

LEO OGNIBEN

Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti

ABSTRACT

OGNIBEN L., 1986 - Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti. [Geodynamical model of the Trentine region and surrounding areas] - *Studi trent. Sci. nat., Acta geol.*, 63-1986: 1:165

Geodynamical evidence from literature on Trento and surrounding areas is critically summarized. Pennide and Austroalpine terrains build up the Alps proper, whereas the Southern Alps are made up from NW to SE by: Insubric Ridge comprising the Orobic Chain; Lombardian Basin; Trento Ridge; Bellunese-Julian Basin; Friulian Ridge; Po-Venetian Basin.

Pennides are said to represent the former European forearc terrains with respect to Tethys Ocean, the African forearc ones being represented by the Liguride terrains of the Austroalpine. All other above mentioned complexes are said to belong to the African continental block.

Alps proper and Southern Alps are divided by the Periadriatic Lineament, a likely dextral strike-slip which ends westwards with the upthrust of the African crust as Ivrea Zone above the European crust of W-Piedmont. The later sinistral strike-slip of the Judicarian Line throws north-northeastwards the zone of maximum crustal thickening of the Alps and the related gravity anomaly, from the Bernina-Ortles mountains to the Hohe Tauern ones; however, an E-verging subvertical upthrust character of the Judicarian Line is instead claimed by several authors. The related evidence is here discussed, concluding in favor of the strike-slip character.

The various fault systems of the Southern Alps are then described (Brescia, Valsugana, Friulian, Judicarian, Schio, Cadore and Pedeappenninic systems) and related to the northward tangential push of the Africa-Europe convergence, in order to sketch a tentative to-day's stress field of the study area.

Key words: geodynamics, evolution and present dynamical pattern, Judicarian Line, Periadriatic Lineament, neoalpine tectonics, Trentino region, Central-Southern Alps (Italy).

Leo Ogniben - GEOEXPERT - Via Zara, 3 - Trento - ITALY

INDICE

Premessa	pag.	7
1. Summary	»	9
1.1. Introduction	»	9
1.2. Alps s.s.	»	9
1.3. Southern Alps	»	10
1.4. Periadriatic Lineament	»	11
1.5. Fault systems	»	12
1.6. Active neotectonics	»	13
1.7. The geological model	»	14
1.8. Constraints for the dynamic model	»	15
1.9. The sinistral Schio strike-slips	»	16
1.10. The compressive force	»	16
2. Descrizione dei vari complessi geologici	»	17
2.1. Alpi ss. ed Alpi Meridionali	»	17
2.2. Alpi s.s.	»	18
2.2.1. Pennidi s.s.	»	18
2.2.2. Austroalpino	»	22
2.2.2.1. Margna e Grigionidi	»	22
2.2.2.2. Liguridi	»	23
2.2.2.3. Austridi	»	26
2.3. Alpi Meridionali	»	28
2.3.1. Ruga Insùbrica-Catena Oròbica	»	30
2.3.2. Bacino Lombardo	»	30
2.3.3. Ruga di Trento	»	33
2.3.4. Bacino Bellunese-Giulio	»	36
2.3.5. Ruga Friulana	»	37
2.3.6. Bacino Padano-Veneto	»	37
3. Tettonica	»	44
3.1. Lineamento Periadriatico	»	44
3.1.1. La collisione Africa-Europa	»	44
3.1.2. La trascorrenza destra	»	45
3.1.3. Linea delle Giudicarie: prima impostazione della questione	»	50
3.1.4. Linea delle Giudicarie: documentazioni analitiche	»	52
3.1.5. Discussione critica e conclusioni	»	70

3.2.	Le altre faglie principali	»	84
3.2.1.	I grandi sistemi di faglia	»	84
3.2.2.	Sistema bresciano	»	88
3.2.3.	Sistema valsuganese	»	91
3.2.4.	Sistema friulano	»	110
3.2.5.	Sistema giudicariense	»	112
3.2.6.	Sistema scledense	»	117
3.2.7.	Sistema cadorino	»	120
3.2.8.	Sistema pedeappenninico	»	122
3.3.	Neotettonica attiva	»	125
4.	Conclusioni sul modello geologico	»	133
4.1.	Introduzione	»	133
4.2.	Evoluzione strutturale nell'area di studio	»	133
4.3.	Il modello strutturale quale risulta dal presente studio ..	»	135
4.4.	Altri recenti modelli strutturali basati sulla sintesi delle evidenze	»	136
4.5.	Recenti modelli strutturali svincolati dalle evidenze	»	138
4.6.	Indicazioni geologiche per il modello dinamico	»	143
4.6.1.	Quadro della deformazione	»	143
4.6.2.	Discussione critica delle trascorrenze sinistre scledensi ..	»	149
4.6.3.	Caratteristiche del quadro dinamico	»	151
5.	Referenze citate	»	154
6.	Elenco delle illustrazioni	»	162

Un
evidenze
plice pos
-ENEL p
nucleari
un'infor
cura nell
teorici, s
sarie per
rendere s

I mc
nero mes
al caratte
gliore del
a cura di

Uno
importan
per la reg
bedue i p
le; si tratt
Giudicar
tica, che
tagliato d
che ne sa
tuno per
conoscen
matico d
proposto
verso il c
sismicit 

La L
80 km de
crustale c
leggibile
ficianti a
epoca ne
regione in
all'et  rec
golettata
esaminar
compress
quale sia

Premessa

Un «modello geodinamico» dell'intera regione italiana, quale risulta dalle evidenze disponibili nella letteratura e dal loro collegamento nel quadro più semplice possibile, venne steso nel 1985 per incarico della «Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari» (OGNIBEN, 1985). Dato che lo scopo del lavoro era quello di fornire un'informazione di base per gli eventuali futuri studi applicativi, fu posta ogni cura nell'esporre le evidenze di osservazione tenendole ben separate dagli sviluppi teorici, sia pur facendo luogo secondo principi attualistici alle correlazioni necessarie per arrivare ad una sintesi dell'evoluzione geodinamica, indispensabile per rendere significativo il quadro del campo di stress della regione italiana.

I molti punti della geologia e geodinamica italiana tuttora in discussione vennero messi nel dovuto rilievo, ma senza dilungarvisi in modo non commisurato al carattere d'insieme di quello studio. Vari problemi aperti attendono una migliore definizione grazie a nuove dettagliate evidenze ben raccolte e ben descritte a cura di specialisti regionali della geologia e di più raffinati rilevamenti geofisici.

