frequenti brecce intraformazionali costituite dai litotipi appena descritti.

Le stesse litofacies si rinvengono lungo la sponda sinistra del Rio Ruat, che con-

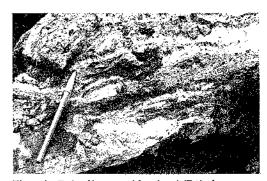
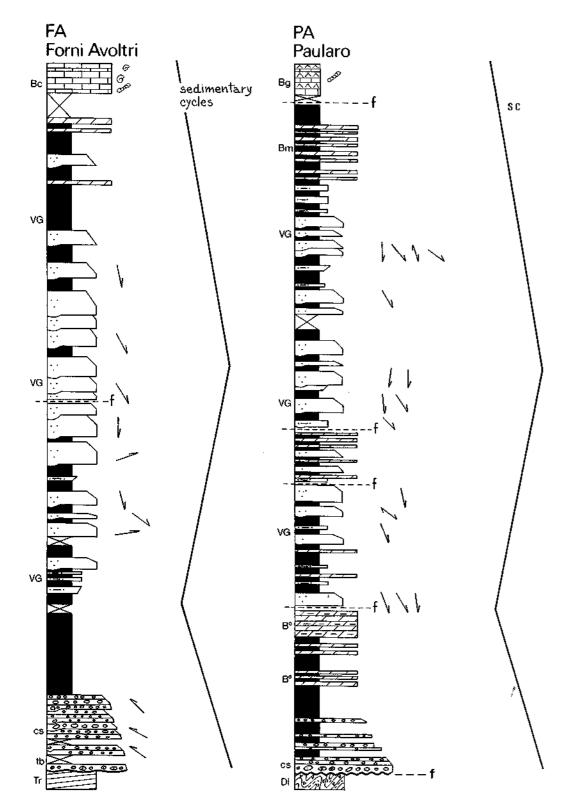
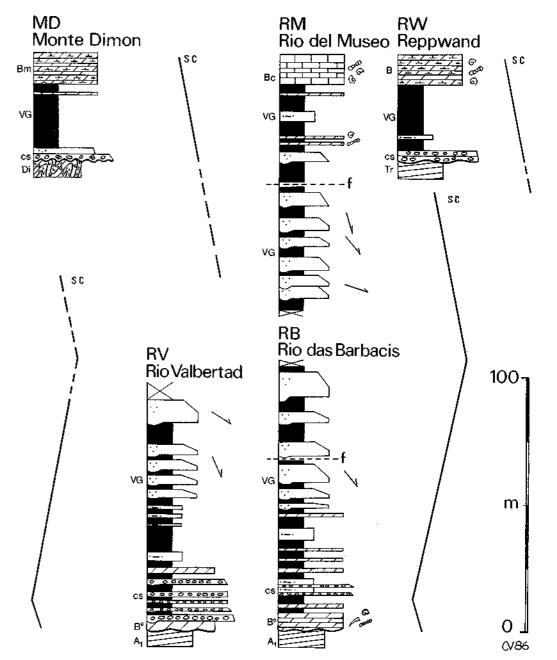


Fig. 74 - Episodio a gessi laminati (B°) che marcano l'acme trasgressivo precoce intercalato nella porzione inferiore delle Arenarie di Val Gardena.





Figg. 75 e 76 - Principali sezioni stratigrafiche misurate nella Formazione di Val Gardena dell'area catnica (da Venturini, 1986).

fluisce nel Torrente Chiarsò a q. 700 m, lungo strati deformati da un'ampia flessura ad asse N90°E (vedi Tettonica alpina, settore Paularo-M. Salinchiet). Risalendo il Rio Ruat, a quota 1100 m circa, dopo un tratto di copertura, affiorano 8 m visibili di gessi laminati in livelli millimetrici arricchiti localmente da frammenti

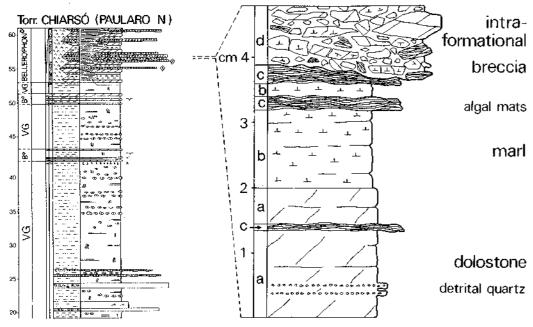


Fig. 77 - La progressiva e rapida affermazione dell'evento trasgressivo intercalato dopo i primi 50 m della Formazione di Val Gardena. Tratto basale della sezione Paularo (Torrente Chiarsò) (da Venturini, 1986).

subcentimetrici di peliti grige disposti in livelli preferenziali. La laminazione si presenta piano parallela e incrociata a basso angolo.

Alternati alle facies trattive si rinvengono livelli centimetrici di gesso saccaroide puro che con nette erosioni passa a nuovi episodi laminati. Questa litofacies individuata da VENTURINI (1986) è più comodamente visibile lungo il sentiero che da Ravinis conduce al Rio Prabon.

La transizione tra le dolomicriti, che localmente presentano rari fantasmi di gusci di foraminiferi, e i gessi è sia verticale che laterale. Nell'insieme le facies gessosocarbonatiche descritte (fig. 74) individuano un orizzonte trasgressivo (B°) potente dai 15 ai 30 m. Un tale deposito, sovrapposto alle peliti rosse a caliche e orizzonti pedogenetici, testimonia l'avvento di un ambiente lagunare, in clima tendenzialmente arido, in un'area fino a quel momento rappresentata da una piana alluvionale distale. A questo punto risulta utile un confronto fra questi primi depositi della Formazio-

ne di Val Gardena, interni al settore studiato, e quelli paralleli della sezione Forni Avoltri (FA) esterna al perimetro rilevato (fig. 75). Dopo 30 m di iniziali ruditi (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto) si sviluppano 30 m continui di peliti rosse a caliche prive sia di intercalazioni dolomicritico-gessose che di episodi arenitici. Le litologie, solo in parte diversificate, unitamente agli spessori dei depositi perfettamente confrontabili tra le due sezioni, consentono di spiegare le variazioni come dovute ad una maggiore distalità, durante il Permiano superiore, della zona di Paularo rispetto a quella di Forni Avoltri. La precoce e parziale trasgressione marina che nell'area carnica centroorientale, è testimoniabile attraverso l'orizzonte dolomicritico gessoso intercalato nei primi livelli delle Arenarie di Val Gardena, fu troppo limitata per estendersi più ad occidente (Forni Ayoltri) dove continuarono a persistere condizioni di piana alluvionale distale. L'interpretazione è confortata dalla constatazione che questa pri-



Fig. 78 - Alternanze di peliti rosse a caliche, dolomicriti e rari livelli a paleosuolo che caratterizzano l'inizio della precoce fase trasgressiva (B°) presente nella porzione basale della Formazione di Val Gardena.

ma precoce trasgressione marina possiede la stessa direzione di progradazione della successiva più generale espansione marina marcata dall'avvento della Formazione a *Bellerophon* su gran parte del dominio sudalpino centro-orientale (ASSERETO, et al., 1973).

Nella sezione Paularo (PA) alle dolomicriti e gessi dell'orizzonte trasgressivo si sostituiscono verso l'alto nuovamente peliti rosse a caliche che progressivamente si alternano prima a livelli arenitici grigi con laminazioni piano parallele e incrociate a basso angolo, poi a corpi arenitici grigi con evidenti accrezioni laterali e basi erosive, spessori 3-5 m (fig. 79), e successivamente a banchi arenitici grigi di 8-10 m marcati da nette stratificazioni a festoni nelle porzioni inferiori e frequenti amalgamazioni. La sequenza è complicata da alcune dislocazioni tettoniche minori assenti invece nella sezione di Forni Avoltri (FA). In quest'ultima (fig. 75) risulta netta la sequenza simmetrica negativo-positiva con massima concentrazione delle bancate arenitiche grige, qui potenti fino a 12 m, nella parte centrale della successione.

La sequenza simmetrica a grande scala è riconoscibile anche nella sezione di Paularo (PA) pur se mascherata dalla blanda tettonica e dalle maggiori quantità proporzionali di peliti rosse, dato quest'ultimo che conferma ulteriormente la distalità delle Arenarie di Val Gardena di Paularo, rispetto a quelle, ad evoluzione parallela, di Forni Avoltri.

Alla trasgressione iniziale si sostituì quindi un progressivo trend regressivo che portò all'avanzamento degli apparati fluviali distributori, con canali meandriformi ed intrecciati, sopra alle precedenti lagune e piane alluvionali distali (terminal fan di ORI & VENTURINI, 1981).

La parte sommitale di entrambe le sezioni è caratterizzata dal progressivo au-



Fig. 79 - Corpo fluviale canalizzato (potenza circa 1 m) intercalato a depositi pelitici rossi di piana alluvionale. Formazione di Val Gardena, Torrente Chiarsò (Paularo).

mento delle peliti rosse che, diventando il litotipo predominante, cominciano a presentare sottili interstratificazioni di livelli dolomicritici (fig. 80) identici a quelli descritti nel tratto inferiore della successione di Paularo. In quest'ultima la copertura detritica non consente di osservare la diretta transizione tra le peliti rosse con orizzonti decimetrici di dolomicriti (figg. 80 e 81) e i successivi consistenti spessori (circa 5 m visibili a Villamezzo e Ravinis) di esclusive dolomicriti, passanti poi a gessi laminati, ed insieme costituenti le facies basali della Formazione a Bellerophon.

Il confronto con le altre sezioni dell'area rilevata diventa altrettanto interessante. La successione più potente, dopo quella di Paularo, è quella misurata lungo il Rio das Barbacis - Rio del Museo. Le due sezioni, pur mancando di una anche parziale sovrapposizione, sono posizionabili l'una sotto l'altra e la porzione mancante dovrebbe limitarsi a poche decine di metri. Per i primi 40 m (fig. 76) i litotipi predominanti sono costituiti da livelli do-Iomicritici vacuolari che nei 6 m basali formano un bancone compatto con strati decimetrici, sovente nodulari, con giunti sempre molto ondulati e marcati da peliti verdi. Verso l'alto diminuiscono i carbonati a favore delle peliti varicolori, rosse, verdi e gialle; un livello di conglomerato, spesso 1 m, a clasti quarzosi e pelitici rossi e con cemento dolomitico e base erosiva, è presente tra le prime peliti rosse e verdi che possiedono locali arricchimenti in ciottoli quarzosi centimetrici e materiale pelitico rielaborato. Procedendo verso l'alto si ripresenta la sequenza regressivotrasgressiva osservata a Paularo e Forni Avoltri ed anche il passaggio alla Formazione a Bellerophon è preceduto, al culmine della sezione Rio del Museo (RM), da una predominanza di peliti rosse, rare siltiti in livelli o banchi in strati decimetrici a laminazione piano parallela o incrociata a basso angolo, e livelli dolomicritici di 10-20 cm con foraminiferi marini (Globivalvulina sp., Nankinella sp., Glomospira sp., Atractiliopsis sp., Girvanella sp., 'Aeolisaccus') (VENTURINI, 1986). I primi depositi della Formazione a Bellerophon sono calcarei. Assenti le litofacies gessose o dolomitiche in consistenti spessori.

Un controllo laterale su sezioni appartenenti alla stessa scaglia tettonica Rio Valbertad (RV) e Rio Cordin (RC), rappresentanti la porzione inferiore della successione direttamente confrontabile con la sezione Rio das Barbacis (RB), copre una distanza di 3 km. In tutte le sezioni la base della serie è rappresentata da livelli dolomicritici, a volte brecciati, a foraminiferi e stromatoliti algali (RC), con intercalazioni di peliti rosse e verdi e rari episodi conglomeratici che solo nella sezione di Rio Valbertad (RV) acquistano una certa consistenza. Inoltre tutte le sezioni denunciano un progressivo calo delle peliti ed un parallelo aumento dei livelli e banchi arenitici, particolarmente evidente nella RV, che contraddistingue l'inizio della sequenza simmetrica regressivo-trasgressiva riconoscibile ormai in tutte le sezioni di una certa potenza del territorio carnico.

Un terzo gruppo di sezioni misurate è caratterizzato da potenza complessiva non superiore ai 40 m, presenza di discontinui livelli ruditici alla base, pressochè esclusive peliti rosse e verdi (le prime a caliche), fortemente bioturbate, localmente marnose, che passano verso l'alto per al-

ternanze progressive a marne argillose e carbonatiche grigie alterate superficialmente in giallo, già appartenenti ai primi livelli della Formazione a *Bellerophon*.

Tali sezioni risultano essere quelle misurate al Monte Dimon (MD) e alla Reppwand (RW). Nella sequenza è individuabile una transizione, per progressiva interdigitazione, dalla piana alluvionale estremamente distale dominata da esclusivi apporti pelitici, all'ambiente lagunare. Nelle sezioni della Reppwand (figg. 87 e 88) sono presenti, intercalati ai primi livelli dolomicritici, dei sottili orizzonti brecciati i cui clasti, dimensionalmente non superiori al mezzo centimetro, testimoniano evidenze di apporti extrabacinali.

Basandosi sui diversi spessori delle singole sezioni misurate è possibile proporre tre raggruppamenti specifici:

1) PA, FA, con circa 250 m di depositi che registrano, oltre ai litosomi ruditici di base, la marcata trasgressione dai depositi pelitici rossi a caliche di piana alluvionale distale (terminal fan) a quelli dolomitico-gessosi di laguna seguiti dal successivo esteso ciclo regressivo-trasgressivo con progradazione dei sistemi fluviali deposizionali verso SE o S (cfr. paleocorrenti nelle figg. 75 e 76), e il loro progressivo ritiro connesso alla nuova più generale ed estesa ingressione marina.

2) RB + RM, RV e RC, con circa 200 m di potenza. In questo gruppo le prime litofacies sono costituite dai depositi dolomicritici lagunari interdigitati a rari livelli ruditici quasi sempre estremamente esigui e discontinui. Superiormente la sequenza si sviluppa identica a quella registrata nelle sezioni più potenti.

3) MD e RW, con meno di 40 m di spessore. Sono dominate da esclusive peliti rosse passanti verso l'alto alle marne lagunari. La sequenza coincide con il *trend* registrabile nella porzione superiore di tutte le sezioni di Arenarie di Val Gardena misurate nell'area carnica. Nello stesso gruppo può rientrare la sezione misurata



Fig. 80 - Peliti rosse e dolomicriti (porzione superiore delle Arenarie di Val Gardena) che precedono l'evento trasgressivo che potta all'affermazione della Formazione a *Bellerophon*. Paularo, Torrente Chiarsò.

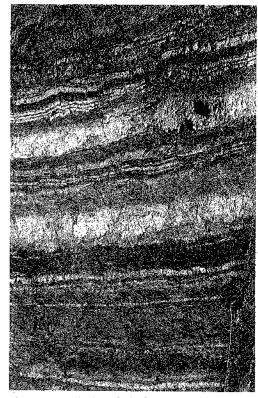


Fig. 81 - Particolare della foto precedente.

al Monte Crostis (MC, fig. 84) esterna al perimetro rilevato ed ubicata a nordovest di Paluzza.

Conclusioni Formazione di Val Gardena (e litosomi ruditici inf.)

Confrontando tra loro i tre gruppi di sezioni così individuati risulta evidente che le successioni con spessori massimi registrano una completa sequenza trasgressivo-regressiva-trasgressiva. Quelle con potenze intermedie hanno la loro base direttamente corrispondente con il culmine della prima trasgressione mentre l'ultimo gruppo, con spessori esigui, è perfettamente correlabile con la pozzione sommitale delle sezioni più potenti, l'acme trasgressivo superiore.

Simili constatazioni inducono a ritenere che la deposizione sia iniziata in tempi diversi e successivi nelle zone con potenze di sedimenti via via inferiori.

Più critico diventa a questo punto, individuato il meccanismo, ricercarne la causa. Innanzi tutto è indispensabile tentare di ricostruire la posizione relativa dei singoli affioramenti, o gruppi di sezioni esaminate. Facendo riferimento sia a VENTURINI (1986), ove viene proposta e discussa la palinspastica degli affioramenti del Permiano superiore, sia alla cinematica alpina trattata nel presente lavoro⁽¹⁾ (vedi capitolo Tettonica alpina), si può organizzare un abbozzo di carta delle isopache per la Formazione di Val Gardena (fig. 85) in cui si evidenzia una precisa quadripartizione con direzione più probabile dei limiti

N120°-140°E, confortata dalla media dei valori di paleocorrente⁽²⁾. Tuttavia a causa del sensibile raccorciamento alpino e della scarsità di sezioni complete misurabili non esiste un controllo laterale delle reali geometrie tridimensionali dei litosomi investigati. Tale oggettiva limitazione obbliga dunque a formulare almeno due ipotesi. Si tenterà poi di verificare, sulla base dei dati acquisiti sul terreno, quale delle due potrebbe essere non dico l'unica possibile ma la più realisticamente probabile.

Si può dunque proporre la prima ipotesi (A) avanzata da Venturini (1986), e contrapporla ad una seconda possibilità (B) inizialmente altrettanto valida.

A) Un sistema di faglie sinsedimentarie limitava, all'interno del bacino alluvionale permiano dell'areale carnico, dei truogoli subsidenti intervallati ad altri in posizione di impercettibile alto strutturale (fig. 82). La sedimentazione doveva pressochè compensare gli abbassamenti dato che le facies di conoide alluvionale prossimale (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto) si rinvengono solo alla base delle successioni deposizionali in corrispondenza della iniziale attivazione di una faglia.

A questo proposito si può osservare che i conglomerati che passano transizionalmente alle peliti della II sequenza trasgressiva, nelle sezioni caratterizzate da

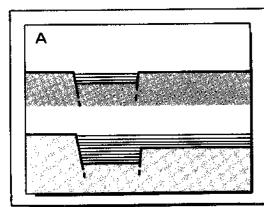


Fig. 82 - Formazione di Val Gardena. Ipotesi evolutiva A (vedi testo).

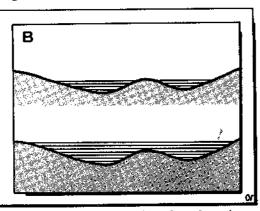


Fig. 83 - Formazione di Val Gardena. Ipotesi evolutiva B (vedi testo).

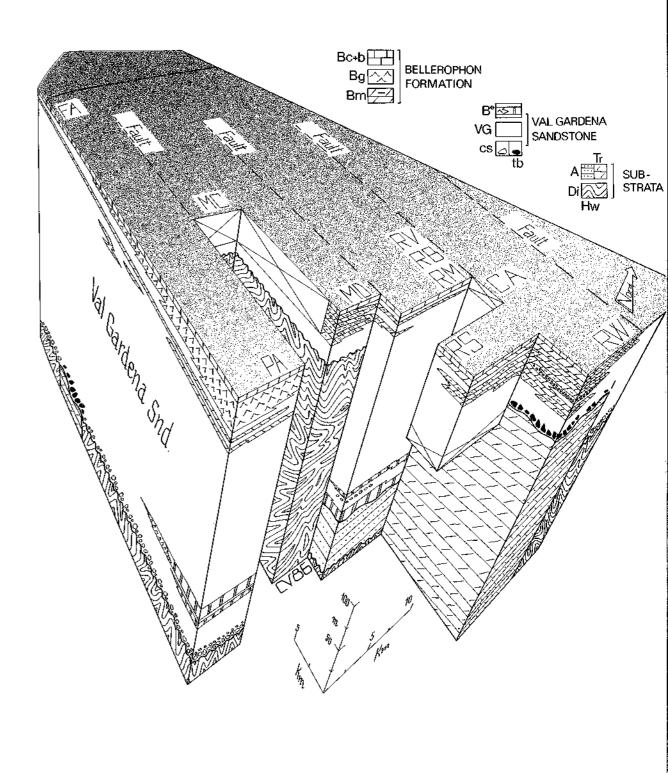


Fig. 84 - Ricostruzione tridimensionale dei rapporti stratigrafici originari intercorrenti tra le litofacies di età permiana superiore dell'area carnica. Per le sigle delle località e relative sezioni stratigrafiche vedi fig. 86.

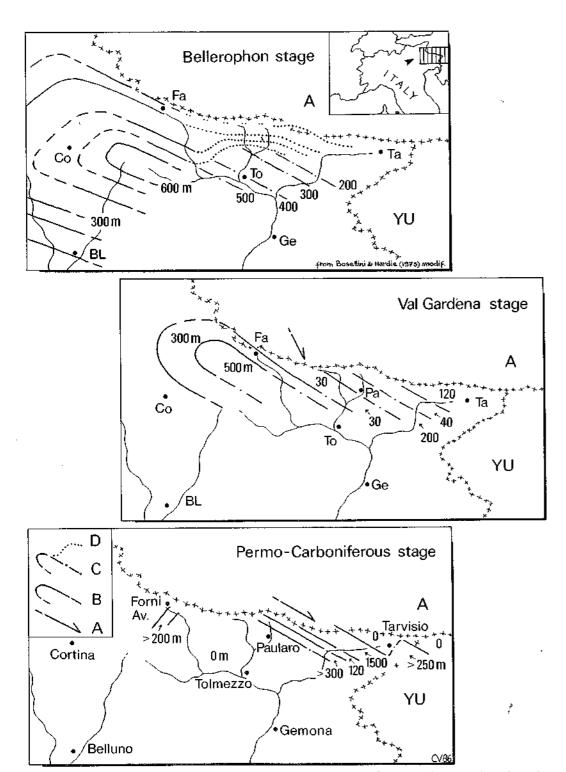


Fig. 85 - Isopache relative alle successioni permiane e permo-carbonifere, A: paleocorrenti; B: isopache reali; C: isopache ricostruite; D: isopache attualmente deformate da sensibili raccorciamenti tettonici (da Venturini, 1986).

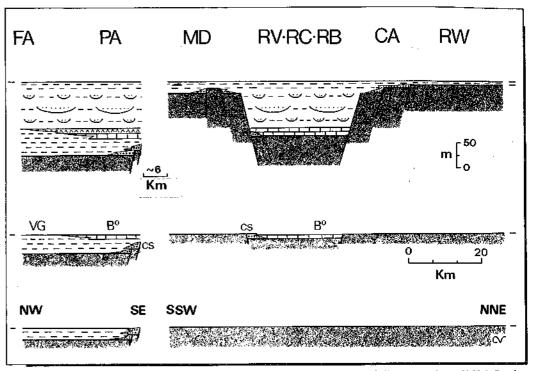


Fig. 86 - Proposta di evoluzione del settore carnico durante la deposizione della Formazione di Val Gardena. FA: Forni Avoltri; PA: Paulato; MD: M. Dimon; RV: Rio Valbertad; RC: Rio Cordin; RB: Rio das Barbacis; CA: Creta d'Aip; RW: Reppwand; MC: M. Crostis; RS: Rio Saline.

modesti spessori ed età più recente (MD, RW ed altre sezioni dell'area carnica esterne all'area presa in esame), sono presenti solo alla base di esse e non costituiscono nel modo più assoluto un orizzonte tracciabile all'interno delle restanti numerose e più potenti successioni.

Îl dato comproverebbe l'ipotesi evolutiva qui proposta (A) precisando inoltre che l'attivazione della subsidenza, coinvolgente settori via via più estesi (fig. 86), si realizzava attraverso l'innesco di modeste scarpate di faglia prontamente livellate dalla sedimentazione.

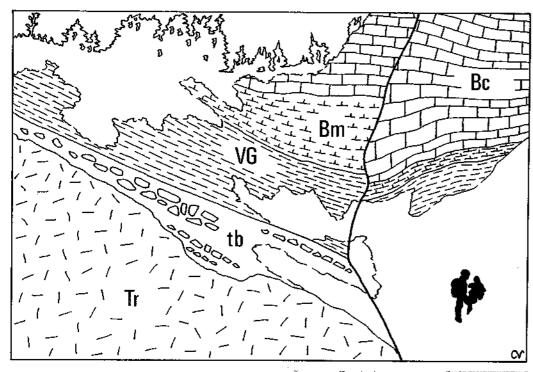
B) La conseguenza delle generalizzate erosioni connesse con la fase tettonica attivatasi durante il limite Permiano inf.medio potrebbe essere stata lo sviluppo di solchi vallivi ampi con versanti che, al termine della fase erosiva, dovevano aver assunto pendenze modeste con dislivelli massimi di 200 m. Questo al fine di giustificare l'assenza di depositi ruditici di conoidi prossimali intercalati a vari livelli nelle sequenze arenitico-pelitiche. Il successivo colmamento del bacino sarebbe iniziato dalle zone di fondovalle (fig. 83) raggiungendo in tempi successivi i settori via via più elevati.

La prima delle due ipotesi (A) meglio si adatterebbe alle recenti proposte evolutive avanzate da Broglio et al. (1986) e Cassinis et al. (1989) che analizzano i red bed permiani alla scala dell'intero Sudalpino, anche se c'è il rischio di fondo che il tutto possa rivelarsi un sillogismo capzioso. Un elemento imparziale di scelta tra le due possibilità proposte potrebbe consistere nell'analisi della posizione stratigrafica dei litosmi ruditici inferiori (Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto). Fino a quindici anni fa tali depositi erano considerati geneticamente distinti (Kahler & Prey, 1963; Selli, 1963) ed appartenenti

l'uno al ciclo tardoercinico e l'altro a quello postercinico. BUGGISCH (1980) per primo evidenzia in un suo schema l'equivalenza stratigrafica tra le due ruditi di fatto eteropiche o passanti verticalmente, senza presunte lacune temporali, una all'altra. La discriminazione tra i due litosomi si fa dunque esclusivamente composizionale e trova la sua ragione nei differenti substrati che in uno stesso areale potevano coesistere lateralmente, tutti parallelamente sottoposti all'erosione durante il Permiano medio.

Risulterebbero dunque valide ed ap-

plicabili le medesime considerazioni avanzate nell'analisi della Formazione del Bombaso, suddivisibile composizionalmente nel Membro di Pramollo e nell'Orizzonte del Malinfier. Dove il passaggio tra la Breccia di Tarvisio e il Conglomerato di Sesto è netto non si notano tracce di erosioni o paleosuoli ma una semplice variazione nella composizione dei clasti. Va però precisato che a volte estese lacune temporali sono state messe in luce lungo successioni terrigene apparentemente continue e che quindi, in mancanza di fossili adeguati, è in questo caso impossibile affermare una



Figg. 87 e 88 - Gli affioramenti dei red bed permiani in località Reppwand. Tr: Calcare del Trogkofel; tb: Breccia di Tarvisio; VG: peliti della Formazione di Val Gardena; Bm: marne e dolomicriti della Formazione a Bellerophon; Bc: calcari della Formazione a Bellerophon.



tesi ma solo propendere o sposare una ipotesi. In questo, come in altri lavori, propendo per la possibilità prevista da BUGGISCH (1980), più logica rispetto alla precedente.

Il territorio doveva presentarsi morfologicamente poco articolato, con fasce di non deposizione e/o erosione in posizione di modesti alti strutturali relitti, riflesso dei movimenti tettonici equiparabili alla fase Saalica.

Indizi di sicura attività tettonica sinsedimentaria sono riconoscibili, con brecce e filoni sedimentari, sia nelle ruditi inferiori, alla base delle Arenarie di Val Gardena (fig. 69), quanto nei termini più bassi della successiva Formazione a *Bellerophon* (fig. 96). Contrariamente SELLI (1963), su basi indiziarie, ipotizza un blando effetto plicativo connesso alla fase tettonica del limite Permiano inf.-medio.

Si consideri ora che:

- i) Breccia di Tarvisio e Conglomerato di Sesto sono presumibilmente eteropici;
- ii) I litosomi ruditici passano verticalmente per transizione, con alternanza ed interdigitazioni, alle Arenarie di Val Gardena:
- iii) I litosomi ruditici sono in transizione, a seconda delle sezioni, ora con facies prettamente basali (PA, FA), ora medio-basali (RV, RC, RB, RM) ora nettamente sommitali (MD, RW, MC).

Queste premesse portano a ritenere che l'età dei litosomi ruditici sia diacrona da zona a zona.

Il ruolo esclusivamente basale da loro posseduto in ognuna delle sequenze misurabili li correlerebbe a locali attivazioni di faglie distensive (fig. 86). In questo modello il tasso di sedimentazione doveva pressochè compensare la subsidenza dato che le facies grossolane di conoide prossimale, interdigitate con depositi di piana distale, si rinvengono solo alla base delle successioni e si risolvono con delle sequenze positive di modesto spessore.

Un quadro fisiografico di questo tipo conferma l'ipotesi A.

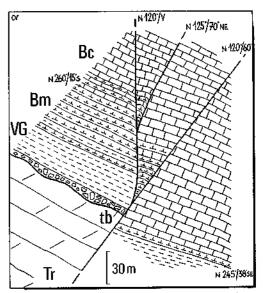


Fig. 89 - Rappresentazione di un particolare della foto di fig. 88. Da notare la paleofaglia N120°E/60°NE, riattivata in età alpina, che discrimina due zone con spessori delle marne della Formazione a *Bellerophon* (Bm) estrememente differenti.

Note

(1) Alla luce dell'analisi qui condotte sulle traslazioni alpine la ricostruzione palinspastica proposta da Venturini (1986) (fig. 84) subisce una leggera e non sostanziale modifica solo nel posizionamento della sezione Rio Saline (RS) collegabile geneticamente alla sezione Paularo (PA).

(2) Nel complesso l'insieme delle paleocorrenti misurate (figg. 75 e 76) individua una provenienza da nord e nordovest.

Formazione a Bellerophon (B)

Nell'area studiata la Formazione a Bellerophon raggiunge l'estensione massima lungo la fascia Paularo-Rio Turriea-Torrente Pontebbana, orientata ovest-est, ed è inoltre presente in sporadici nuclei di limitata ampiezza ma di fondamentale importanza, al Monte Dimon, lungo la sponda destra del Rio Saline e a nord del Passo di Pramollo, in località Reppwand.

Da Frascari Ritondale Spano (1969) è stata suddivisa in tre membri definiti su base litologica e validi per il complessivo settore carnico: a) gessi saccaroidi; b) dolomie, dolomie cariate e brecce dolomitiche; c) calcari stratificati bioclastici. Una litofacies marnosa e dolomicritica (Buggisch, 1978) in rapporto di eteropia con i primi due membri è diffusa lungo particolari settori ove costituisce sequenze potenti sino a 57 m (Reppwand).

Mancano a tutt'oggi per l'area carnica analisi particolareggiate che approfondiscano il significato ambientale dei singoli membri (in special modo i primi due) proponendo al tempo stesso una correlazione tra le singole litofacies della Formazione a Bellerophon.

Nel cotso del rilevamento effettuato ho tentato di ovviare a queste carenze valutando preliminarmente una serie di dati estrememente interessanti raccolti lungo particolari successioni stratigrafiche. Nell'esporli e conseguentemente nel tentativo di interpretarli premetto che costituiscono solo il primo risultato di un'analisi che è mia intenzione, col tempo, approfondire calibrandone meglio i risultati.

La novità più sostanziale risulta il riconoscimento di un orizzonte pelitico rosso regressivo, estremamente simile ai red bed della Formazione di Val Gardena. Un tale livello, qui potente circa 30 m, era già stato segnalato esternamente ai confini della regione, nel settore veneto e trentino (FARABEGOLI et al., 1986), ed è stato messo in relazione con una fase regressiva documentabile a scala regionale. L'età della Formazione è attribuibile al Permiano superiore sommitale. La Formazione è ricoperta in concordanza stratigrafica dalla Formazione di Werfen.

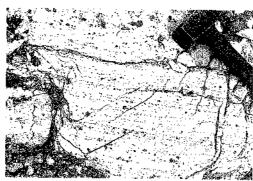


Fig. 90 - Gessi laminati del membro omonimo della Formazione a *Bellerophon*.

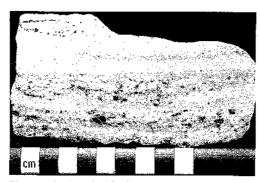


Fig. 91 - Sezione lucida di un campione di gessi della Formazione a *Bellerophon*. Si nota il netto livello gessoso primario, bianco, saccaroide, intercalato agli episodi gessosiltitici laminati, spesso caratterizzati da basi erosive (Foto P. Ferrieri).



Fig. 92 - Nodulo dolomitico di origine diagenetica interno ai gessi laminati della Formazione a *Bellerophon*.

Membro gessoso (Bg)

I gessi di questo membro, che con limitate intercalazioni si sostituiscono alle sottostanti peliti rosse di Val Gardena, non presentano differenze rispetto a quelli che costituiscono l'evento trasgressivo descritto nell'ambito della Formazione di Val Gardena. Sono nettamente laminati, clastici, con frammenti dolomitici e/o pelitici grigi, spigolosi, di dimensioni comprese tra il millimetro ed il centimetro. Si intercalano ad essi più rari livelli gessosi puri, saccaroidi, spessi fino a 10-15 cm.

Sporadiche intercalazioni di livelli dolomitici neri, bituminosi, con noduli diagenetici, sono presenti tra i gessi saccaroidi e relegati nella porzione inferiore del membro. Frequentemente si rinvengono noduli diagenetici a composizione dolomitica che deformano plasticamente le lamine gessose. Le loro dimensioni risultano comprese tra i 2 ed i 20 cm (fig. 92).

Le fasi tettoniche alpine hanno sviluppato nei plastici litotipi gessosi una fitta serie di micro- e mesopieghe evidenziate dai millimetrici livelli deposizionali.

Membro dolomitico brecciato (Bb)

Il membro indicato in letteratura come composto da prevalenti dolomie cariate e brecce dolomitiche è in realtà un insieme di litotipi spesso intercalati uno con l'altro in cicli di rango inferiore (sequenze da 1 a 3 m). Inoltre alcune litofacies sono da sempre state trascurate o inglobate in altre a scapito di una corretta interpretazione genetica del deposito.

Tentando di ordinare la complessa organizzazione di questo membo è conveniente raggruppare i litosomi basandosi sulle sequenze sedimentarie osservabili.

i) Calcari dolomitici e/o dolomie marron-giallastre, vacuolari in strati di 10-35 cm, con base netta e tetto che sfuma in sottili livelli marnosi. La coppia si ripete più volte e spesso la sequenza culmina con un livello calcareo micritico a sparsi, non abbondanti, foraminiferi. Successioni di questo tipo (fig. 95) che di solito non superano complessivamente il metro e mezzo di potenza si ripetono sulla verticale intervallate a più cospicui (0,5 -1,5 m) livelli marnosi marron o grigi.

ii) Calcari dolomitici e calcilutiti scarsamente fossiliferi, in strati sub decimetrici, organizzati in banchi metrici che solo di rado si alternano a più esigui livelli di dolomie nere a noduli gessosi diagenetici (fig. 95).

iii) Brecce di calcilutiti, calcari dolomitici e dolomie che riempiono fratture o faglie beanti di età permiana superiore e si organizzano in filoni sedimentari, o suturano evidenti rigetti tettonici sinsedimentari (fig. 96). Pezzatura dei clasti variabile da subcentimetrica a decimetrica. Forme decisamente angolari.

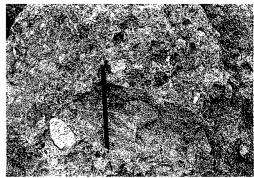


Fig. 93 - Conglomerato ad elementi dolomitici e marnosi, membro intermedio della Formazione a *Bellerophon* (Bd).



Fig. 94 - Corpi conglomeratico-brecciosi lentiformi intercalati a depositi marnosi di mare poco profondo. Formazione a *Bellerophon*. Rio Rutandi (Paularo).

iv) Conglomerati e brecce di calcilutiti, calcari dolomitici e dolomie, cariate e non, organizzate in corpi a stratificazione obliqua (20° - 25°) e geometrie progradanti (figg. 93 e 94).

Nel suo insieme questo membro, caratterizzato dalla diffusa presenza di ruditi a composizione calcareo-dolomitica, registra una marcata instabilità del bacino risultando ora direttamente collegabile all'innesco di faglie sinsedimentarie (iii) ora indiretta testimonianza di blandi sollevamenti di settori interni al bacino, la cui relativa emersione ed erosione subaerea ha consentito la formazione di limitati ma diffusi fan-delta (fig. 94) intercalati alla normale sedimentazione del bacino.

Quest'ultima (i, ii) registra frequenti oscillazioni da ambienti intertidali a subtidali.

Fino ad ora le interpretazioni delle facies brecciate calcareo-dolomitiche (iii, iv) erano collegate a cospicui franamenti sottomarini (Frascari Ritondale Spano, 1969) oppure connesse a fenomeni di brecciazione in situ favoriti da precoci dissoluzioni di interstrati gessosi (Spalletta et al., 1980).

Membro marnoso-dolomicritico (Bm)

Si tratta di un litosoma di potenza variabile (0-57 m) e diffusione limitata. È' formato da una successione di marne varicolori, da grigie a brune a giallastre e dolomicriti che, ove presenti, si interdigitano inferiormente alle peliti rosse della Formazione di Val Gardena (M. Dimon, Reppwand, Rio Saline) ed alla sommità ai calcari del membro Bc (Reppwand) o a limitati spessori del membro Bb (Rio Saline).

Membro calcareo (Bc)

Consiste in una successione di calcari inizialmente dolomitici, in strati regolari di spessore compreso tra i 10 ed i 50 cm

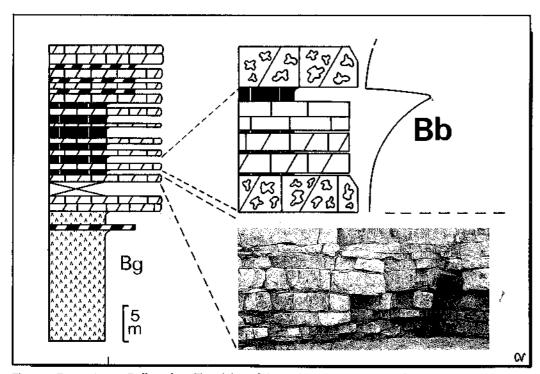


Fig. 95 - Formazione a Bellerophon. Transizione dal membro gessoso a quello dolomitico e cicli peritidali presenti in quest'ultimo. Per i simboli dei litotipi confronta la legenda generale di fig. 2.

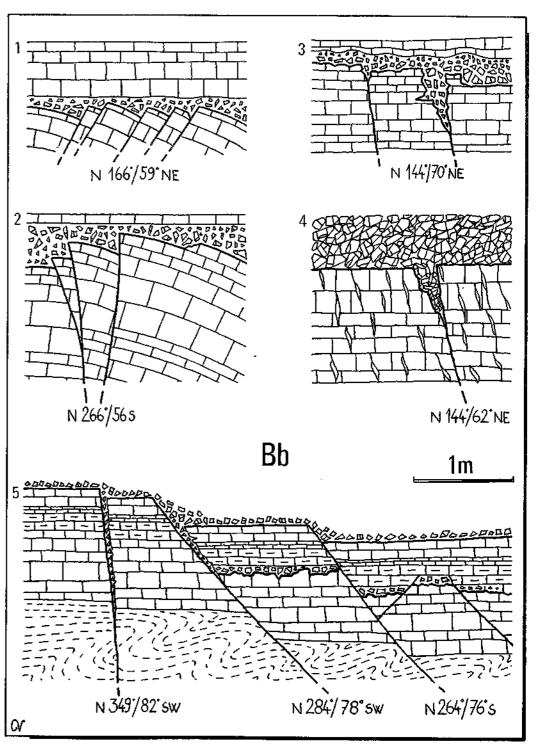


Fig. 96 - Effetti tettonici sinsedimentari nella Formazione a Bellerophon rilevati rispettivamente lungo gli affioramenti del Rio Gladegna (1 e 2) presso Cercivento e del Rio Minischitte (3, 4 e 5) a ovest di Paularo.

(fig. 97) passanti superiormente a calcari da grigio scuri a neri, frequentemente bioclastici con foraminiferi, Gasteropodi, Lamellibranchi, Brachiopodi, Ostracodi ed alghe, organizzati in strati sottili e giunti marnosi che localmente costituiscono intercalazioni potenti ognuna fino a 20 cm.



Fig. 97 - Calcari del membro superiore della Formazione a *Bellerophon*. Reppwand.

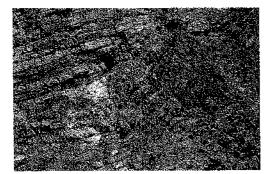


Fig. 98 - Mound ?algale massiccio intercalato ai tipici calcari nettamente stratificati del membro superiore della Formazione a *Bellerophon*. Spessore circa 70 cm. Reppwand.

Orizzonte del Rio Turriea (VG'')

Questo orizzonte, di nuova individuazione, si ritrova ben espresso nell'area del Monte Salinchiet, a sud dello scorrimento Monte Salinchiet - Turrion. In tutta la restante area rilevata è presente con livelli di esigua potenza o non si registra affatto.

Nel settore del Monte Salinchiet si sviluppa con oltre 30 metri di peliti rosse bioturbate con livelli di caliche ed occasionali orizzonti siltosi verdi. Il contatto inferiore si ha con gessi laminati della Formazione a Bellerophon mentre quello superiore si realizza con le dolomie e i calcari dolomitici brecciati del membro intermedio.

In passato questi stessi affioramenti erano stati attribuiti prima alle Arenarie di Val Gardena (Selli, 1963a), poi alla Formazione di Werfen (RIGONI, 1981) ed infine nuovamente alla Formazione di Val Gardena (CARULLI et al., 1981) con riserva dubitativa.

Questo orizzonte si riconosce inoltre ad ovest di Paularo (sponda destra del Rio Rutandi, verso la confluenza col Torrente Chiarsò), e alla Reppwand, subito a nord del Passo di Pramollo. Nella prima località è costituito da esigui livelli pelitici rossi intercalati lungo uno spessore di 30 m nella parte alta del membro dolomitico, tra



Fig. 99 - Episodio regressivo (VG'') a prevalenti peliti rosse intercalato tra i gessi e le brecce e conglomerati della Formazione a *Bellerophon*. Sorgenti del Rio Turrica.

brecce e calcari dolomitici. In località Reppwand caratteristici livelli evaporitici (Rauwacke) formati da calcari dolomitici brecciati, cariati e farinosi, giallastri, si intercalano nella parte superiore del membro marnoso testimoniando una netta fase regressiva (Buggisch, 1975).

Esternamente all'area rilevata l'orizzonte regressivo è individuabile nella zona di Forcella Lavardet (FARABEGOLI et al., 1986), ai confini fra Carnia e Comelico. Viene localmente denominato membro del Rio Bavaro e consiste in un episodio arenitico, localmente ruditico fine, potente almeno 20 m i cui clasti deriverebbero dalle stesse Formazioni a *Bellerophon* e di Val Gardena e, parzialmente, dal basamento metamorfico.

La sovrapposizione di peliti rosse continentali (terminal fan) ai depositi gessosi lagunari, la relativa posizione stratigrafica unitamente al carattere della transizione, sviluppata per rapide alternanze e completa sostituzione della litofacies gessosa nello spessore di 30 cm, consentono di in-

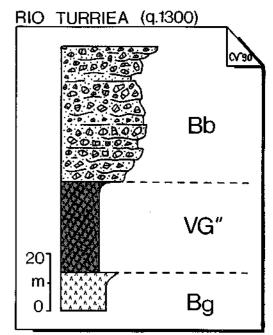


Fig. 100 - Orizzonte pelitico rosso, regressivo (VG"), intercalato tra i membri gessoso e dolomitico della Formazione a *Bellerophon*. Rappresenta una lingua (superiore e tardiva) della Formazione di Val Gardena. Sorgenti del Rio Turriea.

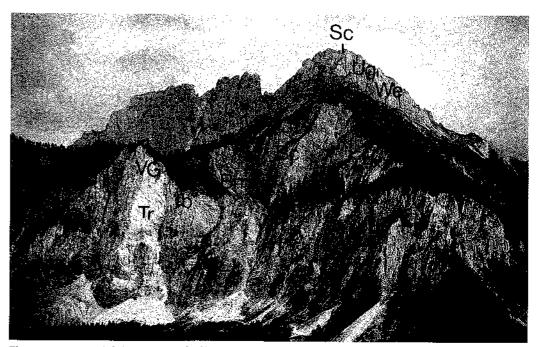


Fig. 101 - Le pareti della Reppwand, di Törl e del Gartnerkofel che complessivamente costituiscono una continua successione permiano-anisica tra le più interessanti delle Alpi Carniche.

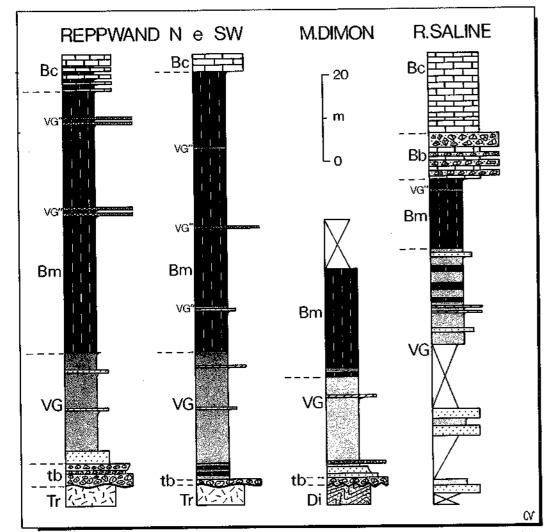


Fig. 102 - Transizione tra la Formazione di Val Gardena e la Formazione a Bellerophon nelle sezioni delle Alpi Carniche prive del membro gessoso.

terpretare l'orizzonte del Rio Turriea (VG") come un episodio regressivo stratigraficamente e geneticamente correlabile con il membro del Rio Bavaro.

Da segnalare inoltre per il settore di Comeglians, ubicato tra l'area rilevata e la zona di Forcella Lavardet, il rinvenimento, all'interno del membro dolomitico, di un particolare livello brecciato (spessore 20 cm) i cui elementi, spigolosi e grossolani, sono costituiti esclusivamente da peliti rosse laminate con caratteri estremamente simili a quelli osservati nelle peliti dell'orizzonte regressivo.

Conclusioni Form. a Bellerophon

Complessivamente la Formazione a Bellerophon dell'area carnica rappresenta, con i gessi del membro inferiore sovrapposti alle peliti rosse (terminal fan) della Formazione di Val Gardena, l'avvento di un dominio marino lagunare, sovrassalato, in clima tendenzialmente arido.

I livelli laminati gessosilitici con sparsi granuli pelitici grigi intercalati ad orizzonti di gesso primario saccaroide (fig. 91) testimoniano una ciclicità presumibilmente determinata da micro-oscillazioni del livello marino.

Durante una iniziale condizione di alto relativo si deposita il livello di gesso primario subtidale costituente la base della sequenza. Una debole fase regressiva propizia prima l'apporto (esiguo) di acque dolci dal continente con conseguente deposizione di un sottile livello pelitico grigio in acque basse non più sovrassalate e in seguito favorisce una blanda erosione che cannibalizza sia le peliti che i gessi saccaroidi ridistribuendoli in lamine clastiche che rappresentano la litofacies più frequente.

La deposizione del membro dolomitico coincide con una vivace tettonica sinsedimentaria ben documentabile che, attraverso movimenti prevalentemente verticali di modesta ampiezza, (vedi Stratigrafia, Considerazioni paleotettoniche) modifica il carattere di ristretta laguna sovrassalata favorendo la circolazione delle

acque. Ai gessi si sostituirono le dolomie ed i calcari dolomitici organizzati in sequenze trasgressivo regressive potenti dai 50 cm al metro (fig. 95).

In questa fase i movimenti tettonici determinano dunque l'abbassamento di certi settori ed il contemporaneo sollevamento di altri adiacenti, secondo i modelli rilevabili dalla microtettonica sinsedimentaria presente nella successione (fig. 96). I blocchi in sollevamento emergono come testimoniato dai clasti arrotondati dei corpi deltizi grossolani che producono. L'effetto complessivo fu probabilmente quello di generare isolotti di svariate dimensioni, limitati da faglie e deboli depressioni subsidenti. Lateralmente ai membri gessoso e dolomitico, in diretta eteropia con essi, si sviluppa il membro marnoso, diffuso essenzialmente verso settentrione.

La figura 103 riassume i rapporti spazio-temporali esistenti tra i numerosi membri informali della Formazione a Bellerophon dell'area carnica. Lo schema proposto è necessariamente tridimensionale dato che emerge nettamente (vedi Carta Geologica allegata) che l'orizzonte regressivo rosso è presente solo nelle successioni misurate a sud della congiungente Paularo - Rio Turriea - Pontebba (Rio Pontebbana), mentre in quelle a nord possono essere riconosciuti dei sottili orizzonti regressivi marcati, a seconda dei casi, da Rauwacke (dolomie e calcari dolomitici cariati e farinosi, di ambiente intertidale) o da una serie di livelli pelitici grigi. E sono que-

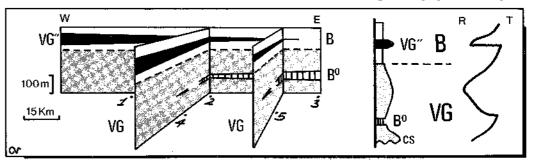


Fig. 103 - Rapporti intercotrenti tra le litozone delle Formazioni a *Bellerophon* e di Val Gardena, ricostruzione palinspastica. 1: Forni Avoltri; 2: Paularo; 3: Tarvisio; 4: Sorgenti Rio Turriea; 5: Alpi Giulie (da dati raccolti in galleria).

sti rispettivamente i casi riscontrati nella zona della Reppwand, a nord di Pramollo, e lungo le sponde destre dei Rii Turriea e Saline, a sud di Forca Pizzul.

L'analisi dei rapporti stratigrafici individua dunque un evento regressivo di portata regionale, esteso alla scala dell'intero bacino; per comprenderlo ed interpretarlo è bene prendere in considerazione, congiuntamente, tutti i dati relativi acquisiti sul settore alpino orientale, anche quelli esterni all'area di studio oggetto specifico di questo lavoro.

A tal fine viene proposta la figura 104 che sintetizza le principali successioni permiane superiori del settore friulano ed al tempo stesso evidenzia le loro originarie posizioni reciproche facendo riferimento a quanto emerso nelle conclusioni del capitolo sulla tettonica alpina. Ritengo che anche questo evento regressivo possa, alla stregua di quello trasgressivo individuato nella porzione inferiore della Formazione di Val Gardena dell'area carnica, venire considerato un episodio pressochè sincrono alla scala del territorio preso in esame.

L'allineamento di questo verosimile marker cronostratigrafico attraverso le varie sezioni stratigrafiche misurate permette di postulare una sedimentazione differente nei vari settori del bacino. E' interessante inoltre notare come l'orizzonte regressivo diminuisca di spessore e perda i caratteri di moderata continentalità (terminal fan) procedendo da ovest ad est e da sud verso nord, disegnando una mappa di provenienze centripete degli apporti regressivi, rispettivamente dagli alti lombardi e dalla attuale laguna veneta (fig. 104b). Questa ultima possibilità è collegabile agli alti strutturali granodioritici di età ordoviciana inferiore direttamente ricoperti dalle dolomie triassiche e messi in evidenza nelle stratigrafie del Pozzo Assunta (Pieri & Groppi, 1981) alle attuali profondità di 4700 metri.

Per l'area carnica si avvalora ulteriormente l'ipotesi, già avanzata da VENTURINI et al. (1982), di una alimentazione terrigena sussidiaria proveniente dai quadranti meridionali ed attiva durante il Permiano superiore. In questo caso l'apporto da sud è ben testimoniabile sulla base della geometria del membro regressivo interno alla Formazione a *Bellerophon* ma è certamente meno documentabile durante la deposizione delle Arenarie di Val Gardena.

Il membro calcareo che chiude al tetto la Formazione a *Bellerophon* marca il passaggio, per tutto il settore alpino orientale, a condizioni di mare aperto e ben ossigenato.

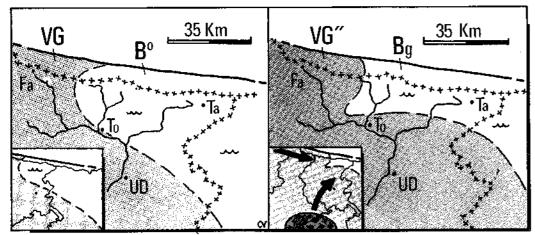


Fig. 104 - Tentativo di posizionamento della linea di costa rispettivamente durante la precoce trasgressione (B°) interna alla Formazione di Val Gardena e la tardiva regressione (VG'') interna alla Formazione a Bellerophon.

Formazione di Werfen (We)

La limitata estensione della Formazione di Werfen all'interno della zona rilevata non ne ha reso utile o necessaria la suddivisione in membri. Le aree di affioramento più significative sono ubicate essenzialmente lungo la fascia più meridionale del territorio investigato, ed alla base del Gartnerkofel, a nordest del Passo di Pramollo.

Il contatto inferiore con la Formazione a Bellerophon è valutabile con precisione solo attraverso lo studio delle microfaune dato che si realizza all'interno di una successione calcarea grigio scura, a stratificazione netta, apparentemente omogenea. Localmente un livello calcareo oolitico, potente non oltre i 40 cm, marca la base della formazione. Il relativo tetto o non è presente all'interno del perimetro rilevato o coincide con una netta superficie erosiva di età anisica inferiore. Gli spessori dunque sono sempre incompleti o ridotti. Nel secondo caso (M. Bruca e Gartnerkofel) sono stimabili rispettivamente in 150 e 130 metri. Lo spessore totale complessivo della formazione sulla base di dati regionali, raggiunge e supera i 700 m.

Nell'area rilevata il passaggio fra la Formazione a Bellerophon e quella di Werfen è preservato e campionabile lungo i Rii Minischitte e Rutandi, o loro affluenti, nel settore ad ovest di Paularo (CARULLI et al., 1988). Il limite Permiano-Triassico è posto da questi autori in coincidenza con la transizione fra le due formazioni. A sud di Paularo, lungo la strada per Dierico, immediatamente oltre il perimetro rilevato, un ulteriore sito presenta il passaggio tra le formazioni a Bellerophon e del Werfen. In questo caso il limite Permiano-Triassico viene situato 2-2.5 m sopra la base della Formazione di Werfen (BUGGISCH & NOE', 1988) rappresentata dall'Orizzonte oolitico di Tesero.

Litologicamente la Formazione di Werfen è costituita da calcari, rari calcari oolitici, calcari marnosi in strati di 10-20

cm, intercalati a marne in livelli di 2-30 cm, più frequenti alla base della formazione; seguono dololutiti marnose gialle alternate a livelli millimetrici di siltiti grige o rossastre con spessori complessivi sempre ridotti; arenarie, siltiti e marne siltose rosse, violacee, in strati sottili ben definiti che nell'insieme danno luogo a potenze ragguardevoli; da ultimo oltre ai litotipi arenaceo-siltosi sono frequenti i calcari neri, le calcareniti e i calcari oolitici grigi o rossastri. Gli ambienti rappresentati variano dal mare aperto, poco profondo, alla laguna evaporitica, alla fascia litoranea con generale marcata subsidenza. L'età della formazione è fissata allo Scitico.

In località Reppwand è stato rilevato uno slump con direzione di trasporto meridiana e presumibile scivolamento verso sud. Esternamente all'area rilevata sono riconoscibili modeste attività tettoniche sinsedimentarie (Rio Maestrin, Treppo).



Fig. 105 - Formazione di Werfen, a sudovest di Paularo, lungo la strada.

Formazione del Serla s.l. (Se)

Affiora unicamente nel nucleo del Monte Salinchiet costituendo il rilievo omonimo e la sua immediata prosecuzione orientale (Cuel Mat). Consiste in una successione carbonatica, stratificata in banchi calcarei e calcareo-dolomitici nella porzione inferiore potente quasi 100 metri, più massiccia e dolomitica in quella superiore che raggiunge spessori di oltre 350 metri (JADOUL & NICORA, 1979). L'estrema tettonizzazione del nucleo in oggetto (vedi capitolo Tettonica alpina) non ha consentito la preservazione dei rapporti stratigrafici con le unità adiacenti. Esternamente all'area rilevata la formazione si sovrappone con contatto ora transizionale, ora netto alla Formazione del Lusnizza. E' probabile che le compressioni alpine l'abbiano qui scollata da quest'ultima durante il trasporto e la traslazione verso nord.

Non vi sono stati fino ad ora ritrovamenti di fossili significativi nella dorsale del Monte Salinchiet - Cuel Mat ad eccezione di una segnalazione paleontologica di GORTANI (1913) che riporta un'età anisica superiore per la sommità della successione. In passato il rilievo era stato attribuito alla Dolomia dello Schlern (SELLI, 1963) ed alla Formazione del Serla (JADOUL & Nicora, 1979). Questa ultima attribuzione, suffragata dalla datazione di GORTANI (1913) risulta più verosimile anche sulla base della vicinanza della successione terrigeno-carbonatico-vulcanica (Fm. del Monte Bivera) e della sottostante Formazione di Werfen.

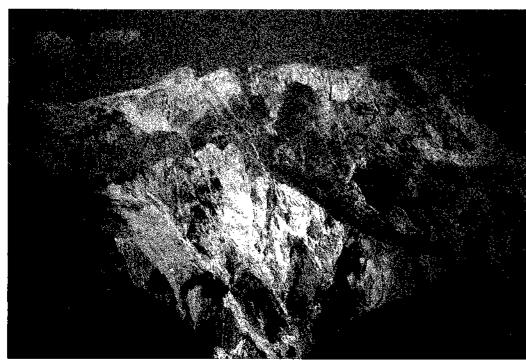


Fig. 106 - Panorama del Monte Salinchiet ripreso dal Monte Tersadia. Sullo sfondo il Monte Zermula. Sulla destra, le pendici del M. Salinchiet si raccordano alla Sella di Forca Pradulina coincidente con le sorgenti del Rio Turriea.

Conclusioni seq. permo-triassica

La sequenza permo-triassica affiorante nell'area rilevata si è sviluppata in un contesto evolutivo estremamente dinamico documentabile sulla base dell'analisi di facies, dei relativi spessori misurati lungo numerose sezioni stratigrafiche e delle evidenze paleotettoniche.

Tale assunzione, valida per i litosomi permiani, non è categoricamente estensibile alla Formazione di Werfen e a quella del Serla s.l. per la modesta estensione degli affioramenti relativi a queste due unità e parallelamente per la scarsità dei dati disponibili.

L'evoluzione stratigrafica (limitatamente al Permiano) è dominata da una successione di tre cicli sedimentari di II ordine conservati nelle sezioni più potenti e continue.

La tettonica sinsedimentaria maschera ma non stravolge nelle unità permiane della Carnia la registrazione dei cicli sedimentari caratterizzati da una rapida fase trasgressiva presente nei livelli inferiori della Formazione di Val Gardena e da una marcata e diffusa regressione registrabile nella porzione medio-inferiore della Formazione a Bellerophon. L'episodio trasgressivo si fa via via meno marcato verso ovest, denunciando una avanzata del mare da sud-est e da est (fig. 104a) e non compare in territorio dolomitico (BROGLIO et al., 1986) mentre per l'evento regressivo è ipotizzabile una duplice alimentazione da ovest e da sud (alti della laguna veneta).

Le correlazioni tra le diverse successioni permiane del Sudalpino sono sempre state necessariamente approssimative (CASSINIS et al., 1988) sia per l'approccio esclusivamente litostratigrafico utilizzabile per buona parte della sequenza, sia per la mancanza di precisi *marker* biostratigrafici.

Recentemente lo studio dell'anomalia isotopica del C¹³ (HOLSER & MAGARITZ, 1985) in una sezione permiana (Fm. a Bellerophon) interna all'area rilevata (Reppwand) ha fornito una possibilità di correlazione cronostratigrafica attendibile. MAGARITZ et al. (1984) riconoscono la medesima anomalia isotopica nel Delawere Basin (W Texas) in rocce di età capitaniana sommitale.

Per confronto, all'intera Formazione di Val Gardena dell'area carnica, sarebbe attribuibile un'età wordiano-capitaniana.

Sequenza medio triassica

Formazione del Monte Bivera (MB)

Nella zona rilevata l'unità affiora solo nell'estremo tratto meridionale del crinale a nord del Monte Salinchiet, in prossimità dei rilievi carbonatici di quest'ultima cima (Formazione del Serla s./.) dalla quale sembra essere divisa da una paleofaglia di età anisica poi riattivata in età alpina. La successione è trascinata tettonicamente verso nord lungo lo Scorrimento del Monte Salinchiet, ed accavallata sulle Arenarie di Val Gardena di Casera Paluchian.

Consiste in un'alternanza di litotipi eterogenei (fig. 107), con locali intercalazioni di livelli ignimbritici e tufitici, qui distinti e trattati come Vulcaniti di Rio Freddo, per un complessivo spessore di 90 m.

L'età della successione nelle precedenti cartografie è definita ora come anisica (Selli, 1963a), ora come anisica sommitale-ladinica inferiore (RIGONI, 1981). Questa seconda datazione è confermata sulla base di foraminiferi pelagici rinvenuti in una sezione sottile della litofacies calcarea nodulare scura (Farabegoli, com. pers.).

La sequenza stratigrafica misurata è rappresentata in fig. 107. Inizia con circa 10 m molto tettonizzati di biocalcareniti (grainstone) e più rare biocalciruditi finissime, sovente gradate, alternate e passanti a packstone a Radiolari e foraminiferi e wackestone a pellet e rari oncoidi algali. Segue, in concordanza, un livello vulcanico potente 9 m al quale si sovrappone, dopo due metri di copertura detritica, una successione arenitico-conglomeratica spessa 15 m. Sono riconoscibili due serie di episodi conglomeratici (di cui solo la seconda presenta intercalazioni arenitiche) separate da esigui livelli di marne siltose grigio-brunastre con frustoli centimetrici e locale bioturbazione.

Fig. 107 - Sezione stratigrafica nella Formazione del Monte Bivera misurata a nord del Monte Salinchiet.

M. SALINCHIET NW / \ / \ / \ / \ / \ / Se MB **MB** ×××××××× × × × × × × × × × × 5 m

I conglomerati inferiori (fig. 108) a prevalente apporto carbonatico (95% dei clasti) si presentano in strati disorganizzati dai 10 ai 65 cm con un generale *trend* di diminuzione dello spessore verso l'alto. Un livelletto argillo-marnoso tufitico, estremamente alterato, di colore verde divide in due episodi il bancone conglomeratico che complessivamente misura 4.6 m.

Gli elementi sono prevalentemente spigolosi con forma tabulare per le taglie maggiori. Il clasto massimo raggiunge i 20 cm; quelli di dimensioni ridotte sono generalmente sub-arrotondati e sub-sferici. La cernita è bassa o nulla, assenti le embriciature. Lateralmente alla sezione misurata, verso Casera Pizzul, le dimensioni massime dei clasti raggiungono i 40 cm ed anche lo spessore complessivo del banco si attesta sui 6 m. La maggior parte dei clasti deriva dallo smantellamento dei litotipi calcareo-marnosi di età anisica inferiore. Una ridotta percentuale attesta l'erosione di depositi permo-carboniferi.

I conglomerati superiori (fig. 109) sono caratterizzati da una composizione estremamente eterogenea e da frequenti alternanze con livelli pelitico-arenitici. Nell'insieme è riconoscibile un trend (circa 7 m) negativo-positivo che culmina con la deposizione di un banco conglomeratico potente 1.5 m. Frequenti le gradazioni dirette, presenti ma rare quelle inverse, comuni le laminazioni e stratificazioni incrociate a medio-alto angolo. I clasti forniscono una chiara indicazione sulla composizione del substrato eroso. Accanto a frammenti di vulcanoclastiti e vulcaniti triassiche, identiche a quelle del sottostante episodio effusivo, si rinvengono areniti quarzoso micacee, biocalcareniti a Fusuline e clasti quarzosi sferici (sequenza permocarbonifera), vulcaniti basiche (sequenza ercinica, formazione del Dimon), radiolariti spigolose scure (sequenza ercinica, Formazione di Zollner), filladi e rare metamorfiti di medio-basso grado (basamento cristallino).

Agli episodi terrigeni seguono in con-

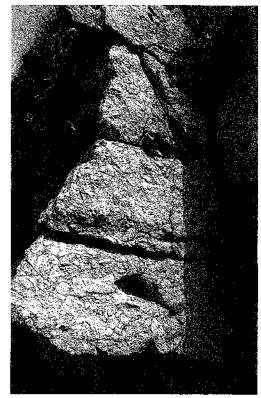


Fig. 108 - Banco conglomeratico a clasti prevalentemente carbonatici, sezione a nord del Monte Salinchiet, Formazione del Monte Biyera.

tinuità 21 m di marne siltose e calcari marnosi grigio-verdastri con giunti piani in strati da 2 a 25 cm. Frequente e localmente massiccia la bioturbazione. La componente siltosa delle marne è costituita da quarzi spigolosi e frammenti vulcanici. Un livello di areniti tufacee e tufiti acide potente un metro interrompe, in posizione intermedia, la monotona sequenza marnosocalcarea.

A questa si sovrappongono in continuità stratigrafica e con contatto netto oltre 7 m di calcari neri nodulari, costituiti da *packstone* con abbondanti frammenti di Gasteropodi, Lamellibranchi pelagici e foraminiferi. Gli strati hanno spessori variabili dai 5 ai 10 cm.

Dopo ulteriori due metri di marne siltose e calcari marnosi si passa ad una serie vulcanoclastica potente 15 m ed interca-



Fig. 109 - Banco conglomeratico poligenico, sezione a nord del Monte Salinchiet, Formazione del Monte Bivera.

lata a locali livelli (3-20 cm) carbonatici, in episodi di 30-60 cm, formati da *pack-stone* e *wackestone* a giunti ondulati, con pellets, Radiolari, spicole di spugne, frammenti di Lamellibranchi pelagici e Brachiopodi. Intensa la bioturbazione.

L'attribuzione formazionale della sequenza descritta non è immediata. Ho deciso per la Formazione del Monte Bivera sulla scorta delle analogie litologiche esistenti con alcune successioni osservabili nel settore tarvisiano descritte in Farabegoli et al. (1985). Inoltre un vulcanismo anisico sommitale, oltre che ladinico, è oramai comprovato (Pisa et al., 1980; Cros, 1980; 1982) e verrebbe qui ulteriormente confermato.

I depositi descritti individuano am-

bienti di transizione bordanti dei rilievi emersi e passanti a lagune poco profonde aperte verso la piattaforma esterna o posizionate al margine esterno della laguna stessa.

I primi precoci episodi vulcanici (tuff-lava e ignimbriti) rappresentano l'avvento di un ambiente continentale che si sostituisce a quello precedente di margine di piattaforma ed al quale fa seguito un trend trasgressivo con depositi ruditici deltizi passanti verso l'alto a facies di laguna aperta e successivamente di shelf. Gli episodi vulcanoclastici (tufiti, tufi e siltiti tufacee) che chiudono la successione, interrotta da un limite tettonico, corrisponderebbero ad un ambiente marino marginale di scarsa profondità.

Breccia di Ugovizza (Ug)

La Breccia di Ugovizza (GORTANI, 1921; Selli, 1963; Assereto, 1966), intesa nel senso più ampio del termine a comprendere le facies conglomeratiche inseribili stratigraficamente tra la Formazione del Serla e le Torbiditi d'Aupa (JADOUL & NICORA, 1979) e collegabile allo smantellamento erosivo di età anisica della dorsale carnica, è stata recentemente ridefinita da FARABEGOLI et al. (1985), sulla base dell'individuazione di due cicli sedimentari minori (III ordine) e sulla scorta di quanto proposto informalmente da ASSERETO & PISA (1978) che per la Carnia occidentale suddivisero l'unità terrigena di età pelsonico-illirica in due parti definendole come Breccia di Ugovizza I e II.

Nel lavoro di FARABEGOLI et al. (1985) le due porzioni terrigene, separate da un litosoma carbonatico denominato «Calcari nodulari» (FOIS & JADOUL, 1983),

vengono rispettivamente definite Breccia di Ugovizza s.s. ed Arenarie del Rio Gelovitz.

Un secondo litosoma carbonatico («Calcari nodulari II») fa da transizione fra le Arenarie del Rio Gelovitz e la piattaforma dolomitica dello Schlern. Sulla base di quanto esposto gli orizzonti conglomeratici presenti nell'area rilevata appartengono tutti alle Arenarie del Rio Gelovitz.

In questa sede (e parallelamente nell'allegata Carta Geologica) si preferisce comunque far riferimento all'unità gerarchicamente superiore e utilizzare il termine Breccia di Ugovizza, più diffuso, meglio conosciuto e stratigraficamente più comprensibile (fig. 110).

Gli affioramenti sono tutti di limitata estensione ad eccezione di quelli di Törl, compresi tra la Reppwand ed il Gartnerkofel, oltre il confine di stato. In territorio italiano l'unità è presente lungo il versante destro del Torrente Pontebbana (Bu-

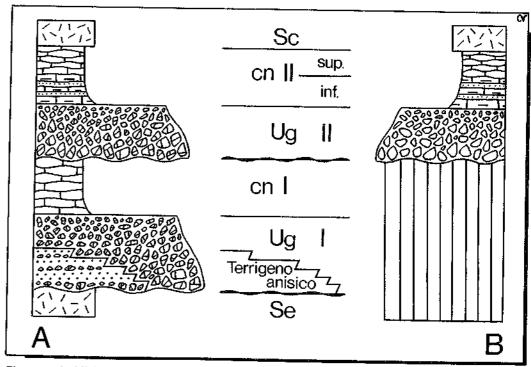


Fig. 110 - Suddivisioni stratigrafiche nella sucessione anisica delle Alpi Catniche compilata sulla base dei dati desunti da Assereto & Pisa (1978) e Farabegoli et al. (1985).

sate, Monte Cervo, Monte Malvuerich basso) e sui versanti settentrionali dei Monti Bruca e Brizzia.

Sezione Törl

La Breccia di Ugovizza si sovrappone ai litotipi calcarei e calcareo-marnosi della Formazione di Werfen. Il contatto, decisamente erosivo, presenta evidenti canalizzazioni (N40°E) ed è visibile in due occasioni soltanto. Nella prima gli ultimi livelli della Formazione di Werfen si presentano brecciati in situ con rilegature marnose rosse delimitanti poligoni spigolosi di calcari giallastri che verso l'alto si disarticolano progressivamente (fig. 111), ai quali segue il netto contatto erosivo con la Breccia di Ugovizza. Nella seconda il contatto avviene su litotipi werfeniani non rimaneggiati. La scompaginazione presente nel primo caso è interpretabile come l'effetto di una faglia sinsedimentaria (analogamente a quanto descritto per il membro dolomitico della Formazione a Bellerophon) che ha preceduto e favorito la sedimentazione della successiva Breccia di Ugovizza.

Quest'ultima si presenta qui in strati ruditici dai 20 ai 50 cm, quasi sempre privi di organizzazione interna o con rare gradazioni inverse. Le dimensioni massime dei clasti, più elevate verso la base della successione, si aggirano di norma sui 70 cm, anche se eccezionalmente ho potuto osservare un blocco di 2 m x 1 m. La moda può variare dai 15 ai 4 cm. L'arrotondamento della maggior parte dei clasti è medio, nonostante l'evidente prossimali-

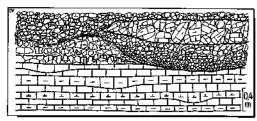


Fig. 111 - Particolare del contatto erosivo della Breccia di Ugovizza sui depositi della Formazione di Werfen alla Cima Törl (Reppwand).



Fig. 112 - Conglomerati anisici lungo il versante occidentale della Cima Törl (Reppwand).

tà dei depositi ed è imputabile all'elevata erodibilità dei litotipi coinvolti. Sono tuttavia frequenti i clasti tabulari di medie e grosse taglie. Salendo verso l'alto della successione, 25 m in totale limitati dall'erosione, aumenta il tenore di matrice e si intercalano alle ruditi anche livelli calcatenitici fini spessi 15-20 cm. Parallelamente si può notare un contenuto aumento degli indici di arrotondamento e sfericità dei clasti, evidenza di un arretramento progressivo della fonte di alimentazione.

A vari livelli sono misurabili ulteriori canalizzazioni (N120°E, N40°E). I clasti, in massima parte carbonatici, derivano dallo smantellamento dei litotipi della Formazione di Werfen. Interessante si rivela il ritrovamento di un livello, a metà successione, ricco in blocchi (diametro massimo 25 cm) ignimbritici rossi scuri attribuibili a precoci episodi vulcanici di età anisica.

Sezione Monte Malvuerich basso e Busate

L'interesse di queste sezioni consiste nella sovrapposizione di un esiguo spessore di Breccia di Ugovizza (6 m) direttamente sul basamento ercinico rappresentato dai calcari devono-dinantiani. In particolare al Monte Malvuerich basso sono conservate, tra la successione devoniana e quella anisica, alcune tasche di conglomerati quarzosi permo-carboniferi a loro volta radicati sui calcari ercinici. In entrambe le sezioni la composizione dei clasti riflette pressochè esclusivamente quella della piattaforma carbonatica devono-dinantiana.



Sezione Monte Cervo

La sezione, ubicata nella sella tra il Monte Malvuerich basso e il Monte Cervo, poggia paraconcordante sulla Formazione a *Bellerophon* e, come le sezioni Busate e Monte Malvuerich basso, passa superiormente ai «Calcari nodulari».

Alla base è visibile una canalizzazione (N220°E) riempita da conglomerati eterogenei, disorganizzati, a scarsa matrice rossastra, con clasti di formazioni permotriassiche e permo-carbonifere. Nei successivi 17 metri di sezione tali caratteri si ripropongono costanti. Le erosioni canalizzate si attestano sui N260°E. Si fanno frequenti verso l'alto i clasti tabulari. Il loro diametro massimo è di 30 cm e complessivamente tende a decrescere verso l'alto della sezione attraverso una successione di tre sequenze fining upward interrotte da una coarsening upward inserita tra le ultime due.

Fig. 113 - Breccia di Ugovizza lungo il versante del Monte Malvuerich basso.

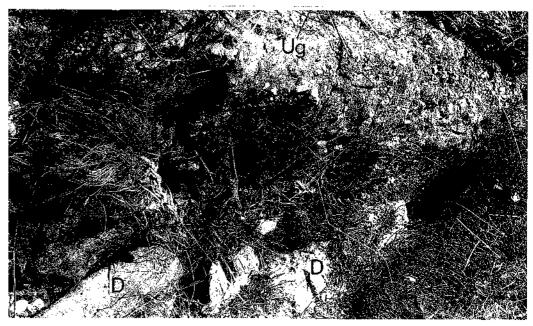


Fig. 114 - Contatto stratigrafico tra substrato devoniano e livelli ruditici appartenenti alla Breccia di Ugovizza, sezione Busate (foto C. Dimopoulos).

Sezioni Rio Bruca

Nelle numerose ed avvincenti sezioni misurabili lungo il ripido versante settentrionale del Monte Bruca (fig. 115) la Breccia di Ugovizza si sovrappone al substrato tardo-ercinico erodendo i litotipi prevalentemente arenitici della Formazione di Meledis (Gruppo dell'Auernig). Gli spessori delle ruditi illiriche, passanti verso l'alto a termini sublitarenitici, variano dai 2 ai 23 m su distanze di 400 metri.

La complessiva successione, misurata nel suo tratto più potente, è regolata da un netto trend FU ed è scomponibile in sequenze FU minori spesse 2-4 m e formate ognuna da livelli ruditici disorganizzati, con quantità di matrice estremamente variabile, potenti mediamente 80-100 cm.

Le dimensioni del clasto massimo decrescono regolarmente dagli 80 cm della base della successione, ai 30, 25, 20 ed infine 5 cm della sommità. Verso l'alto le ruditi passano per alternanze a sublitareniti e microconglomerati quarzosi che sfumano in sublitareniti a cemento carbonatico e rari livelli carbonatici che preludono ai successivi «Calcari nodulari».

La composizione dei clasti è sempre fortemente influenzata dalle litologie carbonifere sottostanti (Gruppo dell'Auernig) e del successivo Gruppo di Rattendorf e, in misura minore, dal Calcare di Trogkofel.

Si osservano abbondanti clasti conglomeratici quarzosi e quarzarenitici; subordinati i carbonati algali o a Fusuline. È inoltre misurabile una canalizzazione (N220°E) che insiste su una direzione già rilevata nella sezione Törl.

La discordanza misurabile tra i depositi permo-carboniferi (N290°E/30°SW) e la sovrastante successione anisica (N270°E/55°S, rilevata sui livelli arenitici ben stratificati al passaggio con i «Calcari nodulari») è sensibile.

Sezione Monte Brizzia

Nella sella tra il Monte Bruca e il Monte Brizzia affiorano 40 m di conglomerati ascrivibili alla Breccia di Ugovizza s.l. con caratteri deposizionali differenti da quelli osservabili nelle precedenti sezioni. In questo caso i corpi sono lenticolari, canalizzati e le gradazioni si presentano perlopiù dirette (Fois & Jadoul, 1983). I cla-

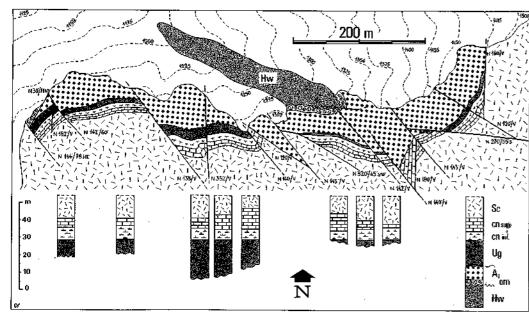


Fig. 115 - Carta geologica del Monte Bruca con relative schematiche sezioni stratigrafiche.

sti massimi raggiungono dimensioni di 50 cm ma le mode sono generalmente attestate sui 3-8 cm.

Il contatto è netto ed erosivo sulla Formazione di Werfen e la composizione dei clasti ne risulta decisamente influenzata. Presenti inoltre litotipi carbonatici della Formazione a Bellerophon e subordinati clasti del permo-carbonifero indifferenziato. Fois & Jadoul (1983) segnalano anche dei calcari pelagici probabilmente attribuibili al basamento ercinico devoniano. La stratificazione misurata negli ultimi livelli della Formazione di Werfen è N210°E/50°SE mentre quella dei «Calcari nodulari» sovrastanti alla Breccia di Ugovizza è N240°E/35°SE. L'assetto di quest'ultima si attesta sui N260°E/40°S individuando

un paleopendio verso la direzione N240°E (verso sudovest).



Fig. 116 - Panoramica del Monte Bruca (ripreso dal Monte Cavallo), zona tra le più interessanti nell'ambito della stratigrafia anisica. A sinistra, più elevato, il rilievo del Monte Scinauz.

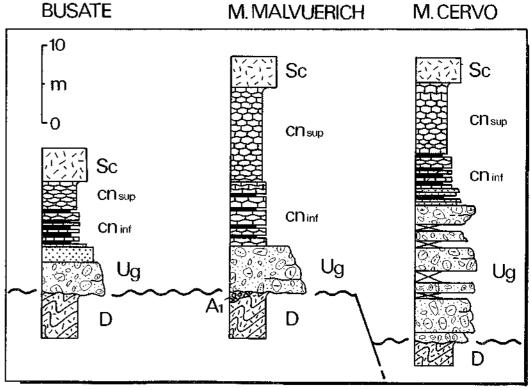


Fig. 117 - Sezioni stratigrafiche misurate nella successione anisica a sud dei Monti Cavallo e Malvuerich alto (da Dimopoulos, 1984; ridis.).

«Calcari nodulari» (cn)

La denominazione è stata data ad una successione di calcari nodulari scuri e prevalenti marne siltose compresa fra la Breccia di Ugovizza II e la Dolomia dello Schlern, nel settore a nord di Pontebba⁽¹⁾. FARABEGOLI et al. (1985), valutando regionalmente la stratigrafia anisica in un areale esteso da Paularo a Tarvisio, ampliano il dominio di diffusione dei «Calcari nodulari» e al tempo stesso li suddividono in due distinti orizzonti o lingue, con significato di episodi trasgressivi, che si sovrappongono rispettivamente alla Breccia di Ugovizza I ed alla Breccia di Ugovizza II (Arenarie del Rio Gelovitz).

I «Calcari nodulari» qui presi in esame si rinvengono nelle stesse località d'affioramento della Breccia di Ugovizza II precedentemente trattata. Ad essa si sovrappongono con contatto transizionale per progressiva alternanza ed aumento della percentuale di carbonati e possono essere ascritti al secondo orizzonte trasgressivo («Calcari nodulari II»). Questo litosoma, l'unico presente nell'area rilevata, è suddivisibile (Fois & Jadoul, 1983) in due membri: Calcari nodulari inferiori e Calcari nodulari superiori. I primi, che costituiscono la transizione dai sottostanti termini terrigeni della Breccia di Ugovizza II. sono formati da livelli di noduli calcareomarnosi bioclastici algali immersi in abbondanti peliti marnose e marne ed intercalati in molti casi a sublitateniti micacee e rari conglomerati fini che localmente possono costituire il litotipo predominante. Lo spessore complessivo di questo membro varia dai 5 agli 8 metri.

Superiormente si sviluppa un membro carbonatico (Calcari nodulari superiori) in strati calcarei grigio-scuri, nodulari, con giunti marnosi e più frequenti marne e livelletti pelitico-marnosi verso la base. Gli strati calcarei nodulari e, verso il basso, i noduli calcarei immersi in depositi marnosi, si presentano marcatamente bioclastici a frammenti di alghe Dasycladacee, foraminiferi bentonici, Ostracodi e piccoli Gasteropodi, con una bioturbazione diffusa anche se meno intensa di quella rilevata nel membro inferiore. Gli spessori dei Calcari nodulari superiori variano dai 2 ai 12 metri.

A sud della Linea Fella-Sava lo spessore complessivo dei «Calcari nodulari II» raggiunge e supera i 100 metri. Superiormente il passaggio alla piattaforma carbonatica dello Schlern si presenta graduale.

L'ambiente di sedimentazione poteva inizialmente essere di tipo transizionale (Calcari nodulari inferiori) in zone costiere piatte influenzate da sporadici e limitati apporti continentali. In seguito nel globale regime trasgressivo che tende ad ampliare progressivamente il dominio marino a deposizione carbonatica sulle aree già sede di emersione e smantellamento anisici, si assiste ad un generale sviluppo ed estensione delle lagune.

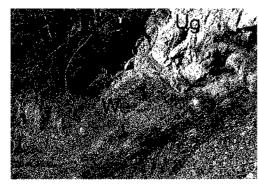


Fig. 118 - Contatto erosivo tra Breccia di Ugovizza e Formazione di Werfen al Monte Brizzia.

(1) I «Calcari nodulari» cortispondono ai Calcari di Pontebba (Fois & Jadoul, 1983). Si è imposta la scelta della prima denominazione, ricavata dalla descrizione litologica che gli stessi autori danno dell'unità, al fine di evitare la sinonimia (v. Codice internazionale di nomenclatura stratigrafica) con i calcari del Permo-Carbonifero Pontebbano (Selli, 1963) o i Pontafel Schichten (Heritsch, 1934; Kahler & Prey, 1963) e il Supergruppo di Pontebba (Venturini et al., 1982).

Vulcaniti di Rio Freddo (V,v)

Sono limitate al crinale a nord del Monte Salinchiet, dove si intercalano ai depositi della Formazione del Monte Bivera (Anisico superiore), alla cima Törl, a ovest del Gartnerkofel ed alla zona di Casera Chianeipade, lungo il versante sinistro del Torrente Turriea.

In quest'ultimo caso si tratta di un gigantesco filone acido, composizionalmente collegabile al vulcanismo medio-triassico (SPADEA, 1970), spesso una cinquantina di metri ed esteso in direzione est-ovest, mai segnalato in precedenza. Risulta intruso nella sequenza permiana superiore (Formazione a *Bellerophon*).

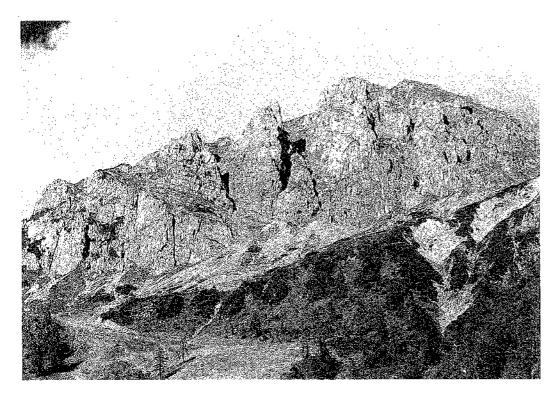
Nella sezione del crinale a nord del Monte Salinchiet affiorano invece, dal basso verso l'alto stratigrafico (NIEDDU, 1986): a) vulcaniti acide e vulcanoclastiti (9 m); b) tufiti e tufiti acide (8 m); c) siltiti tufacee acide (2 m).

a) Ignimbriti con frammenti vulcanici molto alterati (tuff-lava) ed orientamenti fluidali. Tufi e tufiti rinsaldate con clasti spigolosi e grossi frammenti di quarzo. Il diametro massimo dei clasti è 10 cm mentre la moda si attesta sul centimetro. Manca la classazione, è bassa la cernita.

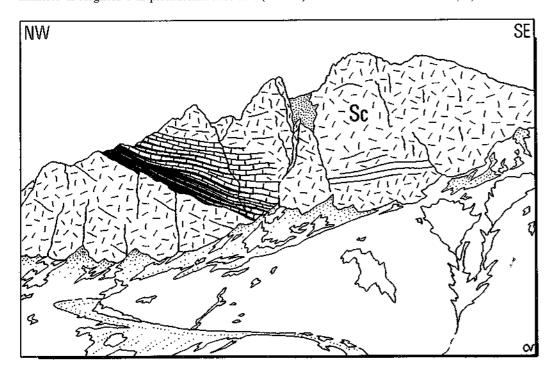
b) Tufiti da fini a grossolane, piroclastiti, brecce vulcaniche; assente la stratificazione è osservabile una gradazione diretta alla base, anche se non marcata, ed inversa al tetto del bancone. Presenti clasti vulcanici spigolosi (diametro massimo 5 cm) e, distribuiti in tutto lo spessore, clasti centimetrici spigolosi di quarzareniti, quarzo e calcare (successione permo-carbonifera), radiolariti e vulcaniti basiche (sequenza ercinica), calcari e marne di età indefinibile. Il colore varia da verde intenso a rosso a grigio.

c) Siltiti tufacee giallastre, molto alterate, friabili e fittamente laminate. I clasti siltitici sono rappresentati da quarzo policristallino, metamorfico arrotondato e da geminati polisintetici di plagioclasi. La matrice è sempre abbondante e costituita da micrite.

La successione descritta si intercala lungo una serie calcareo-terrigena che ritengo appartenente alla Formazione del Monte Bivera. Si tratterebbe dunque di un ulteriore esempio di vulcanismo anisico superiore, precoce rispetto ai più noti prodotti ladinici (SPADEA, 1970) ma che già trova riscontri nell'area carnica e precisamente in quegli stessi livelli affioranti a Törl (CROS, 1980; 1982).



Figg. 119 e 120 - Il massiccio carbonatico del Gartnerkofel con la schematizzazione dei rapporti tra le facies massicce di scogliera e di piattaforma subtidale (in nero) nella Dolomia dello Schlern (Sc).



Dolomia dello Schlern (Sciliar) (Sc)

L'estensione dell'unità, composta in prevalenza da dolomie massicce, calcari dolomitici e più rari calcari stratificati, è limitata alle pendici meridionali dei Monti Cavallo e Malvuerich, al Monte Bruca e, in territorio austriaco, al Gartnerkofel.

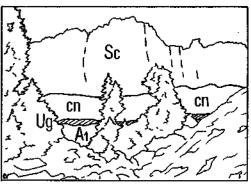
In quest'ultima località (figg. 119 e 120) è particolarmente evidente il rapporto tra i corpi dolomitici prevalentemente biocostruiti massicci, rappresentanti la piattaforma marginale con locali transizioni ad ambienti di piattaforma interna (lagune e piane tidali), e la piattaforma subtidale con calcari bioclastici e calcari dolomitici organizzati in sequenze di 6-10 metri.

Ogni sequenza risulta formata da strati calcarei di spessore variabile tra i 2-3 cm ed il mezzo metro, con giunti sempre netti e piano paralleli, laminazioni trattive e litologie che spaziano dalle ruditi, con elementi massimi di 5-6 cm, alle calcareniti e calcisiltiti. Gli apporti clastici sono ditettamente connessi con lo smantellamento locale del margine della piattaforma biocostruita. Al Gartnerkofel sono in particolare individuabili (fig. 120) due distinti corpi di scogliera s.s. intervallati da una facies di piattaforma subtidale e progradanti verso occidente o nordovest.

In territorio italiano sono riconoscibili (JADOUL & NICORA, 1979) tre facies distinte: di piattaforma marginale (pendici meridionali dei Monti Pricot e Cervo, e Monte Brizza); di piattaforma subtidale (Monte Malvuerich, Rio Bombaso e Monte Brizza); di piattaforma interna con lagune aperte e piane tidali (Monte Bruca).

Gli spessori complessivi variano dai 400 ai 600 metri. Nel settore rilevato l'unità ricopre sempre i «Calcari nodulari II» mentre in tutta l'area il passaggio superiore è sempre mancante per erosione.





Figg. 121 e 122 - La parete nord del Monte Bruca con la Breccia di Ugovizza direttamente erosiva sui depositi della Formazione di Meledis (A1).

Conclusioni sequenza medio triassica

Nel più vasto areale carnico-tarvisiano la successione anisica è stata suddivisa in tre cicli tettono-sedimentari (FARABEGOLI et al., 1985) di II ordine compresi in un ciclo di I ordine (FARABEGOLI & VIEL, 1981) esteso dal Permiano medio-superiore al Carnico medio. A sua volta l'ultimo dei cicli di II ordine è scomponibile in due ulteriori cicli di III ordine (fig. 110) Al più recente e superiore appartiene la successione in precedenza descritta e composta da Breccia di Ugovizza II (Arenarie del rio Gelovitz), «Calcari nodulari II» e Dolomia dello Schlern.

La Breccia di Ugovizza, nel territorio rilevato, giace su substrati nettamente differenziati per litologia ed età testimoniando una vivace ed intensa attività tettonica anisica. Alcune paleofaglie sono tutt'ora riconoscibili e databili con precisione e riassumono le seguenti direzioni: N60°E/Vert., N300°E/60°SW e N120°E/45°NE, N180°E/Vert. Dagli schemi e ricostruzioni paleogeografiche proposte da Farabegoli et al. (1985) si ricavano inoltre i seguenti siste-

mi attivi di paleofaglie anisiche: N230°-240°E, N10°-50°E, N300°E, che coincidono con i dati del presente lavoro.

Tenendo presenti i risultati dell'analisi strutturale compiuta sulla metà orientale dell'area rilevata, settore di diffusione della Breccia di Ugovizza, è possibile fornire un tentativo di quadro paleogeografico palinspastico riferibile all'Anisico superiore (fig. 124). L'intero settore esaminato (parte orientale dell'area esaminata) avrebbe subito in età anisica una fase di sollevamento più marcata al centro (fascia Forca Pizzul - M. Bruca - M. Cavallo) e via via meno sensibile trasversalmente ad essa. La distribuzione spaziale dei contatti paraconcordanti (substrato carboniferotriassico) o nettamente discordanti (substrato devoniano-dinantiano) comparata con le traslazioni e ravvicinamenti tettonici di età alpina suggeriscono univocamente un orientamento N120°E delle principali paleostrutture responsabili della completa emersione anisica dell'intero comparto, ricoperto dai depositi trasgressivi solo durante la fase finale del terzo ciclo anisico di II ordine (Illirico superiore).

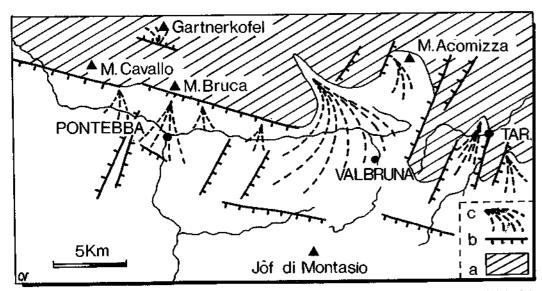


Fig. 123 - Paleogeografia schematica illirica superiore, non palinspastica, in corrispondenza dell'inizio della trasgressione del ciclo C1 (da Farabegoui et al., 1985; ridis.). a: rilievi emersi; b: paleofaglie anisiche; c: conoidi deltizio-alluvionali (Breccia di Ugovizza).

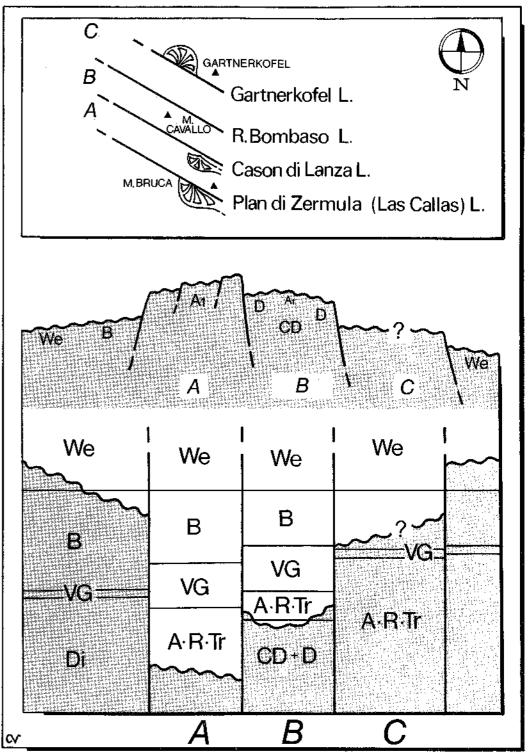


Fig. 124 - Sopra: tentativo di riposizionamento degli attuali affioramenti di Breccia di Ugovizza (conoidi) e rapporto con le principali paleofaglie.

Sotto: ricostruzione paleostrutturale anisica eseguita lungo la direzione sudovest-nordest e stima dei sollevamenti relativi calcolata sulla base delle erosioni sviluppate (in chiaro) nei singoli blocchi.

PALEOTETTONICA

Nel settore carnico le compressioni erciniche culminarono, come già osservato, nel Westfaliano con una fase tettonica locale definita Carnica (VAI, 1976) appartenente alla Leoniana a sua volta collocabile nella più generale fase Asturica.

Gli assi delle deformazioni duttili e gli orientamenti delle dislocazioni sia a media che a grande scala si attestarono univocamente intorno ai N120°E. Tale direzione risultò in seguito fondamentale nell'evoluzione tardo- e postercinica del comparto carnico.

Dal Carbonifero superiore all'Anisico le paleolinee di maggior importanza appartengono al sistema N120°E denunciando in alcuni casi una documentabile riattivazione di precedenti faglie erciniche (vedi Linea Cason di Lanza).

I dati (e le possibili interpretazioni) relativi alle sequenze tardoerciniche prevedono un'evoluzione regolata da generalizzati movimenti transtensivo-transpressivi già del resto ipotizzati in Venturini (1983) e Massari (1986, 1988) e a scala sudalpina e più vasta da Val et al. (1984) e Val & Cocozza (1986).

Anche durante la deposizione della sequenza permo-triassica sembra perdurare il medesimo stile tettonico (VENTURINI,

1983). Le Arenarie di Val Gardena, con le relative unità ruditiche inferiori si accumularono in adiacenti truogoli subsidenti che si individuarono in tempi successivi. Anche in questo caso i limiti tettonici dei settori subsidenti seguivano la direzione N120°E mentre le paleocorrenti si distribuivano quasi parallelamente ad essi.

Confrontando tra loro la carte delle isopache dei sedimenti permo-carboniferi e della Formazione di Val Gardena (VENTURINI, 1986) si nota l'analogia di fondo rappresentata dal comune orientamento dei truogoli subsidenti. Se poi il confronto viene esteso alla successiva Formazione a Bellerophon le analogie proseguono.

Dalla carta delle isopache proposta da BOSELLINI & HARDIE (1973) per questa formazione è evidente la distorsione prodotta dall'esasperato raccorciamento crostale realizzatosi in corrispondenza del settore carnico. Un adeguato bilanciamento, oltre a proporre una limitazione spaziale più realistica (fig. 85) della Formazione a Bellerophon, definisce una netta prosecuzione nell'analogia degli orientamenti dei bacini sedimentari succedutisi nel tempo, dalla fine del Westfaliano in poi, sulla verticale dell'area carnica.

I dati forniti nel presente lavoro in merito alla Formazione a Bellerophon attestano sollevamenti e subsidenze contemporanei tra settori adiacenti interni al bacino deposizionale con effetti documentabili di meso- e microtettonica (figg. 94 e 96) che registrano e rappresentano a piccola scala le più generali geometrie e dinamiche paleotettoniche del settore, altrimenti decifrabili solo attraverso l'analisi di facies. Anche in questa fase sarebbero dunque ben sviluppati degli effetti riconducibili a movimenti transpressivo-transtensivi che proseguirebbero le tendenze già evidenziate negli stadi precedenti.

Per quel che riguarda lo Scitico, scarseggiando nell'area rilevata i relativi affioramenti, non è possibile avanzare alcuna congettura. Al contrario per la sequenza medio-triassica è stato possibile attestare una vivace attività tettonica impostata sulle medesime direzioni (N120°E) e che ha dato luogo a settori in sollevamento accanto ad altri in rapida subsidenza (figg. 123 e 124). È difficile non collegare anche questi effetti a quegli stessi moti trascorrenti postulati in precedenza.

L'analisi sin qui proposta sulla base dei numerosi dati esposti nei capitoli precedenti e la sintesi appena esposta fornirebbero dunque un quadro geodinamico contraddistinto da omogeneità e ripetitività d'evoluzione cinematica dal Carbonifero medio al Triassico medio (e superiore) e regolato da estese trascorrenze lungo discontinuità di originaria impostazione almeno parzialmente ercinica e sicuramente tardoercinica.

E' utile a questo punto verificare criticamente una tale interpretazione confrontandola con i dati e le ipotesi regionali riguardanti il complessivo dominio sudalpino nel quale l'area carnica è compresa e del quale deve logicamente seguire la più generale evoluzione.