Uno fra i vari problemi in discussione nella letteratura apparve di particolare importanza per la geodinamica della regione italiana in generale, ed in particolare per la regione sudalpina centrale, ossia per il Trentino e zone limitrofe, sotto ambedue i punti di vista dell'evoluzione geotettonica recente e della dinamica attuale; si tratta del sistema delle faglie giudicariensi e particolarmente della Linea delle Giudicarie. Questo problema costituisce il movente della presente relazione critica, che prende in esame le conoscenze sull'argomento in modo molto più dettagliato di quanto non sia stato possibile per la relazione del 1985 già ricordata, che ne sarebbe risultata troppo voluminosa. L'approfondimento si rende opportuno per la necessità di disporre della migliore soluzione possibile allo stato delle conoscenze su di un punto non evitabile nella preparazione di un modello matematico della struttura crustale italiana e del relativo stato di stress, quale è stato proposto a conclusione della relazione di OGNIBEN (1985), come necessario passo verso il collegamento fra i fenomeni lenti della geotettonica e quelli rapidi della sismicità.

La Linea delle Giudicarie rappresenta un rigetto pressoché trasversale di circa 80 km dell'anticlinale di falde che costituisce la zona di massimo ispessimento crustale della catena corrugata alpina, e di conseguenza il rigetto è chiaramente leggibile anche nella gravimetria, ossia in profondità. Questi due punti sono sufficienti a qualificare la Linea delle Giudicarie come faglia trascorrente sinistra di epoca neoalpina, «anche se occorre tener presente il fatto che gli specialisti della regione interpretano molte evidenze in senso contrario sia alla trascorrenza che all'età recente di questa linea di disturbo» (OGNIBEN, 1985, p. 288). La frase virgolettata riassume l'argomento del presente studio, insieme con la necessità di esaminare le strutture di piegamento delle Alpi Meridionali in un quadro di spinta compressiva NS, dove non è affatto indifferente ai fini della dinamica attuale quale sia il senso effettivo della spinta.

1. SUMMARY

1.1. Introduction

The study was originated by the necessity to settle as well as at present possible the debated problem of the strike-slip or upthrust character of the Judicarian Line, in view of a future numerical geodynamic model of Italy as proposed by the writer (OGNIBEN, 1985). More generally, it is aimed to understand the present geodynamics of the Trento region, by collecting and discussing the evidence available in the literature for an area extending from Pordenone to Bergamo in EW sense and from the Brenner Pass to the Po River in NS sense, and comprising parts of the Alps proper (Alps s.s.) and of the Southern Alps, divided by the Periadriatic Lineament (ch. 2.1.).

It is by now generally accepted that the Alps s.s. (Western, Central and Eastern Alps) are made up by carriage nappes, the deeper of which (Elvetides, Pennides) referred to the previous European continental margin, and the upper ones (Ligurides, Grisonides, Austrides) to the African-Adriatic continental margin. Some doubt sometimes concerns the once so-called High-Pennidic or South-Pennidic nappes, which were recognized only about 20 years ago as originally belonging to the African continental margin (Grisonide nappes) or to the Tethyan oceanic terrains adjacent to it (Liguride nappes).

The Southern Alps instead are all considered to belong to the African-Adriatic margin, and to be affected by folding without large scale carriages. The Periadriatic Lineament represents the geological and mechanical boundary between Southern Alps and Alps s.s., and it can be considered as the terminal suture between the European and African blocks, the pre-terminal one being represented by the front of the Austroalpine nappes (Ligurides, Grisonides and Austrides).

1.2. Alps s.s.

The Alpine nappes are vaulted to form an anticline of nappes, likely due to the persisting post-collisional convergence of the European and African blocks; the anticlinal axis outcrops in EW direction within the Pennidic terrains of the Lepontine Alps and the Val Malenco half-window, continuing within the Austroalpine terrains of the Venosta valley (Wintschgau), wherefrom it is thrown north-northeastwards until reappearing in the Tauern window, where it takes the EW direction again (ch. 2.2.1).

Above the Val Malenco Pennides lies the Margna mappe, made up by 1500 m of basement and cover rocks of likely African origin, now in an «internal massif» position between Pennidic and Austroalpine terrains (ch. 2.2.2.1).

The latter follow in turn above the Margna with the Grisonide Complex, or Lower Austroalpine, likely originating from the extreme African margin and given from bottom to top by the four nappes of Sella, Corwatsch, Bernina and Stretta, and with the Liguride Complex likely originating from the adjacent Tethyan floor and given by the Platta nappe intercalated between Sella and Corwatsch and continuing northwards as Arosa nappe directly above the Pennidic nappes. Lower Austroalpine and Liguride terrains outcrop again as scales within the Matrei Zone along the South border of the Tauern window (ch. 2.2.2.2).

Above the Lower Austroalpine lie the Austride nappes, often called as a whole Upper Austroalpine, but by many authors also divided into Central Austroalpine and Upper Austroalpine proper. The Central Austroalpine is made up from bottom to top by the four nappes of Languard, Campo, Sesvenna and Oetzal-Silvretta; above the latter along the Periadriatic Lineament also the Upper Austroalpine proper lies, with the Steinach and Blaser nappes W of the Brenner Pass, with the Drauzug from Lienz eastwards, and with other larger nappes N of the Tauern window (ch. 2.2.2.3).

1.3. Southern Alps

South of the Periadriatic Lineament the Southern Alps are made up by seemingly the same terrains as the Austroalpine ones, both resulting from original isopic zones crossing at acute angle the Periadriatic Lineament. With respect to this one, the most internal southalpine outcrop is the Canavese Zone made up by liguride and grisonide scales, followed southwards by the Insubric Ridge, the upper part of which continues eastwards as Orobic Chain along the Periadriatic Lineament. Insubric Ridge and Orobic Chain probably represent the SW prolongation of the Central Austroalpine; in an original arc-trench system of the African continental margin, Insubric Ridge, Orobic Chain and Central Austroalpine should have represented the arc massif, located between the forearc terrains of the Liguride and Grisonide complexes and the backarc terrains of the Lombardian Basin (ch. 2.3.1).

This one is a Paleozoic-Mesozoic-Tertiary succession transgressing on the S side of the Orobic Chain basement; the improper term of Basin refers to its pelagic Jurassic-Cretaceous sediments (ch. 2.3.2). Eastwards it gives place along the Balino-Garda Line to the Trento Ridge sequence, made up by shelf sediments up to Upper Lias levels and by pelagic submarine ridge deposits upwards (ch. 2.3.3). Eastwards and southwards of the Trento Ridge the so-called Bellunese-Julian Basin follows, made up by pelagic sediments from Liassic to final Cretaceous levels (ch. 2.3.4), and passing southeastwards to the Friulian Ridge sequence, again composed of shelf sediments of Jurassic-Cretaceous age (ch. 2.3.5). Trento Ridge, Bellunese-Julian Basin and Friulian Ridge may be considered as parts of the African foreland.