I movimenti (lungo linee essenzialmente verticali) che seguirono i parossismi deformativi ercinici sia nel Sudalpino quanto, più in generale, nel complessivo

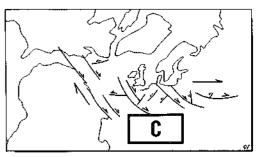


Fig. 125 - Interazione tra placca africana ed euroasiatica durante il Carbonifero superiore e sviluppo di megatrascorrenze destrose (da MATTE, 1976). C: posizione della microplacca comprendente il territorio carnico.

areale circummediterraneo, sono ormai da tempo noti ed attestati in letteratura. Esiste d'altra parte, un disaccordo di fondo sul relativo contesto geotettonico di formazione, sull'età di iniziale innesco di tali effetti e, soprattutto, sul ciclo orogenetico di appartenenza, ercinica od alpina, dei relativi cicli sedimentari.

La fase deformativa nella quale sono inquadrabili i movimenti descritti può essere alternativamente interpretata come dovuta ad:

- a) una distensione crostale (rifting process) innescata nel Permiano medio (CASSINIS et al., 1980) o attivata nel Permiano inferiore (WOPFNER, 1984);
- b) un'interazione tra fasci di linee trascorrenti che determinarono condizioni transtensive e transpressive variamente distribuite nel tempo e nello spazio in domini di ampiezza estremamente variabile (VENTURINI, 1983; CADEL, 1986; MASSARI, 1986).

La seconda ipotesi meglio si inquadra in quello che risulta il modello deformativo crostale, ormai univocamente accettato (ARTHAUD & MATTE, 1975, 1977), che regola nel tardoercinico, tra i 310 e i 270 milioni di anni, la fascia di interazione tra Euramerica e Gondwana. Tali autori postulano che il vasto settore postcollisionale ercinico (ma anche le aree periferiche o esterne ad esso) sia stato coinvolto in un doppio sistema di ampie trascorrenze estese

sino a centinaia di chilometri e connesse con un campo di *stress* orientato da NW-SE a N-S. Un simile evento tettonico è ritenuto dagli stessi autori completamente indipendente e non correlabile con l'orogenesi ercinica.

Ouesta affermazione pare comunque già modificata in MATTE (1986). L'autore, individuando un sistema di faglie trascorrenti destrorse (a grossolano andamento est-ovest) ed uno, subordinato, sinistrorso, ai quali sono correlabili fenomeni deformativi duttili quali ripiegamenti ad assi verticali delle precedenti strutture erciniche, clivaggio, e le ampie virgazioni presenti nel dominio Ibero-Armoricano, avanza l'ipotesi che tali linee, impostatesi durante le fasi erciniche, siano state riattivate con successivi estesi movimenti trascorrenti durante il Carbonifero mediosuperiore ed il Permiano inferiore con orientamenti ritenuti pressocchè coinci-

Del resto ampi movimenti trascorrenti destrorsi (BADHAM & HALLS, 1975; VAI, 1980; VAI & COCOZZA, 1986) sono già segnalati durante l'immediata fase precollisionale ercinica in contesti di interazione obliqua tra placche crostali ed alcuni autori hanno evidenziato in essi l'attivazione di alterne fasi transtensivo-transpressive (SPALLETTA & VENTURINI, 1988).

I movimenti trascorrenti che, terminata la fase compressiva ercinica, durante il Carbonifero superiore cominciano a frammentare l'area carnica in particolare e più in generale l'intero areale circummediterraneo con la creazione di bacini prevalentemente orientati nordest-sudovest e ovest-nordovest est-sudest⁽¹⁾, rivestono un significato ancora dibattuto e sono stati in passato quasi sempre considerati geneticamente differenziabili dai movimenti della fase Saalica che successivamente hanno interessato quelle medesime aree durante il Permiano medio (fig. 84).

Si discostano da questa visione, che definisce l'inizio del ciclo alpino coincidente con il termine della fase Saalica, FARABEGOLI & VIEL (1981) i quali, sulla base di un'analisi dei cicli tettono-sedimentari nel Sudalpino, interpretano la sequenza permo-carbonifera e quella permo-triassica + medio-triassica (fino al Carnico) come due cicli di I ordine costituenti il risultato polifasico dello stadio tardo-geosinclinalico dell'orogenesi ercinica.

Esaminando l'area carnica VENTURINI (1986) metteva in luce una precisa corrispondenza tra gli orientamenti dei sistemi di paleofaglie attivati sia all'inizio e durante la deposizione della sequenza permocarbonifera quanto di quella permotriassica, nonchè del comune stile tettonico. Nel presente lavoro le corrispondenze sono state estese anche alla successiva sequenza medio-triassica.

Massari (1988), implicitamente ricollegandosi ai lavori sopra citati, conferma l'omogeneità d'evoluzione tettonica osservabile per l'area sudalpina nell'intervallo Carbonifero medio-superiore - Triassico medio e propone quale causa di fondo un alternarsi di fasi transtensive e transpressive lungo i binari trascorrenti già postulati da Arthaud & Matte (1977) e confermati in Morel & Irving (1981), Rau & Tongiorgi (1981) e Matte (1986).

In ultima analisi all'ultimo stadio deformativo (III «fase») dell'orogenesi ercinica, caratterizzato dall'impostazione di estesi thrust e connessi antiformi vergenti a sud-sudovest, ha fatto seguito nel Westfaliano? C-D una generalizzata fase trascorrente con riattivazione in senso transtensivo delle superfici di thrust, orientate N120°E, e loro dirette vicarianti, e di un sistema ad esse coniugato con direzione non altrettanto ben accertabile ma comunque compresa tra i N15°-50°E.

La fase presenta locali eventi transpressivi confinati nel Kasimoviano-Gzeliano. Al limite Permiano inferiore-medio una generalizzata lacuna erosiva, estesa all'intero dominio circummediterraneo, segna nelle Alpi Carniche la chiusura del ciclo permo-carbonifero.

In seguito una presumibile nuova fase

transtensiva, sviluppata preferenzialmente lungo le medesime zone di debolezza crostale già attivate in precedenza, recupera alla sedimentazione (Formazione di Val Gardena) settori via via sempre più estesi durante la deposizione della sequenza permo-triassica. Anche in questo caso sono documentabili locali effetti transpressivi nell'ambito della caratterizzante fase transtensiva e collocabili stratigraficamente nella porzione intermedia della Formazione a Bellerophon (Dorashamiano).

Gli stessi sistemi di linee trascorrenti nell'Anisico avrebbero consentito l'esplicarsi di una serie di localizzate trasgressioni connesse a drastici sollevamenti, regressioni locali, smantellamenti erosivi e interruzione (non generalizzata all'intera zona carnica) della sequenza permo-triassica.

La successiva sequenza medio-triassica si sviluppa in quelle stesse zone coprendo settori via via interessati da una progressiva subsidenza, condizionata tettonicamente, che li restituisce al dominio marino.

Nuovi sollevamenti e conseguenti attivi smantellamenti erosivi si manifestano anche nel Carnico (e con più scarse e rare evidenze nel Norico-Retico) in settori attualmente sepolti e corrispondenti alla pia-

nura e laguna veneta.

E' solo con il Giurassico che il quadro geodinamico regionale muta drasticamente guidato da una fase di *rifting* collegata all'evoluzione di un margine continentale passivo, l'attuale dominio sudalpino (BOSELLINI et al., 1973; CASTELLARIN, 1982).

In conclusione il comparto carnico qui preso in esame, e più in generale il complessivo settore sudalpino del quale risulta far parte, dimostra di aver subito nell'intervallo di tempo compreso tra il Carbonifero medio-superiore ed il Triassico superiore (100 milioni di anni) successive fasi di sollevamento ed abbassamento del territorio con tettonica positiva e negativa variamente distribuita nel tempo e nello spazio.

Se ne evince un quadro geodinamico regionale nel quale la apparente complessità di comportamento dei singoli areali potrebbe trovare una semplificazione nel probabile unico meccanismo di innesco regolato da trascorrenze che creavano alternanze temporali ed interferenze spaziali tra stadi deformativi transtensivi e transpressivi variamente distribuiti da settore a settore lungo le rispettive verticali.

⁽¹⁾ In Carnia le due direzioni si riscontrano a grande scala rispettivamente nel truogolo di Forni Avoltri, compresso dalla tettonica alpina, e nel Bacino di Pramollo.

TETTONICA

Tettonica ercinica

Fin dagli inizi del secolo la struttura ercinica della Catena Paleocarnica ha costituito un terreno di confronto tra le scuole austriaca ed italiana, caratterizzate da ipotesi e interpretazioni fondamentalmente divergenti. Tutt'oggi il contrasto d'opinioni in merito è deciso attestate come sono l'una, la scuola di lingua tedesca, sulla concezione faldista, e l'altra, quella italiana, sull'ipotesi della struttura a scaglie tettoniche embriciate.

I primi approfonditi studi tettonici del segmento paleocarnico risalgono a GORTANI (1921, 1926) propugnatore di uno stile essenzialmente plicativo. Alla rigida idea autoctonista di Gortani replicano GAERTNER (1931) ed HERITSCH (1936) che individuarono, sulla base della distinzione e dei rapporti tra le facies siluriane e devoniane, la presenza di ben 9 falde di età varisica, compresse nella ridotta attuale estensione degli affioramenti che non supera, perpendicolarmente agli assi delle strutture principali, i dieci chilometri. Il senso di trasporto è definito da sud verso nord. Questa teoria è tuttora accettata dai più recenti autori di lingua tedesca.

Vent'anni dopo ancora Gortani

(1957) replica all'ipotesi degli autori austriaci in modo netto ed estremamente critico. La concezione faldista era, secondo Gortani, da rigettare *in toto* a favore dello stile plicativo e nel lavoro espose numerosi dati che a parer suo si opponevano alle interpretazioni alloctoniste.

Gortani, put proponendo un modello deformativo che attualmente risente dell'epoca in cui fu enunciato denunciando concezioni inevitabilmente superate, ebbe l'indiscusso merito di stimolare un serio e sempre maggiormente dettagliato studio strutturale del nucleo paleocarnico da parte della scuola italiana ed in particolare di quella bolognese, della quale fu direttore e coordinatore scientifico. Fu SELLI (1963) che pochi anni più tardi sviluppò ulteriormente gli studi macrotettonici di questo settore, iniziando a discriminare gli effetti ercinici da quelli alpini, puntualizzando lo scollamento della successione paleocarnica dal proprio originario basamento pre-catadociano, individuando una struttura a fitti embrici tettonici regolarmente vergenti a sud e, strano a dirsi, negando la pressochè totale presenza di effetti plicativi macroscopici nell'intero edificio strutturale ercinico della Carnia, Mancano secondo SELLI (1963) le prove per ammettere la genesi di una struttura a falde di ricoprimento a meno che, sottolinea l'autore, non si considerino come tali due estese unità, una di basso grado metamorfico ed una sedimentaria, con facies confrontabili, che potrebbero essere sovrascorse l'una sull'altra in tempi ercinici.

Successivamente CASSINIS et al. (1976), analizzando brevemente il settore carnico nell'ambito di una rassegna sulla tettonica ercinica delle Alpi, giungono alla conclusione che nè l'ipotesi delle falde nè quella degli embrici tettonici sono supportate da un congruente numero di dati di campagna ed adeguati rilevamenti geostrutturali. Affermano inoltre che, a loto parere, risulta molto difficile ammettere il perdurare di strutture erciniche attraverso i complessi atti deformativi alpini e conseguentemente è minima la possibilità di una loro individuazione.

Fortemente contrari a questa asserzione risultano Vai ed i suoi collaboratori. Nei loro lavori (Cantelli et al., 1965, 1968; Vai, 1976, 1979; Spalletta et al., 1980, 1982; Cantelli et al., 1982; Venturini et al., 1982; Argnani & Cavazza, 1984; Castellarin & Vai, 1982) condividono l'ipotesi di Selli sulla natura a scaglie embriciate vergenti a sud portando a sostegno i dati di campagna che documentano in maniera ineccepibile la possibilità di riconoscere le deformazioni erciniche discriminandole nettamente da quelle alpine.

Tra queste due correnti scientifiche di pensiero, l'italiana e quella di lingua tedesca, si inserisce la scuola francese che nonostante le numerose evidenze, si ostina a negare o sottovalutare drasticamente l'evento ercinico nelle Alpi Meridionali (Argyriadis, 1975; Chorowicz, 1977).

Attualmente tutti i vari autori, italiani e stranieri, sembrano concordare sull'età attribuibile all'evento ercinico nelle Alpi Carniche, confinato genericamente nel Westfaliano, e sottolineano la brevità della sua azione compresa tra i 5 e i 10 milioni di anni.

Sulla base dei nuovi rilevamenti ese-

guiti durante il periodo 1984-1988 (vedi Carta Geologica allegata e paragrafo successivo) sono state verificate le tre differenti, ed apparentemente inconciliabili, interpretazioni precedenti: quella faldista, delle pieghe e delle scaglie tettoniche embriciate. Ne è scaturito un modello strutturale essenzialmente innovativo che dimostra come ogni ipotesi possa, a scala differente, avere una sua parziale validità.

Nell'area rilevata il substrato ercinico, non metamorfosato o affetto da blanda impronta anchimetamorfica esclusiva dei litotipi terrigeni più fini, affiora lungo due fasce, grossolanamente orientate in senso est-ovest, discriminate dagli affioramenti permo-carboniferi del Bacino di Pramollo (fig. 126).

Verso ovest, all'estremità settentrionale del perimetro rilevato, le due fasce di terreni ercinici, l'una con limiti N90°E l'altra N120°E, convergono guidate da direttrici strutturali di attivazione alpina, imponendo un progressivo restringimento tettonico agli affioramenti tardo-ercinici. Restringimento che culmina nella zona di Zollner con la totale chiusura della fascia permo-carbonifera a favore di una massiccia espansione degli affioramenti ercinici. Nel settore studiato il substrato ercinico affiora dunque in areali più limitati rispetto alle zone ubicate più ad occidente, oltre il meridiano di Paularo.

Eppure è questo settore, compreso tra Paularo e Pontebba, che più di ogni altro può fornire la chiave interpretativa del complesso edificio strutturale paleocarnico e questo per alcuni essenziali motivi da tempo noti in letteratura:

- a) presenza di depositi tardo-ercinici che, con contatto discordante preservato lungo numerose e ben distinte sezioni stratigrafiche, si sovrappongono al substrato deformato consentendo di valutare, quantificare e distribuire spazialmente gli effetti dell'orogenesi ercinica (VENTURINI et al., 1982; ARGNANI & CAVAZZA, 1984);
- b) presenza della più estesa, potente e continua successione rovescia di tutto

l'edificio paleocarnico, costituita dal massiccio del Monte Zermùla e dalle sue propaggini occidentali (FERRARI & VAI, 1966).

Accanto a queste due peculiarità del settore rilevato, che hanno costituito il punto di partenza per una interpretazione strutturale sostanzialmente innovativa rispetto alle proposte precedenti, si aggiunge un terzo motivo emerso via via che la raccolta dei dati si andava progressivamente ampliando. E' questo ulteriore motivo costituito dalla

c) - presenza, direttamente osservabile sul terreno, di una particolare linea tettonica (Linea Cason di Lanza) orientata N120°E/70°NE, alla quale era già stata assegnata una sicura attività tardo-ercinica (Venturini et al., 1982; Venturini, 1983) e che si propone ora come elemento discriminante, impostato in età ercinica tardiva, tra due aree marcate da evidenti differenze sia strutturali che stratigrafiche.

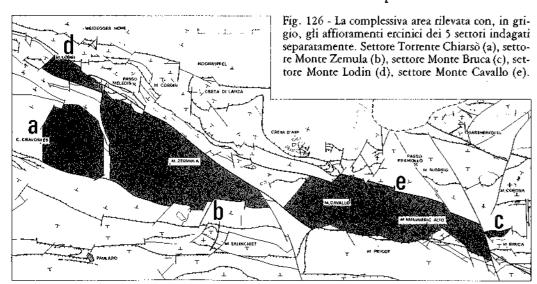
Nell'ambito degli affioramenti ercinici sono stati individuati 5 settori chiave per l'osservazione e la raccolta dei dati strutturali: 3 a sud della Linea Cason di Lanza e 2 a nord di essa (fig. 126).

Distinguo i due gruppi di dati e le singole interpretazioni parziali per tagioni che diventeranno evidenti nel corso della trattazione. In un areale complesso come il dominio paleocarnico dove la tettonica alpina si è sovrapposta con fasi successive ed effetti multipli alle intense deformazioni erciniche, l'ostacolo maggiore è proprio la discriminazione tra le due categorie di strutture, erciniche ed alpine, sia plicative che disgiuntive, ove manchino le condizioni espresse al punto a.

La costante osservazione degli effetti deformativi dell'una e dell'altra orogenesi, valutati nel settore paleozoico antico quanto nelle successioni post-erciniche di tutto il territorio carnico e tarvisiano ha permesso di riconoscere alcune peculiarità distintive.

Le micro- e mesopieghe (drag fold) connesse ai primi atti deformativi ercinici sono sempte delle pieghe chevron, appiattite (tight fold) con angoli apicali molto stretti (fig. 129), contrariamente a quelle di età alpina caratterizzate da geometrie più aperte ed arcuate.

Le disgiunzioni di età ercinica non presentano mai strie lungo i piani di movimento, nè ricristallizzazioni di minerali di neoformazione (calcite, quarzo), nè sono ad esse connesse fasce di cataclasi o di microfratturazioni. Tali caratteri sono invece una costante nel caso di faglie o scorrimenti di età alpina.



Area a sud della Linea Cason di Lanza

Settore Torrente Chiarsò

Costituisce uno spaccato naturale unico nel suo genere lungo il quale è possibile comprendere nella sua essenza l'entità della deformazione ercinica. L'alta valle del Torrente Chiarsò, dalla Stua di Ramaz al Rio Ruat a nord di Paularo, è scavata, con deciso approfondimento fluviale post-würmiano, nella successione siluro-carbonifera ercinica. La porzione più settentrionale, costituita dai litotipi carbonatici pelagici di età siluro-devoniana (SELLI, 1963a; VAI, 1980) a stratificazione sottile e regolare, e da locali livelli o fasce pelitiche e/o radiolaritiche, è visibilmente organizzata in scaglie tettoniche con spessori variabili dal metro all'ettometro ed oltre; presenta regolare immersione dei piani tettonici verso nord-est ad alto angolo (N120°E/70°NE, fig. 129).

All'interno delle singole scaglie si sviluppano frequentemente mesopieghe in cascata con piani assiali sempre immergenti a nord-est e cerniere regolarmente orientate N120°E, congruenti con le direzioni dei limiti di scaglia. Le cerniere risultano immergere costantemente verso SE di 45°; l'alto valore è anomalo rispetto a tutti i dati raccolti lungo la Catena Paleocarnica e potrebbe essere riferito a basculamenti alpini.

Nel loro complesso tutte le meso- e micropieghe rilevate nei litotipi carbonatici della Stua di Ramaz possiedono una simmetria a Z (osservata da est) e si sviluppano all'interno di scaglie tettoniche le cui successioni stratigrafiche implicate possiedono un assetto rovescio determinabile sia su analisi macro- e micropaleontologica (FERRARI & VAI, 1966; SPALLETTA & VENTURINI, 1990) che su considerazioni stratigrafiche (transizione calcari pelagici devoniani - radiolariti - formazione del Hochwipfel).

Procedendo da nord verso sud dopo la successione di scaglie carbonatiche rovesce, potenti complessivamente quasi un chilometro, si passa ad un'ampia fascia di areniti e peliti della formazione del Hochwipfel, precedute da una decina di metri di radiolariti.

Inizialmente, all'interno della costante pendenza media N120°/40°NE, sono rilevabili mesopieghe con simmetria Z, cerniere N120°E, accomunabili allo stile deformativo dei litotipi carbonatici affioranti in continuità verso nord.

In seguito, dal tornante di quota 1043, si susseguono verso sud, lungo la strada che porta a Paularo e sulle pendici meridionali del Monte Zermùla, numerose serie di mesopieghe a netta simmetria S. Identiche deformazioni sono presenti nel nucleo carbonatico di età devoniana ?media e superiore ad assetto non rovescio (PERRI & SPALLETTA, in prep.) che costituisce la forra di Las Callas, incisa dal Tortente Chiarsò.

Quest'ultimo nucleo si fa estremamente interessante ai fini della ricostruzione strutturale dell'evento deformativo ercinico. Nel complesso la sua deformazione è assimilabile ad un esteso motivo anticlinorico con fianchi ripidi e dorso tabulare (fig. 128). I suoi bordi esterni sono entrambi limitati da faglie subverticali, parallele alla direzione di stratificazione, che risultano impostate successivamente agli eventi deformativi ercinici lungo fasce di debolezza marcate dalla transizione rapida dai carbonati alle peliti della formazione del Hochwipfel.

Lungo l'intera struttura anticlinorica sono osservabili le citate mesopieghe, costantemente a simmetria S, presenti sia sul fianco a nord che su quello immergente a sud. Questo particolare le fa ritenere generate in una fase precedente alla formazione dell'anticlinorio.

Tale macrostruttura, ampia trasversalmente oltre mezzo chilometro, si presenta solo apparentemente come un motivo isolato. In effetti costituisce il nucleo di un antiforme di ben più vasta portata che coinvolge nel suo insieme l'intero massiccio carbonatico del Monte Zermula e il suo versante sud (formazioni del Hochwipfel e del Dimon) che ne costituiscono il fianco settentrionale (vedi sez. geol. II, Carta Geologica allegata). La migliore visione complessiva dell'antica macrostruttura plicativa si ottiene osservandola da ovest, dalla cima del Monte Dimon.

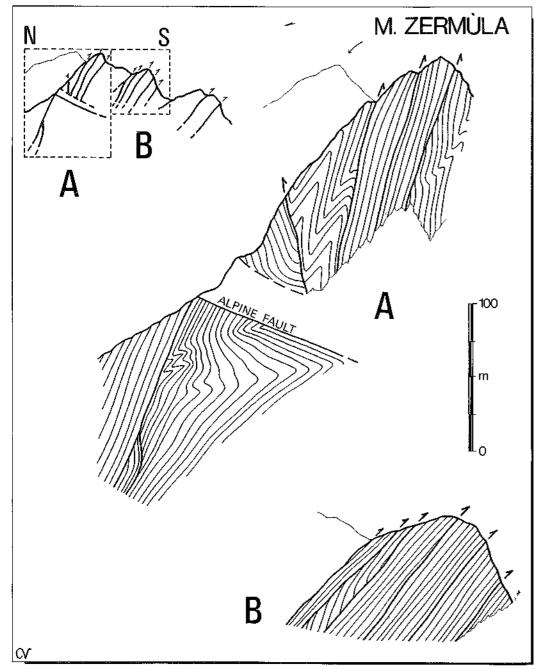


Fig. 127 - Fianco settentrionale del Monte Zermula che conserva inalterate numerose strutture ascrivibili alle prime due «fasi» deformative erciniche.

Settore Monte Zermùla

Lungo il versante meridionale del Monte Zermùla e al Monte Pizzùl la serie di estese e sottili scaglie tettoniche ordoviciane e siluro-devoniche ad assetto rovescio annegate nel Flysch del Hochwipfel, erano già state segnalate a suo tempo da GORTANI (1920) e riconfermate e cartografate con sufficiente dettaglio da SELLI (1963 a). A FERRARI & VAI (1966) ed agli studi biostratigrafici di MANZONI (1966) si deve il riconoscimento delle scaglie di età dinantiana affioranti lungo la parete carbonatica, esposta a sud, del Monte Zermùla unitamente alla segnalazione di due esigue ma importanti scaglie di peliti del Hochwipfel, puntualmente ritrovate, inframmezzate tettonicamente nella successione calcarea rovescia devono-dinantiana.

A questa struttura complessa ed organizzata del versante meridionale si contrapponeva nel lato settentrionale, rappresentato da potenze non trascurabili di sedimenti, un unico e semplice assetto a ripida monoclinale nordimmergente, attestato da tutti gli autori e rilevatori precedenti.

Al contrario anche la parete ed i contrafforti settentrionali del Monte Zermula hanno evidenziato la medesima organizzazione in scaglie tettoniche orientate N120°E/60°NE (fig. 127) già ticonosciute lungo il versante sud.

Completamente sviluppate in rocce carbonatiche di età devoniano - dinantiana ad assetto rovescio, offrono una vasta gamma di motivi plicativi di età ercinica tutti costantemente caratterizzati da simmetria Z (vista da est) e cerniere N100°-120°E. Da notare come in certi casi il limite di scaglia tettonica si sia sviluppato contemporaneamete al piegamento interno alla scaglia e in altri casi sia chiaramente successivo smembrando le pieghe formate in precedenza (fig. 127).

L'intero massiccio Monte Zermula - Monte Pizzul, costituito da una successione rovescia organizzata in mesopieghe a simmetria Z (vista da est) e vergenza sud, e frammentato in scaglie da metriche a plurimetriche, costituisce il fianco settentrionale di una macropiega antiforme di età ercinica che risulta la diretta prosecuzione occidentale di quella evidenziata nel settore Torrente Chiarsò.

Tale macropiega ripiega ad ampio raggio le scaglie descritte in precedenza e le strutture in esse contenute.

Effetti secondari collegati a questa macrostruttura sono delle rare mesopieghe, formatesi in zone di intradosso, che si sovrappongono o si affiancano a quelle formate durante la I «fase» deformativa. Si

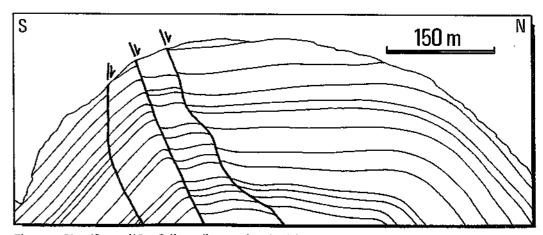


Fig. 128 - L'antiforme di Las Callas, sviluppata in calcari devono-dinantiani e rappresentante il nucleo della più ampia piega ercinica (III «fase» deformativa) coinvolgente anche il vicino Monte Zermula.



Fig. 129 - Piega decametrica ercinica (drag fold della I «fase» deformativa) osservabile in calcari devoniani lungo il Torrente Chiarsò (quota 960 m) ed appartenente al fianco rovescio di una contemporanea piega plurichilometrica (foto C. Fontana).

ottengono in tale modo motivi a S che si sovrappongono o interferiscono con i precedenti motivi a Z.

Settore Monte Bruca

E' questo un esiguo settote esteso pochi ettari lungo le pendici settentrionali del Monte Bruca, lungo l'incisione del rio omonimo. E' costituito da peliti ed areniti (formazione del Hochwipfel) a stratificazione diritta evidenziata sulla base di nette canalizzazioni (q. 1200 m) e sulla presenza di tronchetti al tetto di partico-

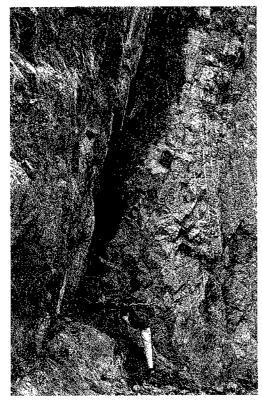


Fig. 130 - Argilliti siluriane intercalate tettonicamente a calcari devoniani e delimitanti scaglie erciniche sviluppatesi durante la II «fase» deformativa ercinica (Stua Ramaz).

lari livelli (q. 1215, sponda destra).

Numerosi i motivi plicativi con pieghe in cascata ed apici molto acuti tipici delle deformazioni erciniche. Le cerniere hanno valori N260°E/suborizz. e le simmetrie risultanti sono a S.

Se ne ricava una vergenza verso sud sviluppata lungo il fianco diritto di una struttura a scala estremamente più ampia, sicuramente collegabile alla estesa fascia di Hochwipfel del settore Monte Zermula - Monte Pizzul, interessata da identiche deformazioni.

Interpretazione dell'area a sud della Linea Cason di Lanza

Nel complesso i dati esposti e riferibili all'atea a sud della Linea Cason di Lanza (nel suo sviluppo originario, precedente ai locali smembramenti e dislocazioni alpine) consentono la discriminazione di 3 distinte «fasi» tettoniche di età ercinica.

I - «Fase» plicativa tangenziale

A un livello crostale intermedio, sufficientemente profondo da indutre scistosità nei termini pelitici, si genera un motivo plicativo a grande scala, plurichilometrico, con trasposizioni tangenziali e formazione di fianchi diritti con mesopieghe a simmetria S (vista da est) e fianchi rovesci con mesopieghe a simmetria Z (fig. 131).

E' durante questa fase che si produce, contemporaneamente alle mesopieghe, una parte delle scaglie tettoniche individuabili attraverso i piegamenti differenziali. Si tratta in questo caso di scollamenti tettonici intraformazionali favoriti spesso da intercalazioni litologiche più plastiche e/o sottilmente stratificate.

Le cerniere delle mesopieghe, le relative simmetrie e le connesse vergenze sono sempre congruenti con il motivo strutturale macroscopico.

La compressione è orientata perpendicolarmente alle strutture generate, ora allineate N120°E. Locali torsioni a N90°E sono direttamente collegabili alla tettonica alpina. Nell'insieme le geometrie descritte individuano un originario frammento di stretta macropiega plurichilometrica di I «fase» della quale i Monti Pizzul e Zermula, con le propaggini occidentali di quest'ultimo, costituivano il lembo tovescio (o parte di esso). Lembo che nei pressi della Stua di Ramaz, all'interno della fascia flyschoide, riprende il suo assetto diritto attraverso un serrato motivo sinclinalico (piega della I «fase»). Tale struttura, orientata N120°E, nettamente sudvegente, ed il relativo piano assiale pare immergessero, non oltre i 30° verso NNE.

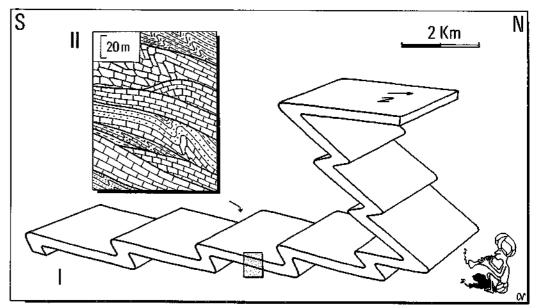


Fig. 131 - Ricostruzione del principale effetto deformativo ercinico (I) nell'areale a sud della Linea Cason di Lanza, effetto che risulta collegabile alla I «fase» di deformazione. Nel riquadro (II) è schematizzato l'effetto connesso alla II «fase» deformativa ercinica che rimescola la stratigrafia senza stravolgere la precedente macrostruttura plicativa.

II - «Fase» delle scaglie embriciate

Questa fase risulta caratterizzata dalla prosecuzione delle medesime compressioni NNE-SSW che però agiscono in regime crostale più superficiale dando luogo essenzialmente ad effetti fragili.

Si innescano allora i sistemi di scaglie embriciate (sensu Selli, 1963; VAI, 1976; Spalletta et al., 1982). Tali piani tettonici, originariamente suborizzontali o forse dominati da motivi a ramp and flat da orientati N120°E, avvicinano, embriciandole in scaglie tettoniche di spessore variabilissimo, successioni di età e litologie estremamente differenti fra loro mescolando la stratigrafia della successione ercinica carnica.

III - «Fase» degli anticlinori coassiali

Successivamente l'intero settore considerato subisce un deciso piegamento, coassiale col primo, che genera un ampio antiforme leggermente asimmetrico con asse N120°E e vergenze verso SSW. L'ampiezza singola di questa nuova struttura, che ripiega le macropieghe della I fase, risulta non inferiore ai 4 chilometri. L'angolo apicale della piega di III «fase» è prossimo ai 90° mentre per le pieghe tangenziali di I «fase» non supera i 40° e a volte è inferiore ai 25° (fig. 129).

Un ulteriore antiforme, non compiutamente espresso nel perimetro rilevato, è inoltre presente più a sud, oltre lo Scorrimento di Forca Pizzul (porzione occidentale). Interessa la fascia appartenente alla formazione del Dimon e trova la sua completa espressione al monte omonimo (appena oltre il bordo rilevato della allegata Carta Geologica) e nelle sue propaggini meridionali.

Sullo stesso Monte Dimon (tab. I) numerosi contatti stratigrafici tra la Formazione di Val Gardena e gli strati della formazione del Dimon testimoniano, con un netto parallelismo reciproco (inclinato dalle fasi orogeniche alpine) l'assetto tabulare acquisito al termine dell'orogenesi ercinica (nucleo di antiforme della III «fase»).

Nella zona cartografata alla scala 1:20.000 è presente solo il fianco settentrionale di questa seconda macropiega di III «fase». Il nucleo e il ripido fianco meridionale immergente a sud è conservato lateralmente al Monte Dimon.

A nord di Paularo, lo Scorrimento del Rio Pizzul, di età alpina, è responsabile dell'interruzione della porzione meridionale della struttura plicativa ercinica, peraltro ben ricostruibile nella sua originaria integrità. Anche per essa l'ampiezza raggiunge almeno i 4 chilometri.



Fig. 132 - Macropiega antiforme generata nella III «fase» deformativa ercinica. Creta di Collinetta, situata ad occidente dell'area rilevata in dettaglio.

Area a nord della Linea Cason di Lanza

Settore Monte Lodin

Posizionato immediatamente a nord della Linea Cason di Lanza, qui frammentata dalla tettonica alpina e per lunghi tratti sepolta da abbondanti detriti morenici, costituisce al monte omonimo il nucleo di un ampio antiforme orientato N120°E e formato in gran parte da depositi carbonatici di età siluro-devoniana e subordinate arenarie e peliti della formazione del Hochwipfel, in assetto diritto.

La macropiega, è complicata internamente da un motivo a stretta sinclinale visibile lungo la parete sudorientale del Monte Lodin (fig. 133) ed è spiegabile come il riflesso della compressione nelle zone di intradosso della piega maggiore.

Il ripido fianco meridionale della piega termina con una scaglia tettonica a forte immersione verso sud che taglia, leggermente obliqua, l'ala della piega stessa. Da scartarsi l'origine alpina della scaglia per

M. LODIN

Fig. 133 - Schematizzazione della macropiega antiforme effetto della III «fase» deformativa ercinica ossetvabile nei calcari siluro-devoniani della parete orientale del Monte Lodin.

svariate ragioni, non ultima l'assoluta mancanza di cataclasi e connessi detriti di falda, livelli di calcite neoformata o strie di frizione lungo il piano di scorrimento, carattere questo tipico dei contatti tettonici ercinici dell'area carnica, sviluppati in condizioni di temperatura e pressione maggiori rispetto a quelli generatisi, nelle stesse zone, durante l'orogenesi alpina.

L'intero spessore del Monte Lodin è costituito da una successione sedimentaria potente circa duecento metri e continua dal Siluriano superiore al Carbonifero inferiore (PÖLSLER, 1969). Non sono
quindi riconoscibili, se non nel citato versante meridionale e in aree adiacenti ma
esterne al massiccio, scaglie tettoniche formatesi precedentemente alla macropiega
della III «fase». Per ritrovarle bisogna percorrere il crinale che da Cima Val di Puartis corre parallelo al tratto iniziale del Rio
Malinfier, fino al punto quotato 1750 m.

Qui gli effetti plicativi della I «fase» ercinica, erroneamente presupposti alpini da VENTURINI (1989 a), si fanno evidenti

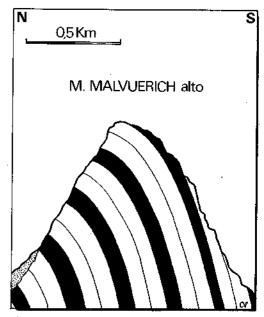


Fig. 134 - Rappresentazione della macropiega antiforme connessa alla III «fase» deformativa ercinica. Monte Malvuerich alto visto da ovest. Calcari devono-dinantiani.

con assi di mesopieghe N140°E suturati dai depositi tardorogenici suborizzontali (fig. 135). Le mesopieghe vergenti a nord sono interrotte e traslate da piani tettonici N320°E/30°SW (scaglie embriciate Auctt.), impostati nella II «fase» ercinica.

La III «fase» in questa medesima zona ha dato luogo ad un ampio antiforme prosecuzione orientale di quello individuato nel massiccio del Monte Lodin. Non è però altrettanto ben percepibile in campagna a causa di una morfologia troppo articolata e di una più diffusa copertura tardorogenica.

Se ne individuano petò gli effetti secondari rappresentati da numerose pieghe anticlinorico-sinclinoriche in stretta successione, con lunghezza d'onda di circa 200 m, contenute nel nucleo del più ampio antiforme eroso (fig. 135). Le loro dimensioni, il relativo angolo apicale (intorno ai 90°), il fatto che contengano, ripiegando, le scaglie della I «fase» con relative mesopieghe, le riferiscono senza dubbio agli effetti della III «fase» ercinica. Nel loro insieme ripropongono il motivo ad ondulazioni presente nell'antiforme del Monte Lodin.

La differenza tra le due zone è costituita dal fatto che qui vengono ripiegate delle scaglie di calcari siluriani pelagici a stratificazione sottile, mentre al Monte Lodin la successione si presenta continua e quindi contenuta per intero in una scaglia di dimensioni estremamente più ampie.

Nelle scaglie visibili ad est della Cima Val di Puartis, al punto quotato 1750 m (fig. 135), è presente una piega isoclinalica con cerniera N175°E/13°NW. Lungo l'intera Catena Paleocarnica ho rilevato sparse pieghe isoclinaliche, specie nei depositi plastici del flysch ercinico.

Tutte sono caratterizzate da cerniere orientate o parallelamente alla stratificazione della successione in cui si sviluppano (solitamente N120°-140°E) o divergenti da questa non oltre i 35°. Sulla base di tutti i dati strutturali regionali acquisiti sulla Catena Paleocarnica in questi ultimi anni e considerando i caratteri propri di tali pieghe escludo la possibilità di una fase isoclinalica (priva tra l'altro di una propria scistosità di piano assiale) precedente alle tre «fasi» erciniche qui individuate.

Le particolari pieghe possono dunque essere spiegate come la progressiva enuclea-

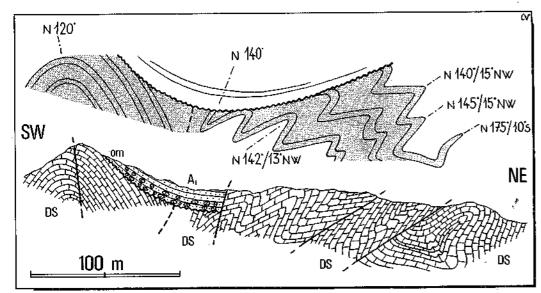


Fig. 135 - Strutture plicative erciniche ed alpine lungo il sentiero Cima Val di Puartis-Casera Meledis alta

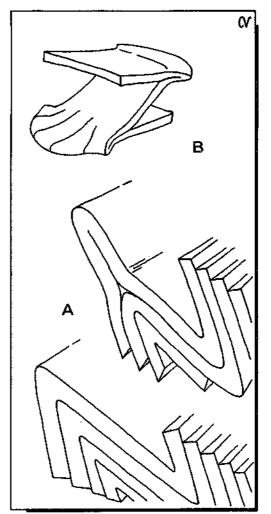


Fig. 136 - Possibile meccanismo di formazione delle sporadiche pieghe isoclinaliche che localmente si rinvengono lungo la Catena Paleocarnica.

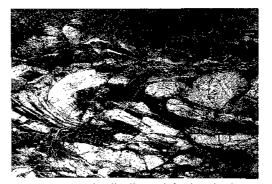


Fig. 137 - Piega isoclinalica ercinica in calcari siluriani (Monte Pizzul).

zione di porzioni esterne di una struttura plicativa (fig. 136) che, scivolando lungo un orizzonte più plastico con funzione di lubrificante, si congiungono a formare un'apofisi ripiegata quindi isoclinalmente.

Avendo tali strutture un confinamento laterale assumeranno verso il centro un orientamento parallelo a quello della piega madre mentre lateralmente, dopo una certa estensione, convergeranno verso di essa, formando in pianta un angolo, non elevato, fra le due cerniere. La stessa fase deformativa che ha prodotto l'apofisi isoclinalica può, proseguendo le pressioni orientate, deformare in soluzione di continuità anche quest'ultima congruemente agli assi delle mesopieghe della I «fase», come si osserva in questo preciso caso (fig. 135).

Settore Monte Cavallo

Costituisce un areale di terreni ercinici, pressochè esclusivamente carbonatici, di età devono-dinantiana. Si allunga a forma di romboide sul lato settentrionale della Linea Cason di Lanza, limitato a nord dai sedimenti tardo-ercinici e a sud da quelli triassici che su essi giacciono con marcata discordanza angolare. Nel suo insieme comprende, oltre al rilievo omonimo, il Monte di Val Dolce, la Creta di Rio Secco e il Monte Malvuerich alto.

Nelle aree sommitali di tutto il settore sono diffuse sporadiche plaghe di terreni permocarboniferi, direttamente poggianti in discordanza sui terreni devoniani, che consentono di ricostruire l'orientamento originario degli assi deformativi ercinici. Questo prescindendo da eventuali rotazioni post-permiane che comunque sono scartabili sulla base dei dati paleomagnetici (MANZONI et al., 1989) relativi al retrostante dominio di età carbonifera superiore.

Il settore presenta una direzione di stratificazione variabile dai 120°, tipico retaggio ercinico, ai 90°, chiaramente indotta da posteriori influenze alpine (vedi capitolo Tettonica alpina), ai 145°.

Lungo il versante meridionale di tutto

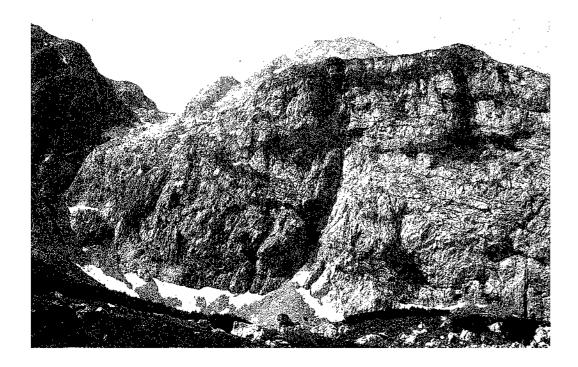
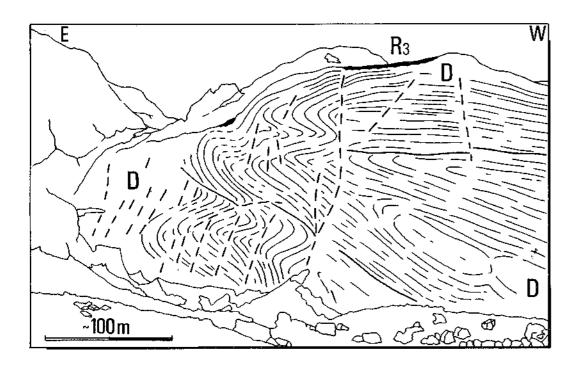
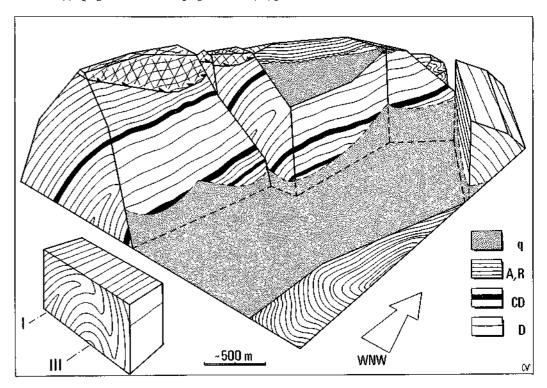


Fig. 138 e 139 - Versante sudoccidentale della Creta di Rio Secco, calcari devoniani. Nel disegno è messo in evidenza il particolare assetto a scaglie embriciate dovuto alla II «fase» deformativa ercinica. Linee continue: faglie erciniche; linee spezzate: faglie alpine.



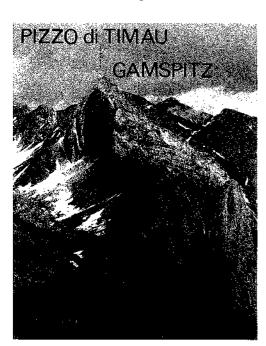


Figg. 140 e 141 - Il massiccio del Monte Cavallo (visto da Caseta Auernig) e la rappresentazione del suo assetto strutturale ereditato durante le compressioni erciniche. Visibili in particolare (disegno) le pieghe di I «fase» (I) ripiegate da una macropiega coassiale (III) generata nella III ed ultima «fase» deformativa ercinica.



il massiccio carbonatico si susseguono una serie di fitte scaglie tettoniche con piani ripidamente vergenti a sud. Geneticamente appartengono ad entrambi i tipi descritti in precedenza (cfr. Settore Monte Zermula). Evidenti mesopieghe a costante simmetria Z (vista da est) si susseguono all'interno delle scaglie tettoniche individuate che presentano un assetto diritto, come testimoniato dalla stratigrafia a Conodonti (DIMOPOULOS, 1984). Per esse viene quindi definita una inequivocabile vergenza verso nord. Di estremo interesse si presenta anche il versante settentrionale del settore, in particolare con le verticali pareti della Creta di Rio Secco e del Monte Cavallo. La prima esibisce a piena parete una eccezionale macropiega ad angolo apicale strettissimo (thight fold tendente ad isoclinal fold) con asse N140°E. E' visibile perfettamente dal crinale di Sella d'Aip ed è seguibile direttamente sul terreno a nord della Créta di Rio Secco (figg. 138 e 139).

Una identica struttura, meno appariscente della prima essendo orientata parallelamente al versante (N120°E) è presente alle medesime quote anche al Mon-



te Cavallo (figg. 140 e 141). Risulta la prosecuzione orientale della macropiega precedentemente descritta. Una conferma la fornisce l'uso della stratigrafia a Conodonti che ha evidenziato (SPALIETTA, 1981) la presenza di successioni devono-dinantiane ad assetto costantemente rovescio all'interno delle scaglie tettoniche presenti nella porzione inferiore della macropiega (fig. 141 e Carta Geologica allegata).

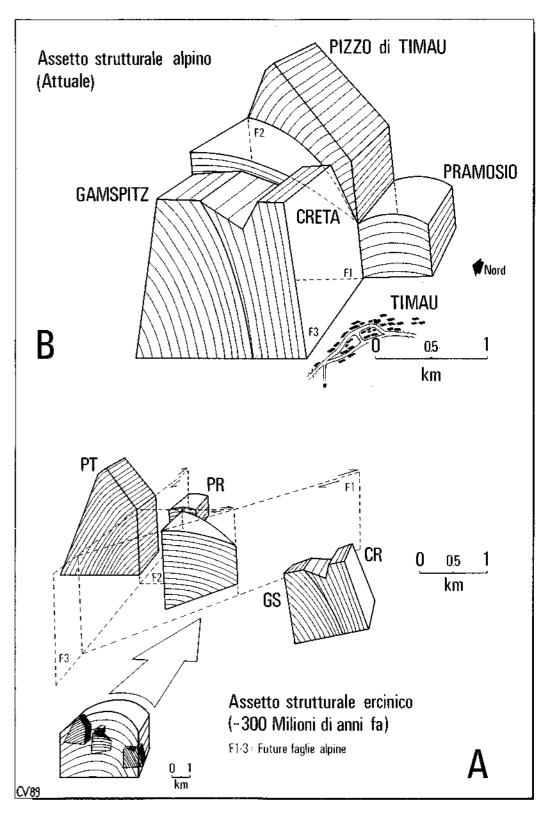
E' immediato e logico il collegamento tra la estesa macrostruttura plicativa che si chiude verso nord ed i due lembi della piega, immergenti entrambi verso sud. L'insieme forma una megastruttura con vergenza a nord confermata dalle simmetrie delle mesopieghe e degli assetti dei fianchi, diritto il superiore e rovescio quello inferiore.

Osservando da particolari punti di vista laterali sia il Monte Cavallo che il Monte Malvuerich alto è possibile notare un ulteriore carattere strutturale, il più appariscente ed ampio: un motivo antiforme, eroso nella zona di cerniera ed esteso all'intero massiccio, che ne costituisce il fianco meridionale (figg. 140 e 141).

Anche la Creta di Rio Secco partecipa a questo inarcamento che, seppure non visivamente apprezzabile a causa del differente assetto morfologico, è puntualmente registrabile nel rilevamento di superficie.

Il motivo antiforme caratterizzato da angolo apicale intorno ai 90° coinvolge, ripiegando ad ampio raggio, tutte le precedenti strutture. Non è ravvisabile una precisa vergenza apparendo il piano assiale originario prossimo alla verticale.

Figg. 142 e 143 - Il massiccio carbonatico, prevalentemente di età devoniana, del Pizzo di Timau, situato immediatamente ad ovest dell'area rilevata. La sua struttura, schematizzata nel sottostante disegno (ad orientamento ruotato rispetto alla foto), è assimilabile ad un antiforme della III «fase» ercinica successivamente smembrato da faglie verticali alpine.



Interpretazione dell'area a nord della Linea Cason di Lanza

Anche per i settori Monte Lodin e Monte Cavallo, estesi a nord della Linea Cason di Lanza, sono individuabili tre distinte «fasi» deformative erciniche.

I - «Fase» plicativa tangenziale

A questa fase, sviluppatasi in condizioni crostali se non profonde nemmeno superficiali, sono da ascrivere le strette macropieghe visibili sulle pareti del Monte Cavallo e della Creta di Rio Secco. Tali macropieghe raccordano i fianchi diritti dei rispettivi versanti meridionali, caratterizzati da vistose mesopieghe a simmetria Z (vista da est) sincinematiche rispetto al piegamento principale, e quelli rovesci dei versanti settentrionali.

Le pieghe risultano innescate da scollamenti di interstrato che definiscono dei piani tettonici geneticamente attribuibili a questa prima fase deformativa a marcata componente tangenziale.

Gli assi deformativi originari, valutati

sulla base dell'assetto discordante della copertura permocarbonifera (tab. I) si dispongono N130°-140°E, riproponendo all'incirca l'attuale orientamento.

Tutto il settore del Monte Cavallo, esteso longitudinalmente agli assi strutturali per diciassette chilometri ma trasversalmente ad essi appena due, è regolato da una apparente vergenza verso nord.

II - «Fase» delle scaglie embriciate

La prosecuzione nel tempo delle pressioni orientate NNE-SSW, responsabili degli effetti deformativi della I «fase», presumibilmente associate ad un sollevamento verso porzioni crostali più superficiali, può aver innescato meccanismi deformativi fragili con sviluppo di piani tettonici che tagliano le precedenti mesopieghe, quasi sempre innescandosi lungo gli assi di cerniera, dando luogo alle scaglie embriciate Auctt.

III - «Fase» degli antiformi coassiali

Tutte le strutture geneticamente collegate alle precedenti due «fasi» descritte vengono ripiegate coassialmente (N120°-140°E) secondo un ampio motivo antifor-

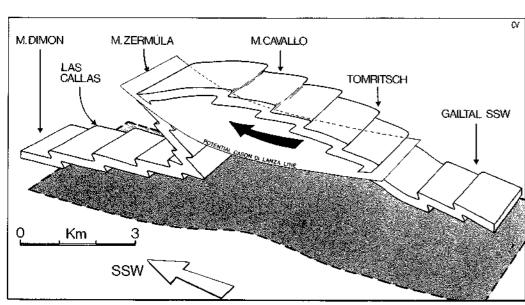


Fig. 144 - Complessivo assetto dell'intero segmento paleocarnico al termine della I «fase» deformativa ercinica. Con la freccia è indicato uno dei futuri principali piani di accavallamento attivi durante la III «fase» (Linea Cason di Lanza).

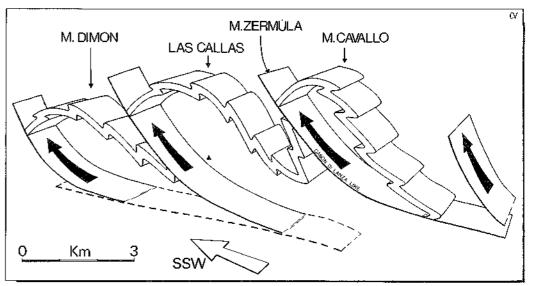


Fig. 145 - Effetti della III ed ultima «fase» deformativa ercinica che genera gli antiformi a scala plurichilometrica coassiali con le strutture delle precedenti due fasi.

me ad apparente piano assiale verticale.

L'ampiezza trasversale di questa struttura, sviluppata a scala dell'intera area, è perlomeno di due chilometri. L'angolo apicale non è qui direttamente stimabile dato che il fianco settentrionale della macropiega giace attualmente sepolto dai potenti deposti permo-carboniferi.

Località	Unità erciniche	Giacitura	Unità tardo-erciniche	e Giacitura	Unità post-erciniche	Giacitura	Unità erciniche	Giacitura debasculata
Monte Dimon	Di	110°/55°NE			VG	90°/57°N	Đi	193°/17°E
Monte Dimon	Di	300°/60°SW			V G	300°/70°SW	Di	120°/10°NE
Monte Dimon	Di	120°/65°NE			VG	90°/45°N	Di	150°/32°NE
Monte Dimon	Di	90°/50°N			VG	110°/50°NE	Di	11°/14°W
Monte Cavallo	D	135°/20°NE	Aı	290°/35°\$			D	12 2°/ 54°NE
Cima Val di Puartis	DS	100°/75°N	om	140°/50°NE			DS	76°/44°N
Creta di Rio Secco	D	140°/50°NE	R3	320°/40°SW			D	320°/90°Vert.
Creta di Rio Secco	D	310°/45°SW	Ŕз	180°/50°E			D	327°/84°SW
Creta di Rio Secco	D	20°/35°W	R ₃	80°/30°N			D	333°/32°SW
Creta di Rio Secco	D	310°/50°SW	\mathbb{R}_3	190°/30°E			D	324°/68°SW
Rio Bruca	$H_{\mathbf{W}}$	240°/40°SE	om-Aı	210°/50°SE			Hw	335°/24°SW
Rio Bruca	Hw	260°/50°S	om-Aı	210°/50°SE			Н₩	316°/39°SW

Tab. I - Debasculamento delle stratificazioni erciniche ottenuto riportando all'orizzontale i valori di stratificazione misurati in sedimenti tardo- e post-ercinici sovrapposti, con netta discordanza angolare, ai depositi ercinici stessi.

Conclusioni tettonica ercinica

L'analisi di dettaglio e l'interpretazione, ripetuta in maniera distinta per i due areali, quello a sud della Linea Cason di Lanza e quello a nord di essa, ha consentito di evidenziare una medesima evoluzione deformativa caratterizzata in entrambi i domini dalla sovrapposizione delle tre «fasi» descritte.

Un solo particolare, di non trascurabile rilevanza, discrimina i due areali che risultano caratterizzati da vergenze nettamente opposte: verso nord quello settentrionale, verso sud il meridionale.

Sottolineando quindi il tuolo fondamentale rivestito dalla Linea Cason di Lanza, deciso piano di separazione tra i due areali a vergenza opposta, al tempo stesso scarto la possibilità che lungo di essa si sia verificato un avvicinamento tra due settori di orogene posizionati originariamente su lati opposti (e quindi ad opposta vergenza) rispetto alla zona assiale della catena.

Questo per svariati motivi, non ultimo la similitudine, se non proprio l'identità, fra le facies carbonatiche (e le loro età) presenti dall'una e dall'altra parte della linea tettonica.

A favore invece di un avvicinamento, se non elevato almeno mediamente sensibile (presumibile ordine di grandezza inferiore alla decina di chilometri), gioca un particolare sinora trascurato e relativo alla distribuzione dei depositi vulcanosedimentari della formazione del Dimon (Carbonifero inferiore-medio).

Osservando una carta geologica della complessiva Catena Paleocarnica (SELLI, 1963a) è possibile rendersi conto che la distribuzione areale di questa formazione, che da SELLI (1963) è postulata in rapida chiusura e scomparsa stratigrafica verso oriente oltre il meridiano del Monte Zermula, è in effetti regolata da due differenti cause.

La prima è una chiusura forzata de-

gli affioramenti dovuta agli accavallamenti alpini che, con l'avanzamento di unità permo-triassiche da sud, confinano molto più a nord gli affioramenti ercinici.

La seconda risiede nel fatto che nell'esteso dominio ercinico presente a settentrione della Linea Cason di Lanza il Carbonifero inferiore-medio è rappresentato sempre ed esclusivamente dalla formazione del Hochwipfel.

Ecco dunque che un avvicinamento di due settori caratterizzati da stratigrafie carbonifere dissimili, deve essere avvenuto anche se ragioni cinematiche, comprovate da analogie di fondo tra le due successioni tavvicinate escludono un raccorciamento estremo.

La possibile soluzione cinematica che, all'interno di un medesimo segmento di catena prevede locali ma ben espresse retrovergenze è indirettamente fornita da BYRNE et al. (1988) che, attraverso un modello sperimentale di laboratorio, dimostrano la genesi quasi simultanea di vergenze opposte in un pacco di strati d'argilla sollecitati a scorrere sopra un piano rigido leggermente inclinato spinto verso di esso (fig. 146).

Nel caso della Catena Paleocarnica la funzione del cuneo rigido potrebbe essere stata svolta dal basamento metamorfico pre-ordoviciano.

Questo dato si accorderebbe con le evidenze stratigrafiche le quali attestano che la successione ercinica delle Alpi Carniche, iniziata con i depositi dell'Ordoviciano superiore, durante l'orogenesi carbonifera si è scollata dal proprio substrato (SELLI, 1963; VAI, 1976) costituito da un basamento metamorfico non affiorante nell'area carnica.

Tenendo quindi presente il modello di BYRNE et al. (1988) e l'effettivo e dimostrabile scollamento dall'originario basamento cristallino della serie vulcanosedimentaria paleozoica si può tentativamente proporre la seguente successione di deformazioni che sintetizza l'evento ercinico nell'area esaminata.

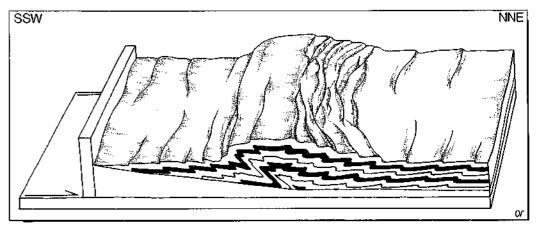


Fig. 146 - Deformazioni plastiche ottenute sperimentalmente in una successione di livelli argillosi sottoposti a compressione in presenza di un substrato rigido inclinato ed un ostacolo frontale (ridis. dal modello di laboratorio di BYRNE et al., 1988).

Tutte le tre «fasi» precedentemente riconosciute si attuano sotto l'intervento di un'unica compressione, orientata NNE-SSW, e questo potrebbe spiegare il breve lasso di tempo nel quale si ritiene (VAI, 1976; SPALLETTA, 1982) essersi sviluppata l'orogenesi ercinica nel settore carnico.

Nel livello crostale intermedio al quale dovevano trovarsi le rocce della successione paleocarnica oggi affioranti, le compressioni orientate innescano nell'ordine:

I «Fase» (fig. 144)

Scollamento dell'intera sequenza dal relativo basamento pre-ordoviciano e marcata complessiva traslazione verso sud secondo un sistema di falde sudvergenti con formazione di fianchi diritti e rovesci raccordati dalle strette pieghe di I «fase» caratterizzate da piani assiali debolmente immergenti a nord (area a sud della Linea Cason di Lanza). Contemporaneo innesco di scorrimenti lungo strato e piegamenti differenziali interni alle macrostrutture e congruenti con esse.

Genesi di macropieghe retrovergenti in cascata verso nord-nordest (area a nord della Linea Cason di Lanza) attivate in contemporanea con la fase centrale di sviluppo del punto precedente. Anch'esse vengono considerate di I «fase», e il loro piano assiale doveva svilupparsi orizzontal-

mente. Innesco di scorrimenti lungo particolari litologie o giunti di strato e formazione di mesopieghe vergenti a nord, contenute nelle macrostrutture congruenti.

II «Fase»

Sviluppo di piani di taglio rigidi con motivi a ramp and flat, con massima estensione di questi ultimi, come risposta al sollevamento generalizzato del settore nel suo moto di traslazione verso sud e al perdurare delle compressioni orientate NNE-SSW. Vengono quindi a formarsi le scaglie embriciate Auctorum, che per lungo tempo sono state considerate le uniche strutture del nucleo paleocarnico.

I flat di tali strutture sembrano essersi preferenzialmente innescati lungo piani di debolezza costituiti da bruschi cambi litologici (calcari-peliti) o lacerando le strette cerniere delle mesopieghe della prima «fase».

Nell'insieme non viene alterato lo stile strutturale macroscopico definitosi durante la prima «fase» ma solo ulteriormente complicato l'assetto a mesoscala.

III «Fase» (fig. 145)

Attivazione della Linea Cason di Lanza, piano di compressione di primaria importanza che sulla base dei dati di terreno e della analisi cinematica fin qui prospettata potrebbe, verosimilmente, risultare

l'effetto del laceramento e connessione delle due principali zone di debolezza presenti rispettivamente nel settore nordvergente ed in quello sud-vergente di una megastruttura che complessivamente doveva raggiungere parecchie decine di chilometri.

La zona di massima debolezza è prospettabile rispettivamente alla base del fascio di retrovergenze a nord, con andamento suborizzontale, mentre nel nucleo sudvergente costituirebbe una superficie immergente verso nord che risale lungo o nei pressi del piano assiale della macropiega a fianco meridionale rovescio (fig. 144). La complessiva geometria di questa superficie di raccordo riassume quella di un sovrascorrimento a ramp and flat. E' lungo questo piano che, con sensibile movimento da nord verso sud, sarebbe sovrascorso il nucleo retrovergente dei settori Monte Cavallo e Monte Lodin andando a ricoprire quello nettamente sudvergente dei settori Torrente Chiarsò, Monte Zermùla e Monte Bruca.

Ripiegamento di tutte le precedenti strutture descritte, ad eccezione della Linea Cason di Lanza, secondo un motivo ad ampie macropieghe (angolo apicale 90°) a scala plurichilometrica e caratterizzato da piani assiali subverticali o inclinati ad alto angolo verso nord ed assi costantemente orientati N120°-140°E.

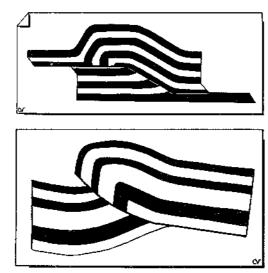
Considerando il ruolo svolto dalla Linea Cason di Lanza, che evidenze geometriche dimostrano non poter essersi formata successivamente alle macropieghe della III «fase», nè tantomeno prima di esse, e che effettivamente in tutto il settore paleocarnico alpino ho sempre e solo rinvenuto antiformi della III «fase», mai o solo subordinati sinclinori, sono indotto a considerare questo tipo di macropieghe come il diretto effetto del trascinamento verso sud lungo linee simili alla Cason di Lanza.

Perlomeno il ragionamento può venire applicato alla formazione della piega presente sul retro della linea stessa (piega anticlinorica Monte Lodin - Cima Val di Puartis - Creta di Rio Secco - Monte Cavallo - Monte Malvuerich Alto). Questo inoltre significherebbe che gli antiformi della III «fase» presenti nella successione ercinica a sud della Linea Cason di Lanza, e per traslato la gran parte degli altri antiformi distribuiti lungo l'intero settore ercinico carnico, potrebbero venire raggruppati fra loro in fasce originariamente parallele, ognuna delle quali con al fronte un proprio accavallamento (ramp) che ne ha consentito la genesi.

Non necessariamente le successive grandi strutture a ramp and flat sarebbero propriziate dalle stesse premesse che hanno prodotto la Linea Cason di Lanza. Un ulteriore accavallamento di questo tipo potrebbe essere stato lo Scorrimento di Forca Pizzul.

Ritengo che nel complessivo edificio ercinico delle Alpi Carniche potranno essere riconosciute, sottraendo gli effetti della tettonica alpina, almeno tre o quattro di tali fasce, ognuna ampia trasversalmente circa 3-5 km (fig. 201).

Attualmente è quindi probabile che all'ultima fase ercinica, collegabile alla genesi delle macropieghe aperte della III «fa-



Figg. 147 e 148 - Geometrie deformative collegabili allo sviluppo di piani di accavallamento. Il caso B è assimilabile all'effetto della III «fase» ercinica nella Catena Paleocarnica.

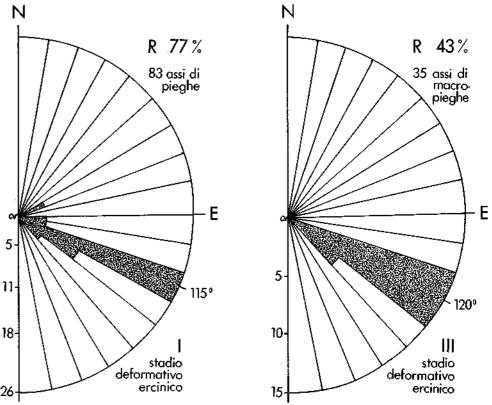
se», sia imputabile un riarrangiamento dell'intero edificio ercinico affiorante guidato da estesi accavallamenti verso sud-sudovest.

Valutando le geometrie dei terreni ripiegati ad antiforme dall'ultima delle tre fasi in cui può essere idealmente suddivisa l'orogenesi ercinica del settore paleocarnico, e considerando il rapporto angolare tra il fianco più avanzato delle macropieghe così individuate (fig. 132) ed il thrust sul quale appoggiano (MORLEY, 1986; JAMISON, 1987) è possibile presumere che il raccorciamento connesso a questa fase deformativa non sia stato elevato e possa essere compreso dai 2 ai 5 km per ogni fronte di accavallamento individuato (fig. 148).

Le relative superfici di accavallamento della III «fase» assumono angoli sempre elevati e dati i rapporti angolari con i retrostanti motivi plicativi, tutt'ora ben riconoscibili sul terreno lungo tutto il dominio ercinico a litologie prevalentemente carbonatiche, è scartabile l'ipotesi che frontalmente si evolvano in *flat* determinando più marcati raccorciamenti (fig. 147).

L'evoluzione deformativa ercinica dell'area carnica è sì suddivisibile, sulla base
degli effetti descritti e della relativa cronologia, in tre «fasi» tettoniche distinte ma
è altrettanto vero che, come già sottolineato in precedenza, le tre «fasi» riconosciute
sono nell'insieme ricollegabili ad un'unica costante spinta tettonica che, orientata
NNE-SSW, ha agito nel tempo su settori
crostali che da livelli più profondi sono stati
spinti nel corso stesso dell'orogenesi ercinica, verso posizioni via via più superficiali.

In questo modo un settore crostale mediamente profondo nella I «fase» deformativa ha subito lo scollamento dal rela-



Figg. 149 e 150 - Orientamenti degli assi delle pieghe erciniche misurate nel nucleo paleocarnico centro orientale.

tivo basamento metamorfico pre-ercinico ed è stato coinvolto in un deciso trasporto orizzontale (nel caso specifico da nordest verso sudovest) mentre al suo interno si generavano ampie pieghe di trascinamento a macro e mesoscala. Alle pieghe di questa fase (descritte nella parte analitica) non si associano mai strutture deformative fragili.

Il complessivo e progressivo sollevamento che, col diminuire della compressione crostale ercinica, deve avere ragione-volmente coinvolto il dominio carnico, innalzò quel medesimo settore verso livelli crostali meno profondi sviluppandovi contemporaneamente una serie di deformazioni semi fragili, ascrivibili alla II «fase», con serrati motivi a scaglia limitati da superfici a ramp and flat che tagliano le precedenti strutture plicative a mesoscala senza stravolgere i macroscopici motivi strutturali della I «fase» (fig. 151).

Proseguendo il sollevamento del settore carnico e la concomitante spinta, ad orientamento NNE-SSW, alle deformazioni precedentemente esaminate si sovrappongono quelle ascrivibili alla III «fase» dominate dagli ampi motivi antiformi collegabili ad estèse superfici di accavallamento.

La successione cronologica dei tre insiemi di strutture rilevate ben si inquadra in un contesto deformativo che evolve da un regime duttile ad uno semi-fragile e fragile con effetti essenzialmente regolati dalla profondità via via decrescente nel tempo occupata dal settore coinvolto nelle compressioni (fig. 151).

La trascurabile rotazione alpina di circa 10° (vedi tab. I) dei blocchi carbonatici rigidi di età ercinica limitati da faglie subverticali permo-carbonifere, è in accordo con il modello deformativo generale proposto da Nur et al. (1986). Sulla base di tale modello è prevedibile che nell'area carnica le compressioni N-S oltre ad avere innescato decise trascorrenze destrorse lungo le paleofaglie tardoerciniche orientate circa nordovest-sudest (vedi Sequenza permo-carbonifera, Conclusioni), abbiano indotto locali rotazioni antiorarie «a domino» nelle parallele fasce tettoniche tra esse comprese.

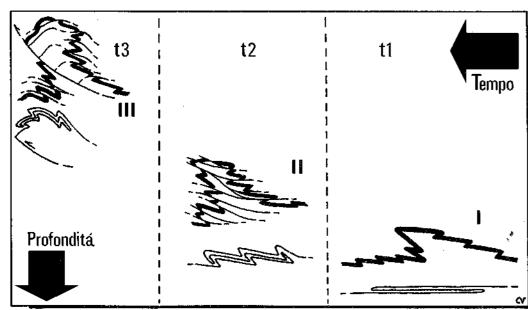


Fig. 151 - Schema che riassume la dinamica della sovrapposizione, nel tempo e nello spazio, delle tre «fasi» deformative erciniche del settore paleocarnico, ognuna attiva a livelli crostali progressivamente meno profondi.

A settentrione dell'area oggetto di questo studio e verso nordovest, lateralmente ad essa, sono presenti vasti affioramenti appartenenti alla successione ercinica, sia terrigena che carbonatica, ma deformativamente interessati da una indubbia, anche se blanda, impronta metamorfica.

I contatti osservati tra queste unità epi- o anchimetamorfiche ed i corrispondenti tetreni ercinici privi di metamorfismo, costituenti oltre il 50% della complessiva Catena Paleocarnica e la totalità degli affioramenti di substrato ercinico dell'area rilevata, sono di natura tettonica, frequentemente alpina.

Di particolare interesse anche per la particolare posizione, adiacente rispetto al settore studiato, si presentano gli affioramenti del Garnitzen Klamm, situati immediatamente a nord della successione permo-triassica del Gartnerkofel e da questa discriminati tramite la Linea Tröpolach-Camporosso. Questa linea, di impostazione permo-carbonifera (costituisce il limite nordorientale del Bacino di Pramollo ed è orientata N120°-130°E) in seguito risulta riattivata probabilmente in età anisica e sicuramente in età alpina con movimento trascorrente destrorso paragonabile a quello della Linea del Cason di Lanza ma con rigetti estremamente più ampi ed effetti cataclastici su spessori di quasi 100 metri.

La successione anchimetamorfica del Garnitzen Klamm, affiorante per quasi tre kilometri lungo una eccezionale forra percorsa da un sentiero attrezzato, comprende terreni siluro-carboniferi ben riconoscibili sul terreno (SCHÖNLAUB, 1988).

Le fasi deformative erciniche alle quali sono stati progressivamente assoggettati sono così schematizzabili.

i) Sviluppo dell'impronta metamorfica che in altri settori dell'orogene ercinico a sud della Linea Insubrica viene confinata intorno ai 317 Ma (DEL MORO et al., 1980; HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT, 1987), corrispondenti ad un'età namuriana.

Si genera una scistosità, connessa a sviluppo di pieghe isoclinaliche, attualmente orientata su direzioni oscillanti dai N145°E ai N120°E, ai N90°E con piani quasi esclusivamente immergenti a nord. Mentre i primi valori risentono degli effetti delle successive fasi deformative erciniche, l'ultimo è chiaro indizio di più recenti torsioni attivate durante le compressioni alpine orientate N-S.

ii) Deformazione della successione metamorfica con sviluppo di pieghe di trascinamento a forte trasposizione tangenziale (fig. 151) che coinvolgono nettamente, deformandola, la precedente scistosità con effetti paragonabili a quelli riscontrati nella I «fase» per il nucleo paleocarnico rilevato in dettaglio.

iii) Ripiegamento delle precedenti strutture in motivi antiformi ad ampia scala pluriettometrica con angolo apicale prossimo ai 90° e con netta vergenza verso sudovest. Ben valutabile una interferenza tra le mesopieghe di trascinamento verso sudovest connesse a quest'ultima deformazione, assimilabile alla III «fase» ercinica definita in precedenza, e quelle apparentemente vergenti verso nord-est e descritte al punto ii.

Mancano o sono estremamente rari, all'interno del complessivo settore ercinico metamorfosato (dal Monte Peralba alla zona retrostante a Pramollo) gli indizi relativi alla II «fase» ercinica che nella sequenza non metamorfica ha dato luogo alla riorganizzazione in scaglie tettoniche embriciate.

Considerando l'insieme dei dati tettonici, raccolti sia nei settori ercinici dell'area carnica non coinvolti nel metamorfismo (interni alla zona qui studiata ma anche esterni ad essa sulla scorta di abbondanti rilevamenti personali condotti negli ultimi tre anni) che in quelli debolmente metamorfosati, viene confermata e ribadita l'evoluzione strutturale proposta per il solo settore non metamorfico.

A tale proposito la complessa evoluzione cinematica ercinica del settore paleocarnico, per la risoluzione della quale sono stati progressivamente sottratti gli effetti delle trascorrenze di età carbonifero superiore - anisica, delle fasi compressive dinarica ed alpina s.s. e le trascorrenze connesse a quest'ultima (vedi cap. Tettonica alpina), può essere riassunta attraverso lo schema di fig. 151.

Ecco dunque che considerando la successione ercinica paleocatnica non metamorfosata si può ragionevolmente supporte che le tre «fasi» o stadi deformativi riconosciuti si siano sovrapposti sul medesimo insieme di rocce che da un livello crostale inferiore è stato sollevato progressivamente verso porzioni meno profonde in concomitanza con il perdurare delle spinte univocamente orientate NNE-SSW.

Preciso qui che per «fase», sia nel conteso di questo lavoro quanto nella legenda dell'allegata Carta Geologica, intendo essenzialmente un insieme di effetti deformativi omogenei che hanno caratterizzato una successione rocciosa posta ad un dato livello crostale. La stessa «fase» può quindi aver innsecato contemporaneamente differenti tipi di deformazione in rocce situate in livelli più superficiali o più profondi rispetto a quello preso in esame.

Mentre nella successione non metamorfosata si sviluppava la I «fase» deformativa, nel livello crostale sottostante si produceva scistosità di piano assiale con sviluppo di pieghe isoclinaliche e debole metamorfismo. In seguito un generale sollevamento spostò solidalmente verso l'alto l'intero settore compresa la più profonda successione metamorfosata.

Fece seguito la II «fase» deformativa che generò dunque la riorganizzazione in scaglie embriciate con motivi a ramp and flat nella successione non metamorfica mentre nelle sottostanti metamorfiti la scistosità fu ripiegata con motivi che già erano stati propri della I «fase» della successione non metamorfosata.

Come accennato in precedenza nei termini metamorfici sembrano mancare, o essere estremamente limitati, gli effetti della II «fase» (scaglie embriciate) mentre la III «fase» ha sicuramente agito contemporaneamente su entrambe le successioni, metamorfica e sedimentaria, producendo le antiformi a scala plurichilometrica.

E' allora postulabile che dopo la II «fase» il sollevamento complessivo del settore abbia avuto un deciso incremento tanto da portare rapidamente sia la successione non metamorfica già organizzata in scaglie embriciate che quella metamorfosata e poi ripiegata dalla tettonica tangenziale, ad un livello crostale superiore nel quale presero sviluppo piani di taglio rigido ad alto angolo che in casi documentabili (Linea Cason di Lanza) utilizzarono precise zone di debolezza (fig. 145) impostate durante lo sviluppo della I «fase» (stadio plicativo tangenziale). E sono proprio gli effetti della III «fase» ercinica, gli ellissoidi di GORTANI (1921) quelli che si possono individuare e seguire più facilmente in campagna, specialmente quando risultano formati da sequenze carbonatiche che le ripetute deformazioni erciniche hanno trasformato in nuclei il più delle volte compatti ed omogenei che l'orogenesi alpina ha solo frammentato rigidamente (fig. 143), traslandone i singoli blocchi con spostamenti ben ricostruibili o, e questo in rati ed eccezionali casi, che ha deformato generando pieghe a scala plurichilometrica ed assi subverticali (vedi capitolo Tettonica alpina, Conclusioni).

E' possibile dunque tracciare sul terreno gran parte dei giganteschi antiformi, estesi per chilometri, prodotti dalla III «fase» ercinica e ricostruirne il numero originario (fig. 201). Il più esterno rispetto alla progradazione del fronte deformativo sembra essere per le Alpi Carniche centrali l'antiforme (III4) del Monte Dimon, il più smembrato della tettonica alpina, preceduto verso nord dall'antiforme (III3) dei Monti Volaia-Coglians - Zermula (Las Callas), da quello del Monte Lodin - Creta di Rio Secco - Monti Cavallo e Malvuerich (III2) ed infine da quello (III1) della Valentintal-Gailtal, interrotto e sepolto dai

successivi movimenti della Linea della Gailtal. In conclusione tra gli stili tettonici sino ad ora proposti (GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936; GORTANI, 1921; 1926; SELLI, 1963; VAI, 1975, 1979; SPALLETTA et al., 1982) per rappresentare interpretativamente l'assetto deformativo ercinico della Catena Paleocarnica, nessuno si avvicina a quello proposto anche se in tutti c'è una maggiore o minore validità. Sulla base dei nuovi dati acquisiti è possibile precisare che:

a) nell'edifico ercinico carnico non sono riscontrabili le nove coltri riconosciute dagli autori di lingua tedesca, ma un'unica porzione di un'originaria eventuale coltre con estensione trasversale e spessore minimo rispettivamente di 10 e 1.6 km;

b) la vergenza complessiva è nettamente

verso sudovest a conferma dell'ipotesi di SELLI (1963) e VAI (1979) e non verso nord come diversamente definito dagli autori austriaci. Le locali vergenze a nord-est, concentrate in gran parte in territorio austriaco e riscontrate in una limitata fascia di retrovergenza (fig. 144) all'interno di una plurichilometrica struttura sud-sudovest vergente possono in passato avere indotto l'errore di valutazione;

c) la setie di terreni a debole impronta metamorfica che SELLI (1963) indica come unica eventuale possibile falda tra le nove proposte da GAERTNER (1931) ed HERITSCH (1936) sembra accavallarsi sulla successione non metamorfica durante le deformazioni connesse alla III «fase», i dati a riguardo sono comunque ancora troppo scarsi per averne la certezza.

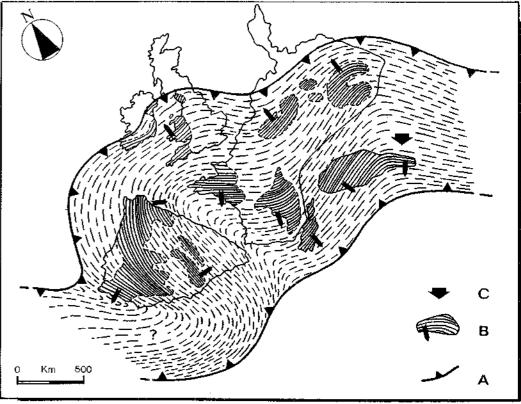


Fig. 152 - Proposta di riposizionamento del segmento ercinico carnico nel complessivo quadro deformativo circummediterraneo. Linee continue: assi strutturali desunti dalla bibliografia. Linee tratteggiate: assi strutturali ricostruiti in assenza di affioramenti.

A: limiti del belt ercinico; B: vergenza delle strutture; C: posizione della Catena Paleocarnica.

Raccorciamenti

L'entità del raccorciamento connesso con l'orogenesi ercinica fu ritenuto da VAI (1979) prossimo a una riduzione dell'80% della complessiva estensione originaria.

La stima partiva da presupposti interpretativi essenzialmente differenti da quelli presentati nel modello strutturale discusso in questo lavoro.

Il nuovo calcolo dei raccorciamenti ercinici è stato eseguito bilanciando le ricostruzioni previste per ognuno dei singoli stadi deformativi che hanno interessato le unità non metamorfiche della Catena Paleocarnica. Va inoltre aggiunto che esistono delle variabili non quantificabili che rendono la stima del raccorciamento necessariamente approssimativa e sono nell'ordine ascrivibili a:

a) presenza di paleofaglie subverticali di età frasniano-fammeniana (SPALLETTA et al., 1980; 1982; CANTELLI et al., 1982) e viseana (SPALLETTA & VENTURINI, 1988), con componenti ipotizzabili sia distensive (transtensive) che compressive (transpressive); la loro attivazione precede la fase orogenica Carnica e i relativi effetti possono anche trascurarsi;

b) impossibilità di valutare in maniera accurata il raccorciamento effettivo connesso con la messa in posto delle scaglie embriciate generate durante la II «fase» deformativa;

c) mancanza di oggettivi dati che quantifichino la traslazione della successione ercinica nel processo di scollamento dal relativo basamento metamorfico pre-ercinico.

Va inoltre sottolineato che, data la na-

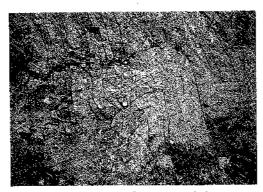


Fig. 153 - Piega ercinica dalla caratteristica geometria a stretti angoli apicali, osservabile al Passo di Monte Croce Carnico, ad ovest della zona rilevata.

tura delle deformazioni, costantemente coassiali e regolate da un δ_{τ} locale orientato NNE-SSW, è stato possibile utilizzare un approccio bidimensionale nella retrodeformazione delle masse.

E' quindi possibile quantificare i seguenti raccorciamenti orientativi per la successione ercinica non metamorfosata delle Alpi Carniche.

İ «fase» deformativa (plicativotangenziale): 40% dovuto alla macrostruttura plicativa rovescia;

Îl «fase» deformativa (delle scaglie embriciate): di difficile valutazione non sembra comunque essere inferiore al 50 % riferito all'estensione della precedente macrostruttura plicativa;

III «fase» deformativa (degli antiformi coassiali): 25 % calcolato sulla estensione della precedente struttura.

In conclusione il raccorciamento totale (escludendo il terzo punto c) supera il 75% dell'originaria estensione prossimo al valore dell'80% prospettato da VAI (1979).

Tettonica alpina

L'analisi meso e macrostrutturale del settore alpino carnico centrale, limitatamente alle unità successive all'evento ercinico, è resa complicata dalla sovrapposizione nel tempo di effetti tensili e compressivi; come conseguenza di questo, lineamenti distensivi ancestrali possono essere stati riattivati con ruolo compressivo o trascorrente durante la fasi orogeniche alpine. Nè possono essere completamente ignorati o trascurati gli effetti dell'orogenesi ercinica sul substrato paleozoico più antico in quanto può accadere che anche gli stessi piani di accavallamento d'età ercinica abbiano subito pronunciate riattivazioni alpine.

La superficie del settore indagato può considerarsi di media estensione raggiungendo complessivamente quasi 200 kmq. Nel suo insieme costituisce il nucleo più importante della Catena Carnica data la

possibilità, unica per il settore alpino orientale, di testimoniare con precisione una fondamentale attività paleotettonica che senza il *marker* deposizionale della sequenza permo-carbonifera non si sarebbe potuta individuare.

La stessa successione tardoercinica con le caratteristiche intercalazioni di bancate conglomeratiche e calcaree proprie del Gruppo dell'Auernig ha fornito in numerose occasioni l'opportunità di studi mesostrutturali di dettaglio con esecuzione di rilievi alla scala 1:5.000. La sintesi cinematica dell'intero settore rilevato si avvale di una serie di approfondite analisi svolte su aree limitate. Queste aree, caratterizzate da particolari condizioni di affioramento e da precise posizioni chiave in seno all'edificio strutturale alpino, verranno in seguito esemplificate e discusse singolarmente.

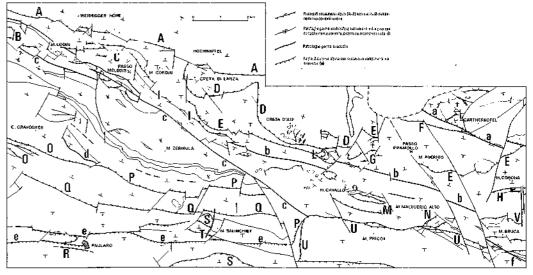


Fig. 154 - Principali scorrimenti e linee tettoniche individuate nell'area rilevata in dettaglio (vedi testo).

Le principali linee tettoniche alpine

Prima di proporre l'analisi cinematica globale dell'area studiata, ottenuta confrontando ed amalgamando le interpretazioni parziali individuate per i singoli settori, è utile richiamare il ruolo giocato dalle principali linee, scorrimenti e sistemi di faglie che hanno interagito, in tempi e modi differenti nell'ambito del settore alpino carnico rilevato.

A) Scorrimento del Hochwipfel

Accavallamento N90°E immergente ad alto angolo verso nord. Sospinge la formazione omonima sui depositi permocarboniferi del Bacino di Pramollo. Continuità laterale: maggiore di 10 km.

B) Scorrimento del Passo Pecol

Faglia inversa N270°E immergente ad alto angolo verso sud. Accavalla la formazione del Hochwipfel sui depositi permocarboniferi nella zona di massimo raccorciamento e chiusura del bacino tardo-

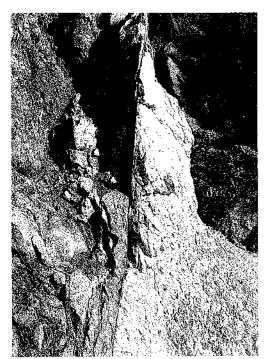


Fig. 155 - Faglia N90°E/Vert. in litotipi calcarei della Formazione a Bellerophon appartenente al sistema delle Linee Rio Minischitte-Turriea. Versante destro del Rio Turriea

ercinico. Continuità laterale: 2 km.

C) Scorrimenti di Straninger Alm e Cima Val di Puartis

Faglie inverse N90°E immergenti ad elevato angolo verso nord. Interessano sia il substrato ercinico che la copertura permo-carbonifera con rigetti di media entità. Geneticamente sono ticollegabili allo Scorrimento del Hochwipfel. Continuità laterale: 2 km.

D) Scorrimento di Creta d'Aip

Accavallamento N120°E immergente a nordest dai 10° ai 35°. Accavalla le formazioni appartenenti ai Gruppi di Rattendorf e del Trogkofel su unità tardo-erciniche più recenti. Il suo significato dinamico è strettamente connesso a quello dello Scorrimento di Pian di Lanza del quale potrebbe risultare un piano vicariante. Continuità laterale: 6 km.

E) Scorrimento di Pian di Lanza, di Tressdorfer e di Casera Auernig

Accavallamenti N120°E immergenti a nordest dai 10° ai 35°. Accavallano terreni tardoercini appartenenti ai Gruppi di Rattendorf (ad ovest) e dell'Auernig su unità permo-carbonifere più antiche. Costituiscono una riattivazione di precedenti linee distensive di età permo-carbonifera. Originariamente lo Scorrimento di Pian di Lanza poteva risultare collegato a quelli di Cima Tressdorfer e di Casera Auernig, formando un unico fronte di accavallamento. I tre segmenti tettonici possiedono caratteri strutturali confrontabili e giacciono sulla prosecuzione uno dell'altro, interrotti e dislocati dal nucleo fortemente tettonizzato del Monte Madrizze. Continuità laterale: 13 km (ricostruita collegando i tre scorrimenti).

F) Scorrimento di Watschiger Alpe

Faglia inversa N90°E/60°N. Accavalla unità del Gruppo di Rattendorf su depositi del Gruppo dell'Auernig. Rappresenterebbe la riattivazione, sottolineata dall'anomalo rapporto di sovrapposizione, di una faglia distensiva sinsedimentaria di presumibile età permo-triassica. L'orientamento e la posizione molto settentrionale di questo scorrimento, interrotto dalla tardiva Linea del Gartnerkofel, ne evidenziano la parentela strutturale con il più esteso Scorrimento del Hockwipfel. Continuità laterale: 1.5 km.

G) Scorrimenti del Monte Madrizze

Faglie inverse orientate est-ovest, sia nord che sud immergenti. I piani principali di scorrimento sembrano poter essere questi ultimi (vedi sezione IV della Carta Geologica allegata). In affioramento coinvolgono esclusivamente le formazioni del Gruppo dell'Auernig. L'accavallamento più settentrionale tra questi interrompe lo Scorrimento di Tressdorfer, ad orientamento N120°E. Rigetti moderati. Continuità laterale: 0.5 km.

H) Scorrimenti di Casera For

Faglie inverse ad alto angolo, sud immergenti (N270°E/80°S). Interessano i termini inferiori del Gruppo dell'Auernig (Formazioni di Meledis e del Pizzul) e producono un sensibile raccorciamento. Risultano direttamente connesse ed innescate dall'analoga attività dei più meridionali Scorrimenti di Sella Barizze e del Monte Pricot (segmento orientale). Continuità laterale: 1 km.

I) Scorrimento del Rio Cordin

Accavallamento orientato N120°E/ 55°NE con diminuzione dell'inclinazione in profondità. Sovrappone i terreni permocarboniferi sulle Arenarie di Val Gardena della fascia Valbertad-Lanza. La sua prosecuzione occidentale, da Casera di Val Dolce, scompare sotto il piano topografico. Continuità laterale (affiorante): 4 km.

L) Scorrimenti di Sella d'Aip

Sistema di accavallamenti N60°E regolarmente nordest immergenti. Individuano delle scaglie corticali di sedimenti permocarboniferi che in profondità si riconnettono ad un unico piano suborizzontale di scorrimento. Sono interpretabili come l'effetto della riattivazione trascorrente destrorsa della Linea Rio Bombaso (N120° E) con il conseguente avvicinamento dei blocchi carbonatici rigidi rispettivamente del Devono-Dinantiano (M. Cavallo) e del

Permiano (Creta di Aip). Continuità laterale: 0.5-1 km.

M) Scorrimenti del Monte Cavallo

Faglie inverse ad orientamento N90° E con medio-alti valori angolati di immersione verso nord. Si sviluppano completamente all'interno della sequenza devonodinantiana. Questo carattere potrebbe essere un indizio, anche se non assoluto, di limitato rigetto. Continuità laterale: 2 km.

N) Scorrimento del Monte Malvuerich

Faglia inversa ad orientamento nordest - sudovest, immergente ad elvato angolo (60°) verso sudest. Accavalla termini essenzialmente di età anisica, radicati sopra un lembo devoniano, sui depositi devoniano-dinantiani. Il rapporto anomalo di sovrapposizione è motivato dal fatto che il piano di accavallamento sembra abbia sfruttato una superficie di overlap triassica già debolmente immergente a sud, che fu inclinata decisamente verso sud o sudest durante le prime fasi di compressione alpine, precedentemente all'innesco dello scorrimento. Geneticamente presenta una decisa analogia con gli scorrimenti di Sella d'Aip. Continuità laterale: 0.5 km.

O) Scorrimenti del Monte Dimon

Faglie inverse orientate N110°-120° E/40°-65°NE. Generano una serie di scaglie tettoniche (5 documentabili) sudovest vergenti caratterizzate ognuna da un substrato ercinico in facies vulcanica (formazione del Dimon) coperto in discordanza dal Conglomerato di Sesto e da modesti spessori di Arenarie di Val Gardena. Uno di essi, il più settentrionale, costituisce l'estrema prosecuzione occidentale dello Scortimento di Forca Pizzul. Rigetto complessivamente sensibile. Continuità laterale: 3

P) Scorrimento di Forca Pizzul

Esteso accavallamento ad assetto variabile: N120°E/80° a ovest, N90°E/60° verso est, oltre il Torrente Chiarsò. Sovrappone terreni ercinici della formazione del Hochwipfel su quelli della formazione del Dimon. Alle due estremità dello scorrimento la formazione del Hochwipfel si sovrappone rispettivamente alle Arenarie di Val Gardena (a ovest) e sui depositi permocarboniferi (a est), entrambi discordanti sulla formazione del Dimon. Rigetto medio alto. Continuità laterale: 12 km.

O) Scorrimento del Rio Pizzul

Accavallamento ad alto angolo che ripropone gli orientamenti variabili dello Scorrimento di Forca Pizzul. Unità erciniche e tardoerciniche sono accavallate su un'estesa fascia di Arenarie di Val Gardena. Rigetto notevole. Continuità laterale: 12 km.

R) Scorrimento di Paularo

Accavallamenti suborizzontali orientati est-ovest, interrotti dalla Linea Minischitte e smembrati da una sua vicariante meridionale. Basculamenti recenti ne hanno alterato l'originale blanda immersione a sud. Gli scorrimenti si realizzano internamente alla Formazione a Bellerophon favoriti in un caso da un livello di peliti rosse sovrastanti al membro dolomitico brecciato, nell'altro dai gessi presenti alla base della formazione. Continuità laterale:

S) Scorrimento del Turrion-Salinchiet

Accavallamento con direzione N270°E ed immersione a sud. Costituirebbe una vicariante dello Scorrimento del Monte Salinchiet. Continuità laterale: 3 km.

T) Scorrimento del Monte Salinchiet

Accavallamento ad orientamento N270°E con immersioni verso sud a basso angolo che nel tratto più settentrionale aumentano sensibilmente simulando una struttura a ramp and flat. Il flat, in gran parte seppellito per successive distensioni realizzatesi lungo la Linea Turriea, si è sviluppato lungo i gessi della Formazione a Bellerophon ed ha consentito una notevole traslazione da sud verso nord. Terreni più recenti sono accavallati sui più antichi testimoniando una tettonica sinsedimentaria attiva all'origine tra i due blocchi. Continuità laterale: 1 km.

U) Scorrimento del Monte Pricot

Accavallamento N270°E immergen-

te a sud di 50°. Sospinge una estesa scaglia di Dolomia dello Schlern, localmente sovrapposta in continuità sui depositi anisici e permiani, sopra terreni anisicoladinici simili e trasgressivi sul substrato carbonatico devoniano. Al fronte dell'accavallamento si sviluppa una scaglia tettonica sottile e discontinua costituita da peliti permo-carbonifere. Il rigetto complessivo di questo scorrimento è certamente elevato se si considera che giace sul retro dello Scorrimento di Sella Barizze (vedi oltre) per il quale si propone una cospicua traslazione verso nord. Sulla base di evidenti analogie stratigrafiche questo scorrimento sembra proseguire verso est nell'accavallamento rilevabile nella sella tra i Monti Brizzia e Bruca. Continuità laterale: 7 km.

V) Scorrimento di Sella Barizze

Accavallamento con direzione N270°E, immergente a sud di 45°-50°. Sovrappone con trasporto verso nord sui depositi permo-carboniferi una successione permocarbonifera ridotta (Formazione di Meledis) che poggia in discordanza sul substrato ercinico orogenizzato (formazione del Hochwipfel) ed è ricoperta da un'esigua successione anisica passante alla Dolomia dello Schlern. Riposizionando gli affioramenti del Hochwipfel nei loro presunti spazi originari definiti in base all'analisi strutturale ercinica è possibile proporre un raccorciamento non inferiore ai 6 km. Continuità laterale: 6 km (prosegue oltre l'area rilevata).

Z) Sovrascorrimento della Fella-Sava

Accavallamento che sospinge una potente sequenza permo-triassica sulla Dolomia dello Schlern poggiante su una successione permo-anisica estremamente ridotta. Possiede un andamento N270°E con ripide immersioni verso sud. In tempi recenti ha subito una netta riattivazione inizialmente distensiva ed in seguito trascorrente destrorsa (CARULLI et al., 1980). Continuità laterale: complessivamente alcune decine di chilometri.

a) Linea del Gartnerkofel

Orientamento N120°E/70°NE. Nell'assetto della successione permo-triassica coinvolta nei movimenti del lembo settentrionale sono presenti le tipiche contropendenze di un contesto distensivo. Come tale è sempre stata interpretata dagli autori precedenti (Kahler & Prey, 1963). E' probabile che il lineamento abbia insistito su una precedente paleofaglia tardoercinica riattivandola in epoca alpina.

Lungo la linea si è prodotta, a spese dei più fragili litotipi dolomitici dello Schlern, una cataclasi potente oltre 100 metri.

b) Linea Valle di Aip - Rio Bombaso

E' una linea orientata N120°E con ripida originaria immersione verso nordest. Si impostò durante il Carbonifero medio sommitale come discriminante tra una fascia a marcata subsidenza (zona di Lanza e Pramollo) ed una (Valbertad - Monte Cavallo) dominata da frequenti oscillazioni verticali documentate da erosioni e paraconcordanze nella successione carboniferopermiana. Si è mantenuta attiva perlomeno sino al Permiano inferiore basale.

In età alpina la sua porzione occidentale (Valle di Aip), compressa dagli avanzamenti degli accavallamenti dinarici prima (Scortimento del Rio Cordin, di Cima Lanza e di Creta d'Aip, N120°E con immersione a basso angolo verso nord), e successivamente dalle spinte orientate N-S, subisce una torsione antioraria di 15°-20° accompagnata da una decisa verticalizzazione.

Inoltre su tutta l'estensione affiorante della linea le medesime compressioni alpine N-S inducono dei moti trascorrenti destrotsi che, associati alle componenti verticali, sollecitano il blocco carbonatico rigido formato dai rilievi del Monte di Val Dolce e dei Monti Cavallo - Malvuerich alto a scorrere verso sinistra e contemporaneamente a sollevarsi.

Continuità laterale: 12 km.

c) Linea Cason di Lanza

E' in assoluto la linea tettonica che, all'interno del perimetro rilevato, ha subito il maggior numero di riattivazioni durante fasi tettoniche diverse. Impostata durante l'orogenesi ercinica come il più significativo dei lineamenti compressivi della III «fase» (orientamento N120°E/65°NE) ha risentito di una attività sinsedimentaria permo-carbonifera per poi riattivarsi con decisa componente destrorsa (rigetto minimo 2.5 km) durante le compressioni alpine dirette N-S. La sua porzione sudorientale è sepolta dagli accavallamenti alpini (scorrimento del Monte Pricot) mentre quella nord-occidenntale risente di una successiva esasperata frammentazione tet-

Continuità laterale: 12 km.

d) Linea Plan di Zermula

Presunta faglia distensiva tardoercinica con pendenza N300°E/60°SW individuata esclusivamente sulla base dei rapporti geometrici tra le successioni deformate del Devoniano-Dinantiano e del Carbonifero superiore, mancando assolutamente ogni affioramento di unità permocarbonifere.

Continuità laterale: 1.5 km.

e) Linee Rii Minischitte - Turriea

Sistema di estese faglie verticali (N90°E) con iniziale comportamento distensivo puro seguito da riattivazione trascorrente destrorsa. La distensione è alpina tardiva e contemporanea alla riattivazione distensiva dello Scorrimento Fella-Sava (Z). Anche il deciso movimento laterale destrorso coinvolge contemporaneamente sia quest'ultimo quanto le linee in oggetto, posizionate quasi lungo lo stesso tragitto.