The Po-Venetian Basin (ch. 2.3.6) is the postorogenic foretrough of both Apennines and Alps (although as regards the N-verging Alps it should be better called a back-trough) due to subsidence related with isostatic uplift of both chains. Its terrigenous deposits begin with an Upper Tortonian-Messinian molasse, sometimes with evaporites in the Messinian levels; above it follow Lower Pliocene marine terrains and a regressive Upper Pliocene-Pleistocene filling; the whole is covered by continental Alluvium beginning westwards in Piedmont with Pliocene levels, and with ever younger levels and lesser thickness eastwards reaching few meters in the Holocene continental terrains of the Po Delta. In the Venetian plain above the Upper Tortonian molasse follow 200 m of Lower Pliocene sands and shales, then Pleistocene shales and sands up to 1000 m thick, with some tens of meters of final Alluvium.

1.4. Periadriatic Lineament

The terminal suture of the collision zone between the European and African continental blocks appears to be represented by a tectonic line reaching down to the deepest crustal levels and called the Periadriatic Lineament, whereas the pre-terminal suture follows the Austroalpine front, involving only upper crustal African terrains resting above the European ones (ch. 3.1.1).

After the Europa-Africa collision about at the Eocene-Oligocene transition, the Periadriatic Lineament appears to have developed in Oligocene times as a fracture reaching down to the Moho between the thickened crust of the collision structure (the Alps s.s.) and the African crust outside the collision zone (the Southern Alps). Most authors report dextral strike-slip evidence from the Periadriatic Lineament, as it is confirmed by the W-verging overthrust of the whole African crust above the European one as Ivrea Zone; the overlap as shown by DSS seems to reach about 60 km in Western Piedmont, and perhaps 140 km according to some hints of an underlying European crust extending as far as Milan (ch. 3.1.2).

Such a considerable length seems to have required a dextral strike-slip involving the whole Periadriatic Lineament; therefore the salient of the Lineament in correspondence of the Bressanone (Brixen) granite massif should have formed only later, by means of a NNE-SSW directed left strike-slip along the Judicarian Line (ch. 3.1.3). The transcurrent character of this line is denied by many papers specifically dealing with the subject (ch. 3.1.4); however, a critical examination of the evidence reported by these same papers allows to recognize the strike-slip and to date it as Upper Miocene. The left throw of about 80 km is readable not only from the EW directed stretches of the Periadriatic Lineament (i.e., from the Tonale Line to the Pustertal-Gail Line), but in more or less the same order of magnitude also from many outcrops along the Judicarian Line, as for instance those of the Permian porphyries, of the Triassic Zellenkalk, of the Cretaceous Lombardian Flysch, as well as from the anticlinal axial zone of the Alpine nappes and from the related gravimetric minima. Also the thickening of the lower crust below the Southern Alps seems from still uncertain DSS data to be thrown from

under the Valtrompia Line W of the Judicarian one to under Lake Lagorai E of it (ch. 3.1.5).

1.5. Fault systems

The S-verging folding of the Southern Alps appears to have taken place from at least early Miocene times onwards, resulting in longitudinal faulted folds and inverse faults parallel to the Periadriatic Lineament, with minor overthrusts. Two younger transverse fault systems, the Judicarian and the Cadore ones, cut these longitudinal structures in three somewhat differently oriented stretches, the Brescia, Valsugana and Friuli systems; the WSW-ENE deviation of the Valsugana system from the EW direction of the two other systems follows the same sinistral sense of deformation as the Judicarian strike-slip. A late NW-SE directed fault group is called Schio system, and at the S side of the Po Basin also the Pedepennine system appears (ch. 3.2.1).

The Brescia system shows mainly EW direction, tending to NE-SW eastwards near the Judicarian Line as well as westwards in relation with the Voghera Fault and its possible northwards prolongations. Going from N to S, the Orobic Line marks the S-verging overthrust of the Orobic Chain above the Paleozoic-Mesozoic cover; this in turn shows a threefold S-verging overthrust given from bottom to top by the so-called «Autochthon», «Parautochthon» and «Allochthon», all actually made up by the same sequence. From here southwards the cover shows in the Lombardian Prealps folded and more or less faulted S-verging structures of Upper Miocene age, which continue southwards under the alluvial plain until meeting the N-verging Pedepennine structures (ch. 3.2.2).

The Valsugana system (ch. 3.2.3) shows a chronological southwards progression of the folding from the Periadriatic Lineament to the Venetian plain, like all the southalpine longitudinal folding. This results in WSW-ENE directed folds, often faulted up to produce overthrusts in the highest crustal levels. The Dolomites synclinorium is less deformed than the adjoining areas, because of its stiffness due to the superimposition of the massive Mesozoic shelf carbonates above the thick Permian porphyries; it shows several N-verging faults on the N side, whereas the S side is represented by the S-verging Valsugana Line of well documented Upper Miocene age. In the Prealps S of it the main WSW-ENE structures are the Belluno Line, the Bassano-Valdobbiadene Flexure and the Sacile Line buried under the plain. Surface structures of the Valsugana Line do not support the hypothesis by some authors of a large southwards overthrust of the basement above the Mesozoic-Tertiary foreland, which therefore up to-day looks like a merely theoretical construction.

The Friuli system (ch. 3.2.4) continues the Valsugana one beyond the transverse Cadore system, with mostly EW directed folds and overthrust faults, such as the Upper Tagliamento Line, the Pinedo-Avasinis Line (E prolongation of the Valsugana one) and the Barcis-Starasella Line. The age of the structures is ever younger southwards, as it is shown also by the seismic activity of the overthrusts bordering the Friulian plain.

The J
Adamello
faults show
before (s. c
to become
Miocene a
the Judica
from the
Brenta mc
bank of th

To the
must be as
-slip along

The S
of mainly
reported a
eastwards :
of the Ven
strike-slip c
like in all t

The C
directed fa
is the Long
minor tec
(Brüneck) :
age and to

The P
represented
to result fr
monocline
Emilian str
East the F
Pleistocene

1.6. Active

For th
structures a
activity fro

In the
the Valsuga
along the z
few and sp
fractures in

The P

The Judicarian system (ch. 3.2.5) is mainly comprised between the older Adamello batholith and the younger Adige valley. The NS to NNE-SSW directed faults show a major left strike-slip component in the Judicarian Line as discussed before (s. ch. 3.1.3, 3.1.4, 3.1.5), whereas E-verging overthrust components seem to become important ever more eastwards. The left strike-slip is dated Upper Miocene and the E-verging overthrusts appear to be generally younger. Besides the Judicarian Line, other important structures are also the Foiana Line running from the SE border of the Bressanone (Brixen) granite to the E border of the Brenta mountains, and the Garda Overthrust running NNE-SSW along the W bank of the Garda Lake until Vobarno where it turns northwestwards.

To the Judicarian system also some faults beyond the Periadriatic Lineament must be assigned, the most important of which is the Engadina Line, a left strike-slip along the Inn valley from Chiavenna in Italy to Imst in Austria.