Continuità laterale: 10 km.

f) Linea Monte Brizzia

Paleofaglia verticale (N120°E) di attivazione tardo-ercinica o permo-triassica. Viene rimobilizzata in senso trascorrente destrorso durante le fasi alpine.

Continuità laterale: complessivamente circa 6 km.

Settore Zollner See

Come per il settore Monte Dimon (vedi oltre) anche questo, pur estendendosi in massima parte al di fuori dell'area cartografata alla scala 1:20.000, richiede una specifica analisi data la sua importanza strutturale.

E' in questo settore (fig. 156) che si realizza la chiusura occidentale, per progressivo *serrage* tettonico alpino, del bacino tardo-ercinico di Pramollo.

Vi si alternano, in rapide ripetizioni tettoniche, terreni del substrato ercinico (formazione del Hochwipfel, Formazione di Zollner, argilliti a Graptoliti, quarzareniti ordoviciane) e termini basali del Supergruppo di Pontebba (Formazione del Bombaso e Formazione di Meledis). L'assetto tettonico globale è determinato da una partizione in senso est-ovest prodotta da estesi accavallamenti sia sud che nord immergenti. Il limite più settentrionale degli affioramenti permo-carboniferi è rappresentato dalla prosecuzione occidentale dello Scorrimento del Hochwipfel, immergente ripidamente a nord e caratterizzato da orientamenti variabili compresi tra i N90°E e i N110°E. Accavalla i terreni ercinici sopra i depositi tardo-ercinici ancora radicati, in discordanza, sul relativo substrato paleozoico.

Sul fronte opposto lo Scorrimento del Passo Pecol, orientato N270°E ed immergente ad elevato angolo verso sud, pur apparendo decisamente meno intenso del precedente (affioramenti residui della Formazione del Bombaso sono presenti anche immediatamente a sud di esso) condiziona ulteriormente il restringimento della fascia permo-carbonifera affiorante.

Tra i due accavallamenti principali, ad immersione opposta, se ne possono riconoscere di vicarianti che, seppure dotati di rigetti minori, enfatizzano il raccorciamento complessivo del settore.

La distanza in pianta tra i due fronti in compressione, lo Scorrimento del Hochwipfel e quello di Passo Pecol, è inferiore al chilometro e mezzo. La vicinanza tra gli accavallamenti ha indotto nella fascia da essi sottesa una deformazione fragile comparabile con quella venutasi a produrre, in condizioni strutturali molto simili, nel nucleo di Forca Pizzul (Settore Paularo-M. Salinchiet).

Il risultato è stato una frammentazione del settore lungo tre sistemi di faglie verticali a marcata componente trascorrente, orientati rispettivamente N30°-35°E/Vert. (trascorrenti sinistrorse) e N135°E/Vert. (trascorrenti destrorse) costituenti nell'insieme due sistemi coniugati, e N180°E/Vert. con ruolo trascorrente ora destrorso, ora sinistrorso.

Non esiste un'antecedenza di un sistema rispetto agli altri e l'intero settore risulta smembrato in cunei con scorrimento reciproco che traslano le strutture principali orientate est-ovest, originariamente continue.

Nei locali residui orientamenti N110°E dello Scorriemento del Hochwipfel potrebbe forse essere riconosciuto l'effetto di una precedente compressione NE-SW con andamenti dinarici poi mascherati dai più potenti effetti alpini s.s.

A sostegno di tale ipotesi può essere portato l'andamento della stratificazione nella successione permo-carbonifera. La direzione modale di tutto il settore risulta N120°E ed inoltre tutti gli orientamenti est-ovest, comprese locali pieghe ad &sse N90°E, sono sempre confinati lungo gli scorrimenti con medesimo andamento.

Ricostruendo tra l'altro la posizione che i singoli cunei tettonici occupavano prima dei pronunciati effetti di trascorrenza sembra di poter riconoscere una piega an-

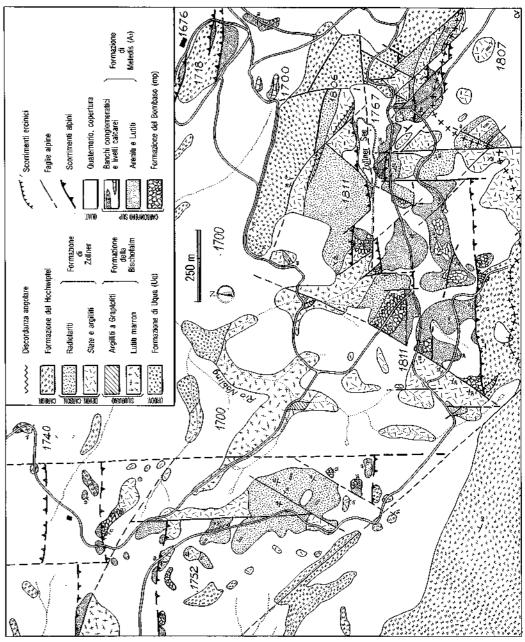
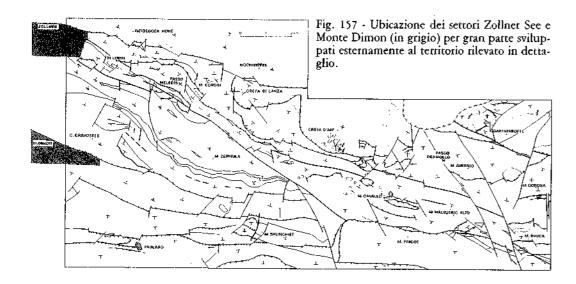


Fig. 156 - Geologia del settore Zollner See (Austria).

ticlinale a grande scala con vergenza a sud ovest ed asse orientato N120°E spostato a ridosso allo Scorrimento del Passo Pecol.

E' quindi postulabile per questo settore una iniziale compressione con direzione di sforzi NE-SW che ha prodotto alcuni non sensibili orientamenti dinarici (N120°E) che una successiva fase compressiva N-S, alla quale riferire la gran parte delle strutture descritte, ha ruotato adeguandone le direzioni sugli andamenti estovest.



Settore M. Dimon

Questo settore, pur risultando ubicato oltre il perimetro cartografato nell'allegata carta geologica alla scala 1:20.000, è analizzato per un motivo essenziale: offre nel suo insieme una precisa e documentabile situazione strutturale (fig. 158) che completa e perfeziona i dati acquisiti nell'adiacente porzione occidentale del settore Paularo - M. Salinchiet, con il quale confina.

Il motivo strutturale dominante è rappresentato da una fitta serie di scaglie tettoniche limitate dagli Scorrimenti del M. Dimon, orientati N110°-120°E/40°-65° NE, che coinvolgono unità erciniche (formazione del Dimon) ed alpine (peliti rosse della Formazione di Val Gardena e marne e dolomicriti varicolori della Formazione a Bellerophon), evidenziando in tal modo l'attività indubbiamente alpina delle linee stesse. All'interno delle scaglie maggiori, in particolare nella più settentrionale, si possono rilevare dei serrati motivi plicativi con assi N115°E/15°SE all'interno dei plastici litotipi permiani (fig. 159). Un pervasivo slaty cleavage è diffuso ovunque con valori sempre prossimi a quelli della stratificazione ed in ogni caso con inclinazioni sempre superiori ad essa.

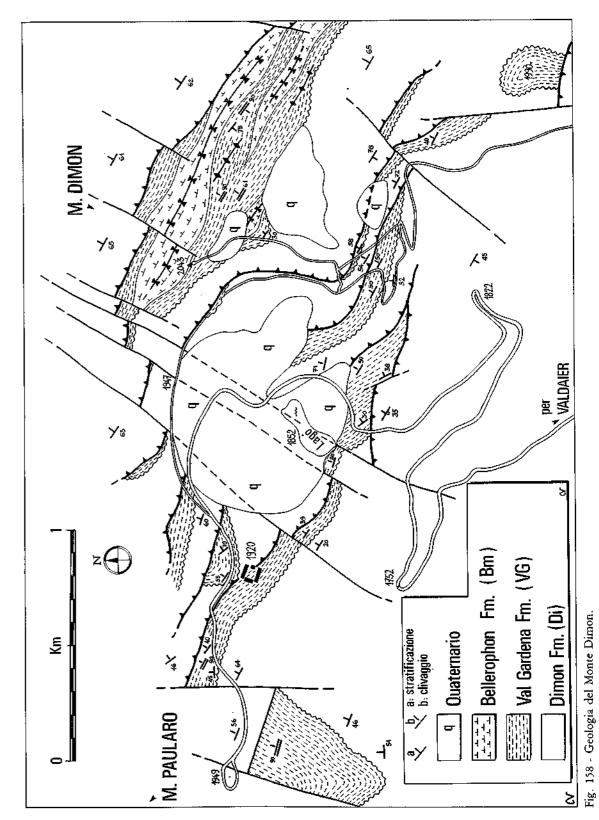
Un piano di accavallamento ad orientamento est-ovest ed immersione a sud con elevato angolo di inclinazione interseca, interrompendola, una delle scaglie a direzione N110°-120°E. Un secondo accavallamento (Scorrimento del Monte Neddis) ripropone, più ad est, il medesimo rapporto. Le strutture descritte sono dislocate da un pronunciato sistema di faglie N30°-40°E/Vert, con componenete trascorrente sinistrorsa.

La cronologia degli eventi ripropone i rapporti già discussi per il settore Paularo - M. Salinchiet.

Alle compressioni NE-SW che generano gli Scorrimenti del Monte Dimon orientati secondo il trend dinarico, N120° E, fanno seguito le spinte N-S con formazione di accavallamenti N270°E/70°S. Seguono gli smembramenti tardivi ad opera del sistema di faglie trascorrenti sinistrorse N30°-40°E/Vert.

E' da rimarcarsi inoltre, nel confronto e collegamento tra il settore Monte Dimon e quello Paularo - Monte Salinchiet, che:

a) lo Scorrimento di Forca Pizzul è la prosecuzione orientale del principale e più settentrionale degli Scorrimenti del Monte Dimon;



156



Fig. 159 - Assetto fortemente tettonizzato, con pieghe asimmetriche ad asse N 120°E, nei depositi della Formazione di Val Gardena osservabili nel versante settentrionale del Monte Dimon.

b) a sud dello stesso compaiono unità erciniche rappresentate esclusivamente dalla formazione del Dimon:

c) mentre nel settore Paularo - Monte Salinchiet lo Scorrimento Forca Pizzul - Monte Dimon marca anche il contatto tettonico tra le formazioni del Hochwipfel (a nord) e del Dimon (a sud), nel settore Monte Dimon a nord dell'accavallamento continuano per un certo tratto ad affiorare ancora i depositi della formazione del Dimon;

d) all'estremità orientale dello scorrimento (Forca Pizzul) sulla Formazione del Dimon poggiano in discordanza i depositi del Gruppo dell'Auernig (Carbonifero sup.) mentre alla sua estremità occidentale (zona Monte Dimon) sono i depositi della Formazione di Val Gardena (Permiano superiore) con circa 30 m di spessore, a sovrapporsi in discordanza sulle vulcaniti e vulcanoclastiti erciniche;

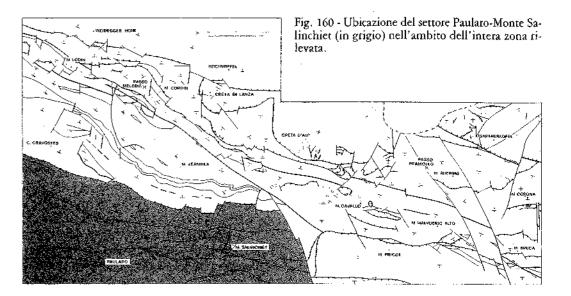
e) le successioni della Formazione di Val Gardena affioranti al Monte Dimon e lungo il Rio Maior intermedio (fascia settentrionale (a) del settore Paularo - Monte Salinchiet, parte occidentale) non sono direttamente collegabili o connesse con i potenti ed estesi affioramenti di Arenarie di Val Gardena presenti nella fascia centrale (b) del settore Paularo - Monte Salinchiet, sulla base dei presupposti litostratigrafici discussi nel capitolo stratigrafico,

Settore Paularo - Monte Salinchiet

La zona compresa fra Forcella Duron Castello di Valdaier a ovest e il Torrente Pontebbana ad est, e limitata a nord dall'esteso Scorrimento di Forca Pizzul - Legnan, risulta una tra le più complicate ed interessanti aree di deformazione alpina all'interno del perimetro rilevato. Per cercare di comprendere la sua complessa organizzazione è conveniente suddividerla in varie fasce e nuclei (fig. 161). La sua fascia settentrionale (a) è compresa fra due accavallamenti con elevato angolo di immersione a nord (60°-70°): gli Scorrimenti di Forca Pizzul e del Rio Pizzul.

L'andamento di entrambi inizialmente orientato N120° E devia decisamente da ovest verso est, allineandosi sui N90° E.

Il primo e più settentrionale tra i due, lo Scorrimento di Forca Pizzul, nel suo tratto intermedio sovrappone le facies flyschoidi della formazione del Hochwipfel a quelle vulcaniche e vulcanoclastiche della formazione del Dimon, entrambe appartenenti alla successione ercinica. Il lineamento può essere considerato decisamente attivo durante l'orogenesi alpina (potrebbe al limite risultare la riattivazione di un precedente scorrimento ercinico) dato che all'estremità occidentale accavalla i termini del Hochwipfel sui depositi delle Arenarie di Val Gardena mentre nel tratto orientale la formazione del Hochwipfel sovrascorre sui depositi tardorogenici del Gruppo dell'Auernig. Lungo il segmento centrale dell'accavallamento, presso Maina della Schialute, le direzioni tipicamente erciniche dell'Hochwipfel (N120°E), sono interessate da micropiegamenti metrici con cerniere orientate est-ovest collegabili agli sforzi compressivi alpini orientati N-S. Ulteriori pieghe a piccola scala con cerniere N60°E potrebbero significare riattivazioni in senso trascorrente destrorso del lineamento. Alcune delle faglie verticali (N180°E, N30°E) che ne dislocano la porzione orientale risultano singenetiche con l'accavallamento stesso.



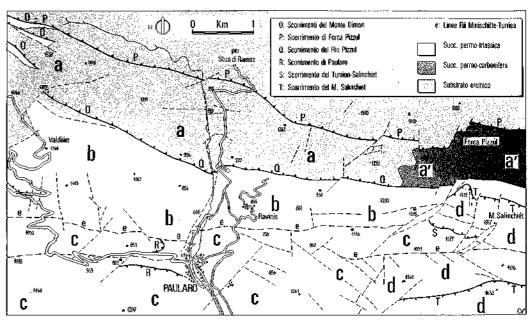


Fig. 161 - Suddivisione del settore Paularo-Monte Salinchiet nelle tre fasce a, b, c e nei nuclei a' e d trattati nel testo.

Il secondo piano di accavallamento (Scorrimento del Rio Pizzul) pone a contatto la fascia settentrionale (a) su quella meridionale (b) costituita dalle Arenarie di Val Gardena passanti stratigraficamente verso sud ai primi termini della Formazione a Bellerophon.

Tale lineamento risulta ben esposto soltanto nelle vicinanze dei Torrenti Chiarsò e Prabon, dove la superficie si presenta ad elevata immersione verso nord. Oltre quest'ultimo rio la sua prosecuzione è soltanto ipotizzata sotto le frequenti coperture quaternarie ma risulta realistica sulla

base dei confronti laterali.

In passato sia SELII (1963a) che CARULII et al. (1982) quanto VENTURINI (1983) nelle relative cartografie o ricostruzioni evolutive interpretarono in maniera differente la prosecuzione di questa linea verso est, postulando un contatto non tettonico ma trasgressivo tra le Arenarie di Val Gardena (fascia b) ed i sottostanti depositi del Carbonifero superiore (nucleo a).

L'evidenza che può aver giocato a favore del rapporto stratigrafico è sicuramente la presenza, a Forca Pizzul, del conglomerato alla base della successione dei red bed permiani. Basti però tener presente che anche nei Torrenti Chiarsò e Prabon, dove la sovrapposizione tettonica è evidente, la base della sequenza permiana affiorante è data dai conglomerati di inizio ciclo. A questo punto può risultare di particolare interesse l'analisi specifica del contatto nel suo punto più accessibile e più ricco di dati: la forra del Torrente Chiarsò, a quota 700 m, e la strada Paularo -Stua di Ramaz a quota 850 m. La configurazione strutturale della fascia di contatto è rappresentata in fig. 162. La formazione del Dimon (fascia a) risulta pervasa da clivaggio millimetrico con andamento N120°-140°E/45°-50°NE, più inclinato della stratificazione (vedi Tettonica ercinica) che assume qui un assetto monoclinalico con pendenza N130°E/ 30°NE, complicato da alcune pieghe metriche le cui cerniere hanno direzioni N120°-130°E e i relativi piani assiali N120°E/ 40°NE. Il clivaggio descritto è interessato da locali micropieghe alpine con cerniere N100°E/15°E.

La Formazione di Val Gardena presenta, al contatto tettonico, una mesopiega a scala pluridecametrica, molto aperta, con cerniera N95°E/15°E, piano assiale orientato N100°E/50°N. La complessiva struttura è attraversata da uno slaty cleavage di piano assiale con assetto N100°-115°E/40°-50°N (fig. 163). Lo stesso clivaggio è visibilmente deformato, con piega ad ampia curvatura (angolo apicale 140°) ed as-

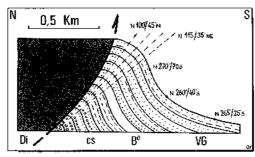


Fig. 162 - Situazione strutturale al contatto tra la Formazione del Dimon e la Formazione di Val Gardena nei pressi di Paulato, lungo il Torrente Chiarsò.

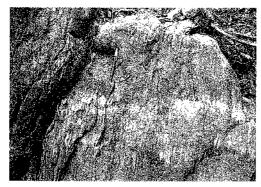
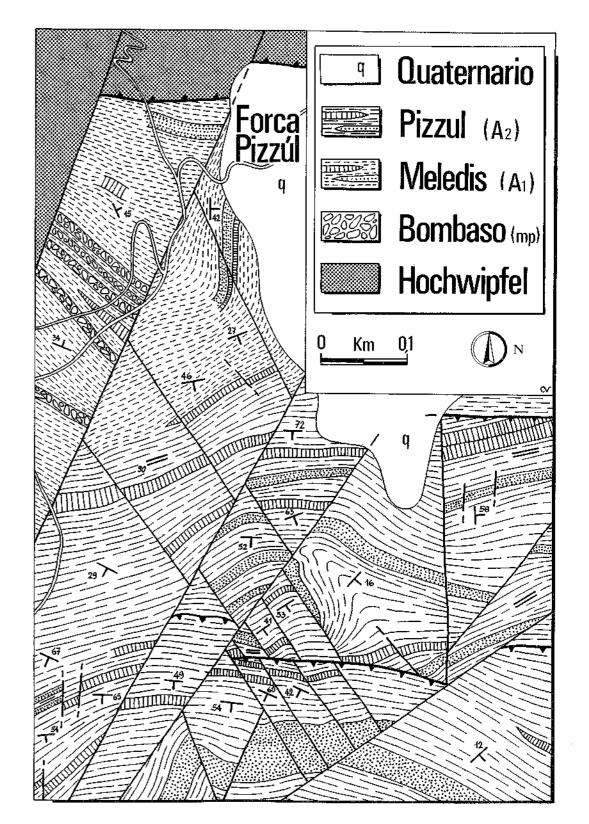


Fig. 163 - Deformazione indotta dal clivaggio nelle peliti della Formazione di Val Gardena e sottolineata dallo stiramento dei noduli dolomitici di origine diagenetica (caliche).

se N100°E, visibile lungo la strada Paularo - Stua di Ramaz, nell'immediata zona
di contatto. La stratificazione di tutta la
fascia b risulta diritta, contrariamente a
quanto riportato in Selli (1963a) sviato
probabilmente dal clivaggio pervasivo che
effettivamente può essere scambiato per
stratificazione.

Sulle Arenarie di Val Gardena dello stesso Torrente Chiarsò MAURITSCH & BECKE (1983) hanno eseguito una indagine paleomagnetica che ha messo in evidenza una rotazione antioraria di 40°. Analisi di facies condotte in successioni permiane esterne al perimetro rilevato (VENTURINI, 1986)

Fig. 164 - Geologia della zona di Forca Pizzul.



metterebbero in relazione tale locale rotazione con una sensibile traslazione da sud (circa 5 km).

Nella fascia settentrionale (a) i litotipi più plastici della formazione del Dimon (argilliti e siltiti) registrano dunque la sovrapposizione dell'evento alpino, caratterizzato dalle compressioni N-S che hanno generato le micro- e mesopieghe ad orientamento N100°E/15°E, sugli effetti compressivi ercinici (orientamenti N120°E) con i quali localmente interferiscono.

Nel tratto più orientale della fascia a affiorano le formazioni tardo-erciniche del Permo Carbonifero Pontebbano sovrapposte, con netta discordanza angolare, ai depositi della formazione del Dimon.

Il nucleo di Forca Pizzul (a') risulta compreso fra le due estese superfici di scorrimento orientate est-ovest ed immergenti a nord che limitano la fascia settentrionale (a) del settore Paularo - Monte Salinchiet. La complessità strutturale del nucleo di Forca Pizzul è causata dalla contemporanea presenza ed attività di una terza estesa superficie di accavallamento, lo Scorrimento del Monte Salinchiet e della sua vicariante Turrion - Salinchiet, orientati anch'essi est-ovest ma immergenti verso sud, in senso opposto. Tali sovrascorrimenti sono geneticamente compresi nella fascia meridionale (b) ma estendono i propri effetti al nucleo di Forca Pizzul (a') deformandolo in modo solo apparentemente complesso.

L'analisi mesostrutturale condotta internamente a questo nucleo consente di riconoscere:

a) una macropiega anticlinale che interessa l'intera zona (fig. 164) e possiede un asse est-ovest e piano assiale verticale; il relativo nucleo è situato nell'area propriamente denominata Forca Pizzul, nei pressi dello scorrimento omonimo che ne ricopre tettonicamente la quasi totalità del fianco immergente a nord (vedi sopra);

b) alcuni accavallamenti secondari a direzione est-ovest ed immersione a sud geneticamente collegabili allo Scorrimento del Monte Salinchiet del quale ripropongono gli orientamenti;

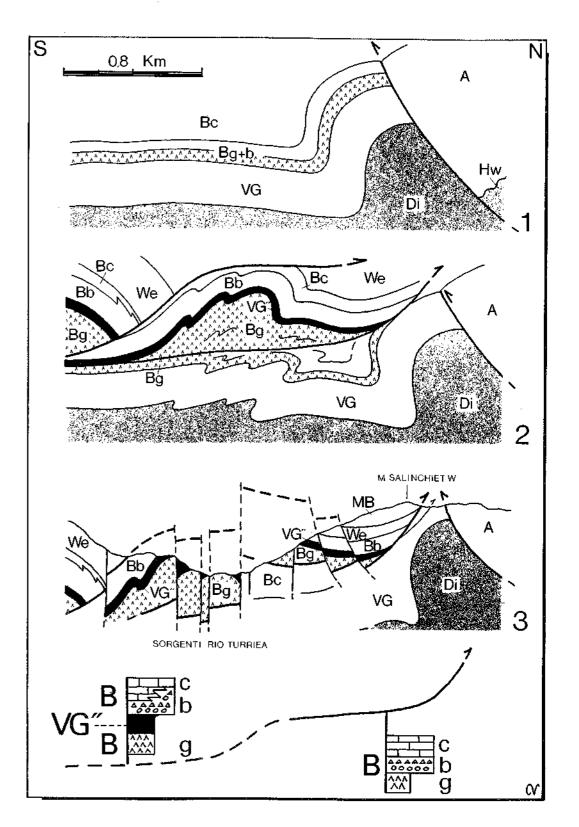
c) due sistemi di faglie coniugati ad orientamento N25°-35°E/Vert. (trascorrente sinistrorso) e N140°-150°E/Vert. (trascorrente destrorso) che smembrano le precedenti strutture in un complicato mosaico di blocchi (fig. 164).

Altrettanto complicato si presenta l'assetto del nucleo del Monte Salinchiet (d) che offre nette analogie strutturali con quello, appena discusso, di Paulato.

La comprensione dell'evoluzione strutturale del nucleo M. Salinchiet è resa complicata da alcune faglie subverticali che hanno frammentato una successione permo-triassica di non facile lettura (vedi Stratigrafia) che si è accavallata con traslazione da sud verso nord sopra unità permiane superiori. La chiave di lettura è fornita dal posizionamento stratigrafico di un orizzonte pelitico rosso, potente oltre 30 m, depositato tra i gessi e il membro dolomitico della Formazione a Bellerophon quale generalizzato episodio regressivo già individuato nell'area dolomitica (FARABEGOLI & Viel 1982; Broglio Loriga et al., 1986) e nel Comelico (FARABEGOLI et al., 1986). In passato perplessità (RIGONI, 1981) e rapide sintesi interpretative (CARULLI et al., 1980; CARULLI & PONTON, 1988a) si sono alternate nella risoluzione di questo locale intrico geologico che più ampiamente investe il problema della prosecuzione verso occidente dello Scorrimento Fella-Sava, affiorante con decorso est-ovest lungo il Torrente Pontebbana. In tutti i lavori precedenti la mancanza di una accurata base stratigrafica ha inibito il riconoscimento dell'effettivo comportamento delle singole faglie e scorrimenti.

I dati e le strutture che consentono di formulare un'interpretazione per que-

Fig. 165 - Proposta di evoluzione strutturale del nucleo d (settore Paularo-Monte Salinchiet) durante la fase alpina compressiva principale.



sto discusso nucleo sono per la maggior parte ubicati e reperibili ad ovest della congiungente Monte Salinchiet - Turrion.

La successione stratigrafica del versante sinistro del Rio Turriea mostra complete affinità con quella della pendice ovest del Monte Salinchiet, limitatamente alla fascia compresa tra le quote 1300 e 1425 metri, presentando evidente l'orizzonte regressivo di peliti rosse sovrapposte ai gessi. Ouesta precisa analogia fa presupporre una originale continuità tra le due porzioni. Al contrario lungo la sponda destra del Rio Turriea, al di sotto e di fronte alla successione appena descritta, affiora in continuità la successione permiana della Formazione a Bellerophon con gessi, dolomie cariate e calcari, mancanti della potente intercalazione pelitica rossa. Nella porzione più settentrionale è visibile il contatto basale tettonico tra i gessi e i calcari della Formazione a Bèllerophon sui quali risultano accavallati. Tale superficie, orientata N270°E/15°S, che da suborizzontale si fa progressivamente più inclinata procedendo verso nord (circa 45°), trova la sua logica prosecuzione a meridione della Linea Turriea verso la base di quegli stessi gessi, ad una quota sottostante il piano di campagna, valutabile in buona approssimazione intorno ai 1000 m s.l.m.

Si deduce un comportamento marcatamente distensivo della Linea Turriea (circa 300 m di rigetto verticale con abbassamento del lembo meridionale) sviluppatosi successivamente alla messa in posto dello Scorrimento del Monte Salinchiet ma anteriormente ai movimenti nettamente trascorrenti destrorsi esaminati in precedenza. Negli affioramenti di Forca Pradulina, posizionati immediatamente a sud della Linea Turriea, è registrata la drastica tettonica compressiva innescata dalle traslazioni verso nord lungo lo scorrimento del Monte Salinchiet.

Un assetto a stretta anticlinale orien-

tata est-ovest (fig. 165) coinvolge la Formazione a *Bellerophon* caratterizzata da litofacies meridionali (gessi, circa 35 m di peliti rosse regressive, dolomie cariate e brecce dolomitiche gialle).

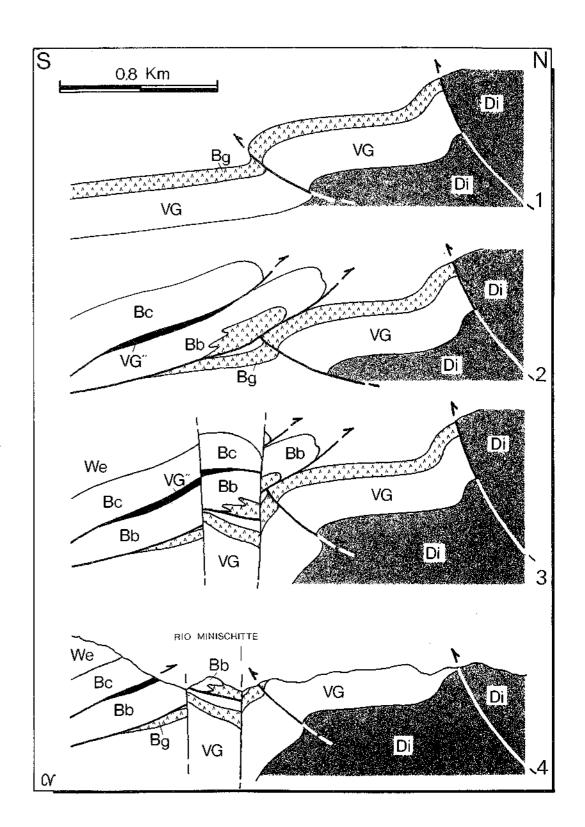
Lo Scorrimento del Turrion - Salinchiet accavalla i termini più elevati della Formazione a *Bellerophon* e quella di Werfen e la Formazione del M. Bivera sulla precedente o quasi contemporanea scaglia del Monte Salinchiet riproponendo gli orientamenti dell'omonimo e più importante scorrimento.

L'attuale assetto del massiccio Salinchiet - Cuel Mat è condizionato inoltre dall'azione congiunta di due sistemi tardivi di faglie subverticali orientati rispettivamente N20°E/70°NW e N120°E/90°NE. Nel primo sistema sembra poter ravvisarsi una riattivazione di precedenti paleofaglie anisiche segnalate anche da FARABEGOLI et al. (1985) mentre il secondo condiziona gli affioramenti di Dolomia del Serla dei Monti Salinchiet e Cuel Mat. Tra le disgiunzioni di subordinata importanza da segnalare un sistema di faglie a carattere trascorrente destrorso, attivo contemporaneamente alla trascorrenza della Linea Turriea, presente a sud di questa con orientamenti variabili N290°300° E/70°90° SW.

L'interpretazione dell'evoluzione del nucleo d del Monte Salinchiet può sinteticamente essere riassunta dalla fig. 165 nella quale tutte le principali strutture, sia disgiuntive che plicative, insistono sulla direzione est-ovest. Ai due scorrimenti è associato, su basi stratigrafiche, il più ampio valore di raccorciamento tettonico della complessiva area rilevata.

Il limite tettonico tra la fascia meridionale b ed il nucleo d del Monte Salinchiet, che originariamente seguiva la base dello Scorrimento del Monte Salinchiet, attualmente è complicato dalla sovrapposizione di posteriori effetti distensivi e trascorrenti che, principalmente attivi lungo

Fig. 166 - Proposta di evoluzione strutturale della porzione occidentale della fascia c (a ovest di Paularo) condizionata dalle compressioni N-S.



la Linea Turriea, hanno sepolto il primitivo contatto.

La stessa complicazione si registra anche nel caso del contatto tra la fascia b e il nucleo c di Paulato dove l'azione inizialmente distensiva della Linea Rio Minischitte, prosecuzione occidentale della Linea Rio Turriea, ha reso difficile la comprensione della relativa evoluzione strutturale.

Per decifrare l'evoluzione del nucleo c bisognerà dunque tenere presente la precedente azione distensiva della Linea Rio Minischitte e di una sua vicina vicariante (Linea Duron-Paularo) entrambe sottoposte a successivi tardivi movimenti trascorrenti destrorsi.

Il nucleo c è caratterizzato dalla presenza dello Scorrimento di Paulato, smembrato dalla Linea Duron-Paularo e sollevato, ed attualmente eroso, a nord della stessa.

Il tratto più evidente dello scorrimento affiora lungo la sponda destra del Rio Rutandi, a quota 800 m dove è riconoscibile un netto piano di accavallamento, orientato est-ovest ed immergente debolmente a sud, che ha generato una fascia fortemente tettonizzata potente 13 m. Sono inoltre rilevabili una serie di livelli cataclastici intercalati agli strati carbonatici e conglomeratico-brecciati della Formazione a *Bellerophon*. Tali orizzonti risultano compresi tra l'alveo del rio, lungo il quale corre la Linea Duron-Paularo, e l'accavallamento descritto.

Lungo la strada, a q. 750 m, è visibile un piano di scorrimento ad orientamento N90°E con immersione a nord di circa 30°. Genera alla base una fascia cataclastica estremamente tettonizzata, con blocchi calcarei (Formazione a Bellerophon) annegati in matrice sabbiosa calcareo-dolomitica, per una potenza minima affiorante di 8 m. La successione coinvolta nel trascinamento appare deformata da due distinti stadi di piegamento (fig. 167) con assi rispettivamente N90°E/25°E (prima fase) e N90°E/25°W (secondo piegamento). Mentre il primo atto deformativo ha generato pieghe asimmetriche il successivo, molto più blando, ha dato luogo ad ampie deformazioni con open fold (angolo

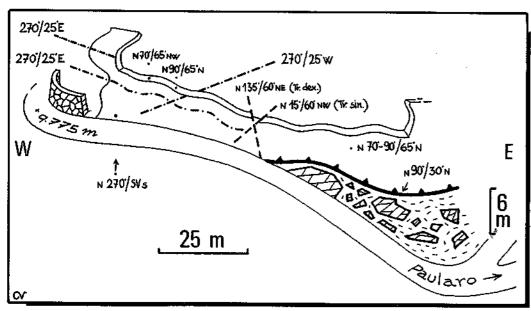


Fig. 167 - Deformazioni presenti nella Formazione a Bellerophon lungo la strada Ligosullo-Paularo, nei pressi di quest'ultimo. L'accavallamento cotrisponde allo Scorrimento di Paularo.

apicale 150°) che interferendo con le precedenti strutture hanno generato regolari torsioni della pendenza originaria (N90°E-N70°E).

La geometria delle pieghe, la polarità della successione coinvolta che risulta diritta e lo spessore della fascia cataclastica prodotta consentono di riconoscere in questo limitato affioramento il residuo di un importante accavallamento, con marcato trascinamento verso nord di una successione scollata a livello dei gessi permiani.

L'inclinazione verso nord del piano di scorrimento doveva in origine risultare debolmente immergente a sud o suborizzontale e la sua prosecuzione sarebbe quindi da ricercarsi sotto la superficie topografica a sud della Linea Forcella Duron - Paularo, mentre verso nord l'erosione ne avrebbe cancellato ogni eventuale continuità. La fig. 166 spiega tentativamente la possibile evoluzione di questo complesso nucleo deformativo alpino.

Gli attuali rapporti strutturali, visibili in fig. 165 e 166, non possono a mio avviso giustificare un comportamento compressivo della Linea Minischitte come ammesso in Carulli & Ponton (1988a). Del resto con la presente interpretazione entrambi i segmenti della più estesa Linea Minischitte-Turriea manterrebbero un comportamento omogeneo: prima in senso distensivo e poi trascorrente.

La possibile ricostruzione dell'evoluzione cinematica del nucleo c di Paularo, resa complicata dall'abbondante copertura, tentativamente è schematizzata nella fig. 166.

Anche in questo caso, come per il nucleo di precedentemente trattato, due accavallamenti orientati est-ovest, immergenti a basso angolo verso sud e smembrati tardivamente da faglie verticali inizialmente distensive ed in seguito con azione trascorrente destrorsa, sarebbero i principali responsabili dell'attuale complicato assetto strutturale.

La più volte citata Linea Rii Minischitte-Turriea (N270°E) con le sue dirette vi-

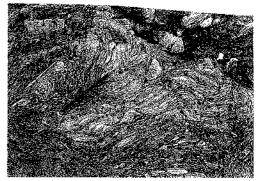


Fig. 168 - Gessi della Formazione a *Bellerophon* osservabili lungo il Rio Minischitte.

carianti, rivestono un ruolo importante nell'evoluzione tettonica più recente dell'intero settore Paularo-Monte Salinchiet.

Con il loro deciso iniziale comportamento distensivo hanno frammentato ed intertotto la continuità di importanti accavallamenti responsabili di forti traslazioni di unità da sud verso nord.

L'apparente impressione che si ricava analizzando le successioni della Formazione a Bellerophon a monte e a valle della stessa è quello di un ancestrale ruolo tettonico sinsedimentario svolto dalla faglia a giustificazione delle nette differenze di facies e spessori (CARULU & PONTON, 1988) che a mio parere, sulla base dell'evoluzione tettonica proposta, non sembra poter essere confermata.

Al comportamento distensivo della Linea Rii Minischitte-Turriea fece seguito, in tempi recenti, un'attivazione in senso trascorrente destrorso. Tale ruolo è testimoniato dal comportamento dei plastici livelli gessosi e del sovrastante membro della Formazione a Bellerophon lungo i Rii Minischitte e Turriea.

Nel primo tio risulta evidente l'interferenza, registrabile in numerosi casi, tra la stratificazione di fondo attestata sui N270°E ad immersioni variabili verso sud, e un sistema di pieghe decametriche con assi rigorosamente orientati N230°E e catatterizzate da vergenze a sud-est nel lembo settentrionale della faglia e a nord-ovest in quello meridionale.

Lo stesso rapporto di sovrapposizione è valido per un fitto sistema di micropieghe, sviluppato nei gessi, orientato N220°-230°/25°-50°SW e con vergenza verso nord-ovest, modellato su una stratificazione N270°E/Vert.

Di particolare interesse risultano inoltre le deformazioni registrabili in sponda sinistra del Rio Turriea, da q. 840 m a q. 980 m lungo un fronte esposto ampio oltre 1 km. L'assetto della stratificazione ruota decisamente su valori prossimi ai N230°E/50°SE con locali ondulazioni a largo raggio N230°-270°E che testimoniano, congiuntamente alle precedenti osservazioni, l'originario andamento est-ovest della stratificazione, qui evidentemente modificato, come già lungo il Torrente Minischitte, dalla stessa causa che ha innescato i moti destrorsi della linea tettonica.

Una ulteriore evidenza del ruolo trascorrente destrorso della Linea Rio Turriea e della sua attivazione per progressive pulsazioni è fornito a q. 1065 m lungo il rio omonimo dove la linea stessa deforma in maniera rigida (fig. 171) una successione di livelli gessosi già precedentemente riorientata a N230°E/70°SE.

Un ulteriore gruppo di dati, altrettanto ben registrati negli affioramenti gessosi della Formazione a Bellerophon del Rio Turriea, riguarda una fitta serie di pieghe decimetriche e metriche delle quali vengono qui proposti i più chiari e significativi esempi (fig. 170). Sono pieghe strette (close folds) caratterizzate da assi orientati sempre N120°-140°E/20°-25°SE, con un massimo assoluto attestato sul valore N130°E/20°SE e vergenza a sud-ovest; le pieghe ad asse N130°E risultano precedenti ad ogni tipo di altra struttura, sia plicativa che disgiuntiva, e sarebbero connesse a piani di scorrimento suborizzontali con medesimo orientamento (N120°-130°E).

Per quanto riguarda la cronologia delle fasi deformative presenti in questa zona è possibile verificare che, a conferma di quanto appena ipotizzato, un sistema di accavallamenti orientati N265° E/45°S.

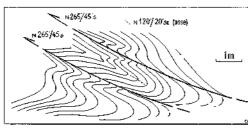


Fig. 169 - Scorrimenti est-ovest (neoalpini) che intersecano pieghe ad asse nordovest-sudest (dinariche) osservabili lungo il Rio Turriea nei litotipi gessosi della Formazione a *Bellerophon*.

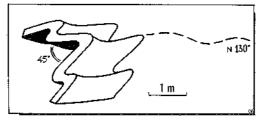


Fig. 170 - Mesopiega ad asse dinarico (N 130°E) modificata da successive blande ondulazioni N90°E dovute alle compressioni N-S.



Fig. 171 - Vicariante della Linea Turriea (N 90°E/Vert.) che denuncia un'evidente attivazione trascorrente destrorsa quale ultimo atto deformativo.

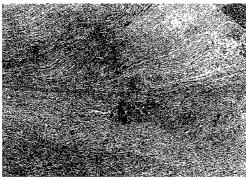


Fig. 172 - Gessi laminati della Formazione a *Bellerophon* coinvolti nelle deformazioni indotte dai moti trascorrenti attivi lungo la Linea del Rio Turriea.

collegabile con la genesi delle macropieghe ad asse est-ovest, nonchè degli estesi scorrimenti a medesima pendenza presenti a sud e ad ovest di Paularo (vedi oltre), smembra un sistema di pieghe ad asse N120°E/20°SE e si denuncia come ad esse posteriore (fig. 169).

Inoltre in fig. 170 si nota la sovrapposizione di due distinti effetti deformativi: alle originarie pieghe N130°E/(20°SE) segue la formazione di ondulazioni a largo raggio della stratificazione di fondo con valori N270°E/45°SE e N230°E/45°S, dei quali il secondo è l'evidente effetto di torsioni.

A q. 1041 m, lungo l'alveo, affiorano inoltre litotipi gessosi in cui sono registrate le intersezioni tra una serie di pieghe decimetriche di prima fase ad asse N130°E/(20°SE) ed un sistema di kink ad asse verticale (fig. 168) generato dalla trascorrenza della Linea Turriea. Nelle fasce di intersezione sulle pieghe di prima fase si compie una torsione che porta i relativi assi su valori N70°E/35°E.

Considerando l'insieme dei dati presentati e discussi e le locali interpretazioni proposte è possibile, per il settore Paularo - Monte Salinchiet definire la seguente successione di eventi deformativi e relative interazioni.

I) Compressione NE-SW con formazione di sottoscorrimenti ad andamento dinarico N120°E ed immersioni verso norda medio angolo (30°-45°). In certi casi si tratta di possibili riattivazioni di lineamenti ancestrali di impostazione ercinica (Scorrimento di Forca Pizzul).

II) Compressione N-S con raddrizzamento dei principali piani dinarici che assumono angoli di immersione più elevati o addirittura partecipano a rotazioni antiorarie, documentabili paleomagneticamente, che li attestano su direzioni estovest (Scorrimenti di Forca Pizzul e del Rio Pizzul). Contemporaneamente si sviluppa una serie di acçavallamenti caratterizzati da orientamenti N270°E, bassi-medi angoli di immersione a sud, formazione

di motivi a ramp and flat, sensibili trasposizioni verso nord con utilizzazione dei livelli gessosi della Formazione a Bellerophon e delle peliti rosse regressive ad essi sovrapposte quali preferenziali orizzonti di scollamento (Scorrimenti di Paularo e Villafuori, del Monte Salinchiet e del Turrion - Salinchiet), formazione di pieghe a meso e macroscala ad assi est-ovest.

III) Sviluppo locale di due sistemi coniugati di faglie con componenti rispettivamente trascorrenti destrorse, N145°E/ Vert., e sinistrorse, N30°E/Vert., indotti dalle compressioni N-S.

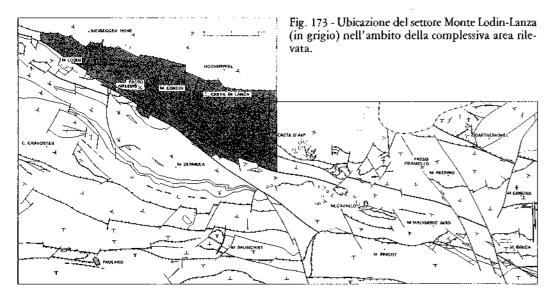
IV) Innesco del fascio di Linee Minischitte - Turriea, a sviluppo N90°E/Vert. o N270°E/75°S e formazione di rigetti verticali non superiori ai 400 m con lembi in progressivo abbassamento relativo verso sud e locali basculamenti verso nord.

V) Compressione NW-SE che genera sul precedente sistema orientato estovest un'azione trascorrente destrorsa del
precedente sistema che provoca locali torsioni nell'assetto della stratificazione e movimenti laterali di blocchi limitati da sistemi di faglie orientati N120°E e N20°E.

Settore M. Lodin - Lanza

Questo settore si presenta particolarmente complesso a motivo della sovrapposizione di molteplici effetti tettonici riferibili a varie fasi deformative successive ed interferenti le une con le altre.

Al fine di rendere più comprensibile l'analisi complessiva del settore è utile suddividerlo in due nuclei a trattazione separata (fig. 174). Nel primo, più occidentale, il motivo tettonico dominante è costituito da una serie di accavallamenti N90°E/Subvert. di cui il più importante e settentrionale risulta essere lo Scorrimento del Hochwipfel che accavalla la formazione omonima sui depositi permo-carboniferi. Seguono, verso sud, con i medesimi caratteri, gli Scorrimenti di Straniger, sviluppati negli affioramenti della sequenza tardo-ercinica, e gli Scorrimenti di Cima



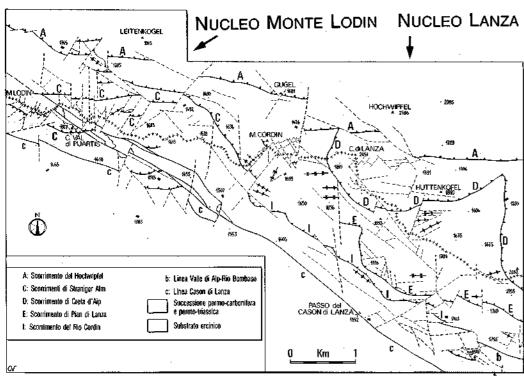


Fig. 174 - Schematizzazione dei principali lineamenti strutturali del settore Monte Lodin-Lanza.

Val di Puartis, interessanti il substrato ercinico affiorante lungo il confine italoaustriaco. Tra gli Scorrimenti di Straniger il più meridionale solleva parzialmente i calcari siluriani pelagici che, come esigua striscia ricoperta dalla Formazione del Bombaso, emergono all'interno della fascia permo-carbonifera. Nei pressi di Casera Meledis alta delle pieghe decimetriche e metriche ad asse N90°E interferiscono con una piega anticlinorica pluridecametrica (asse N120°E) di età ercinica.

L'assetto dei depositi permo-carboniferi è generalmente orientato N90°E/20°-50°N e risulta strettamente influenzato dai frequenti piani di accavallamento N90°E immergenti ad alto angolo verso nord. Anche in questo caso, come per il confinante settore Zollner, possono essere riconosciuti degli orientamenti N120°E, residuo di precedenti compressioni NE-SW. Ne è testimonianza l'estesa piega sinclinalica che, sviluppata nel promontorio tardo-ercinico di q. 1830 m, a est-sudest di Waidegger Alm, è sovrascorsa dai depositi del Hochwipfel con piano di accavallamento N120°E/Subvert., in seguito riattivato con debole componente trascorrente e come tale riportato sulla carta geologica allegata.

Una importante dislocazione comune ad entrambi i nuclei, quello del Monte Lodin e quello di Lanza, è la

- Linea Cason di Lanza. Faglia di impostazione ercinica e riattivazione tardoercinica ad orientamento N120°E/65°NE, con abbassamento originario del lembo settentrionale. Mette a contatto i contrafforti carbonatici del M. Zermula, di età devono-dinantiana, con la successione permo-carbonifera e permiana affiorante nel lembo settentrionale. In età alpina ha giocato un ruolo trascorrente destrorso con rigetto orizzontale, stimabile sulla base delle strutture erciniche dislocate, non inferiore ai due chilometri e mezzo. Non è da sottovalutare inoltre una probabile componente verticale indotta da sottoscorrimenti di unità da sud verso nord lungo piani posti a sud della linea medesima ed immergenti a nord verso di essa.

Il nucleo orientale (Lanza) è caratterizzato dalla presenza di numerosi ed estesi scorrimenti dinarici che qui, più che in ogni altra parte della complessiva area rilevata, hanno mantenuto intatto il loro orientamento originario (N120°E). Tra essi il più evidente è rappresentato dallo

- Scorrimento del Rio Cordin. Piano tettonico con assetto N120°E/55°NE, E' caratterizzato da un sensibile raccorciamento con accavallamento della successione permo-carbonifera sui depositi delle Arenarie di Val Gardena, passanti localmente alla Formazione a Bellerophon e ridotti ad un'esigua e stretta fascia di affioramenti ad assetto monoclinalico (pendenza modale N120°E/30°NE) interessato da locali pieghe rovesciate ad asse N120° E (Rio del Museo) lungo il contatto tettonico. Anche nella porzione sovrascorsa gli assi delle micropieghe e mesopieghe si attestano sui valori N120°-130°E (Zona Casera Cordin Grande).

E' interessante inoltre notare che sia nei terreni al fronte che in quelli sul retto dello Scorrimento del Rio Cordin sono cartografabili torsioni della stratificazione con pieghe ad assi orientati N90°E, evidente effetto delle successive compressioni N-S.

- Scorrimenti di Pian di Lanza e Creta d'Aip. Costituiscono due estesi fronti di accavallamento tracciabili pur tra le abbondanti coperture detritiche, per oltre sei chilometri. Sono stati trattati parzialmente nell'analisi del settore Sella d'Aip. Possiedono una direzione N120°E con immersioni dai 10° ai 30° verso nord. Entrambi gli scorrimenti accavallano terreni più recenti su sequenze più antiche testimoniando riattivazioni di precedenti linee distensive, probabilmente permotriassiche (vedi Stratigrafia).