The Schio system (ch. 3.2.6) is represented by NW-SE directed vertical faults of mainly Upper Pliocene age, the most important of which is the Schio Line, reported as left strike-slip bordering the E flank of the Verona High. From here eastwards several faults of the same system are reported under the alluvial cover of the Venetian plain, all with strong vertical component and subordinate left strike-slip one, until at the Caorle Line the strike-slip component becomes dextral like in all the NW-SE directed faults following eastwards in the Dinaric Alps.

The Cadore system (ch. 3.2.7) is a relatively tight bundle of NS to NNW-SSE directed faults separating the Valsugana system from the Friuli one. Very evident is the Longarone-S. Croce-Fadalto Graben, which continues northwards in several minor tectonic lines cutting the Periadriatic Lineament between Brunico (Brüneck) and S. Candido (Innichen), and reported to be of Upper Pleistocene age and to show a dextral component.

The Pedepennine system (ch. 3.2.8) in the S side of the study area is represented by WNW-ESE to EW directed structures, and appears on the whole to result from the northwards overthrust of the Apennines over the Pedalpine monocline dipping gently southwards under the alluvial plain. In the West the Emilian structures are said to be of mainly Upper Pliocene age, whereas in the East the Ferrara structures appear to have formed during Upper Pliocene and Pleistocene times.

1.6. Active neotectonics

For the present geodynamics of the study area, most interesting are the structures along which seismic events take place and those with field evidence of activity from Middle Pleistocene (700.000 y. b.p.) up to-day (ch. 3).

In the Alpine sector there is a modest activity from the Tauern window to the Valsugana Line southwards, with prevailing vertical isostatic uplift especially along the zone of maximum crustal thickening of the Tauern; recent fractures are few and sparse, mostly directed about NW-SE, on the whole hinting to tension fractures in a stress field more or less in the same direction.

The Prealpine sector instead shows strong evidence of Upper Pliocene-Plei-

stocene-Holocene neotectonics, from the Garda Lake to the Venetian-Friulian Prealps between the Valsugana Line and the Schio-Bassano-Valdobbiadene-Aviano alignment. Here the maximum shortening is about NNW-SSE sense, and the quicker uplift in the whole NE Italy appear to take place, due to compressive and not isostatic tectonics. Pliocene-Quaternary SE-verging overthrusts are reported between Garda Lake and Adige River, SSE-verging ones in the Venetian Prealps, and S-verging ones in Friuli. Hence an outline ensues of a stress field with a NS to NW-SE oriented maximum principal stress, thus explaining the left strike-slips in the W and the dextral ones in the E, as well as the S-verging overthrusts acting on the longitudinal WSW-ENE or EW structures, or as component in the otherwise directed faults.

From 700.000 y.b.p. up to-day mainly vertical faults are reported to originate, with some strike-slip components directed NW-SE to WNW-ESE in the Garda-Adige region, and NW-SE to NS in the Prealps E of the Schio Line. The Middle Pleistocene to Holocene neotectonic activity appears to concentrate in this belt while decreasing N of the Valsugana Line, where only the NNW-SSE Cadore system and the Tauern isostatic uplift seem to be active. A moving sector is instead the Venetian plain, with a general subsidence between the Schio and Caorle lines, with birth of NW-SE directed faults and of the WSW-ENE directed Sacile Line together with some gentle folds buried between Castelfranco Veneto and Treviso.

1.7. The geological model

The hitherto described geological evidence does not seem to give place to models very different from that of the classical geology; since in last years such different models have instead been often proposed, a critical discussion is necessary. It is advisable to remember that geological hypotheses are specifically difficult or impossible to check up, and that it is therefore improper to build up theories going too far from the available data (ch. 4.1).

The present geodynamical state and shape of the Alpine area is generally considered to begin to take place with the Europa-Africa collision; it is therefore meaningless to assert a present geodynamical significance of pre-collision structures as some recent papers do (ch. 4.2). A post-collision Europa-Africa convergence seems to be going on still to-day; to it must in fact be related the longitudinal S-verging overthrusts of the Brescia, Valsugana and Friuli systems, probably from the Oligocene-Miocene transition up to-day. The Judicarian strike-slip and the S-verging overthrusts of the Valtrompia Line and of the buried folds in the Lombardian plain turn out to be of Upper Miocene age. Reactivation of the S-verging overthrusts and forming of the NW-SE directed Schio faults is reported to take place chiefly in Upper Pliocene times, and still younger seem to be the NS to NNW-SSE tension fractures of the Cadore system.

The simplest interpretation of geological evidence leads to a picture similar to that of the classical geology and also fits very well in the plate tectonics frame

(ch. 4.3): Alps s.s. result from the building up of several nappes over each other due to the Europa-Africa collision in the mesoalpine phase; Southern Alps result from southwards folding of African crust against the thicker and higher Alpine crust; this wall also stops all transversal fractures except for the 80 km of sinistral throw of the Judicarian Line; the S-verging structures of the Southern Alps do not show to exceed the stage of faulted folds with minor overthrusts limited to the highest crustal levels.

Also the deep crustal structures seem to fit in the picture, because the tentatively reported doubling of lower crust in the central-eastern Southern Alps is precisely what to expect behind the African upper crust represented by the Austroalpine nappes. Another confirmation is tentatively reported as the throw of thicker Southern Alps crust from below the Valtrompia Line W of the Judicarian Line to below Lake Lagorai E of it.

Recently published geological and seismotectonic models generally agree on the autochthonous folding of the Southern Alps as it results in the present study: they do not consider, however, an Judicarian strike-slip; anyway, these models are built up by simply synthesizing most of the available evidence (ch. 4.4). Other models instead propose a great southalpine carriage above a deep Po-Venetian autochthonous Mesozoic-Tertiary cover, founded on theoretical hypotheses without supporting evidence (ch. 4.5), or with misinterpretation of it. For instance, the diminishing gravity anomaly from the Po plain towards the Alps is reported as evidence of a deep autochthonous cover, neglecting the generally accepted crustal thickness increase in the same sense, and the fact that DSS profiles show slow-velocity layers of less than 6 km/sec only N of the Periadriatic Lineament. Still more hazardous appears to consider the slow plastic geodynamic deformations as ruled by the laws of elasticity.

1.8. Constraints for the dynamic model

Geological evidence provides at least five main constraints within which to hold the present time dynamical model of the study area (ch. 4.6.1): I) chronological progression of the deformation from the Alpine chain to the african-adriatic foreland, with present activity chiefly in the Prealpine-Pedealpine zone; II) seismicity restricted within the upper 20 km of the crust; III) possible stress ellipsoid outlined by shears giving rise to slip planes in form of S-verging inverse faults and axial planes of folds from the Oligocene-Miocene transition onwards, and of vertical faults in a more defined Upper Miocene phase with sinistral strike-slip in the W part of the study area (Judicarian faults) and dextral strike-slip in the E part (Dinaric faults), whereas in Upper Pliocene-Pleistocene times the S-verging overthrust component seems to prevail in all already existing faults; IV) lack of vergence in the Cadore system, may be due to its tensional character; V) causal relation of altimetry and vergence, always oriented from higher to lower regions.