Sia al fronte dei due scortimenti che all'interno delle due scaglie tettoniche coinvolte nel movimento sono misurabili, in numero elevato, macro e mesopieghe con assi orientati est-ovest (vedi Carta Geologica allegata), testimonianza dell'attività di una compressione meridiana.

Un secondo sistema di pieghe, marcatamente subordinato al primo e con assi orientati N40°-70°E, interseca le precedenti strutture. Numerose torsioni della stratificazione, che da N90°E passa a N60°E, sono testimoniabili in particolare nei plastici affioramenti della Formazio-

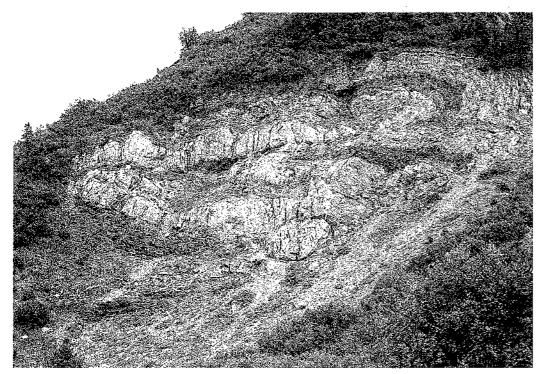


Fig. 175 - Mesopieghe N 100°E e piani di scorrimento suborizzontali sviluppati nei livelli basali della Formazione di Val Gardena lungo la parete occidentale del Monte Cordin.

ne di Val Dolce. Entrambi gli effetti, pieghe e torsioni, sono riconducibili alla medesima causa, connessa alle compressioni N-S ed individuabile nell'attivazione di diffuse trascorrenze destrorse lungo faglie verticali orientate N120°-140°E.

All'interno di questo nucleo orientale il rilievo del Monte Cordin offre un'ottima registrazione degli effetti deformativi collegabili alle compressioni N-S. Una piega faglia visibile lungo la parete sudoccidentale (fig. 175) si sviluppa, con asse N100°E e piano di scorrimento suborizzontale, all'interno dei depositi più bassi delle Arenarie di Val Gardena coinvolgendo nella deformazione livelli dolomitici e pelitici, ed orizzonti dolomitici brecciati (ARGYRIADIS, 1975).

Il promontorio di peliti rosse della Formazione di Val Gardena del Monte Cordin è interessato inoltre da un'ulteriore deformazione plicativa visibile poche decine di metri a sud del punto quotato 1839 m. Il suo asse presenta direzione N60°/40° NE.

La vegetazione maschera i rapporti tra le due deformazioni che comunque, cronologicamente, sulla base dei numerosi dati raccolti negli altri settori esaminati nel presente lavoro, dovrebbero essere sviluppate secondo l'ordine qui di seguito descritto.

Per il settore Monte Lodin - Lanza l'interpretazione cinematica, sulla base dei dati esposti, prevede:

I) una compressione orientata NE-SW che ha generato gli Scorrimenti di Creta di Aip e di Pian di Lanza e l'esteso Scorrimento del Rio Cordin, orientato N120°E ed immergente a nord-est, riattivazione di una precedente paleostruttura distensiva presumibilmente tardo-ercinica;

II) una successiva drastica compressione N-S con sviluppo di meso- e macropieghe ad assi N90°E e di piani tettonici ad andamento est-ovest immergenti a nord

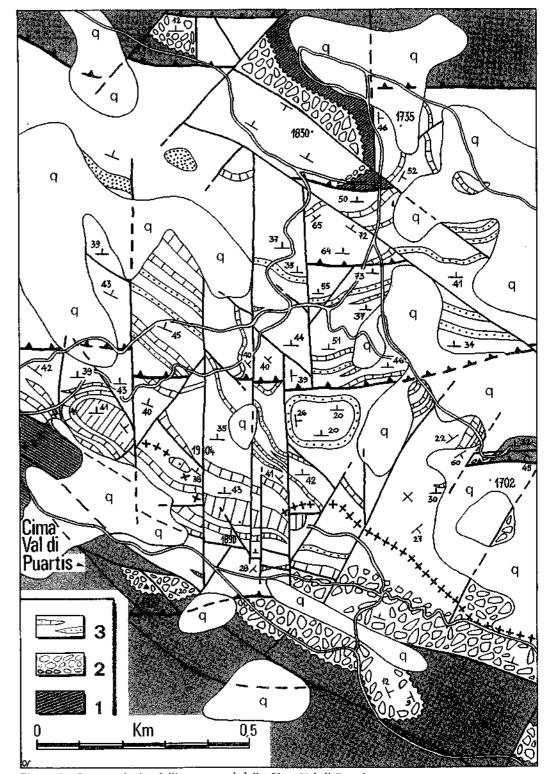


Fig. 176 - Carta geologica dell'area a nord della Cima Val di Puartis.

(Scorrimento del Hochwipfel, Scorrimenti di Straniger Alm, Scorrimenti di Cima Val di Puartis, piega-faglia del Monte Cordin, sudvergente) che hanno quasi ovunque mascherato e sepolto le precedenti strutture ad andamento dinarico, e si sono resi responsabili del deciso raccorciamento che il bacino tardo-ercinico ha subito progressivamente verso ovest;

III) l'attivazione in senso trascorrente destrorso direttamente collegabile alle compressioni N-S, di paleofaglie tardoerciniche orientate N120°E (Linea Cason di Lanza), sviluppate in successioni carbonatiche devono-dinantiane a comportamento rigido (vedi Tettonica alpina, Conclusioni);

IV) la formazione tardiva dei sistemi coniugati di faglie N140°E/Vert. e N30°-35°E/Vert., ricollegabili allo sforzo N-S, e N180°E/Vert.;

V) una recente fase compressiva NW-SE che ha generato le locali pieghe N40°-70°E.

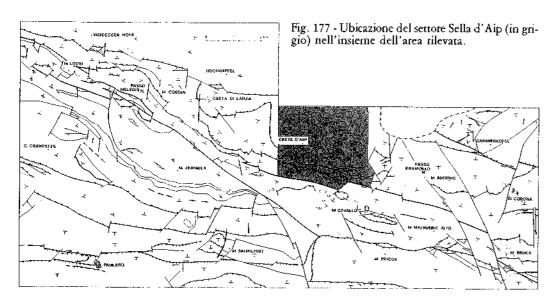
Settore Sella di Aip

Il settore Sella di Aip, tra i tanti che hanno consentito un'approfondita analisi mesostrutturale, è forse quello che ha registrato maggiormente le numerose fasi tettoniche alpine documentandole in una sola apparente caoticità delle unità in esse coinvolte (fig. 178).

In letteratura questa zona, compresa fra il Trogkofel, la Sella di Aip e Casera Rudnig, viene citata marginalmente come esempio di forte tettonizzazione alpina.

Le unità coinvolte nelle complesse deformazioni appartengono ai Gruppi dell'Auernig (Formazioni di Meledis, del Pizzul e del Corona), di Rattendorf con, in particolar modo, la Formazione di Val Dolce, e del Trogkofel con il calcare omonimo. Marginalmente vengono interessati anche la Formazione di Val Gardena ed i calcari devono-dinantiani del massiccio del Monte Cavallo. Quest'ultimo, pur occupando una posizione esterna rispetto al nucleo deformato, riveste un ruolo primario di innesco e guida di molti tra gli effetti deformativi registrati dai più duttili sedimenti permo-carboniferi.

Per meglio riuscire a comprendere la complicata struttura del settore investigato lo si consideri grossolanamente suddiviso in tre parti (fig. 179): una centrale, costituita dai depositi dei Gruppi dell'Auernig e di Rattendorf (peliti ed areniti con subordinate bancate conglomeratiche e calcaree) e due esterne con i calcari



Rudnig Alm ROGKOFEL

Fig. 178 - Carta geologica del settore Sella d'Aip.

del Monte Cavallo a sud-est ed i carbonati permiani del Trogkofel a nord e nordovest. La porzione centrale, a comportamento marcatamente plastico e racchiusa fra i due blocchi rigidi carbonatici, è quella che ha subito le maggiori deformazioni.

Sarebbe troppo semplice, o addirittura semplicistico, considerare tali deformazioni come essenzialmente dovute ad un esasperato avvicinamento dei due blocchi rigidi esterni. Effettivamente l'analisi delle macro e mesostrutture deformative consente di proporre delle ipotesi cinematiche estremamente più complesse.

Nel nucleo centrale è possibile operare una tripartizione basata sulle strutture tettoniche rilevate (fig. 185).

- 1) un livello inferiore costituito dai depositi della Formazione del Cotona ad assetto debolmente inclinato verso nordest e con direzione media N120°E;
 - 2) un livello intermedio formato dai

sedimenti della Formazione di Meledis, del Pizzul e parzialmente di Val Dolce, costipati, frequentemente verticalizzati, piegati e fagliati con direzioni strutturali prevalentemente attestate sui N60°E;

3) un livello superiore costituito dalle stesse unità del precedente, organizzate in scaglie serrate, regolarmente sud-est vergenti. La direzione degli strati, sovente ad elevata inclinazione, e delle pieghe connesse alla messa in posto delle scaglie e degli stessi accavallamenti, si mantiene sempre sui N60°E.

E' da rimarcare inoltre che:

- a) il contatto tra il livello inferiore e quello intermedio è tettonico lungo un piano di accavallamento orientato N120° E ed immergente verso nord (Scorrimento di Piani di Lanza);
- b) è presente un ulteriore piano d'accavallamento orientato N120°E (Scorrimento di Creta d'Aip) ed immergente a

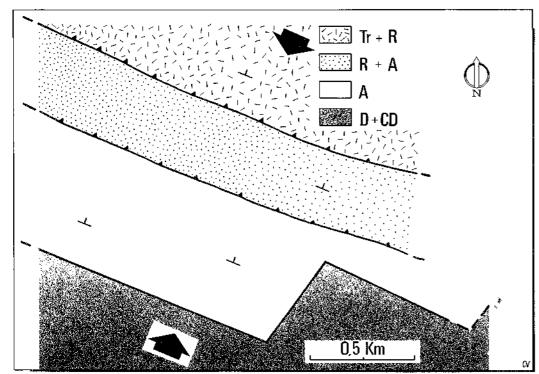
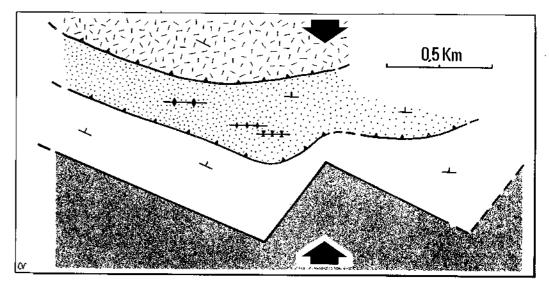
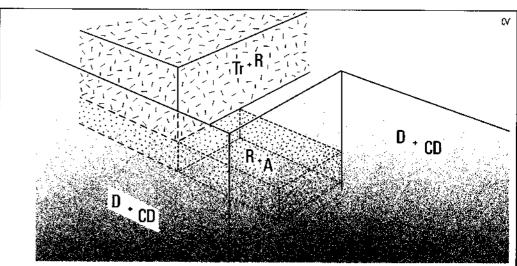


Fig. 179 - Cinematica alpina del settore Sella di Aip. Attivazione degli Scorrimenti della Creta d'Aip e dei Piani di Lanza ad orientamento dinarico connessi a compressioni orientate NE-SW. Visione in pianta.





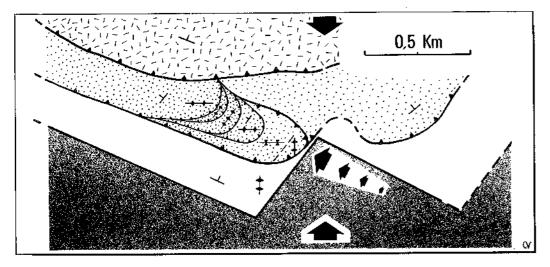
Figg. 180 e 181 - Le successive compressioni N-S inducono delle locali torsioni nei piani ad orientamento dinarico sviluppando contemporaneamente nella successione del Gruppo dell'Auernig (A) un sistema di pieghe ad asse est-ovest. Visione in pianta e tridimensionale.

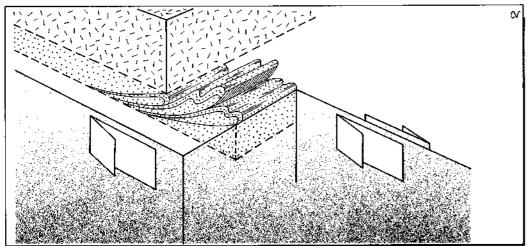
nord. Smembrato da numerose faglie alpine tardive è responsabile dell'accavallamento del Calcare del Trogkofel (Creta di Aip e rilievi situati immediatamente ad est di essa) sui termini del Gruppo di Rattendorf. Verso est, a quote inferiori, la stessa linea tettonica accavalla sulle unità del Gruppo di Auernig la Formazione di Val Dolce;

c) nei livelli intermedio e superiore so-

no presenti dei brandelli di estese anticlinali ad asse regolarmente orientato estovest con inclinazione costante verso ovest di 15°-18°:

- d) il limite tra i livelli intermedio e superiore è tettonico ed assimilabile ad un piano suborizzontale al quale si raccordano le superfici delimitanti le scaglie serrate sudest vergenti;
 - e) il contatto tra questi due livelli è





Figg. 182 e 183 - Il proseguire delle compressioni N-S riattiva in senso trascorrente destrorso un'ancestrale faglia petmo-carbonifera appartenente al sistema della Linea Valle di Aip - Rio Bombaso, orientata N120°E. Lo spostamento del promontorio devoniano (ereditato da movimenti precedenti) verso nordovest genera lo sviluppo di un sistema di faglie e scaglie sudovest vergenti che interferiscono con le strutture in precedenza esaminate. Visione in pianta e tridimensionale semplificata.

marcato da un forte scompaginamento con caoticizzazione totale di un orizzonte potente dai 7 ai 10 m.

Sulla base degli orientamenti delle mesostrutture rilevate e considerando le loro reciproche interazioni è possibile proporte per il settore Sella di Aip un'interpretazione strutturale che evidenzia la sovrapposizione nel tempo di compressioni NE-SW e N-S (fig. 184).

I primi cospicui effetti deformativi

coincisero con l'innesco dei due accavallamenti ad orientamento dinarico (fig. 179). La presenza di accavallamenti dinarici è giustificata dall'esistenza, in altri settori del bacino, di ulteriori piani tertonici appartenenti al medesimo sistema. I due accavallamenti individuati nel settore Sella di Aip sono tra l'altro tracciabili verso occidente per altri 5 km. Si può ragionevolmente considerare il sistema di accavallamenti N120°E come l'effetto diretto delle compressioni NE-SW che nell'area sudalpina nord-orientale precedono quelle orientate N-S.

La successiva compressione, orientata N-S, generò inizialmente delle openfolds - le anticlinali del punto c) - nelle successioni pelitico-arenacee a bancate calcaree di età permo-carbonifera mentre nei litotipi più massicci del blocco carbonatico settentrionale sviluppò degli accavallamenti immergenti a sud. Tutte le strutture descritte sono rigorosamente orientate est-ovest (fig. 180).

Anche lo Scorrimento di Creta d'Aip, nel suo tratto più orientale, risente di una netta torsione antioraria che lo adegua alla direzione N90°E e di un concomitante aumento dell'inclinazione verso nord.

Nel settore preso in esame sono sempre le unità più recenti ad accavallarsi sulle più antiche: Calcare del Trogkofel sulle formazioni del Gruppo del Rattendorf e quest'ultime sui termini del Gruppo dell'Auernig. Escludendo ragionevolmente la possibilità che le linee tettoniche esaminate siano distensive è logico presupporre che l'apparente anomala sovrapposizione sia imputabile all'effetto di faglie sinsedimentarie che hanno alterato le primitive posizioni stratigrafiche fra i due blocchi attualmente separati dal sovrascorrimento. Documentabili sistemi di faglie sinsedimentarie, tra l'altro orientate N120°E, si sono sviluppati nel territorio carnico-tarvisiano durante il Permiano (VENTURINI, 1983) e nel Triassico medio (Fois & Japoul, 1983; FARABEGOLI et al., 1985).

L'effetto complessivo della duplice compressione, prima NE-SW e poi N-S fu quello di avvicinare e poi quasi affiancare tra loro i due blocchi carbonatici a comportamento rigido, quello permiano da nord e quello devono-dinantiano da sud.

Col proseguire delle compressioni N-S si riattivò in senso trascorrente destrorso una serie di linee tettoniche ancestrali a sviluppo pressochè verticale appartenenti all'orientamento N120°E.

Una di queste linee coincideva e coin-

cide tuttora con il limite settentrionale del Monte Cavallo da Sella di Aip a Pramollo. Tale massiccio calcareo di età devonodinantiana nella zona di Sella di Aip forma un promontorio limitato dalla faglia N120°E appena citata e da una linea N60°E probabilmente ereditata come svincolo durante la fase compressiva NE-SW.

La trascorrenza destrorsa innescata lungo la linea N120°E e l'orientamento N60°E della prua carbonatica devoniana hanno giocato un ruolo determinante sulle successive deformazioni. Altrettanto importante si è rivelata la posizione, ormai ravvicinata, del secondo blocco rigido carbonatico, quello permiano della Creta di Aip, e la quota della sua base (1900 m). In un tale contesto lo spostamento verso nordovest del blocco devoniano ha provocato un sospingimento nella medesima direzione di tutto il nucleo centrale a comportamento plastico (fig. 182).

Ma mentre nel livello inferiore (sotto quota 1900 m) gli effetti della spinta sono stati distribuiti su distanze di più chilometri, alle quote superiori ai 1900 m il blocco rigido della Creta d'Aip (e dei massicci di Calcare del Trogkofel ad essa collegati) ha offerto una resistenza passiva, Come ditetta conseguenza di tale serrage i sedimenti del nucleo centrale posti a quote superiori ai 1900 m ad ovest ed ai 1780 m ad est, si sono piegati e fagliati fittamente con direzioni strutturali orientate esclusivamente N60° E. Da ultimo l'esasperazione del raccorciamento ha innescato nella struttura descritta una serie di scaglie tettoniche corticali con trasporto relativo verso sudest e sottoscorrimenti in senso opposto lungo un piano suborizzontale di raccordo comune situato ai 1900 m di quota (Scorrimenti di Sella d'Aip) (fig. 178). Ecco quindi sviluppati i tre livelli a tettonica differenziale osservabili in campagna. Sia all'interno delle scaglie sudest vergenti del livello superiore quanto nel sottostante livello intermedio gli estesi relitti di pieghe ad asse est-ovest attestano una precisa cronologia deformativa. Va

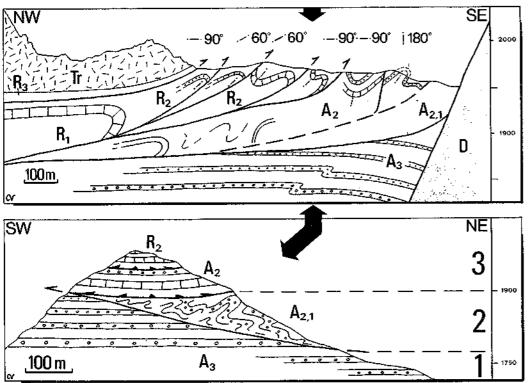


Fig. 184 - Spaccato geologico del settore Sella di Aip, longitudinale rispetto ai più recenti assi deformativi. Ridisegnato da uno schizzo rappresentante il vetsante occidentale del crinale della Sella come appare dai ripiani devoniani (q. 2083 m) posti di fronte alla Creta d'Aip.

Fig. 185 - Sezione schematica, trasversale alla precedente, che evidenzia la tripartizione verticale discussa

precisato che sul lato ovest del settore manca il livello intermedio di deformazione in quanto in quella fascia topografica si incrociano, inclinati fra loro di circa 20°, i due piani tettonici che individuano i livelli stessi (fig. 185).

Inoltre anche la diversità di terreni presenti nel nucleo deformato centrale ai livelli medio e superiore (Gruppo di Rattendorf a nordovest e Gruppo dell'Auernig a sudest) è imputabile unicamente a tettonica sinsedimentaria (con direzione permo-carbonifera, ?triassica, N15°-40°E) precedente sia alle compressioni N-S che NE-SW. Per questo settore si può dunque ricostruire la seguente successione di eventi:

I - Compressione NE-SW che dà origine agli Scorrimenti di Creta di Aip e di Pian di Lanza, orientati N120°E ed immergenti a nord. II - Compressione N-S che genera locali torsioni a N90°E nei precedenti scorrimenti e dà luogo ad un sistema di fitte pieghe ad orientamento est-ovest.

III - Riattivazione trascorrente destrosa delle principali linee tardo-erciniche orientate N120°E/Subverticali (Linea Valle di Aip - Rio Bombaso) e sviluppo di sistemi di pieghe e scaglie N60°E vergenti a sudest.

Settore M. Madrizze - Cima Tress-dorfer

I due rilievi che costituiscono il settore in esame formano due nuclei strutturali indipendenti, tettonicamente ravvicinati.

La Cima Tressdofer, costituita da calcari stratificati della Formazione inferiore a Pseudoschwagerina assume un assetto pressochè monoclinalico, orientato N310° E/20° SW, localmente interessato da ampie pieghe con assi allineati N300° E/15° NW, congruenti con l'andamento della stratificazione. Verso sudovest l'affioramento risulta intertotto da un accavallamento N120° E/45° NE, lo Scorrimento di Tressdorfer, che rende plausibili gli allineamenti in precedenza descritti.

Il Monte Madrizze nel suo insieme rappresenta il residuo di un'ampia sinclinale, a netto asse est-ovest, resa attualmente mal decifrabile dalla sovrapposizione sul motivo plicativo di effetti fragili quali accavallamenti e sistemi coniugati di faglie trascorrenti in depositi del Gruppo dell'Auernig (fig. 187).

Gli accavallamenti, denominati Scorrimenti del Monte Madrizze, sono di non elevata entità ma comunque sempre perfettamente registrabili sulla base di un rilievo geologico di dettaglio (fig. 187).

Interessante notare come enfatizzino la struttura plicativa iniziale orientandosi con assi est-ovest ed immersioni rispettivamente verso sud nel fianco settentrionale della originaria sinclinale e verso nord in quello opposto. Il più settentrionale degli accavallamenti appartenenti a questo sistema interagisce con lo Scorrimento di

Tressdorfer elidendolo nel suo tratto più sommitale. Successivamente un intricato doppio sistema di faglie verticali, riconducibili agli orientamenti N30°E e N145° -150°E, rispettivamente trascorrenti sinistrorse le prime e destrorse le seconde, unitamente ad un sistema N180°E/Vert. complica la continuità dei precedenti motivi strutturali.

Per il settore M. Madrizze-Cima Tressdorfer si può dunque ragionevolmente postulare la seguente successione di atti deformativi.

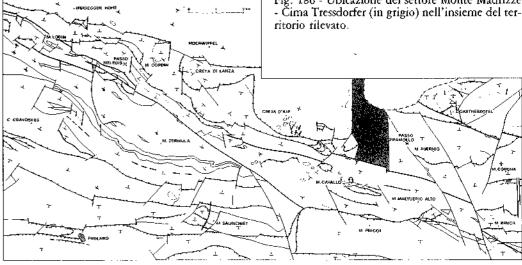
I) Compressione NE-SW e genesi dello Scorrimento di Tressdorfer, interpretabile come sottoscorrimento.

II) Compressione N-S con impostazione del motivo sinclinalico ad orientamento est-ovest nel nucleo plastico del Monte Madrizze e di Cima Madrizze.

III) Superamento del limite di rottura ed impostazione di effetti disgiuntivi (Scorrimenti del M. Madrizze) congruenti con l'assetto sinclinalico e sviluppantesi simmetricamente, col procedere delle compressioni e dei raccorciamenti, sui due fianchi opposti della piega.

ÎV) Attivazione dei sistemi di faglie verticali trascorrenti ad orientamento N30°E e N150°E che dislocano le precedenti strutture.

Fig. 186 - Ubicazione del settore Monte Madrizze



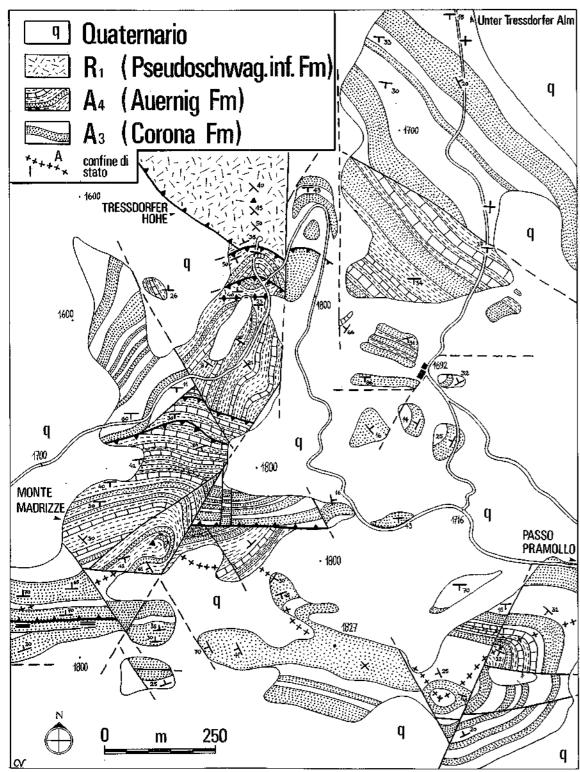


Fig. 187 - Geologia del settore Monte Madrizze - Cima Tressdorfer.

Settore Monte Auernig - Gugga -Monte Corona

Il principale motivo strutturale di questo settore è la manifesta disomogeneità rilevabile fra tre fasce grossolanamente disposte in senso est-ovest (fig. 189).

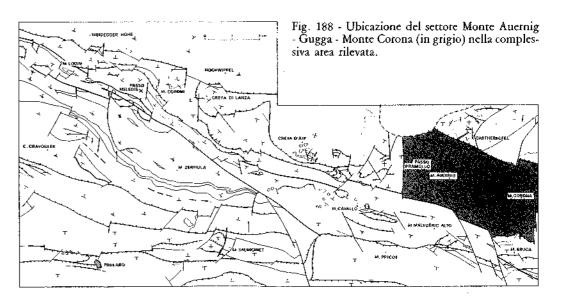
La più meridionale (a) sviluppata solo lungo il versante sud del Monte Corona, denuncia un marcato raccorciamento nord-sud che ha prodotto accavallamenti verso nord (Scorrimenti di Casera For, N270°E/80°S) con frequenti verticalizzazioni di strati e potenti bancate conglomeratiche e calcaree appartenenti alle Formazioni di Meledis, del Pizzul e del Corona. Tali effetti sono l'evidente prosecuzione verso nord dello stile deformativo proprio del Monte Bruca (vedi settore omonimo), situato ad un chilometro di distanza.

La fascia intermedia (b) si sviluppa lungo i versanti meridionali dei Monti Auernig e Carnizza, sotto quota 1600-1750 m, per poi comprendere pressochè interamente il Monte Corona (fig. 191). E' dominata da un assetto da tabulare a monoclinalico con debole, ed occasionalmente media (40°) immersione verso nord-est di terreni appartenenti alle Formazioni del Bombaso, di Meledis, del Pizzul, del Co-

rona e dell'Auernig, esposte nell'ordine da ovest verso est.

La fascia più settentrionale (c) abbraccia i rilievi dei Monti Auetnig e Carnizza ed il crinale di Gugga (fig. 190) con i relativi versanti e confina a nord con l'estesa Linea del Gartnerkofel (KAHLER & Prey, 1963) distensiva ed orientata N120° E/70°NE. E' caratterizzata da estesi motivi anticlinalico-sinclinalici (open fold) con fianchi apparentemente simmetrici, piani assiali verticali (basculazioni successive di piani immergenti a nord), cerniere perfettamente allineate est-ovest. Gli effetti disgiuntivi macroscopici sono rappresentati da due accavallamenti: lo Scorrimento di Watschiger Alpe orientato N90°E/ 60°N e lo Scorrimento di Casera Auernig, il più meridionale tra i due, con andamento N120°E/30°NE. In entrambi i casi termini più recenti risultano accavallati sui più antichi.

Sull'analisi del tipo di assetto caratterizzante l'intera fascia sono orientato ad interpretarli come effetti compressivi (della distensione mancano ad esempio le tipiche contropendenze nel blocco a monte della faglia e le anticlinali e sinclinali ad ampio raggio si accordano con l'ipotesi compressiva). La sovrapposizione in en-



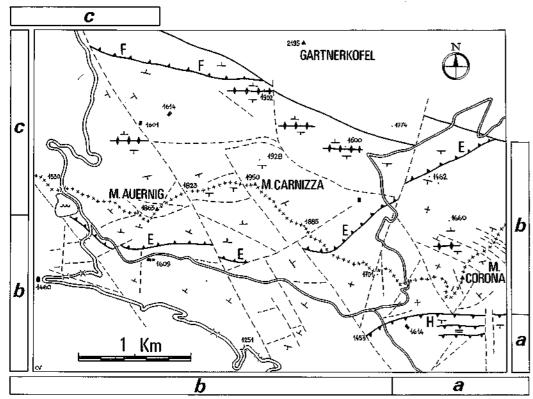


Fig. 189 - Suddivisione del settore Monte Auernig - Gugga - Monte Corona nelle tre fasce a, b e c trattate nel testo e caratterizzate da distinti comportamenti strutturali.

trambi i casi di formazioni più recenti sulle più antiche testimonia la precedente azione di faglie sinsedimentarie (N120°E, permo-carbonifere e/o triassiche) che hanno alterato i primitivi rapporti stratigrafici. La tripartizione descritta è complicata da un sistema di faglie verticali orientate N145°E, trascorrenti destrorse, cha ha indotto in un vasto comparto, tra i Monti Auernig e Carnizza, una serie di compressioni locali con inarcamenti e verticalizzazioni. Nettamente subordinato un sistema di faglie trascorrenti sinistrorse orientato mediamente N30°E.

Nel complesso l'evoluzione strutturale alpina del settore sembra schematizzabile secondo la seguente cronologia d'eventi:

I) compressioni NE-SW con impostazione dello Scorrimento di Casera Auernig

(N120°E/30°NE) e dell'assetto N120°E/ NE della stratificazione nella fascia intermedia (b);

II) compressioni N-S con formazione dello Scorrimento di Watschiger Alpe (N90°E/60°N), degli Scorrimenti di Casera For (N270°E/80°S) e delle pieghe ad asse est-ovest della fascia settentrionale (c);

III) attivazione, sotto l'impulso delle medesime spinte N-S, dei sistemi coniugati di faglie verticali orientati N145°E (trascorrenti destrorse) e N30°E (trascorrenti sinistrorse) che smembrano e dislocano le precedenti strutture.

Settore Monte Malvuerich - Monte Bruca

L'intero settore è dominato dagli orientamenti est-ovest delle strutture principali, evidenti effetti delle compressioni alpine N-S. Tra essi i seguenti assumono particolare rilevanza.

Scotrimento di Sella Barizze, immergente a medio-alto angolo verso sud (60°), dislocato più volte dal sistema di faglie verticali N180°E; nel suo tratto più occidentale accavalla il substrato ercinico in facies flyschoide sulla successione permo-carbonifera mentre verso est, a quote più elevate, è la dolomia ladinica dello Schlern ad accavallarsi sui terreni tardo ercinici (fig. 195).

Un simile rapporto tettonico è facilmente comprensibile solo ammettendo realistiche riattivazioni di paleostrutture distensive ubicate verso sud e successive giustapposizioni tettoniche di settori ad evoluzione e spessori differenti.

Scorrimento del Monte Pricot, tracciabile per oltre 8 km lungo le pendici metidionali del Monte Cavallo fino al Monte Bruca. E' un piano caratterizzato da immersione verso sud con inclinazioni intorno ai 50°. Accavalla la successione anisicoladinica, poggiante sul substrato permoscitico (Formazione a Bellerophon o di Werfen), sopra ad una sequenza simile e coeva ma discordante su depositi tardoercinici discontinui (0-30 m) o direttamente appoggiata al substrato ercinico orogenizzato. Localmente tra i due blocchi sovrascorsi si rileva una sottile e discontinua scaglia tettonica di peliti permo-carbonifere che hanno favorito la traslazione da sud verso nord.

Anche in questo settore, come precedentemente osservato per quello di Sel-

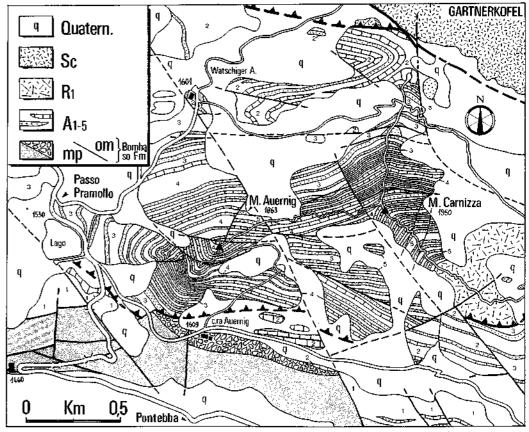
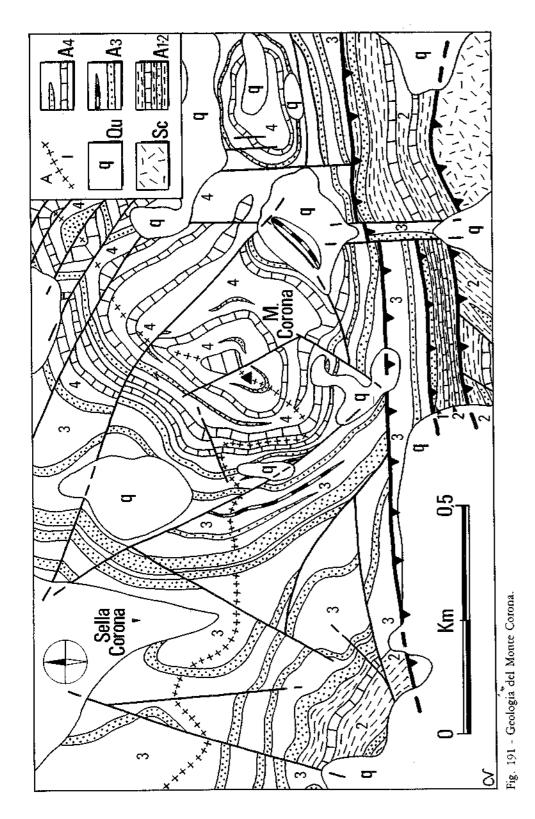


Fig. 190 - Geologia dei Monti Auernig e Carnizza. In puntinato i livelli conglomeratici, a mattoni quelli carbonatici.



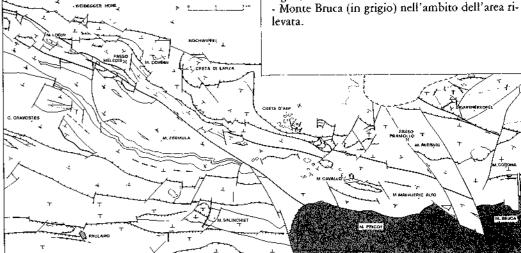
la d'Aip, la riattivazione di piani subverticali orientati N120°E crea dei marcati effetti deformativi secondari. Le paleofaglie interessate dalle tiattivazioni trascorrenti sono le Linee M. Malvuerich e M. Brizzia, tracciabili per quasi quattro chilometri. Le pronunciate deformazioni, indotte essenzialmente lungo la seconda di tali linee, sono riconoscibili al Monte Malvuerich basso ed a ovest della sella morfologica posta tra i Monti Bruca e Brizzia. Nel primo caso la trascorrenza destrorsa, attivata dalle stesse compressioni N-S, ha generato un piano principale di accavallamento N60°E/ 50°SE ed una contemporanea piega con medesimo orientamento e vergenza verso nordovest: ne risulta coinvolta una successione di età anisico-ladinica, discordante su un lembo di substrato devoniano (con residui in tasche di conglomerati permocarboniferi) ed accavallata sulla retrostante successione devoniana.

Il confronto con le successioni affioranti lateralmente (Busate) consente di quantificare come modesta la traslazione complessiva verso nordovest. Anche verso il Monte Brizzia la riattivazione trascorrente della linea omonima produce accavallamenti ed assetti della stratificazione orientati N60°E ed immergenti a sudest. Ne risultano coinvolti dei depositi terrigeni

permo-carboniferi intercalati come scaglia tettonica ai calcari della Formazione a Bellerophon. Qui la linea stessa, scomposta in numerose ravvicinate vicarianti (N120° E/ 80°NE), determina una marmorizzazione nei litotipi dolomitici dello Schlern affioranti lungo il lembo settentrionale della faglia (fig. 193). Una successiva cataclasi coinvolge i marmi o i calcari della Formazione a Bellerophon per una fascia larga 15 m. Depositi permocarboniferi (conglomerati e peliti) orientati N120° E/Vert. e compresi tra due faglie del sistema descritto sono direttamente collegabili alla scaglia tettonica N60°E costituita dagli stessi litotipi (fig. 193). Ulteriori vicarianti individuano fasce di 2-3 m di spessore (N120°E) costituite da prevalenti peliti permo-carbonifere estremamente tettonizzate (fig. 194) che in superficie, imbevute d'acqua, danno luogo ad una pasta argillosa nera, grafitizzata.

Nella successione degli atti deformativi indotti dalla riattivazione trascorrente destrorsa della Linea M. Brizzia è possibile riconoscere una iniziale formazione di scaglie e pieghe ad andamento N60°E seguite in un secondo momento, coinciso con l'ampliamento della fascia di faglie, da riordinamenti delle scaglie (in special modo di terreni permo-carboniferi) stira-

Fig. 192 - Ubicazione del settore Monte Malvuerich



te lungo la direzione N120°E. L'ultimo atto, la cataclasi, ha presumibilmente contraddistinto una ripresa dei movimenti in condizioni di minore profondità.

I piani di accavallamento, regolarmente immergenti a sudest, e le pieghe generate nelle compressioni, sono sovente smembrati da un sistema di faglie verticali con direzione N150°E, a deciso movimento trascorrente destrorso evidente nelle frequenti strie di frizione. La parete meridionale del Monte Bruca offre una precisa registrazione di tali effetti (fig. 117). Un secondo sistema di faglie verticali, orientato N20°-30°E, a comportamento trascorrente sinistrorso e coniugato al precedente, è qui presente in maniera nettamente subordinata al primo. Un sistema di faglie verticali e subverticali ad orientamento meridiano, con caratteri trascorrenti in certi casi destrorsi in altri sinistrotsi, complica ulteriormente i rapporti

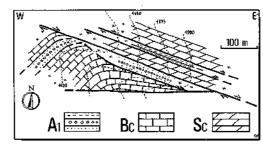


Fig. 193 - La geologia di dettaglio effettuata lungo un tratto della Linea M. Brizzia evidenzia gli effetti del movimento trascorrente destrorso sviluppatosi lungo di essa.

strutturali di questo settore.

Cronologicamente i sistemi di faglie verticali descritti non rispettano un preciso ordine di attivazione ma, da zona a zona, i rapporti di dislocazione reciproca variano senza una regola precisa. Volendo comunque basarsi solo sui dati rilevati nel massiccio dei Monti Bruca e Brizzia, che

Fig. 194 - Netto contatto tettonico fra la Dolomia dello Schlern (Sc) accavallata sulla Formazione del Pizzul (A2), a sudest del Monte Corona (fascia a).

per l'esposizione degli affioramenti meglio consentono un'analisi di questo tipo, questa è la successione cronologica delle strutture deformative:

I) accavallamenti est-ovest e pieghe ad asse est-ovest;

II) sistema di faglie verticali nord-sud; III) sistema di faglie verticali destrorse N150°E:

IV) sistema di faglie verticali sinistrorse N20°-30°E;

V) riattivazione trascorrente destrorsa del sistema di faglie verticali N120°E e contemporaneo innesco di piani di accavallamento orientati N60°E ed immergenti ripidamente verso sud.

Settore del Gartnerkofel

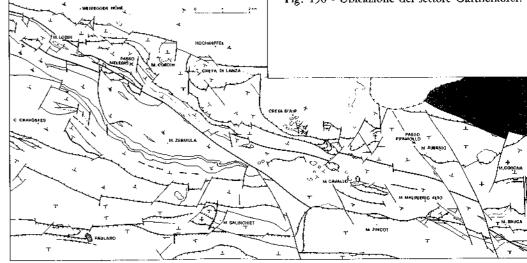
Confinato nell'estrema porzione nordorientale dell'area rilevata (fig. 196) è limitato verso sud dalla Linea del Gartnerkofel orientata N120°E ed immergente ripidamente verso nordest. Comprende il contrafforte della Reppwand che culmina nel Kühweger Köpfel (Törl) e prosegue nell'imponente rilievo del Gartnerkofel dando luogo ad una successione permiano inf.-anisica priva di sensibili interruzioni tettoniche.



Fig. 195 - Peliti di età permo-carbonifera estremamente tettonizzate durante i moti trascorrenti di età alpina tardiva attivi lungo le principali linee tardoerciniche orientate N 120°E (foto P. Ferrieri).

La Linea del Gartnerkofel è stata interpretata (KAHLER & PREY, 1963) come distensiva, successiva ad ogni altra deformazione e connessa ad un rilassamento gravitativo posteriore e conseguente alla genesi dell'estesa piega anticlinalica sviluppata al fronte della Linea stessa in terreni del Gruppo dell'Auernig (vedi Sez. geol. V, Carta Geologica allegata). In ordine di tempo, secondo l'interpretazione degli au-

Fig. 196 - Ubicazione del settore Gartnerkofel.



tori austriaci, sarebbe seguita soltanto dall'innesco di recenti cedimenti gravitativi inter- e/o postglaciali localizzati alla base dello scosceso versante della Reppwand (Superficie di cedimento quaternario della allegata Carta Geologica).

Il complessivo blocco Reppwand-Gartnerkofel conserva le tipiche contropendenze dei settori coinvolti in cedimenti lungo faglie listriche e questo particolare tenderebbe a confermare l'ipotesi degli autori precedenti. D'altro canto i dati strutturali raccolti nella fascia cataclastica, spessa quasi 100 m e sviluppata lungo la Linea del Gartnerkofel, offrono un quadro deformativo molto più articolato.

Innanzitutto i movimenti ricavati dalle strie e l'orientamento dei relativi piani di faglia (fig. 197) individuano una compressione orientata N-S che quindi è anche successiva all'innesco dello scivolamento stesso. Inoltre i piani orientati N120°E/50°NE, appartenenti al principale sistema di dislocazione, evidenziano una attivazione trascorrente destrorsa. Il movimento trascorrente di questi piani intercetta e distorce un sistema di faglie con andamento N180°E/Vert.

C'è inoltre da sottolineare che la Linea del Gartnerkofel interrompe, intersecandola obliquamente, una serie di strutture ad andamento est-ovest (pieghe ed accavallamenti).

L'attuale assetto del settore del Gartnerkofel potrebbe essete il risultato della seguente successione di eventi.

I) Compressione N-S che genera un sistema di blande pieghe ad assi est-ovest cui fa seguito, sul retro, lo sviluppo di un

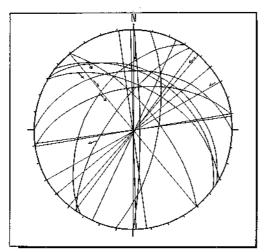


Fig. 197 - Dati strutturali raccolti lungo la Linea del Gattnerkofel nella fascia di matcata cataclasi sviluppata nella Dolomia dello Schlero.

accavallamento (Scorrimento di Watschiger Alpe) con trasposizione verso sud dell'intero blocco costituente il settore del Gartnerkofel.

II) Si attiva il cedimento gravitativo lungo la Linea del Gartnerkofel sfruttando con molta probabilità il piano di una paleofaglia permo-carbonifera (o permotriassica) presente al di sotto dello Scorrimento di Watschiger Alpe e che si propaga anche al blocco sovrascorso.

III) Perdurano le compressioni N-S che attivano sistemi coniugati di faglie trascorrenti ed innescano le trascorrenze destrorse lungo la Linea del Gartnerkofel.

La riattivazione del sistema N120°E potrebbe essere anche dovuta ad una recente compressione NW-SE.

Interpretazione tettonica alpina

L'insieme dei dati strutturali di età alpina rilevati nell'intero areale considerato (Carta Geologica allegata) ha consentito il riconoscimento di due distinte fasi compressive distanziate nel tempo. La prima con sforzi orientati NE-SW alla quale sono riconducibili i cosiddetti orientamenti dinarici, la successiva con direttrici di compressione N-S dominata da assetti delle strutture decisamente est-ovest. Come già osservato nelle analisi locali dei singoli settori, sono numerose le località in cui l'interazione delle due fasi fornisce una precisa cronologia relativa. Nella zona rilevata al dettaglio esistono sporadiche evidenze di una più recente fase compressiva, con direzione degli sforzi massimi orientata circa NW-SE.

Alla fase compressiva N-S è inoltre riferibile una serie di riattivazioni trascorrenti di paleostrutture distensive (N120°E) e l'innesco di particolari sistemi coniugati di taglio (N30°E e N145°E).

Considerando i numerosi blocchi strutturali nei quali l'area rilevata viene smembrata ad opera delle linee tettoniche e dei principali piani di scorrimento, esaminati e discussi nei precedenti paragrafi, è possibile proporre una ricostruzione della cinematica alpina, iniziata presumibilmente nel Paleogene.

Le più antiche strutture sono rappresentate da scorrimenti ad orientamento dinarico (N120°E), rigorosamente immergenti a nord-est ed interessanti due particolari nuclei: quello esteso dal Passo di Meledis alla Creta di Aip e Tressdorfer (Settore Monte Lodin - Lanza e Monte Madrizze - Tressdorfer) e limitato a sud dalla Linea Cason di Lanza, e quello del Monte Dimon (Settori Monte Dimon e Paularo - Monte Salinchiet) con le sue propaggini sudorientali verso l'abitato di Paularo. Un terzo ristretto ambito d'affioramento di strutture ad orientamento dinarico è riconoscibile lungo la sponda destra del Rio

Turriea (Settore Paularo - Monte Salinchiet). Solo nel secondo nucleo i piani di scorrimento presentano pronunciate inclinazioni (circa 60°). Negli altri due casi superfici da suborizzontali a 30° di immersione caratterizzano i piani a direzione N120°E. In fig. 198 vengono sintetizzate le geometrie connesse agli scorrimenti dinarici sulla base di tutti i dati raccolti nei singoli siti.

Arealmente le strutture dinariche sono molto concentrate a differenza dei successivi andamenti est-ovest collegabili agli sforzi N-S, che quasi sempre mascherano o, generando torsioni, rendono indecifrabili i precedenti effetti compressivi. Gli scorrimenti a netto orientamento est-ovest si distribuiscono omogeneamente su tutta l'area rilevata anche se nei massicci carbonatici, ed in particolar modo in quelli ercinici, si registra un drastico calo di tali strutture e degli effetti plicativi da esse indotti.

I piani di scorrimento est-ovest sono raggruppabili in due sistemi caratterizzati da immersioni opposte e geometrie differenti.

Il primo gruppo, regolato da una decisa inclinazione dei piani verso nord, con angoli variabili dai 60° agli 80°, è presente esclusivamente nella porzione settentrionale dell'area rilevata, a monte della congiungente Monte Zermula-Monte Cavallo e, a sud di questa, limitatamente agli Scorrimenti di Forca Pizzul e del Rio Pizzul. La fig. 199 rappresenta l'andamento comune a questo gruppo di piani che tendo ad interpretare nella totalità come innescati da sottoscorrimenti, da sud verso nord, di blocchi sospinti da analoghe compressioni.

Il secondo gruppo comprende gli scorrimenti immergenti a sud. I piani presentano complessivamente inclinazioni molto varie, da pochi gradi a quasi 60° e le relative geometrie ricordano quelle dei precedenti scorrimenti dinarici. Sono confinati quasi esclusivamente nella fascia più meridionale del territorio esaminato, da

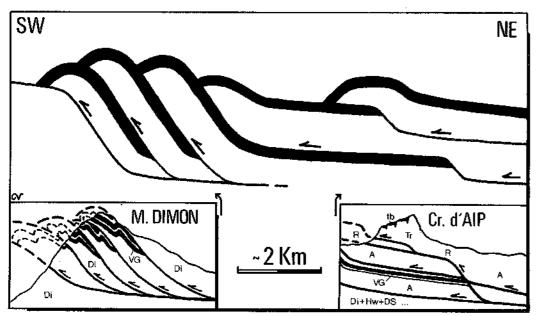


Fig. 198 - Rappresentazione dell'assetto strutturale del Monte Dimon e della Creta d'Aip, connesso all'attivazione di un sistema di piani orientati N 120°E e indotti dalle compressioni dinariche (NE-SW).

Paularo al Monte Bruca. Le relative geometrie di scorrimento sono marcate da motivi a ramp and flat che, unitamente alle considerazioni stratigrafiche esposte nel relativo capitolo, comprovano l'ipotesi di marcate traslazioni da sud verso nord e conseguenti decisi raccorciamenti.

Considerando i frequenti rapporti anomali di sovrapposizione connessi a tali scorrimenti (successioni più recenti accavallate sulle più antiche) ed il motivo a ramp and flat che li caratterizza si può verosimilmente ipotizzare che i ramp utilizzino frequentemente paleofaglie distensive immergenti a sud, di probabile età permotriassica.