1.9. The sinistral Schio strike-slips

The strike-slip component attributed to the NW-SE vertical faults of the Schio system do not fit in a NS to NNW-SSE oriented compressive strain field. These components are said to be sinistral from the Schio Line up to the Nervesa one, and dextral from the Caorle Line eastwards up to the Dinaric Alps. Such close, parallel, contemporary and opposed strike-slips are not easily explainable from a mechanical point of view. Therefore, a control of the sinistral strike-slip evidence in the literature was attempted, without obtaining convincing results (ch. 4.6.2). The Schio Line and other faults following eastwards perhaps simulate a sinistral throw only because they lower the Venetian plain eastwards, and a similar effect may be faked by the intersection of the Nervesa Line with the Sacile one. Therefore it is provisionally not to be excluded that there is no sinistral component in the Schio faults.

1.10. The compressive force

An undisputed point in Southern Alps geodynamics is that from final Oligocene times up to-day the deformation advances from the Periadriatic Lineament to the Po-Venetian foreland by means of folds parallel to the Alpine chain, forming progressively southwards one after the other with widths in the order of a ten km. Given the great slowness of geodynamical phenomena and their control by the terrestrial gravity field, this means that it is a matter of plastic deformation of a crustal layer with thickness of the same order as the width of the folds (ch. 4.6.3).

The important problem arises of the application point of the NS compressive force. It does not seem possible to see it in the Alps, since these should not shift southwards because under them the zone of maximum thickness of the crust is generally considered as a «root zone». For a northwards drift of the African foreland it is not possible to locate in the geological frame the necessary application points of tangential surface forces, since a large area of NS compressive deformation is generally recognized from the Alps over the whole Apennines and the Po-Adriatic-Jonian foreland; for this area a NS narrowing of about 2 cm/year is admitted in the present state of knowledge. The whole picture seems to resort to a tangential body force, and therefore to inertial drift due to the Earth's rotation. But also tangential surface components may not be excluded for the Southern Alpine folding, due to the advancing Northern Apennines and the resulting deformation of the Po-Venetian Basin.

2. DESCRIZIONE

2.1. Alpi s.s. (Centrali)

La zona di interesse nelle Alpi s.s. subrico, sono s... N della zona c... Alpi Centrali d...

La distinzione perché si tratta separati per m... notevoli; i terr... a raffronti anal...

Il quadro s... s.s. sono date i... tico) facenti or... esso adiacente... terreni (Austro... facenti parte d... adiacente. I va... tutti in continu... delle Alpi Meri... Alpi s.s. per m... Periadriatico o... dicarie, della P... Periadriatico»... altri.

Meno gene... grafici delle Al... mente del cosid... detto Comple... lavoro attribuit... pertinenza orig... ai relativi marg... mente esposte... vista strutturale... co crustale afr... esso adiacente...

Dal punto... soprattutto l'as... zione principal... compresse nell... Valtellina e gli... Meridionali, co...

2. DESCRIZIONE DEI VARI COMPLESSI GEOLOGICI

2.1. Alpi s.s. ed Alpi Meridionali

La zona del presente studio è compresa per la parte maggiore e di più diretto interesse nelle Alpi Meridionali, che dal Lineamento Periadriatico, o Sistema Insubrico, sono separate dalle Alpi s.s.; queste sono rappresentate lungo il margine N della zona di studio dalle Alpi Orientali e verso W si arriva al limite con le Alpi Centrali della zona Valtellina-Grigioni-Prätigau.

La distinzione fra Alpi s.s. ed Alpi Meridionali è di grande utilità descrittiva, perché si tratta di due edifici strutturali completamente differenti e nettamente separati per mezzo del Lineamento Periadriatico fino a profondità certamente notevoli; i terreni dei due edifici possono venire in parte correlati fra loro in base a raffronti analitici e ad induzioni teoriche sulle rispettive evoluzioni tettoniche.

Il quadro strutturale universalmente accettato si riassume dicendo che le Alpi s.s. sono date in parte da varie falde di terreni più profondi (Pennidico ed Elvetico) facenti originariamente parte del blocco crustale europeo o del margine ad esso adiacente dell'oceano tetideo, mentre per la parte più elevata si tratta di terreni (Austroalpino) sovrascorsi in varie falde sui precedenti ed originariamente facenti parte del blocco crustale africano-adriatico o del margine tetideo ad esso adiacente. I vari complessi litostratigrafici dell'Austroalpino risultano essere stati tutti in continuità e corrispondenza di facies con i vari complessi litostratigrafici delle Alpi Meridionali; queste non mostrano struttura a falde e sono divise dalle Alpi s.s. per mezzo della «sutura terminale» (OGNIBEN, 1985) del Lineamento Periadriatico o Sistema Insubrico o Linea Insubrica (Linee del Tonale, delle Giudicarie, della Pusteria e della Gail); va fatto presente che il termine «Lineamento Periadriatico» è ormai il più diffuso nella letteratura, e pertanto va preferito agli altri.

Meno generalmente accettata è l'attribuzione di alcuni complessi litostratigrafici delle Alpi s.s. ubicati al limite fra Pennidico ed Austroalpino, e precisamente del cosiddetto Pennidico superiore, od Alto-Pennidico (nel presente lavoro detto Complesso Liguride) e del cosiddetto Brianzone dei Grigioni (nel presente lavoro attribuito al Complesso Grigionide); di questi terreni è in discussione l'appartenenza originaria al blocco crustale europeo od a quello africano-adriatico ed ai relativi margini oceanici adiacenti. Le ragioni di discussione sono state ampiamente esposte e confrontate in OGNIBEN (1985), così da giustificare dal punto di vista strutturale e geodinamico l'attribuzione qui adottata di questi terreni al blocco crustale africano-adriatico (Complesso Grigionide) od al margine tetideo ad esso adiacente (Complesso Liguride).

Dal punto di vista applicativo, che è quello del presente lavoro, è importante soprattutto l'aspetto meccanico, e perciò strutturale, ed in questo senso la distinzione principale è quella fra l'edificio a molte falde sovrapposte, vergenti a N e compresse nella grande anticlinale di falde che affiora lungo le Alpi Lepontine, la Valtellina e gli Alti Tauri, e l'edificio a pieghe e scaglie vergenti a S delle Alpi Meridionali, con le notevoli differenze già riconosciute fra le rispettive strutture

crustali e con la nettissima separazione strutturale del Lineamento Periadriatico. Quest'ultimo costituisce una discontinuità essenzialmente verticale a lunghi tratti rettilinei, che dal punto di vista meccanico tuttavia sembra avere agito soprattutto nel passato, costituendo oggi piuttosto una saldatura («sutura terminale») ed avendo in massima parte trasferito l'attività meccanica (e relativa sismicità) ad altre superfici di discontinuità («linee di disturbo» della terminologia geologica) più o meno vicine e parallele.

2.2. Alpi s.s.

2.2.1. Pennidi s.s.

Nella zona di studio i livelli geologici più profondi sono rappresentati dalle unità tettoniche dei terreni di facies pennidica, affioranti nella zona assiale delle Alpi s.s. come nucleo di un'anticlinale di falde che appare con direzione EW nella semifinestra della Val Malenco al confine italo-svizzero per continuare poi sotto i terreni austroalpini e riapparire circa 120 km più a NE nella finestra dei Tauri, che rappresenta anch'essa il nucleo anticlinale della stessa zona assiale, la quale corre sempre in direzione EW ma risulta rigettata verso NNE di circa 80 km lungo la più che probabile trascorrenza della Linea delle Giudicarie, più avanti discussa. La finestra dei Tauri entra nel confine italiano nella zona del Brennero fra Colle Isarco e Riva di Tures. Lungo il confine svizzero-austriaco rientrano nella zona qui in istudio anche i più settentrionali affioramenti pennidici della semifinestra del Prätigau, della contigua piccola finestra di Gargellen e della finestra della Bassa Engadina (Fig. 1). Tutti i terreni fin qui nominati vengono qui detti pennidici in senso stretto, perché nella letteratura si trovano molto spesso compresi nel Pennidico anche terreni nel presente studio considerati come appartenenti all'Austroalpino inferiore e discussi più avanti.

Nella semifinestra della Val Malenco (Fig. 2 da MONTRASIO & TROMSDORF, 1986) affiora dal M. Disgrazia al saliente svizzero di Poschiavo il nucleo anticlinale pennidico (Fig. 3) costituito dai calcescisti pennidici (Val d'Avers) e da grandi masse serpentinosi (Val Malenco), che vengono ritenuti rappresentare la Zona Piemontese Interna, ossia il Pennidico privo di basamento sialico, mentre alla Zona Piemontese Esterna (o anche Zona Vallesana, v. OGNIBEN, 1985) vengono riferiti tutti gli altri affioramenti prima nominati, in quanto costituiti da coperture mesozoiche di tipo pennidico e da basamento sialico.

Quest'ultimo forma (Fig. 4) il nucleo anticlinale diretto EW della finestra dei Tauri (DAL PIAZ & BIANCHI, 1934; FUGANTI, 1975; JANOSCHEK & MATURA, 1980; OBERHAUSER, 1980) col Gneiss Centrale (Falda del Tux-Gran Veneziano), mentre la relativa copertura carbonifero-permiano-triassica metamorfosata forma la cosiddetta Untere Schieferhülle (Falda del Greiner) e la copertura giurassico-cretacea di facies oceanica forma la Obere Schieferhülle (Falda dei Calcescisti con ofioliti, analoga a quella delle Alpi Occidentali e Centrali), con i tipi litologici descritti da SANDER (1925) per il Foglio Bressanone della Carta Geologica d'Italia.



Alpi s.s.

- Pennidi s.s.
- Falda della Margna
- Complesso Liguride
- Grigionidi
- Austridi

Austroalpino

Alpi Meridionali

- Cristallino antico
- Successione di copertura del Bacino Lombardo
- Successione di copertura della Ruga di Trento
- Successione di copertura del Bacino Bellunese-Giulio
- Successione di copertura della Ruga Friulana
- Bacino Padano-Veneto

Rocce eruttive

- Plutoni ercinici
- Plutoni terziari
- Vulcaniti terziarie

Indicazioni strutturali

- Lineamento Periadriatico - Linea della Giudicarie S
- Linea della Valtrompia
- Strutture sepolte plio-quadernarie

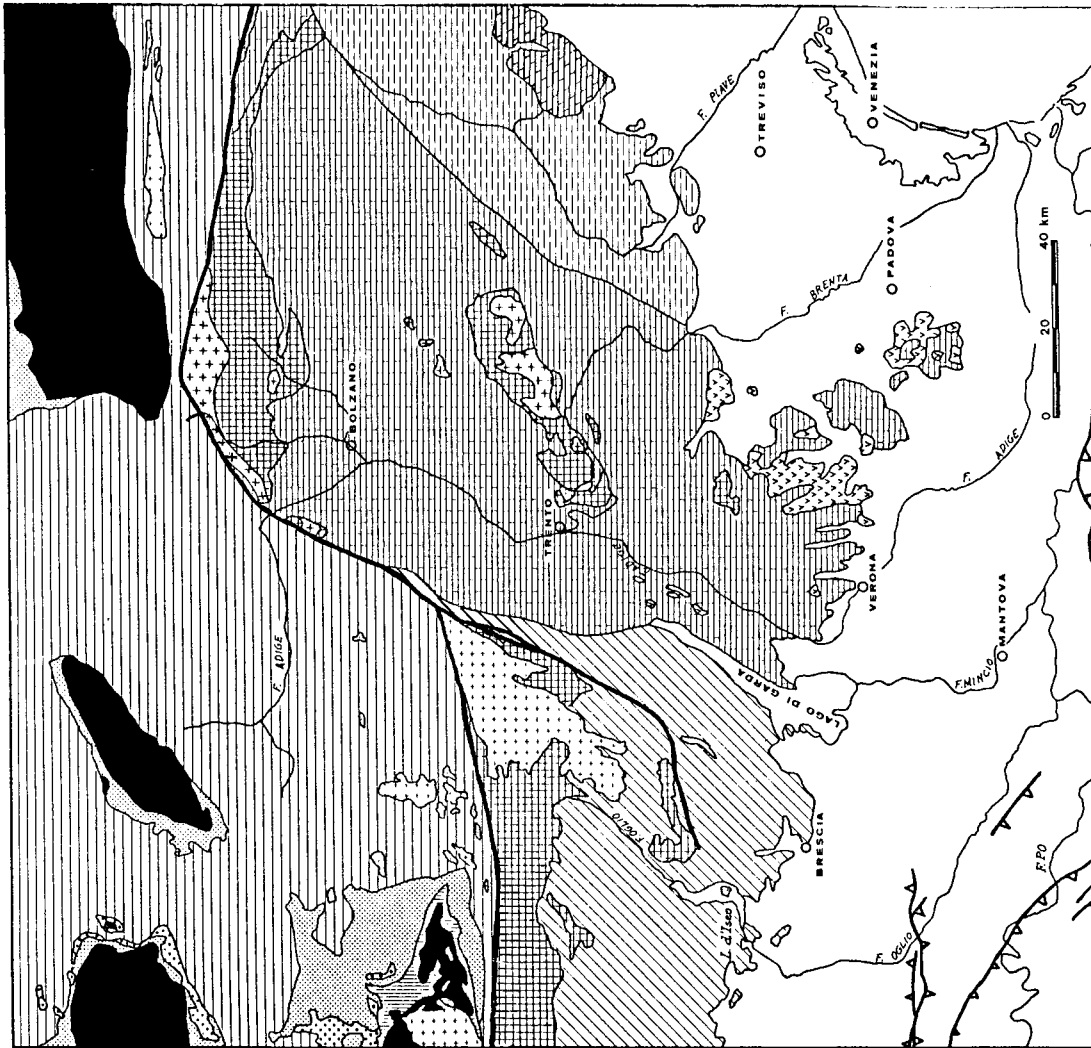
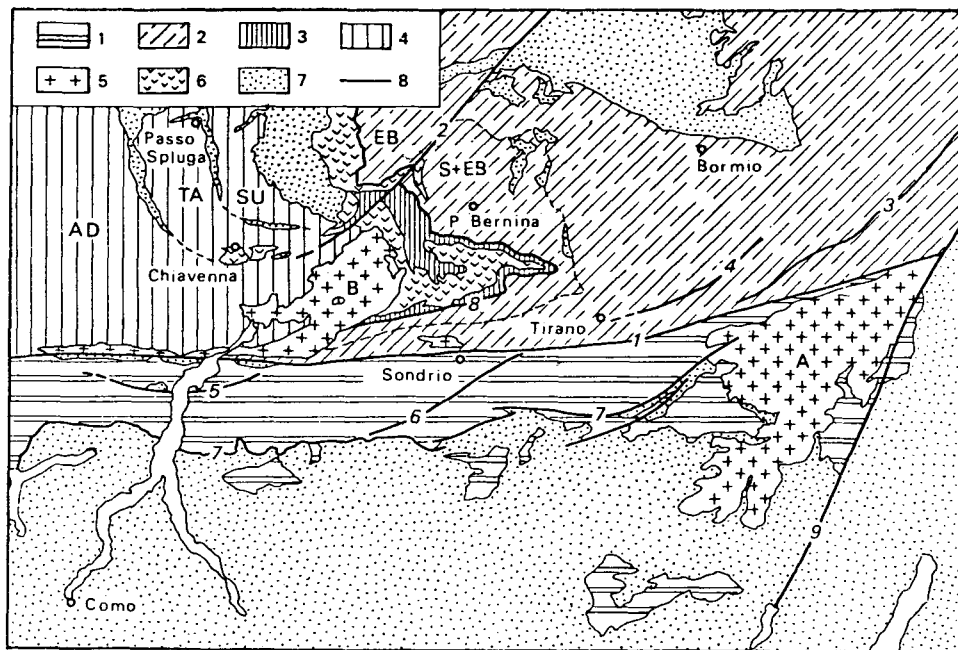


Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'area di studio.



1) Basamento cristallino delle Alpi Meridionali; 2) Nuclei cristallini delle unità austroalpine (S = Sella e EB = Err-Bernina costituiscono l'Austroalpino inferiore; il resto è Austroalpino medio-superiore, Auct.); 3) Falda Margna (Austroalpino inf. o Pennidico sup.?); 4) Nuclei cristallini delle unità pennidiche (AD = Adula, TA = Tambò, SU = Suretta); 5) Massicci intrusivi alpini (A = Adamello, B = Màsino-Bregaglia); 6) Complessi ofiolitici; 7) Coperture sedimentarie; 8) Faglie e sovrascorrimenti principali (1:Linea del Tonale; 2:Linea dell'Engadina; 3:Linea di Peio; 4:Linea del Mortirolo; 5) Linea di Musso; 6:Linea del Porcile; 7:Linea Orobica; 8:Sovrascorrimento Austridi/Pennidi; 9:Linea delle Giudicarie).

Fig. 2 - Semifinestra pennidica della Val Malenco, da MONTRASIO & TROMMSDORF (1986).

La finestra della Bassa Engadina si estende per 55 km in direzione NE-SW con larghezza fino a 17 km, e mostra la Falda dei Calcescisti per 2.000-3.000 m di spessore; questa unità affiora anche nella vicina piccola finestra di Gargellen e nella immediatamente attigua semifinestra del Prätigau fra Coira ed il Liechtenstein, dove i calcescisti raggiungono verso l'alto livelli datati al Cretaceo medio, seguiti dal «flysch pennidico» con conglomerati e calcari arenacei turoniano-santoniani, calcari arenacei con brecciole e scisti silicei dei Campaniano-Maestrichtiano, ed infine arenarie grossolane del Paleocene-Eocene inferiore, per potenze complessive di 4.000 m secondo PASQUARÈ (1975) e di 6.000 m secondo TRÜMPY (1980). Nell'interpretazione di OGNIBEN (1985) la Zona Piemontese Interna rappresenta un complesso avanziato di accrescimento, o complesso di subduzione, dato dai calcescisti con ofioliti di età giurassico-cretacea, sul quale segue una copertura di bacino avanziato supracretaceo-eocenica data dai livelli sommitali dei calcescisti e dal flysch; la Zona Piemontese Esterna rappresenterebbe invece la