Un terzo tipo di scorrimenti, successivo sia ai dinarici (N120°E/NE) che ai due sistemi alpini s.s. (N270°E/S e N90°E/N), è quello che presenta orientamenti N60° E con immersioni ora a nordovest ora a sudest. In questo caso appartengono entrambi al medesimo sistema risultando sempre collegati a decise riattivazioni, in senso trascorrente destrorso, di paleofaglie distensive tardo-erciniche orientate N120°E,

quali effetti compressivi collaterali che si sviluppano nelle adiacenze delle faglie stesse (Linea Valli di Aip - Rio Bombaso, Linea Cason di Lanza, Linea Monte Malvuerich,...) ove particolari andamenti delle linee medesime lo consentono (tipico a questo proposito il promontorio nord-occidentale del Monte Cavallo, trattato nel Settore Sella di Aip).

La stessa riattivazione dell'ancestrale sistema di faglie N120°E è indotta dal perdurate delle compressioni N-S. Sulla base dei precisi rapporti di successione riscontrati tra i singoli tipi e sistemi di deformazione questi ultimi esempi consentono indirettamente di ricavare l'età relativa d'attivazione delle trascorrenze lungo le linee N120°E; età che risulta successiva a tutte le deformazioni precedentemente elencate.

Contemporaneamente l'intero*comparto carnico subì, ad opera delle medesime sollecitazioni compressive orientate N-S, la frammentazione lungo due sistemi coniugati di faglie trascorrenti, rispettivamente orientati N25°-40°E (sinistrorse) e N135°-150°E (destrorse), subverti-

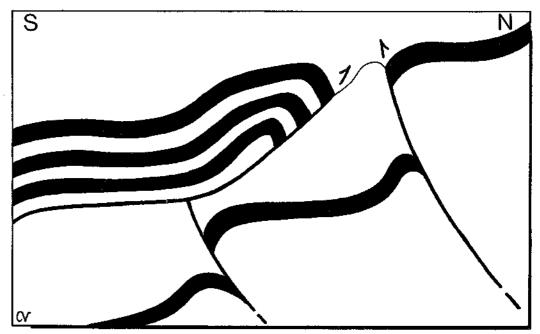


Fig. 199 - Schematizzazione delle geometrie deformative connesse con le compressioni alpine N-S e tentativo di interpretazione profonda.

cali o verticali (fig. 203). Ad essi se ne aggiunge un terzo ad andamento meridiano, N180°E/Vert., parallelo alle direzioni di sforzo massimo, inizialmente con probabile carattere distensivo al quale si è sovrapposto un più recente comportamento trascorrente ora destrorso, ora sinistrorso. Questi tre sistemi di faglie, caratterizzati da rigetti estremamente variabili da zona a zona, interrompono decisamente tutte le strutture descritte in precedenza.

Al culmine della fase deformativa compressiva alpina s.s. si evidenziano due comparti con caratteristiche opposte. A settentrione un'ampia fascia guidata da serrati sottoscorrimenti verso nord si trova in condizioni di rapido sollevamento mentre a sud della congiungente Castello di Valdaier (2 km a nordovest di Paularo) - Monte Bruca si affianca un comparto interessato da aumento di carico litostatico dovuto a forti trasposizioni di terreni verso nord, lungo motivi a ramp and flat. Ed è proprio al confine fra le due zone che si innescano, durante una stasi compressiva,

delle distensioni lungo linee verticali o subverticali immergenti debolmente a sud ed orientate est-ovest.

E' questo il caso del fascio di Linee Minischitte - Turriea caratterizzate da rigetti a gradonata, fino a 400 m, in rapido incremento verso sud (fig. 165).

E' probabile che anche nel tratto affiorante dello Scorrimento Fella-Sava (ramp di un esteso fronte di trasposizione da sud verso nord) si siano innescate delle pronunciate distensioni lungo un piano subverticale immergente a sud (fig. 202).

Da ultimo, con movimenti segnalati attivi anche nel Quaternario (CARULLI et al., 1980) le linee distensive orientate estovest precedentemente descritte (Linee Minischitte - Turriea, Linea Fella - Sava sovraimposta all'accavallamento omonimo) subiscono delle drastiche riattivazioni trascorrenti destrorse con marcati tettoglifi suborizzontali sul piano di faglia che cancellano ogni precedente registrazione di moto.

Inoltre il sistema di faglie verticali

N180°E sembra riattivarsi durante questa fase dato che in molte zone le trascorrenze indotte lungo queste linee dislocano ogni precedente struttura. Tali riattivazioni avvalorerebbero l'ipotesi di un campo di stress recente orientato genericamente NW-SE.

Questa, sulla base dei dati esposti nei precedenti paragrafi ed in accordo con le interpretazioni strutturali proposte per i singoli settori analizzati, risulta la cronologia relativa degli eventi deformativi dell'area centrale carnica. E' una cronologia relativa, stabilita solo sulla base delle interazioni tra le differenti fasi tettoniche riconosciute. Collegarla ad una scala dei tempi risulta oltremodo arduo mancando i necessari marker stratigrafici nelle aree chiave. Tuttavia, basandosi su patziali cronologie d'eventi, desunte in zone esterne al perimetro rilevato (Bosellini & Sarti, 1978; CERETTI, 1965; CASTELLARIN et al., 1980; Cousin, 1981; Carulli et al., 1983, PIRINI RADRIZZANI et al., 1986; TUNIS & VENTURINI, 1985; VENTURINI, 1990) e considerando la particolare posizione interna del fronte orogenico esaminato (CASTELLARIN, 1983) è possibile, in via del tutto ipotetica, formulare la seguente proposta cronologica d'eventi:

Fase compressiva NE-SW Scorrimenti N120°E (immersione a NE) Età: Paleogene

Fase compressiva N-S Scorrimenti N90°E (immersioni a N e a S) Attivazione trascorrente destrorsa Linee N120°E/Subvert. Scorrimenti N60°E. Sistemi coniugati di faglie trascorrenti sinistrorse N30°E/Vert. e destrorse N145°E/ Vert. e sistema distensivo N180°E/Vert. Età: Neogene

Fase distensiva Linee N90°E/Vert. Età: ?Pliocene

Fase compressiva NW-SE
Attivazione trascorrente destrorsa Linee
N90°E/Vert. e Scorrimenti N90°E.
Attivazione trascorrente sinistrorsa sistema
di faglie N180°E/Vert.
Età: Plio-Quaternario

Cinematica alpina dell'area carnica

Il settore studiato fa parte del vasto dominio sudalpino orientale (CASTELLARIN & VAI, 1982), confinante con quello austroalpino lungo la Linea della Gail, propaggine orientale del Lineamento Insubrico, ed è situato in una zona di cerniera tra il sistema dinarico e quello alpino s.s. (fig. 200).

Le fasi tettoniche alpine descritte ed analizzate nei paragrafi precedenti non possono essere comprese totalmente se non inserendole nella più estesa e complessa cinematica dell'intero comparto strutturale carnico. Il successivo tentativo di ricostruzione dinamica dei movimenti alpini relativi alle compressioni NW-SE e N-S si avvale di dati e rilevamenti inediti dello scrivente, sia di dettaglio che speditivi, eseguiti nell'area interessata dall'interpretazione che si estende dal meridiano di Forni Avoltri a quello di Malborghetto.

Fondamentale a tal fine si è rilevata la discriminazione, su tutta l'area, degli effetti ercinici ed in particolare il riconoscimento delle macrostrutture della III «fase» ercinica (III stadio di deformazione) corrispondenti agli antiformi plurichilometrici che si sono conservati ben riconoscibili attraverso le successive deformazioni alpine specie se costituiti da rocce carbonatiche siluro-dinantiane.

La ricostruzione che propongo ha il significato di un primo approccio alla risoluzione della complessa cinematica alpina del settore carnico e deve essere per il momento letta come un'avanzata ipotesi di lavoro, già rafforzata da un congruo numero di dati, ma che necessita ancora di numerose puntiformi verifiche.

L'area di Pramollo, alla quale si riferisce l'allegata Carta Geologica, giace a cavallo di due domini che, durante le compressioni alpine orientate all'incirca N-S, si sono deformati in modo estremamente dissimile.

La fascia di confine e discriminazione tra i due domini, quello occidentale

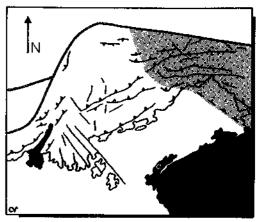


Fig. 200 - Estensione massima delle deformazioni dinariche del settore alpino orientale.

esteso fino ai confini con il territorio veneto e quello orientale sviluppato fino a Tarvisio ed oltre, è compresa tra Paularo e Pontebba.

A grande scala il comportamento del comparto occidentale è dominato da estesi scorrimenti frontali a basso angolo (sistema delle Linee di Sauris) immergenti a nord (CARULLI et al., 1982; FRASCARI & VAI, 1981). Geneticamente sono interpretabili come sottoscorrimenti prodotti dalla traslazione verso nord di un vasto comparto meridionale che si è progressivamente incuneato sotto i più antichi terreni permo-triassici del retrostante comparto occidentale (fig. 201).

Le deformazioni indotte all'interno di quest'ultimo sono riassumibili in un'estesa sinclinale ad orientamento est-ovest, parallela al fascio di Linee di Sauris che l'ha provocata. Il sospingimento verso nord del comparto occidentale ha trovato un ostacolo nello Scorrimento del Rio Pizzul e nelle sue propaggini occidentali. Orientato anch'esso est-ovest ed immergente ad altomedio angolo verso nord ha assorbito le spinte indotte dalla traslazione del comparto occidentale sollevando decisamente quello settentrionale dominato per gran parte da tetreni paleozoici antichi.

A est del meridiano di Paularo manca la netta distinzione tettonica tra comparto meridionale ed orientale che solidalmente sono traslati verso nord senza apprezzabili smembramenti accavallandosi sui depositi paleozoici del comparto settentrionale lungo estesi piani di importanza regionale immeregenti ad alto-medio angolo verso sud e che in profondità dovrebbero diminuire di inclinazione (Scorrimento Fella-Sava, Scorrimento del Monte Pricot).

À dire il vero esiste una ristretta fascia di transizione tra i due domini a differente comportamento cinematico che risultano nettamente divisi da una discriminante tettonica rappresentata dalla Linea But-Chiarsò (CARULLI & PONTON, 1988; 1988a). Tale fascia di transizione giace interamente nel comparto orientale pur presentando anche i caratteri strutturali peculiari di quello occidentale. In essa si sviluppano sia piani di scorrimento sudimmergenti (Scorrimenti del Turrion-Salinchiet e del Monte Salinchiet) con geometrie a ramp and flat e cospicue traslazioni verso nord, che sottoscorrimenti nordimmergenti quali lo Scorrimento del Rio Muiea (CARULLI & PONTON, 1989a) e sue vicarianti minori.

Queste macrostrutture riassumono la risposta deformativa di entrambi i comparti e si sviluppano in un limitato settore compreso tra la Linea But-Chiarsò ed una faglia verticale ad orientamento N150°E che, congiuntamente, individuano un'area triangolare incuneata verso nord.

Lo Scorrimento Fella-Sava che, considerato nella più ampia dinamica dei movimenti del settore friulano (VENTURINI, 1990) avrebbe il ruolo di retroscorrimento, sembra quindi correlabile geneticamente con gli Scorrimenti del Monte Salinchiet e del Turrion-Salinchiet. Questi hanno subito tardivamente uno smembramento distensivo ad opera della Linea del Rio Turriea, attivata contemporaneamente alla rimobilizzazione, ugualmente in senso distensivo, di quello che era stato il presumibile ramp dello Scorrimento Fella-Sava, come già precedentemente discusso.

Il comparto settentrionale, costituito al 90% da terreni ercinici e la relativa copertura permo-carbonifera, ha dunque offerto una resistenza attiva sollevandosi al contatto con il comparto occidentale mentre la stessa è stata passiva nel caso dell'interazione con quello orientale. E' proprio

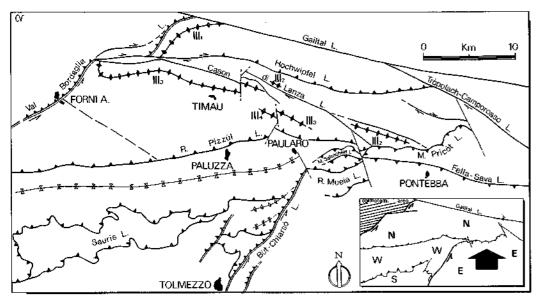


Fig. 201 - Schema geologico strutturale delle Alpi Carniche. Le anticlinali a símbolo pieno sono gli antiformi ercinici della III «fase».

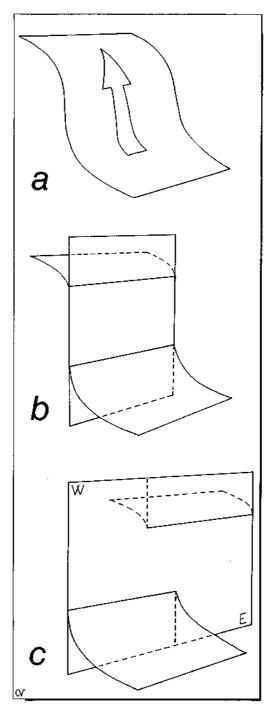


Fig. 202 - Evoluzione della Linea Fella-Sava: a) ramp, localizzato lungo il corso dell'attuale Fiume Fella; b) distensione sviluppata lungo il precedente ramp; c) trascorrenza destrorsa che riattiva il piano distensivo.

ed esclusivamente nella fascia di cerniera e transizione tra le due zone che si è venuta a determinare la zona a triangolo (ELLIOT, 1981) messa in evidenza da CARULLI & PONTON (1989) anche se in base ad una interpretazione strutturale differente.

Le deformazioni subite dal comparto settentrionale durante la spinta compressiva alpina ad orientamento N-S sono essenzialmente guidate dalla riattivazione, in senso trascorrente destrorso, del sistema di faglie sinsedimentarie permo-carbonifere a direzione N120°E. Le maggiori sono costituite dalla Linea Tröpolach-Camporosso, limite nord-orientale del Bacino di Pramollo, e dalla Linea del Cason di Lanza.

Altri effetti deformativi di rango superiore sono rappresentati da sottoscorrimenti orientati est-ovest ed immergenti a nord (Scorrimento del Hochwipfel) replicanti nel loro sviluppo lo Scorrimento del rio Pizzul, e da locali retroscorrimenti indotti a monte dello Scorrimento del Rio Pizzul (Scorrimenti del Rio Moscardo e della Cuestalta, ubicati ad ovest e a nord del Monte Dimon, esternamente all'area cartografata).

La prosecuzione occidentale dello Scorrimento del Hochwipfel, smembrato tardivamente da faglie verticali di non elevato rigetto, sembra ricollegarsi alla dislocazione Gamskofel-Polinik successivamente ripresa in senso transpressivo destrorso.

Osservando l'estrema porzione occidentale del comparto settentrionale si può notare che gli ampi antiformi della III «fase» ercinica, normalmente orientati N120°E, risultano sensibilmente deformati con un'uncinatura plurichilometrica che coinvolge l'intero massiccio carbonatico del Volaia.

La macropiega ad asse subverticale immerso verso sud-ovest collegata all'uncinatura risulterebbe di età alpina e sarebbe dovuta all'attivazione dei moti trascorrenti destrorsi realizzatisi tardivamente lungo lo Scorrimento Gamskofel-Polinik-Hochwipfel durante le compressioni NW-

SE. Anche a nord di quest'ultimo le macrodeformazioni alpine ad asse subverticale coinvolgono una successione anchimetamorfica costituita da una piega ercinica di III «fase».

Ritornando all'evoluzione cinematica del settore carnico (fig. 201) non resta che soffermarsi sulla natura e relative geometrie dei limiti tettonici che fungono da discriminante rispettivamente tra i comparti orientale ed occidentale e tra quello settentrionale e i terreni metamorfici ercinici dell'estremità nord-occidentale.

I due limiti sono caratterizzati dal medesimo orientamento (N50°E) e dalla comune immersione ad alto angolo verso nord-ovest. In entrambi i casi il blocco a sudest è sottoscorso innalzando il blocco a nordovest. Un meccanismo transpressivo con componente sinistrorsa è testimoniabile per tutte e due le linee.

La Linea But-Chiarsò viene interpretata (CARULLI et al., 1982) come una riattivazione in senso compressivo di una preesistente struttura distensiva di età triassica, dunque presumibilmente anisico-ladinica. Anche la Linea della Val Bordaglia è unanimemente interpretata come dovuta alla rimobilizzazione di una precedente faglia ancestrale. Sono diverse invece le opinioni in merito all'età dell'originario innesco e relativo significato paleostrutturale.

SELLI (1963) definisce l'attuale Linea della Val Bordaglia come il risultato della ripresa in età alpina di una faglia di impostazione ercinica che ha accavallato, da nordovest verso sudest, i terreni ercinici metamorfici su quelli non metamorfosati. Contrariamente FRASCARI & VAI (1981) postulano un ringiovanimento di una struttura tardo-ercinica. Lungo la linea sono effettivamente coinvolti, strizzati in scaglie tettoniche da metriche ad ettometriche, terreni di età permo-carbonifera, permiana e triassica oltre che ercinica.

Considerando che le direzioni nordest sudovest delle strutture erciniche (e subordinatamente nord-sud) comuni su entrambi i lati della linea per quasi cinque

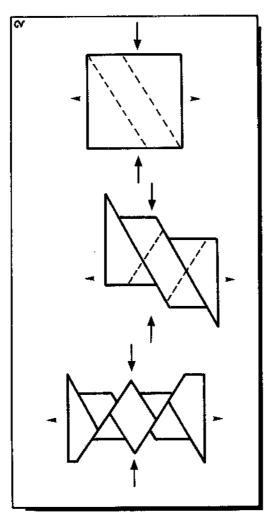
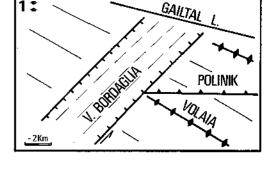
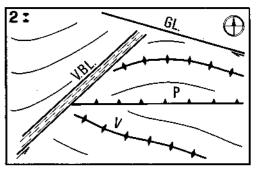
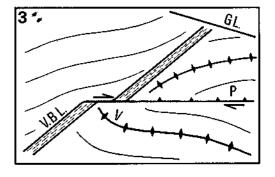


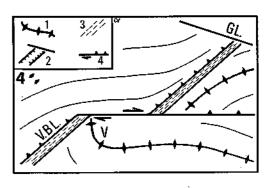
Fig. 203 - Attivazione dei sistemi coniugati di faglie trascorrenti subverticali indotte dalle compressioni alpine meridiane.

chilometri, sono il risultato di macropiegamenti ad ampio raggio con assi subverticali e non sono collocabili nell'evoluzione strutturale ercinica proposta in questo
stesso volume, ed osservando invece che
la direzione nordest sudovest è contemplata fra le possibili direttrici di età permo-carbonifera (VENTURINI et al., 1982;
VENTURINI, 1983) e che permo-carboniferi
sono i sedimenti coinvolti tettonicamente
lungo la linea durante le riattivazioni alpine, e tenendo inoltre presente che su entrambi i lati della linea stessa alla sequen-









Figg. 204-207 - Possibile evoluzione cinematica del settore carnico occidentale.

I - Le compressioni N-S, in un'area in cui quelle dinariche (NE-SW) non hanno dato luogo ad apprezzabili traslazioni e raccorciamenti, sviluppano i primi importanti scorrimenti est-ovest e quasi contemporaneamente innescano decise trascorrenze lungo quelli che dovevano essere stati i margini tettonici di un bacino tardo-ercinico orientato con buona approssimazione N15°-50°E.

II - La prosecuzione delle spinte orientate N-S provoca il progressivo restringimento e tettonizzazione del truogolo permo-carbonifero.

III - Durante la più recente fase compressiva orientata NW-SE si innescano dei movimenti trascorrenti destrorsi lungo superfici tettoniche di recente formazione ed orientamento est-ovest. Si attiva in tal senso lo Scorrimento del Hochwipfel che avrebbe causato l'inarcamento (con asse subverticale) dell'antiforme ercinica del Monte Volaia. IV - In quest'ultima fase si completa il piegamento plurichilometrico dell'antiforme ercinica del Volaia e, in concomitanza, del Polinik. Le linee Val Bordaglia e But-Chiarsò vengono riattivate col ruolo di importanti faglie inverse che determinano un sollevamento dei rispettivi lembi nordoccidentali.

za permo-carbonifera corrisponde una estesa lacuna, viene a rafforzarsi l'ipotesi enunciata da Frascari & Vai (1981).

La soluzione di Selli (1963) si basava essenzialmente sul fatto che la Formazione di Val Gardena, al di là ed al di qua della Linea di Val Bordaglia, giace discordante rispettivamente sul basamento metamorfico ercinico ad ovest e sulla sequenza ercinica vulcano-sedimentaria priva di metamorfismo ad est.

Tali rapporti stratigrafici che trent'anni fa non potevano essere giustificati altrimenti che con un accavallamento di età ercinica, oggi trovano una più logica spiegazione ammettendo che il sollevamento del settore metamorfico è inquadrabile in movimenti sinsedimentari tardoercinici dell'area carnico-tarvisiana.

Dove attualmente si ritrova la fascia estremamente tettonizzata, larga fino a mezzo chilometro, della Val Bordaglia, doveva esistere (fig. 204) un settore subsidente in cui si depositava la sequenza permocarbonifera. Era limitato da un blocco in posizione di relativo alto stabile verso sudest ed un blocco in rapido sollevamento iniziale a nordovest. L'estensione trasversale dell'originario bacino tardo-ercinico, allungato in direzione nordest sudovest ed

attivo contemporaneamente a quello di Pramollo e testimoniato anche da depositi indisturbati della medesima età affioranti immediatamente a sud di Forni Avoltri, è valutabile bilanciando le macropieghe di età alpina ad asse subverticale che hanno deformato gli antiformi della III «fase» ercinica.

Attraverso il riposizionamento delle strutture erciniche al loro originario valore medio di orientamento corrispondente ai N120°E (vedi cap. Tettonica ercinica) si ottiene una larghezza minima del bacino permo-carbonifero di Forni Avoltri pari a 4 chilometri (figg. 204-207).

Raccorciamenti

La ricostruzione della cinematica alpina nell'areale carnico, ed in particolar modo nella zona rilevata, ha evidenziato in modo inequivocabile la necessità di adottare un approccio tridimensionale nel processo di retrodeformazione delle strutture retroniche al fine di ricavare il relativo fattore di raccorciamento alpino.

L'entità di quest'ultimo è stata valutata equivalente per il complessivo settore friulano-carnico (CASTELLARIN, 1979; VAI, 1979) ad un terzo dell'estensione originale.

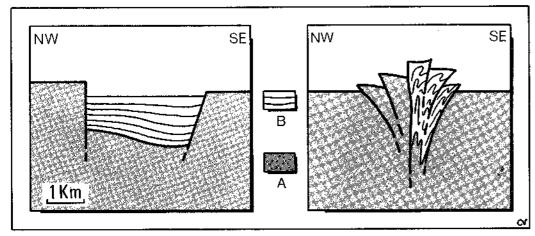


Fig. 208 - Possibile evoluzione della fascia attualmente attraversata dalla Val Bordaglia (Forni Avoltri) e dall'omonima Linea (N50°E). A: basamento ercinico; B: depositi permo-carboniferi. A sinistra: situazione durante il Permo-Carbonifero; a destra: deformazioni indotte dalle compressioni alpine orientate N-S.

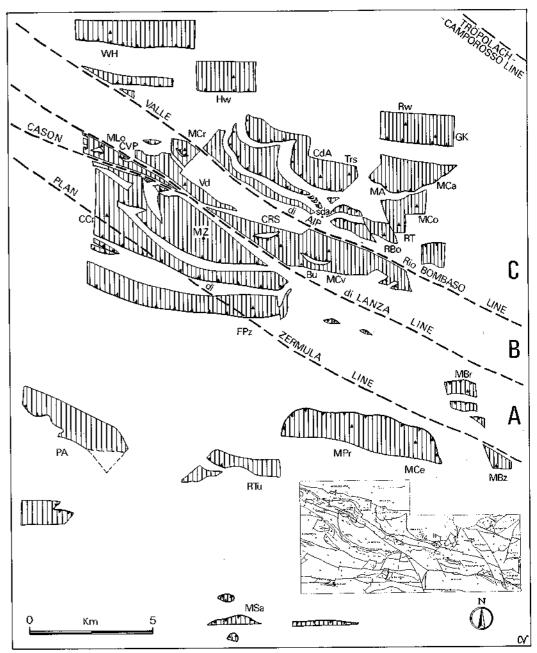


Fig. 209 - Proposta di retrodeformazione alpina dell'area carnica centro orientale, corrispondente all'allegata Carta Geologica.

Nella presente analisi si è rivelata fondamentale la discriminazione tra le originarie strutture plicative erciniche, quelle disgiuntive carbonifero-triassiche e quelle alpine, ed inoltre lo studio del tipo di riattivazione, sovente multipla, subito da molte fondamentali linee ancestrali e, non ultime in ordine di importanza, l'analisi di facies e la ricostruzione dei rapporti stratigrafici che hanno consentito in numerosi casi di risolvere l'entità di movimenti e traslazioni altrimenti indecifrabili.

Il tentativo di retrodeformazione delle strutture alpine è stato sviluppato sui 5/6 della zona rilevata attraverso il bilanciamento di numerose sezioni geologiche.

Il metodo non è utilizzabile nel settore Paularo-Monte Salinchiet, lembo sudoccidentale dell'area rilevata, per la mancanza della ripetizione di marker stratigrafici individuabili che quantifichino l'entità della traslazione orizzontale.

Per il riposizionamento originario dei singoli microdomini di questo settore si è tenuto conto delle analisi stratigrafico-sedimentologiche condotte sulle Formazioni di Val Gardena e a *Bellerophon* ed esposte nei relativi capitoli (vedi Stratigrafia).

La retrodeformazione proposta per questi terreni appartenenti al settore Paularo - Monte Salinchiet è da considerarsi come la minima prevista.

Osservando la fig. 209 appare evidente il differente grado di raccorciamento che ha coinvolto rispettivamente l'estremo lembo meridionale dell'area esaminata e la restante porzione centrale e settentrionale.

La discriminante tra i due settori a

diverso raccorciamento corre lungo due linee tettoniche, orientate est-ovest, d'importanza regionale, la Linea Fella-Sava (ad est) e lo Scotrimento del Rio Pizzul e la sua prosecuzione occidentale (Linea Comeglians-Ravascletto-Paluzza-T. Pontaiba-Villamezzo).

La prima è immergente a sud con caratteristiche di deciso retroscorrimento, la seconda (e sue prosecuzioni) immerge ripidamente a nord ed è interpretabile come sottoscorrimento.

La porzione centro-settentrionale risulta raccorciata del 50% mentre considerando l'intera zona rilevata il valore del raccorciamento raggiunge il 75 %, di poco superiore quindi (del 10 %) al valore medio stimato separatamente da CASTELLARIN (1979) e da VAI (1979) per l'intero comparto sudalpino orientale.

Il raccorciamento differenziale tra le due porzioni sembra dovuto all'azione d'ostacolo sviluppata dal nucleo ercinico ed in particolare dall'estesa dorsale carbonatico siluro-dinantiana che si è comportata come barriera rigida poco o nulla sensibile alle deformazioni alpine e disposta pressochè parallelamente rispetto agli assi tettonici cenozoici.

CONCLUSIONI GENERALI

In questo lavoro la complessa geologia del settore carnico è affrontata preliminarmente attraverso l'analisi di dettaglio di un'area situata a cavallo del confine italo-austriaco e compresa fra i meridiani di Paularo e Pontebba. In tale zona, estesa circa 150 kmq, la successione stratigrafica carbonifero-triassica, sviluppata successivamente all'evento orogenico ercinico, trova la sua più completa espressione.

E' quindi su di essa che necessariamente si è concentrato lo sforzo di analisi più approfondito. Partendo dagli studi di dettaglio effettuati nel settore centroorientale e ad essi collegando i dati raccolti con un'indagine a maglie più larghe, nei territori adiacenti, si è giunti alla proposta di ricostruzioni stratigrafico-paleotettoniche e di sintesi cinematiche (sia alpina che ercinica) che coinvolgono l'intero dominio alpino carnico.

La successione stratigrafica investigata viene suddivisa in 3 sequenze deposizionali corrispondenti ad altrettanti cicli tettono-sedimentari di I ordine:

- a) sequenza permo-carbonifera;
- b) sequenza permo-triassica;
- c) sequenza medio triassica.

La sequenza permo-carbonifera del-

l'area carnica è, assieme a quella spagnola della zona di Oviedo (MARTINEZ GARCIA & WAGNER, 1982), la principale in territorio europeo centro-occidentale che testimonia una netta influenza marina con interdigitazione di facies di piattaforma e slope con depositi paralici e continentali.

La sequenza principale è internamente complicata a scala minore dall'interazione tra gli effetti degli eventi eustatici globali e quelli dovuti alla intensa e documentabile tettonica locale.

La sequenza permo-carbonifera (Supergruppo di Pontebba) che nell'area carnica ebbe il suo sviluppo massimo nel Bacino di Pramollo, inizia con la Formazione del Bombaso, caratterizzata da esclusivi apporti terrigeni immaturi, sovente grossolani, derivati dallo smantellamento erosivo dei locali rilievi paleocarnici deformati e sollevati dalla fase carnica dell'otogenesi ercinica.

Il limite inferiore della Formazione è diacrono e di età indirettamente riferibile al Moscoviano alto. Spessori, età e composizione dell'unità variano da zona a zona regolati da una vivace tettonica sinsedimentaria che favorì gli smantellamenti del locale substrato ercinico.

La transizione al successivo Gruppo dell'Auernig è diacrona e particolarmente sviluppata al fronte delle zone di alto strutturale emerso, con formazione di cunei clastici di limitato raggio progradanti in mare i quali si indentano, sostituendosi totalmente o in parte, alla Formazione di Meledis (A1) o del Pizzul (A2).

Il Gruppo dell'Auernig comprende 5 formazioni (A1-5) costituite da alternanze di sequenze terrigeno-carbonatiche organizzate in cicli tettono-eustatici regolati dall'interazione tra un'attiva tettonica sinsedimentaria locale e le variazioni climatiche responsabili delle oscillazioni eustatiche a loro volta connesse al glacialismo permo-carbonifero.

Gli ambienti deposizionali variavano da quello fluviale, al deltizio, a quello litorale di *shoreface* superiore ed inferiore con depositi terrigeni passanti distalmente a facies carbonatiche di margine di piattaforma, depositate in mare aperto a profondità limitate, spesso sotto l'influenza delle correnti di tempesta che ne rimaneggiavano il contenuto fossile, in massima parte algale, che solo in tare occasioni si ritrova ancora in posizione vitale o di originario accumulo stromatolitico.

Esternamente la piattaforma era bordata da una fascia di *slope* con depositi terrigeni risedimentati rappresentati da areniti torbiditiche localmente bioclastiche intercalate a peliti ricche in *Zoophycos* e frequenti *slump*.

Il Gruppo dell'Auernig si deposita nell'intervallo Kasimoviano-Gzeliano con limite stratigrafico superiore non univocamente definito. Lo spessore massimo raggiunge i 1200 m.

La più vistosa disomogeneità presente all'interno del Gruppo riguarda il tasso di sedimentazione che nelle formazioni A1-A2 p.p. è inferiore a 1/10 di quello misurabile nelle formazioni successive (A2 p.p. - A5). In quest'ultimo caso equivale ad un accumulo medio di circa 800 mm/1000 anni.

Le due successioni a differente tasso

di sedimentazione sembrano regolate da una distinta tettonica sindeposizionale prima improntata al sollevamento (A1-A2), anche se non continuo, e in seguito caratterizzata da costanti approfondimenti (A2-A5) di vasti settori del bacino.

Il quadro evolutivo è stato necessariamente schematizzato. Più in particolare il complesso Bacino di Pramollo può essere, durante l'intervallo permo-carbonifero, idealmente suddiviso in tre fasce orientate N120°E e coincidenti con attivi limiti tettonici sinsedimentari.

La fascia centrale ampia trasversalmente dai 3 ai 5 km si impose sin dal Kasimoviano inferiore come zona di blando sollevamento che innescò localizzati rimaneggiamenti intraformazionali con risedimentazioni particolarmente evidenti nella Formazione di Meledis (A1).

Tali sollevamenti culminarono nello Gzeliano inferiore sottraendo alla deposizione il complessivo *Horst* Valbertad-Monte Cavallo che rimase in posizione di alto strutturale subaereo, presumibilmente non eccessivamente elevato, fino perlomeno al Permiano inferiore p.p.

L'Horst Valbertad-Monte Cavallo suddivise in due porzioni distinte il bacino che da quel momento subì un attivo incremento di subsidenza. Distalmente il collegamento verso il mare aperto avveniva verso sud-sudest come attestato dalle misure di paleocorrente che definiscono un massimo di concentrazione disposto parallelamente ai limiti tettonici del bacino.

La subsidenza, più attiva verso la faglia Tröpolach-Camporosso, limite nordorientale del bacino, influenzò in questa fase le paleocorrenti che si raggrupparono in un massimo con trasporto verso nordest, perpendicolare alla direzione di alcune paleospiagge intercalate tra depositi paralici.

Quest'ultima direzione è confermata dalle numerose paleocorrenti, orientate N20°-30°W, misurate nei depositi di trasporto lungo costa.

Al Gruppo dell'Auernig fa seguito quello di Rattendorf (R1-3) al quale si sovrappone il Calcare del Trogkofel (Tr). Prevalsero in questa fase, stratigraficamente limitata al Permiano inferiore, i depositi carbonatici con un'unica consistente intercalazione terrigena (R2).

Con l'avvento della Formazione superiore a *Pseudoschwagerina* (R3) l'alto strutturale Valbertad-Monte Cavallo fu sommerso e la deposizione si estese nuovamente all'intero bacino.

Al limite Permiano inf.-medio la paleogeografia mutò radicalmente sotto l'impulso di una vivace attività tettonica riferibile alla fase Saalica Auct., regolata da disgiunzioni subverticali che si disposero parallelalmente ai sistemi di faglie che avevano guidato l'evoluzione permo-carbonifera del Bacino di Pramollo.

Contemporaneamente un calo globale del livello marino, stimabile sull'ordine di 100 m, determinò l'emersione e la parziale carsificazione e/o dolomitizzazione della successione permo-carbonifera di Pramollo favorendo locali blande erosioni. Questi elementi conclusero la sequenza permo-carbonifera e ad essa fece seguito quella permo-triassica.

Nell'intera area catnica, da Forni Avoltri a Tarvisio, e più estesamente nel più ampio dominio sudalpino, sono documentabili progressive subsidenze tettoniche lungo settori che vennero restituiti alla sedimentazione, in questo caso continentale (cs, tb, VG), secondo una geometria a scacchiera con truogoli subsidenti intercalati a relativi alti emersi sede di alterazione e non deposizione.

In questa fase la successione sedimentaria si sviluppò dapprima con dei livelli clastici grossolani (Breccia di Tarvisio, tb; Conglomerato di Sesto, cs), discontinui, in spessori quasi sempre modesti o esigui, marcatamente diacroni da zona a zona, interdigitati ai soprastanti red bed appartenenti alle Arenarie di Val Gardena (VG).

Queste ultime sono caratterizzate da spessori estremamente variabili, più elevati nei truogoli tettonici di precoce attivazione, e tegistrano ambienti di piana alluvionale con corpi arenitici canalizzati di origine fluviale e depositi di terminal fan passanti a lagunari.

L'affermazione delle facies lagunari prima e marine in seguito marca l'avvento ed espansione della Formazione a Bellerophon. Il generale trend trasgressivo sviluppato nei depositi del Permiano mediosup. è complicato da due rapide pulsazioni correlabili regionalmente oltre i confini della Catena Carnica.

L'analisi condotta lungo numerose successioni permiane ha portato al riconoscimento di un rapido evento trasgressivo (B°) posizionato nel tratto basale delle più potenti sezioni della Formazione di Val Gardena. Ad esso fece seguito una costante regressione deposizionale che riportò sopra ai depositi trasgressivi lagunari (B°) i sedimenti alluvionali con provenienza da nordovest (VG).

L'acme regressivo coincise con una inversione di tendenza che lentamente produsse una sequenza simmetrica rispetto alla precedente.

La nuova affermazione degli ambienti lagunari (Bm, Bg) con un'ingressione marina che, come nel precedente caso, procedeva da sudest (o da est), fu interrotta da un'improvvisa e momentanea regressione testimoniata da un orizzonte pelitico rosso potente oltre 30 m e passante lateralmente a facies di dolomie cariate e farinose (VG'').

Le alimentazioni del sottile cuneo terrigeno regressivo procedevano da nordoveste da sud. In quest'ultimo caso dovettero risultare influenzate dallo smantellamento degli alti strutturali allora presenti nell'attuale laguna veneta.

All'interno della Formazione a Bellerophon, come anche, ma in minor misura, nella Formazione di Val Gardena, sono direttamente testimoniabili movimenti tettonici sinsedimentari con subsidenze accelerate e parallele emersioni di settori che si traducevano in brecciazioni in situ, formazione di filoni sedimentari, rielaborazioni subaeree e rideposizione in mare di elementi grossolani da subangolari a subarrotondati organizzati in corpi di fandelta (Bb) che bordavano locali bassi isolotti limitati da scarpate di faglia.

Con le successive formazioni di Werfen (We) e del Serla (Se), scarsamente rappresentate nell'area rilevata, ebbe termine la sequenza permo-triassica interrotta da una fase tettonica di età anisica che creò emersioni e lacune erosive generando la deposizione di brecce e conglomerati (Ug, MB) organizzati in corpi di fan delta cui fecero seguito, secondo un regolare trend trasgressivo, i Calcari nodulari (Cn) lagunari e la Dolomia dello Schlern (Sc).

Anche quest'ultima sequenza, definita medio triassica, risulta regolata da una tettonica sinsedimentaria caratterizzata da marcati sollevamenti del substrato attivi lungo settori limitati da faglie orientate N120°E e parzialmente coincidenti con quelle stesse che durante la deposizione del Supergruppo di Pontebba avevano attivato l'alto strutturale Valbertad-Monte Cavallo.

L'analisi paleotettonica fornisce un quadro deformativo omogeneo dal Carbonifero medio-superiore al Triassico medio (e superiore). I principali sistemi di paleofaglie si rivelano i medesimi attraverso un arco temporale di oltre 70 milioni di anni.

Simili evidenze, riferite ai modelli deformativi crostali proposti per la fase postcollisionale ercinica del supercontinente Pangea, potrebbero essere inseribili in un contesto transtensivo-transpressivo lungo fasce di megatrascorrenza tra Laurasia ed Africa.

Nel territorio carnico i sistemi di paleofaglie attivi durante l'intervallo carbonifero-triassico sono concentrati in due massimi orientati rispettivamente N15°-50°E e N120°E. Questo secondo valore è direttamente ricollegabile alla riattivazione di un sistema di lineazioni originatesi nell'ultimo stadio deformativo ercinico con significati e presupposti dinamici differenti.

Questo stesso sistema N120°E giocò in seguito un ruolo di primo piano durante

le compressioni alpine favorendo successive riattivazioni multiple sia in senso compressivo (fase dinarica) che trascorrente (fasi neoalpine).

L'analisi paleogeografica sviluppata per le singole unità o gruppi di formazioni ha reso imprescindibile una preliminare approfondita analisi cinematica del settore carnico al fine di retrodeformare le strutture alpine e tentativamente proporre l'originatia posizione dei numerosi frammenti e scaglie tettoniche contenenti le successioni stratigrafiche studiate.

L'analisi strutturale è stata estesa anche al basamento ercinico al fine di discriminare tra loro le strutture appartenenti alle due orogenesi ed utilizzare l'interazione tra i motivi ercinici e quelli alpini per escludere l'effetto di questi ultimi nella ricostruzione dei precedenti.

Il modello cinematico ercinico qui proposto sulla base di numerosi dati di campagna supera le tre precedenti interpretazioni pur verificando che ognuna, a scala differente, è in toto o in parte valida.

La complessa struttura ercinica dell'edificio paleocarnico è sinteticamente esprimibile come l'effetto di una spinta costantemente orientata N210°E che ha agito in un tempo compreso tra i 5 e i 10 milioni di anni durante l'intervallo Namuriano-Westfaliano.

L'effetto iniziale (I «fase» deformativa) ha generato una macrostruttura plicativa con fianco rovescio, rilevabile alla scala dell'intera catena affiorante, scollata con forte trasposizione tangenziale, da un basamento metamorfico pre-caradociano. La struttura, orientata N120°E e nettamente vergente verso sud-sudest, è assimilabile ad una porzione di un'unico thrust belt scollato dal suo basamento.

Sul fianco diritto della macropiega si generarono delle contemporanee retrovergenze che rendono più complessa e meno facilmente decifrabile la struttura iniziale che col procedere delle compressioni, costantemente orientate N210°E, si complica per la sovrapposizione degli effetti riferibili ad una II e successivamente ad una III «fase» deformativa.

Le caratteristiche di questi ulteriori insiemi di deformazioni, sovrapposti sulla medesima successione rocciosa, denunciano un progressivo sollevamento della stessa verso posizioni crostali via via più superficiali.

Nella II «fase» deformativa ercinica si svilupparono piani di taglio con motivi a ramp and flat che generarono le scaglie embriciate Auct., orientate N120°E e vergenti a sud. Durante questa fase non venne alterato sostanzialmente lo stile struttura-le macroscopico acquisito nel precedente stadio deformativo.

Nella III ed ultima «fase» deformativa che coinvolse la catena ercinica paleocarnica le precedenti strutture, sia plicative che disgiuntive, vennero ripiegate coassialmente da pieghe a più ampio raggio (angolo apicale 90°) sviluppate al fronte di accavallamenti orientati N120°E.

Si generarono in tal modo ampi ed estesi antiformi con assi paralleli agli scorrimenti presenti al loro fronte. I rapporti geometrici originali ricostruibili tra questi ultimi e le macropieghe antiformi, ampie trasversalmente 3-5 km, attestano per questa fase traslazioni non elevate.

La successione cronologica dei tre insiemi di strutture rilevate, raggruppabili in altrettante «fasi» deformative, è inquadrabile in un contesto cinematico che evolve da un regime duttile ad uno semifragile e fragile con effetti essenzialmente regolati dalla profondità via via decrescente nel tempo occupata dal settore coinvolto nelle compressioni univocamente orientate.

Gli accavallamenti generati durante la III «fase» ercinica furono successivamente riattivati nel contesto trascorrente che produsse il Bacino di Pramollo.

Il raccorciamento ercinico, prescindendo dall'entità non stimabile della traslazione connessa con lo scollamento dal basamento pre-caradociano, è prossimo al 75-80% dell'estensione originaria.

La tettonica alpina dell'area carnica si sviluppa in due momenti successivi e distinti caratterizzati da differenti direzioni di compressione cronologicamente non precisabili per la mancanza entro l'area studiata di successioni più recenti del periodo Triassico.

Le fasi riconosciute sono la dinarica (mesoalpina) con compressioni NE-SW, quella neoalpina con compressioni N-S. Alla prima sono associati accavallamenti, con geometria a ramp and flat con duplex frontali, innescati da riattivazioni di faglie ancestrali carbonifero-triassiche. Tali deformazioni sono ancora particolaremente evidenti nell'area del Monte Dimon e nel settore C del Bacino di Pramollo, nelle zone delle Crete di Lanza e di Aip e dei Monti Auernig e Carnizza. L'effetto dinarico è stato frequentemente mascherato dalle successive compressioni N-S, responsabili di più sensibili raccorciamenti. Durante quest'ultima fase si svilupparono estesi fronti di scorrimento orientati est-ovest, sia nord che sud-immergenti, ed ampi motivi plicativi.

Due sistemi tardivi di faglie subverticali, orientate N30°E e N145°E, rispettivamente trascorrenti sinistrorse e destrorse, frammentano e dislocano gran parte del territorio. Ad essi si aggiunge il sistema N180°E, inizialmente distensivo.

La medesima compressione riattivò in senso trascorrente destrorso numerose linee ancestrali subverticali di età carbonifero-triassica orientate N120°E il cui movimento localmente produsse una serie di pieghe ed accavallamenti orientati N60°E.

Più in particolare, durante le compressioni N-S, al fronte meridionale della fascia alpina friulana, si svilupparono estesi accavallamenti tutt'ora attivi con direzione est-ovest e piani immergenti a nord. A monte, nel settore carnico-tarvisiano, la risposta cinematica alle sollecitazioni compressive ha prodotto due differenti reazioni deformative confinate in areali distinti e discriminati dalla Linea (o fascio di linee) But-Chiarsò orientata N50°E.

A ovest di questa sono sviluppati frequenti sottoscorrimenti (Linee di Sauris) ad orientamento est-ovest ed immergenti a basso angolo verso nord. Verso settentrione sono sostituiti da piani tettonici della stessa natura ma con deciso incremento degli angoli di immersione.

A est della Linea But-Chiarsò il panorama deformativo è condizionato da un unico fronte di scorrimento decisamente immergente a sud (Linea Fella-Sava), affiancato localmente da vicarianti minori. Verso est, in territorio yugoslavo, la medesima linea da un iniziale orientamento est-ovest si inflette progressivamente assumendo una direzione N120°-130°E ed un concomitante ruolo transpressivo destrorso.

In questo quadro cinematico la Linea But-Chiarsò riveste un netto ruolo transpressivo sinistrorso fungendo da binario occidentale di scorrimento nel generalizzato moto verso nord del comparto alpinogiuliano. Nella presente interpretazione il tratto est-ovest della Linea Fella-Sava avrebbe il ruolo di retroscorrimento (alla pari della Linea di Resia che a scala minore ne replica il significato dinamico) rispetto alla fascia dei *thrust* frontali guidati dal Sovrascorrimento Periadriatico.

Seguirono, nel settore paleocarnico, localizzate distensioni che, lungo faglie verticali orientate est-ovest, produssero abbassamenti relativi dei lembi meridionali stimati dall'ordine dei 300-400 metri.

Infine una recente compressione NW-SE, si è resa responsabile della riattivazione in senso trascorrente destrorso sia dei piani verticali appena descritti quanto degli scorrimenti ad orientamento est-ovest.

Contemporaneamente anche il precedente sistema N180°E viene riattivato, inducendo un moto trascorrente sinistrorso.

Durante quest'ultima fase, che nell'area nordoccidentale (Forni Avoltri) ha generato le deformazioni macroplicative ad asse subverticale degli antiformi ercinici, prosegue il movimento trascorrente destrorso delle maggiori linee ancestrali subverticali ad orientamento N120°E.

Indirizzo dell'autore: Corrado Venturini, Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Bologna, via Zamboni 67, I-40127 Bologna. Manoscritto pervenuto il 17 ottobre 1989.

Ringraziamenti

Sono molto grato a G.B. Vai per la lettura critica del manoscritto e la verifica dell'allestimento cartografico.

Un cordiale ringraziamento vada inoltre a G. Cassinis, A. Castellarin, R. Galassi, K. Krainer, F. Massari, G.G. Ori, M. Pasini, C. Spalletta e G.B. Vai con i quali ho sovente discusso i dati raccolti ed avanzato i tentativi di interpretazione qui presentati.

Grazie a tutti coloro fra questi che mi hanno aiutato a correggere il tiro e a quanti mi hanno spronato durante questo lungo anno di stesura ed impaginazione del lavoro, non ultimi, tutti i cari amici del Museo Friulano di Storia Naturale di Udine.

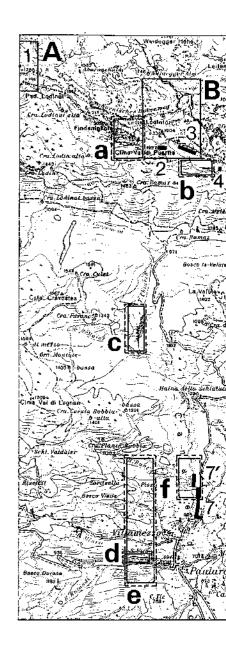
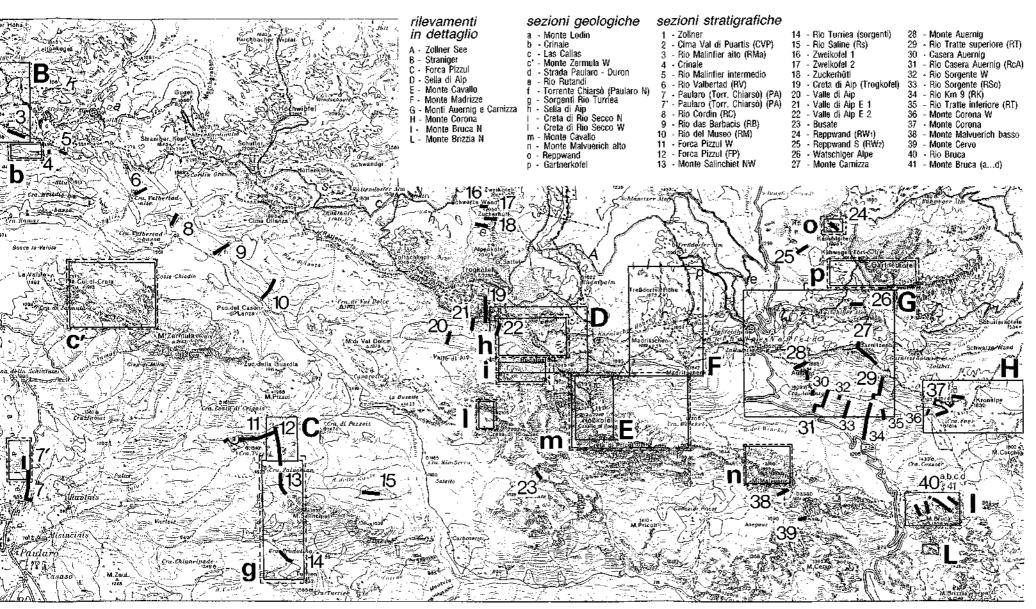


Fig. 210 - Ubicazione delle sezioni, delle



rilevame dettaglio		i di		sezion stratigi	i • raf	iche
Ug-Hw, mp, Aı	A	155	ı		١.	
DS-Hw, mp, om, A	В	173		Zo, mp. A1	1	23
Hw, mp, A	Ç	161	1	DS, om	2	32
A, R, Tr	D	175	1	mp, Aı	3	25
0, R, Tr	E	l i	1	Ds, Aı	4	33
A, R, Tr	F	182	Ц	Ds, om, At	5	27
mp, om, A, R	G	185	П	A1, cs, B°, VC	6	81
A2, A3, A4	Н	186	Н	cs, VG, B°	7	80
Hw, om, A1, Ug, cn, Sc	1	110	Ц	Di, cs, VG, 8°	7	80,82
B, A1, Sc	L	188	H	A1, B°, VG	8	42
			ı	A1, B°, VG	9	42,81
UNITA	П.	pag.	1	A1, VG, Bb, Bc	10	42,81
sezioni	ſĊ		П	Di, mp, Aı	11	28
		i	H	A1-2-3	12	45
geologic	IIE		II	MB	13	104
			11	Bg, VG", 85	14	97
			II	VG, Bm, Bb, Bc	15	98
OS, D, CD	a	131	II	R ₃	16	60
00, 0, 00	u	101	II	R ₂	17	58
DS, om, At	b	132	II	Ri T	18	56
	_	407	II	R1-2-3, Tr	19	62
D	C	127	II	A2 B1	20	45 55
D + CD	c'	126	II	R ₁	21 22	55
			II		23	111
Bg, Bb	d	166	II	D, Ug, en, Sc	24	81,98
Di, cs, VG, 8°, 8, VG''	е	165	H	Tr. U.G. Bom, BC Tr. V.G. B	25	98
ուտ, թայց լթ, թա	е,	103	H	11, VG, B A2	26	90 45
Di, cs, VG	f	160	l	A2-5	20 27	50,54
Dì, A1-2, VG", Ba			ı	A4	28	50,54
VG. Bb. Bc. We. Mb	g	163	11	A2	29 29	45
D, A1-2-3, R1-3, Tr	h	180	H	om	30	31,34
D (1112 9 111 9 11	"	100	I	mp, om, A2	31	30,34
D	i	134		om, A2	32	34
	١, ١		H	mp	33	31
0	ŀ		ĺ	mp, Aı	34	30
D, GD, A1, R3	m	135		Ai	35	42
_, 25,,				A ₂	36	45
D, CD	П	131		A3	37	47
Tr #6 1/C Pm Pa	o	90		D, Ar, Ug, cn	38	111
Tr, tb, VG, Bm, Bc	۷	30		Bo, Ug, on	39	111
Se	р	144	ı	Hw, mp, om	40	36
			II	Ug, en, Sc	41	110
	i					
UNITA'	П.	pag.	I	UNITA	Ð.	pag.

tioni, delle aree rilevate in dettaglio e dei profili geologici rappresentati in questo volume.

BIBLIOGRAFIA

- AMEROM H.W.J. & BOERSMA M., 1974 Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunde der Ostalpen (Osterreich). Garinthia II, 164/84: 9-15, Klagenfurt.
- AMEROM H.W.J., BOERSMA M., NIEDERMAYR G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR E., 1976 Das permische Alter der «Karbon»-Flora von Kötschach (Kärnten, Östetreich). Carinthia II, 166/86: 93-101, Klagenfutt.
- Argnani A. & Cavazza W., 1984 New examples of Hercynian angular unconformity in the Southern Alps: Creta di Rio Secco (eastern Carnic Alps). Giorn. Geol., s. 3, 46 (1): 15-23, Bologna.
- ARGYRIADIS I., 1970 La position des Alpes Carniques dans l'orogène alpin et le problème de la limite alpino-dinarique. *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, 12: 473-480.
- Argyriadis I., 1975 Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure terhysienne. Bull. Soc. Geol. France, s. 7, 17: 56-67.
- ARTHAUD F. & MATTE Ph., 1975 Les decrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géometrié et essai de reconstruction des conditions de déformation (Late Hercynian wiench-faults in southwestern Europe. Geometry and nature of the deformation). Tectonophysics, 25: 139-171.
- ARTHAUD F. & MATTE Ph., 1977 Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Utals. Geol. Soc. America Bull., 88: 1305-1320.
- Asserto R., 1966 Sul ritrovamento di Cefalopodi anisici in Val Romana (Alpi Giulie Occidentali). Riv. It. Paleont. Strat., 72 (3): 591-606, Milano.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., SESTINI F. & SWEET W.C., 1973 The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). In: A.A. Logan & L.V. Hills (eds.) The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. Canad. Soc. Petroleum Geol., Mem. 2: 176-199.
- Assereto R. & Pisa G., 1978 A propos d'une recente monographie de Ph. Lagny sur la géologie de la Conca di Sappada (Cadore nordoriental, Italie). Riv. It. Paleont. Strat., 84 (1): 93-120, Milano.
- Badham J.P.N. & Halls C., 1975 Microplate tectonics, oblique collisions and the evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology*, 3: 373-376.
- BIANCHIN G., CARULLI G.B., FRIZZO P., LONGO SALVADOR

- G., Mantovani F., Masè G., Mezzacasa G. & Semenza E., 1980 Carta geologica della zona tra il Torrente Chiarzò ed il F. Fella (Alpi Carniche) alla scala 1:20.000. *Grafica Ferrarese*.
- BOECKELMANN K., 1985 Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-sattels (Karbon-Perm; Karnische Alpen). Facies, 13: 155-174, Erlangen.
- BOSELLINI A. & DAL CIN R., 1968 Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena, Sezione di S. Martino in Badia (Bolzano). *Boll. Soc. Geol. It.*, 87: 401-423.
- Bosellini A. & Hardie L., 1973 Depositional theme of a marginal evaporite. *Sedimentology*, 20: 5-27.
- Bosellini A. & Sarti M., 1978 Geologia del Gruppo M. Cuar M. Covria (Prealpi Carniche). Giorn. Geol., s. 2, 43 (1): 38-47, Bologna.
- Brandner R., 1984 Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. Jb. Geol. B. A, 126: 435-475.
- Broglio Loriga C., Conti M.A., Farabegoli E., Fontana D., Mariotti N., Massari F., Neri C., Nicosia U., Pasini M., Perri M.C., Pittau P., Posenato R., Venturini C. & Viel G., 1986 Upper Permian sequence and P/T boundary in the area between Carnia and Adige valley. Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys. Excursion Guidebook. IGCP Proj. n. 203: 23-28, Brescia.
- Broglio Loriga C., Neri C. & Posenato R., 1986 The Lower Triassic of the Dolomites and Cadore. Field conference on Permian and
 Permian-Triassic boundary in the SouthAlpine segment of the western Tethys. Excursion Guidebook. IGCP Proj. n. 203:
 29-34, Brescia.
- Buggisch W., 1975 Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel), Oberperm, Karnische Alpen. *Carinthia II*, 164/84: 17-26, Klagenfurt.
- Buggisch W., 1978 Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und continentaler Sedimente. Geol. Rund., 67: 149-179.
- Buggisch W., 1980 Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. *Carinthia II*, Sdr. 36: 101-111.
- Buggisch W., 1980a Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen - Verbreitung geologische Situation und Geländebefund. *Carinthia II*, Sdr. 36: 13-50.
- Buggisch W., Bar R. & Noè S., 1986 Palaeogeoraphy and facies of the Bellerophon Formation and Lowermost Werfen Formation between Rio Adige and eastern Carnic Alps. In:

Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional teports. Abstracts book. IGCP Proj. n. 203: 20, Brescia.

Buggisch W. & Flüget E., 1980 - Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen - Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund. *Carinthia II*, Sdr. 36: 13-50.

Buggisch W., Frügel E., Lettz F. & Tietz G.F., 1976 - Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen in den Rangebieten. *Geol. Rund.*, 65 (2): 649-660.

Buggisch W., Flugel E., Lettz F. & Tietz G.F., 1978 - Palaeogeography of the Permian in the Southern Alps. In: Alps, Apennines, Hellenides. Inter-Union Comm. on Geodyn. Scientific Report, 38: 108-112.

Buggisch W. & Noë S., 1988 - Upper Permian and Permian-Triassic boundary of the Carnia (Bellerophon Formation, Tesero Horizon, Northern Italy). Mem. Soc. Geol. It., 34 (1986): 91-106.

Buser S., 1974 - Neue Feststellungen im Perm der westlichen Karawanken. Carinthia II, 164/84: 27-37.

BUTTERSACK K. & BOECKELMANN K., 1984 - Palacoenvironmental evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel area (Carnic Alps, Northern Italy). *Ib. Geol.*, 126 (3): 349-358.

Byrne D.E., Davis D.M. & Sykes L.R., 1988 - Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanism of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7 (4): 833-857.

CADEL G., 1986 - Geology and uranium mineralization of the Collio basin (Central-Southern Alps, Italy). *Uranium*, 2: 215-240.

Cantelli C., Manzoni M. & Vai G.B., 1965 - Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota I - Dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto italiano. Boll. Soc. Geol. It., 84: 27-36, Roma.

CANTEILI C., MANZONI M. & VAI G.B., 1968 - Ricerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati dalla galleria del Passo di Monte Croce Carnico (Plöcken). Nota II - Dalla progressiva 1000 alla progressiva 2920 del tratto italiano. Boll. Soc. Geol. It., 87: 183-193, Roma.

CANTELLI C., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - Sommersione delle piattaforme e rifting devono-dinantiano e namuriano nella geologia del Passo di M. Croce Carnico. In: A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I.: 293-303, Bologna.

CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B., ONOFRI R. e con la coll. di Cucchi F. & VAIA F., 1980 - Evoluzione strutturale plioquaternaria del Friuli e della Venezia-Giulia. In: Contributi alla realizzazione della Catta Neotettonica d'Italia, parte II. Pubbl. n. 356, Prog. Fin. Geodin. - Sottoprog. Neotettonica, CNR: 489-545.

CARULLI G.B., FRASCARI F. & SEMENZA E., 1982 - Geologia delle Alpi Tolmezzine (Carnia). In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cuta di) - Guida alle geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I.: 337-348, Bologna.

CARULLI G.B., PIRINI RADRIZZANI C. & PONTON M., 1988 - The Permian-Triassic boundary in the Paularo area (Carnia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34 (1986): 107-120.

CARULLI G.B. & PONTON M., 1988 - Interpretazione strutturale profonda delle Alpi Catniche centrali. Rend. Soc. Geol. It., 11 (2): 251-252.

CARULLI G.B. & PONTON M., 1988a - Assetto tettonico dell'area di Paularo (Carnia). Rend. Soc. Geol. It., 11 (2): 247-250.

CARULLI G.B., ZUCCHI STOLFA M.L. & PIRINI RADRIZZANI C., 1983 - L'Eocene di Monte Forcella (Gruppo del Monte Amariana - Carnia orientale), Mem. Soc. Geol. It., 24 (1982): 65-70.

CASSINIS G., 1966 - La Formazione di Collio nell'area tipo dell'Alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano). Riv. It. Paleont. e Strat., 72: 507-588.

Cassinis G., Elter C., Rau A. & Tongiorgi M., 1980 - Vertucano: a tectofacies of the Alpine-Mediterranean Southern Europe. Mem. Soc. Geol. It., 20 (1979): 135-149.

CASSINIS G., GIOBBI E., NERI C. & ORI G.G., 1986

- The continental Permian South of the Adamello massif. Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys. Excursion Guidebook. IGCP Proj. n. 203: 135-148, Brescia.

CASSINIS G., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C., 1988 - The continental Permian in the Southern Alps (Italy). A Review. Symposium on rotliegendes in Central Europe. Zeit. geol. Wiss., 16 (11-12): 1117-1126.

Cassinis G., Montrasio A., Potenza R., von Raumer J.F., Sacchi R. & Zanferrari A., 1976 - Tettonica etcinica nelle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., 13/1 (1974): 289-318.

CASTELLARIN A., 1972 - Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra «piattaforma veneta» e «bacino lombatdo», a nord di Riva del Garda. Giorn. Geol., 37 (1): 11-12.

Castellarin A., 1979 - Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino. *Rend. Soc. Geol. It.*, 1: 21-23.

Castellarin A., 1981 - Carta tettonica delle Alpi

Meridionali alla scala 1:200.000. Pubbl. n. 441, Prog. Fin. Geodin. CNR.

CASTELLARIN A., 1982 - Lineamenti ancestrali sudalpini. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol, reg. S.G.I. 41-55.

CASTELLARIN A., 1984 - Schema delle deformazioni tettoniche sudalpine. *Boll. Ocean. Teor. ed Appl.*, 2: 105-114, Trieste.

CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B., 1980 - Problemi di interpretazione geologica profonda del Sudalpino orientale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2: 55-60.

Castellarin A. & Vai G.B., 1981 - Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. *J. Struct. Geol.*, 3 (4): 477-486.

CASTELLARIN A. & VAI G.B., 1982 - Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino, In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. reg. S.G.I.: 1-22.

CERETTI E., 1965 - Ricerche sulla geologia del Gruppo del M. Crostis e Zoufplan (Carnia). Boll. Soc. Geol. It., 84 (2): 23-42.

CHOROWICZ J., 1977 - Etude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlova (Yugoslavie). Soc. géol. du Nord, publ. n. 1, pp. 331, Lifle.

COUSIN M., 1981 - Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. Soc. géol. du Nord, 5 (1), pp. 521; (2), pp. 521, Lille.

Cros P., 1980 - Rélations paléogéographiques entre la sédimentation tufacée et les apports terrigénes, Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes Carniques, Riv. It. Paleont. Strat., 85 (3/4): 953-989, Milano.

CROS P., 1982 - Découverte d'ignimbrites anisiennes et remaniement d'ignimbrites ladinienses. Interprétation paléogeographique du Trias des Alpes Carniques Orientales (Italie et Autriche). C.R. Acad. Sc. Paris, 284 (2): 911-914, Paris.

DAL CIN R., 1965 - Ricerche morfoscopiche sulle Arenarie di Val Gardena della Regione Dolomitica. Ann. Univ. Ferrara, sez. 9: 163-172.

Dal Cin R., 1972 - I conglomerati tatdo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20: 47-74.

Del Moro A., Sassi F.P. & Zirpoli G., 1980 - Preliminary results on the radiometric age of the Hercynian metamorphism in the Southalpine basement of Eastern Alps. N. Jb. Geol. Paläont., Mb.: 707-718.

Dimopoulos C., 1984 - Rilevamento geologico dei Monti Pricot e Malvuerich, Alpi Carniche centrali (Devoniano inferiore - Trias Medio). Tesi di Laurea inedita, pp. 116, Bologna. Dunham R.J., 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Amer. Petr. Geol. Mem., 1: 108-121.

EBNER F., FENNINGER A., HOLZER H.L., NEUBAUER F.R. & STATTEGGER K., 1981 - Strattgraphic correlation forms (SCF) of the Austrian part of geotraverse B. In: S. KARAMATA & F.P. SASSI (eds.) - Newsletter IGCP Proj. n. 5, (3): 58-60, Beograd.

EBNER F. & KAHLER F., 1989 - Catalogus Fossilium Austriae. Österreichische Akademie der Weissenschaften. Ein systematisches W. Verzeichnis aller anf Österreichischen Gebeit festgestelten Fossilien. Foraminifera Palaeozoica. Ost. Akad. Wiss. H. 2, B (1), pp. 295, Wien.

ELLIOT D., 1981 - The strength of rocks in thrust sheets. Eos, 62, pp. 397.

FARABEGOLI E., JADOUL F. & MARTINES M., 1985 - Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali-Italia). Riv. It. Paleont. Strat., 91 (2): 147-196.

FARABEGOLI E., LEVANTI D. & PERRI M.C., 1986 - The Bellerophon Formation in the Southwestern Carnia. Lavardet-Rioda and Casera Federata Sections. In: Permian-Triassic boundary in the Southalpine segment of the Western Tethys. Excursion Guidebook, IGCP Proj. n. 203: 67-95, Brescia.

FARABEGOLI E. & VIEL G., 1981 - Tectono-sedimentary cycles in Southern Alps. IAS 2nd Euro-

pean Meeting, pp. 56.

FARABEGOLI E. & VIEL G., 1982 - II Permo-Scitico delle Alpi Meridionali. Relazione finale Contr. C.R.E.S.T. 092.79.7 MPPI, Samim-Pertusola, pp. 48.

Felser K., 1974 - Die jungpaläozoische Transgression am Rosskofel (Karnische Alpen). Carinthia II, 164/84: 39-41.

Felser K. & Kahler F., 1963 - Die Geologie der Rattendorfer Alm (Katnische Alpen). Carinthia II, 153/73: 72-90.

Felser K. & Seelmaier H., 1936 - Die Detailkartierung im Oberkarbon - Perm der Karnischen Alpen zwischen Schulter und Tressdorfer Höhe. Mitt. Naturwiss. Verh. Steiermark, 73: 7-9, Graz.

FENNINGER A., FLOGEL E., FLOGEL H.W., HOLZER H.L. & SCHÖNLAUB H.P., 1974 - Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen - Eine Stellungnahme. Verth. Geol. B.-A.: 149 - 153.

Fenninger A., Frügel H.W., Holzer H.L. & Schönlaub H.P., 1971 - Bericht über detailstratigraphischen Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnischen Alpen). Verb. Geol. B.-A.: 637-642.

Fenninger A. & Schönlaub H.P., 1972 - Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. Exk. Führer Tagung Paläont. Ges.: 18-60, Graz.

FENNINGER A., SCHÖNLAUB H.P., HOLZER H.L. & FLAJS G., 1976 - Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). Verh. Geol. B.-A.: 243-255.

FENNINGER A. & STATTEGGER K., 1977 - Schweremineraluntersuchungen in der Oberkarbonen Auernigschichten des Garnitzenprofiles (Nassfeld, Karnischen Alpen). Verh. Geol. B.-A.: 367-416.

Ferrari A., 1968 - Tetracoralli delle Alpi Carniche: la Fauna di Monte Zermula. Giorn. Geol.,

34 (2): 531-592, Bologna.

FERRARI A. & VAI G.B., 1966 - Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula (Alpi Carniche). Giorn. Geol., s. 2, 33 (2): 389-416.

FLÜGEL E., 1970 - Paläokologische Interpretation des Zottachkopf-Profiles mit Hilfe von Kleinforaminiferen (Oberer Pseudoschwagerinen-Kalk, Unteres Perm: Karnische Alpen, Österreich). Carinthia II, Sdr. 28: 61-96.

Flugel E., 1974 - Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. Carinthia II, 164/84: 43-62.

- FLOGEL E., 1977 Environmental model for Upper Paleozoic benthic calcareous Algae communities. In: E. FLUGEL (ed.) - Fossil Algae, recent results and developments: 314-343, Berlin.
- Flügel E., 1980 Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. Carinthia II, Sdr. 36: 51-99.
- Flügel E., 1981 Lower Permian Tubihytes/Archaeolithoporella Buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 30: 143-150.

FLUGEL E., 1981a - The Permian of the Carnic Alps depositional environments and microfacies. In: Z. PAKULSKA (ed.) - International Symposium Central European Permian: 84-94, Warsaw.

- FLUGEL E., 1986 Facies and depositional environment of the Lower Permian Goggau Limestone and Tarvis Breccia. In: Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys. Excursion Guidebook, IGCP, Proj. n. 203; 13-14.
- FLÜGEL E. & AGIORGITIS G., 1970 Rotsedimentation im Trogkofel-Kalk der Karnischen Alpen. Anzeiger Math. - Naturwiss. Klasse Österr. Akad. Wiss .: 173-178.
- FLOGEL E. & FLOGEL KAHLER E., 1980 Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. In: E. Flügel (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. Garinthia II, Sdr. 36: 113-182.
- FLÜGEL E., HOMANN W. & TIETZ G.F., 1971 Lithound Biofazies eines Detailprofils in den oberen Pseudoschwagerinen-Schichten (Unter-

- Perm) der Karnischen Alpen. Verh. Geol. B.-A., 1: 10-42.
- FLÜGEL E. & KRAUS S., 1988 The Lower Permian Sexten Breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis Breccia (Carnic Alps): Microfacies, depositional environment and palaeotectonic implications. Mem. Soc. Geol. It., 34: 67-90.

Fois E. & Japoul F., 1983 - La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba. Riv. It. Paleont. Strat., 89 (1): 3-30, Milano.

- FONTANA D. & VENTURINI C., 1982 Evoluzione delle mode detritiche nelle arenarie permocarbonifere del bacino tardo-ercinico di Pramollo (Alpi Carniche). Mem. Soc. Geol. It., 24: 43-49.
- FONTANA D. & ZUFFA G.G., 1982 Composizione e provenienza delle Arenarie della Val Gardena e del Verrucano Lombardo (Permiano, Alpi). Mem. Soc. Geol. It., 24: 51-64.

FRANCAVILLA F., 1966 - Spore nel Flysch Hochwipfel. Giorn. Geol., s. 2, 33: 493-526.

- Francavilla F., 1974 Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. Compte R. 7° Congr. Int. Strat. Geol. Carbon., 3: 89-96.
- FRASCARI F., 1971 Formazione a Bellerophon. In: G.P. Braga et al. - Note illustrative della Carta geologica d'Italia - Fogli 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo. Serv. Geol. Italia.

Frascari F., 1973 - Permiano: Alpi Carniche. In: A. Desio (a cura di) - Geologia dell'Italia:

158-164, Torino.

FRASCARI F., SEMENZA E., SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1980 - Profilo Carnico B: Gailtal-M.S. Simeone. Nota illustrativa sommaria. Rend. Soc. Geol. It., 2: 17-20.

Frascari F., Semenza E., Spalletta C., Vai G.B. & VENTURINI C., 1981 - Foglio 14 Pontebba. In: A. CASTELLARIN (a cuta di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000). Pubbl. 441: 23-30, Bologna.

Frascari F. & Val G.B., 1981 - Fogli 4c-13 Monte Cavallino-Ampezzo. In: A. Castellarin (a cura di) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000). Pubbl. 441: 31-38. Bologna.

FRASCARI F., VAI G.B. & ZANFERRARI A., 1979 - Profilo Carnico Centrale. Nota illustrativa sommaria. Rend. Soc. Geol. It., 1: 15-17.

Frascari Ritondale Spano F., 1969 - Ricerche tettoniche nel gruppo montuoso dell'Arvenis (Carnia). Giorn. Geol., 34: 1-26.

FRITZ A., 1980 - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten. Carinthia II, 170/90: 221-238, Klagenfutt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1981 - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten. Carinthia II, 171/91: 387-414, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1982 - Revision pflanzlicher Groreste aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen: Sammlung Höfer 1869. Carinthia II, 172/92: 109-152, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1983 - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 5. Carinthia II, 173/93: 315-337, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1983a - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 3 und 4. Carinthia II, 173/93: 19-41, Klagenfutt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1984 - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 6: Ofenalm (Stefan), Karnische Alpen. Carinthia II, 174/94: 9-20, Klagenfurt.

Fritz A. & Boersma M., 1984a - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 8: Grenzlandbänke (Rudnigsattel, Unterperm), Karnische Alpen. Carinthia II, 174/94: 59-69, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1984b - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 9: Krone (Stefan), Karnische Alpen, Carinthia II, 174/94: 145-175, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1984c - Kahleria carinthiaca nov. gen., nov. spec., (Incertae sedis) aus Stefan-Schichten der Kronalpe (Kärnten, Österreich). Carinthia II, 174/94: 177-188, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1985 - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 10: Watschiger Alm (Stefan), Karnische Alpen. Carinthia II, 175/95: 311-334, Klagenfurt.

- FRITZ A. & BOERSMA M., 1986 Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 11: Tomritschrücken (Unter-Stefan), Karnische Alpen. Carinthia II, 176/96: 69-85, Klagen-
- FRITZ A. & BOERSMA M., 1986a Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 12: Eine Oberstefan-Flora aus den 'Grenzlandbänken' der Tressdorfer Alm (Karnische Alpen, Nassfeld). Carinthia II, 176/96: 125-133, Klagenfurt.

FRITZ A. & BOERSMA M., 1986b - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 13: Zollnersee (Unterstefan), Karnische Alpen. Carinthia II, 176/96: 147-165, Klagenfutt.

Fritz A. & Bobrsma M., 1986c - Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beitrag 14: Hüttengraben (Ober-Stefan), Rattendorfer Alm, Karnische Alpen. Carinthia II, 176/96: 241-262, Klagenfurt.

FRITZ A., BOERSMA M. & KRAINER K., 1990 - Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. Carinthia II, Sdr. 49: 1-120.

GAERTNER H.R. von, 1931 - Geologie der Zentralkarnischen Alpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, M.N.Kl., 102: 113-199.

GAERTNER H.R. von, 1934 - Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. Z. dt. geol. Ges., 86: 241-265.

Galassi R., 1985 - Geologia della Creta di Aip e

dintomi (Alpi Carniche). Tesi di Laurea inedita, pp. 140, Bologna.

GAURI K.L., 1965 - Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopoda of the Western Carnic Alps (Austria). Jb. Geol. B.-A., 11: 1-94.

GORTANI M., 1913 - Rilevamento nel nucleo centrale carnico. Boll. Com. Geol. It., 43 (2):

GORTANI M., 1920 - I bacini della But, del Chiarsò e della Vinadia in Carnia. Pubbl. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, 104: 1-71.

GORTANI M., 1921 - Progressi nella conoscenza delle Alpi Carniche principali. Mem. Soc. Tosc. Sc. Nat., 34: 142-197.

GORTANI M., 1926 - Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. Atti IX Congr. Geogr. It.: 56-59, Genova.

GORTANI M., 1957 - Alpi Carniche e stili tettonici. Atti Acc. Sc. Bologna, 11 (4): 112-135.

GORTANI M. & DESIO A., 1925 - Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio 14 Pontebba. Uff. Idr. Magistr. Acque, Venezia.

GORTANI M. & VINASSA de REGNY P., 1905 - Fossili carboniferi del M. Pizzul e del Piano di Lanza nelle Alpi Carniche. Boll. Soc. Geol. It., 24:

HADITSCH J.G. & MOSTLER H., 1974 - Mineralisationen im Perm der Ostalpen. Carinthia II, 164/84: 63-71, Klagenfurt.

HAHN G. & HAHN R., 1987 - Trilobiten aus dem Karbon Nötsch und aus Karnischen Alpen Österreich. *Ib. geol. B.-A.*, 129 (3/4): 567-619, Wien.

Hammerschmidt K. & Stöckhert B., 1987 - A K-Ar and 40Ar/39Ar study on white micas from the Brixen Quartzphyllite, Southern Alps. Evidence for Argon loss at low temperatures. Cont. Mineral. Petrol., 95: 393-406.

HELMOLD K.P., FONTANA D. & LOUKS R.G., 1982 -Diagenetic provinces of the Verrucano Lombardo Val Gardena Sandstones (Permian, Southern Alps, Italy). Rend. Soc. It. Miner. Petrol., 38: 1361-1386.

HERITSCH F., 1934 - Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Mitt. Geol. Ges., 26: 162-190.

HERITSCH F., 1936 - Die Karnischen Alpen Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und Alpidischem Bau., pp. 205, Graz.

HERITSCH F., KAHLER F. & METZ K., 1933 - Die Schichtenfolge von Oberkarbon und Unterperm. In: F. HERITSCH - Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 26: 162-189, Wien.

HOLSER W.T. & MARGARITZ M., 1985 - The Late Permian Carbon Isotope Anomaly in the Bellerophon Basin, Carnic and Dolomite Alps. Ib. Geol. B.-A., 128/1: 75-82, Wien.

- HOMANN W., 1969 Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) in dem Karnischen Alpen. N. Jb. Geol. Paläont., Mb., 5: 265-280.
- JADOUL F. & NICORA A., 1979 L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias mediosuperiore della Val d'Aupa (Carnia orientale). Riv. Ital. Paleont. Strat., 85 (1): 1-30.
- Jamison W.R., 1987 Geometric analysis of fold development in overthrust tetranes. *Journ. Struct. Geol.*, 9 (2): 207-219.
- KAHLER F., 1971 Karbon und Perm der Ostalpen in Osterreich (Kärnten), Italien und Jugostavien: marines Unter-Karbon (Visé), limnosches und marines Oberkarbon, marines Perm. 7° Internat. Kongr. Strat. Geol. Karbon, Exkursion V.
- KAHLER F., 1983 Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. *Carinthia II*, Sdr. 41: 1-107.
- Kahler F., 1985 Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen - Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. *Carinthia II*, Sdr. 42: 1-93.
- Kahler F., 1986 Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. *Carinthia II*, 176/96: 1-17.
- KAHLER F. & KAHLER G., 1980 Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofelschichten der Katnischen Alpen. Carinthia II, Sdr. 36: 183-254.
- KAHLER F. & KAHLER G., 1982 Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. Nat. Gesch. der Vorzeit: 89-128.
- Kahler F. & Prey S., 1959 Geologische Karte des Nassfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen - 1:25.000. *Geol. B.-A.*, Wien.
- KAHLER F. & PREY S., 1963 Erläuterungen zur Geologischen Karte des Nassfeld-Gartnerkofel Gebietes in den Karnischen Alpen. *Geol. B.-A.*, pp. 116.
- Kopsi G.M., 1967 Die Fauna der Bank s des Auetnig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). Carinthia II, 157/77: 59-81, Klagenfurt.
- Krainer K., 1989 Das Karbon in Kärnten. Carinthia II, 179/99: 59-109.
- Krainer K., 1990 The Limestone facies of the Auernig Group (A45 Fms.). In: VENTURINI C. (ed.) Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). Excursion Guidebook, (in stampa).
- Kügel H.W., 1987 Sphinctozoen aus den Auernigschichten des Nassfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). Facies, 16: 143-156, Erlangen.
- Leditzky H.P., 1973 Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und

- Zollnersee in den Karnischen Alpen (Österreich). Carinthia II, 163/83: 169-177.
- LEONARDI P., 1967 Le Dolomiti Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 1, pp. 552, Trento.
- LEONARDI P., 1968 Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave. 2: 553-1019, Trento.
- MAGARITZ M., ANDERSON R.Y., HOLSER W.T., SAITZMAN E.S. & GARBER J., 1984 Isotope shifts in the Late Permian of the Delaware Basin, Texas, precisely timed by varved sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66: 111-124, Amsterdam.
- Manzoni M., 1966 Conodonti neodevonici ed eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). *Giorn. Geol.*, 33 (2): 461-492, Bologna.
- MANZONI M., VENTURINI C. & VIGLIOTTI L., 1989 -Paleomagnetism of Upper Carboniferous limestones from the Carnic Alps. *Tectonophy*sics, 165: 73-80.
- MARINELLI M., FARABEGOLI E. & VIEL G., 1980 Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico. *Ind. Miner.*, 6: 1-14.
- MARIOTTI A., 1973 Etude stratigraphique et structurale d'une novelle sèrie permo-carbonifère dans les Alpes Carniques: l'unité de Straniger Alm (Autriche). *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, 14: 25-33.
- Martinez Garcia M. & Wagner R.H., 1982 Una cuenca marina del estefaniense superior en el noroeste de España. *Trabajos de Geologia*, 12: 119-124, Oviedo.
- MASSARI F., 1986 Hypothesis on the role of tectonics during Permian times. In: Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys. Excursion Guidebook. IGCP Proj. n. 203: 9, Brescia.
- MASSARI F., 1988 Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine area (Italy). Mem. Soc. Geol. It., 34: 179-188.
- MASSARI F., CONT! M.A., FONTANA D., HELMOLD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P., 1988 The Val Gardena Sandstone and the Bellerophon Fm. in the Bletterbach-Butterloch section (Middle (?) Upper Permian, Southern Alps, Italy): stratigraphy and sedimentology. Mem. Sc. Geol., 40: 229-274, Padova.
- MATTE Ph., 1976 Racord des segments hercyniens d'Europe sud-occidentale. In: A. WATZNAUER (ed.) Franz-Kossmat-Symposion. Nova Acta Leopoldina, 224 (45): 239-262.
- MATTE Ph., 1986 Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MAURITSCH H, & BECKE M., 1983 A magnetostratigraphic profile in the Permian (Groden

- beds, Val Gardena Formation) of the Southern Alps near Paularo (Carnic Alps, Friuli, Italy). Newsletter IGCP n. 5, 5: 80-86.
- MIETTO P. & MUSCIO G., 1987 Prochirotheriumpermicum Leonardi, 1951 (Reptilia: ?Chiroteriidae) nelle Arenarie di Val Gardena della Carnia. Gortania - Atti Mus. Friul. St. Nat., 8: 81-94, Udine.
- MIETTO P., MUSCIO G. & VENTURINI C., 1986 Impronte di tetrapodi nei terreni carboniferi delle Alpi Carniche. *Gortania Atti Mus. Friul. St. Nat.*, 7: 59-74, Udine.
- MOREL P. & IRVING E., 1981 Paleomagnetism and the evolution of Pangea. *Jour. Geophys.* Res., 86: 1858-1872.
- NEWELL N.D., RIGEY J.K., FISCHER A.G., HICKOX J.E. & BRADLEY J.S., 1953 The Permian reef complex of the Guadalupe Mountains Regions, Texas and New Mexico. A study in paleoecology. W.H. Freeman & Co., pp. 236.
- NIEDDU M., 1986 Rilevamento geologico della Forca Pizzul e del Monte Pizzul (Paularo, Alpi Carniche). Tesì di Laurea inedita, pp. 124, Bologna.
- Noe S. & Buggisch W., 1986 Microfauna and microflora in the Bellerophon Formation and at the Permian-Triassic boundary in the Southern Alps: ecology and biostratigraphy. In: Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports. IGCP Proj. n. 203 (July 1986, Brescia), pp. 43, Brescia.
- Nur A., Ron H. & Scotti O., 1986 Fault mechanics and kinematics of block rotations. *Geology*, 14: 746-749.
- ORI G.G., DALLA S. & CASSINIS G., 1988 Depositional History of the Permian continental sequence in the Val Trompia Passo Croce Domini area (Brescian Alps, Italy). *Mem. Soc. Geol. It.*, 34: 141-154.
- ORI G.G. & VENTURINI C., 1981 Facies continentali permiane nelle Alpi Carniche. *Rend. Soc. Geol. It.*, 3: 21-24.
- PASINI M., 1963 Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. Riv. Ital. Paleont., 69 (3): 337-382.
- PASINI M., 1974 Archaeolithophyllum missouriensum Johnson, una Rodophycea di interesse stratigrafico nel Carbonifero superiore della Toscana e delle Alpi Orientali. Riv. It. Paleont., 80 (4): 591-02.
- Pasini M., 1982 Nuovi dati micropaleontologici e problemi stratigrafici connessi nella successione del Permiano superiore delle Alpi Meridionali. *Paleont. Stratigr. ed Evol.*, *Quad.*, 2: 131-135.
- PIERI M. & GROPPI G., 1981 Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *Prog. Fin.*

- Geodinamica, Pubbl. 414; 1-13.
- Pirini Radrizzani C., Tunis G. & Venturini S., 1986
 Nuovi dati stratigrafici, sedimentologici, paleogeografici delle Valli del Natisone (Friuli orientale). Rend. Soc. Geol. It., 8: 47-50.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E., 1980 Stratigrafia e paleogeografia dell'Anisico della conca di Agordo e dell'Alta Val di Zoldo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 18: 63-92.
- PÖLSLER P., 1969 Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon: karnische Alpen, Österreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 112: 355-398, Wien.
- RAU A. & TONGIORGI M., 1981 Some problems regarding the Paleozoic paleogeography in mediterranean western Europe, *Jour. Geol.*, 89: 663-673.
- RIGONI A., 1981 Litostratigrafia e tettonica di un'area a E di Paularo (Alpi Carniche). Tesi di laurea inedita, pp. 110, Bologna.
- Rosst P.L. & Vai G.B., 1986 New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implication. *IGCP Proj. n. 5 Final Field Meeting*, pp. 77, Cagliari.
- Schonlauß H.P., 1969 Das Pałäozoikum zwischen Bischofalm und Hohen Trieb (Zentrale Karnische Alpen). *Jb. Geol. B.-A.*, 112: 265-320, Wien.
- Schönlaub H.P., 1979 Das Paläozoikum in Österreich. Abb. Geol. Bund., 33: 1-124.
- Schönlaub H.P., 1985 197 Kötschach. Geol. Karte Rep. Österr. 1.50.000., *Geol. В.-А.*
- Schonlaub H.P., 1988 Vom Urknall zum Gailtal; 500 Millionen Jahre Erdegeschichte in der Karnischen Region. Karnische Alpen Geotrail. Geol. B.-A., pp. 170, Hermagor.
- Schönlaub H.P. et al., 1987 198 Weissbriach. Geol. Karte der Rep. Österr. 1:50.000. *Geol.* B,-A.
- Schönlaub H.P., Draxier I. & Kahler F., 1985 Excursion Zollnersee. Arbeistagung Geol. B.-A.: 72-83.
- Schönlaub H.P., Fenninger A. & Venturini C., 1987 - Geologische Detailkarte des Nassfeld-Gartnerkofel- Gebietes, 1:10.000. In: 198 Weissbriach, Geol. Karte Rep. Österr. 1:50.000. Geol. B.-A.
- Setu R., 1952 Nuove ricerche sul Permo-Carbonifero Pontebbano. La Ric. Sc., 22: 2158-2163.
- Selli R., 1963 Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Giorn. Geol.*, s. 2, 30: 1-136.
- Selli R., 1963a Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Scala 1:100.000.

 Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- Setti R., 1965 Cenni stratigrafici e tettonici sulle Alpi Carniche e Giulie occidentali. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83 (3): 369-376.

Selli R. & coll., 1963 - Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano. Scala 1:20.000. *Litografia Artistica Cartografica*. Firenze.

Spadea P., 1970 - Le ignimbriti riolitiche del membro superiore delle Vulcaniti di Rio Freddo, nel Trias medio della regione di Tarvisio (Alpi Giulie occidentali). St. Trent. Sc. Nat., A, XLVII (2): 287-358.

Spalletta C., 1981 - Segnalazione del Dinantiano alla base della parete Nord del M. Cavallo di Pontebba e sue implicazioni strutturali. Rend. Soc. Geol. It., 3: 13-16.

Spalletta C., 1982 - Concordanza stratigrafica tra carbonati, radiolarici e Flysch ercinico nelle Alpi Carniche (Devoniano-Silesiano). *Mem. Soc. Geol. It.*, 24: 11-21, Bologna.

SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1980 - Il Flysch ereinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). Mem. Soc. Geol. It., 20: 243-265.

SPALLETTA C., VAI G.B. & VENTURINI C., 1982 - La Catena Paleocarnica. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di) - Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.L: 281-292, Bologna.

Spalletta C., Vai G.B. & Venturini C., 1982a - Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzazioni in calcari devono-dinantiani delle Alpi Carniche. *Mem. Soc. Geol. It.*, 22: 101-110.

SPALLETTA C. & VENTURINI C., 1988 - Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel Formation: A New Palaeogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. *Jb. Geol. B.-A.*, 131/4; 637-647, Wien.

Spalletta C. & Venturini C., 1990 - Stratigraphic correlation form (SCF) of the Palaeozoic sequence in the Carnic Alps (Geotraverse B). Vol. Spec. S.G.I., IGCP Proj. n. 5, (in press).

Tietz G.F., 1974 - Die Schwermineralgehalte in den Grenzlandbänken (Unterperm der Karnischen Alpen, Standardprofil Rattendorfer Sattel). Carinthia II, 164/84: 115-124, Klagenfurt.

Tongiorgi M., Rau A. & Martini I.P., 1977 - Sedimentology of Early-Alpine, fluvio-marine, calstic deposits (Verrucano, Triassic) in the Monti Pisani (Italy). Sedim. Geol., 17: 311-332.

Tunis G. & Venturini S., 1985 - Stratigrafia e sedimentologia del Flysch maastrichtianopaleocenico del Friuli orientale. *Gortania* -*Atti Mus. Friul. St. Nat.*, 6: 5-58, Udine.

VAI G.B., 1963 - Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carniche). Giorn. Geol., s. 2, 30: 137-198.

VAI G.B., 1975 - Hercynian basin evolution of the Southern Alps. In: C. SQUYRES (ed.) - Geology of Italy. E.S.S.L.A.R., 2: 293-298.

- VAI G.B., 1976 Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. Mem. Soc. Geol. It., 13 (1): 7-37.
- VAI G.B., 1979 Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica. Rend. Soc. Geol. It., 1: 25-27.
- Val G.B., 1980 Tracing the Hercynian structural zones across «Neo-Europa»: an introduction. Mem. Soc. Geol. It., 20: 79-91.

Vai G.B., 1980a - Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. *Lethaia*, 13: 79-91, Oslo.

VAI G.B., BORIANI A., RIVALENTI G., SASSI F.P., 1984 - Catena etcinica e Paleozoico nelle Alpi Meridionali. In: Cento anni di geologia italiana. Vol. giub. 1° Centenario S.G.I.: 133-154, Bologna.

VAI G.B. & COCOZZA T., 1986 - Tentative schematic zonation of the Hercynian Chain in Italy. Bull. Soc. Geol. France, 8 (1): 95-114, Paris.

VAI G.B., FRANCAVILLA F., FERRARI A. & CONTARINI M.T., 1980 - La sezione del Monte Carnizza (Carbonifero superiore, Alpi Carniche). Mem. Soc. Geol. It., 20: 267-276.

VAI G.B. & SPALLETTA C., 1980 - The Uggwa section. in: H.P. Schönlaub (ed.) - ECOS II Guidebook. Abh. Geol. B.-A., 35: 48-50.

- VAI G.B. & SPALLETTA C., 1982 Devonian paleo tethyan carbonate platform basin system of the Southern Alps: evolutionary trend and comparative analysis. *Terra Cognita*, 5: 109-115.
- Vail P.R., Mitchum R.M. & Thompson S. III, 1977
 Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. In: C.E. Payton (ed.) Seismic Stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Petr. Geol., Mem., 26: 83-97.

Venturini C., 1983 - Il bacino tardo-ercinico di Pramollo (Alpi Carniche): una evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. *Mem. Soc. Geol. It.*, 24: 23-42.

VENTURINI C., 1986 - Permian Red-Beds of the Val Gardena Sandstone in the Carnic Alps. In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys. Excursion Guidebook: IGCP Proj. n. 203: 54-65.

Venturini C., 1989 - Bombaso Formation: the basal clastic unit of the Late orogenetic Hercynian sequence in the Carnic Alps. In: F.P. Sassi & R. Bourroulli (eds.) - Newsletter, IGCP Proj. n. 5, 7: 101-103.

VENTURINI C., 1989a - Isoclinal folds in the sedimentary Hercynian sequence of the Paleocarnic chain (NE Italy). In: F.P. Sassi & R. BOURROUILH (eds.) - Newsletter, IGCP Proj. n. 5, 7: 104-105.

- VENTURINI C., 1989b Upper Paleozoic marine sequences in the Southern Alpine domain. In: F.P. Sassi & Bourrouilh R. (eds.) Newsletter, IGCP Proj. n. 5, 7: 256-260.
- VENTURINI C., 1990 Evoluzione tettonica neogenico-quaternaria del settore alpino friulano. In: M. Bernini & C. Papani (eds.) - Neogene thrust tectonic: esempi da Alpi, Appennini e Sicilia: 35-39.
- VENTURNI C. & CAIZAMARA M., 1983 Il Paleozoico carnico 'Le rocce, i fossili, gli ambienti'. Comune Di Udine (ed.) Mus. Friul. St. Nat., pp. 130. Udine.
- Venturini C., Ferrari A., Spalletta C. & Vai G.B., 1982 La discordanza ercinica, il tardorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. In: A. Castellarin & G.B. Vai (a cura di) Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.I.: 305-319, Bologna.

WOPFNER H., 1984 - Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. *Geol. Rund.*, 73: 259-277.

WOPFNER H. & FARROKH F., 1987 - Palaeosoils and heavy mineral distribution in the Groeden Sandstone of the Dolomites. *Mem. Soc. Geol. It.*, 34: 161-173.

INDICE

	pag
Riassunto	
Summary	7
Introduzione	17
Stratigrafia	19
Sequenza ercinica (substrato)	19
Sequenza permo-carbonifera	2
Formazione del Bombaso	22
Membro di Pramollo (mp)	22
Sezione Zollner See	23
Sezione Waidegger Alpe	24
Sezione Rio Malinfier alto	25
Sezione Rio Malinfier intermedio	27
Sezione Forca Pizzul	28
	20
Sezione Rio Casera Auernig, Rio Sorgente, Rio Km 9	29
Orizzonte del Malinfier (om)	29 32
Sezione Cima Val di Puartis	32
Sezione Crinale Cima Val di Puartis - Casera Meledis alta	33
Sezione Casera Auernig - Rio Casera Auernig	34
Sezione Rio Bruca	30
Conclusioni Formazione del Bombaso	37
Gruppo dell'Auernig	41
Formazione di Meledis (Aı)	41
Formazione del Pizzul (Az)	44
Formazione del Corona (A3)	4: 50
Formazione dell'Auernig (Á4)	50
Formazione del Carnizza (As)	54
Gruppo del Rattendorf	5:
Formazione inferiore a Pseudoschwagerina (R1)	5
Formazione di Val Dolce (R2)	56
Formazione superiore a Pseudoschwagerina (R3)	66
Gruppo del Trogkofel	62
Calcare del Trogkofel (Tr)	6:
	64
Conclusioni sequenza permo-carbonifera	7
Sequenza permo-triassica	72 73
Breccia di Tarvisio (tb)	7:
Conglomerato di Sesto (cs)	7.
Arenarie di Val Gardena (VG)	7: 7: 80
Conclusioni Formazione di Val Gatdena	
Formazione a Bellerophon	92
Membro gessoso (Bg)	9.
Membro dolomitico-brecciato (Bb)	9.
Membro marnoso-dolomicritico (Bm)	94
Membro calcareo (Bc)	9-
Orizzonte del Río Turriea (VG'')	94
Conclusioni Formazione a Bellerophon	9.
Formazione di Werfen (We)	10
Formazione del Serla (Se)	10:
Conclusioni sequenza permo-triassica	10.
Sequenza medio triassica	10-
Formazione del Monte Bivera (MB)	10
Breccia di Ugovizza (Ug)	10
Sezione Törl	10:
Sezione Monte Malvuerich basso e Busate	10:
Sezione Monte Cervo	10.
Sezione Rio Bruca	110
Serione Monte Brizzia	11

«Calcari nodulari» (cn)	112
Vulcaniti di Rio Freddo (V,v)	113
Dolomia dello Schlern (Sc)	115
Conclusioni sequenza medio triassica	116
Paleotettonica	118
Tettonica	122
Tettonica ercinica	122
Area a sud della Linea Cason di Lanza	125
Settore Torrente Chiarsò	125
Settore Monte Zermula	127
Settore Monte Bruça	128
Interpretazione dell'area a sud della Linea Cason di Lanza	129
Area a nord della Linea Cason di Lanza	131
Settore Monte Lodin	131
Settore Monte Cavallo	133
Interpretazione dell'area a nord della Linea Cason di Lanza	138
Conclusioni tettonica ercinica	140
Raccorciamenti	148
Tettonica alpina	149
Le principali linee tettoniche alpine	150
Analisi strutturale dei singoli settori	154
Settore Zollner See	154
Settore Monte Dimon	156
Settore Paularo - Monte Salinchiet	158
Settore Monte Lodin - Lanza	169
Settore Sella di Aip	174
Settore Monte Madrizze - Tressdorfer	181
Settore Monte Auernig - Gugga - Monte Corona	183
Settore Monte Malvuerich - Monte Bruca	184
Settore Gartnerkofel	189
Interpretazione tettonica alpina	191
Cinematica alpina dell'area carnica	195
Raccorciamenti	200
Conclusioni generali	203
Ringraziamenti	208
Bibliografia	209

Pin	Mario		4-1-1-1		
Ezenna	ndanze anydor Fermo-earl				
Dinion 36/35 Someth		Vc. 544	ious F		
120/26 120/46		Ve. Polic	109/30	PiAZO Cory	
120/20 Colcari	Remu Coils	10/20	100/50 120/50 30/70	4. Dillor	
346			35eppo	CARTAL RANGE	
			34/65	he causages	
Radicl Sappet	P. Carlo.			A Barag	The state of the s
N 120-N 150°	120/60	3	20/30 8	elling.	

Lavoro realizzato con contributi del M.P.I. 60% (resp. C. Venturini) e 40% (resp. G.B. Vai, resp. M.C. Perri, resp. C. Venturini). Finito di stampare il 2 gennaio 1990