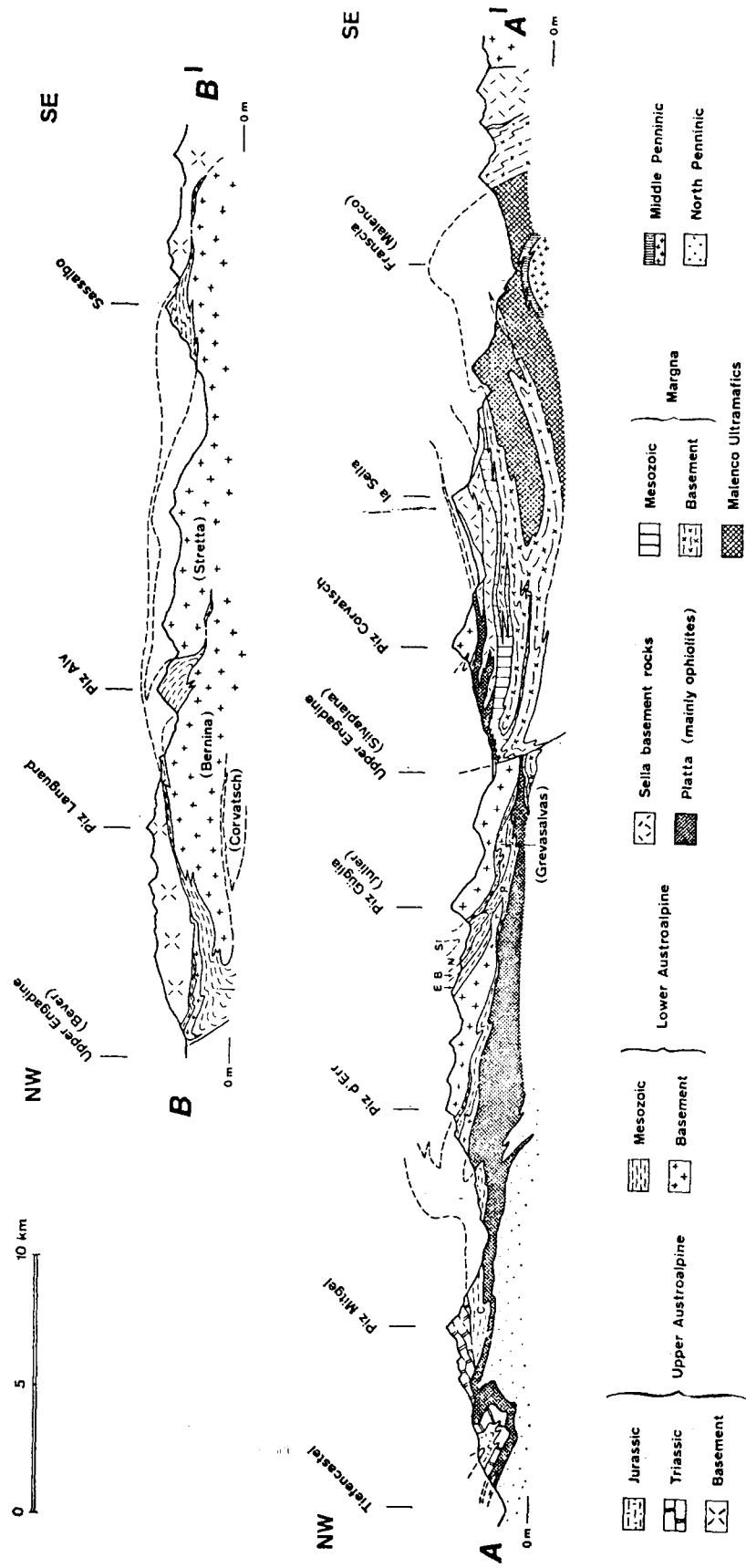


Fig. 3 - Sezioni trasversali semplificate attraverso il Penninico della Val Malenco (Middle Penninic + Malenco Ultramafics) e del Prätigau (North Penninic), la Falda della Margna, il Complesso Liguride (Falda del Platta), il Complesso Grigionide (Sella basement rocks + Lower Austroalpine) ed il Complesso Austridico (Upper Austroalpine) da TRUMPY (1975).

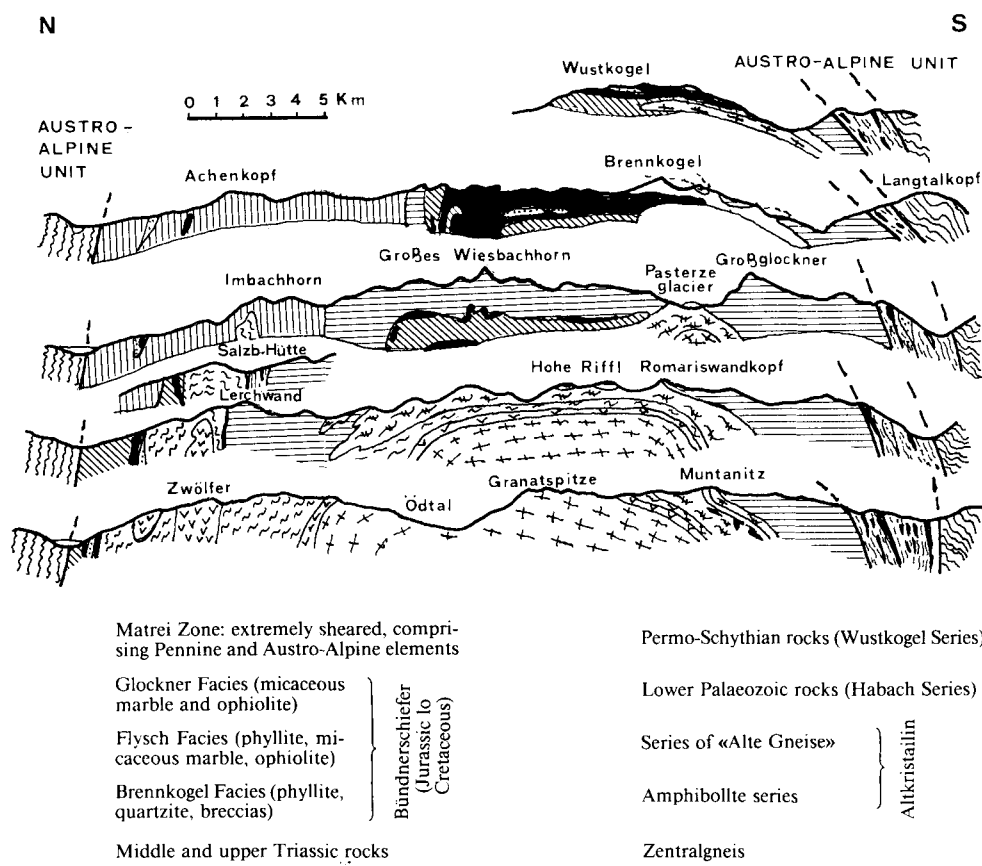


Fig. 4 - Sezioni trasversali della finestra dei Tauri, da JANOSCHEK & MATURA (1980), modificato.

parte avantiarco dell'estremo margine continentale europeo, con terreni di basamento e di copertura epicontinentale carbonifero-permiano-triassica seguiti dai terreni oceanici giurassico-cretaceo-eocenici dei calcescisti e del flysch sedimentatisi come bacino avantiarco esteso dal complesso di subduzione sul lato dell'oceano all'estremo margine continentale sul lato del continente.

2.2.2. Austroalpino

2.2.2.1. Margna e Grigionidi

Direttamente sopra al nucleo pennidico della Val Malenco si ha la Falda della Margna, data da circa 1.500 m di rocce di basamento (Serie di Fedoz e Zona del

Maloggia) e
RÈ, 1975; T
nalico M. D
la Falda del
vien correla
blanche dell
babilità dal
bile derivaz
tenendo pre
siccio inter
avantiarco
rante la loro

Sopra c
africano-ad
primi si po
e retroarco
alla collision
tinentali av
reni oceanic
plessso Ligu
Austri e
(1985). Gri
rispettivam

I terren
sentati nell
al cui nucle
addietro ric
Corvatsch,
gadina, e d
del Sella si
vrastanti fa
della Falda
hanno inol
coperture g
date, che se
e breccie gr
(radiolariti
cessione) e

Lo ste
della Sulzf
Tasna nella
fluh e di T
del Bernin
dalle Filla

S
UNIT
ngtalkopf
gel Series)
h Series)
AUKNISIAUM
icato.
basa-
ti dai
imen-
dell'o-
a della
na del

Maloggia) e dei relativi sedimenti di copertura (Zona di Fex) fraposte (PASQUARE, 1975; TRÜMPY, 1980) fra le sottostanti ofioliti pennidiche del nucleo anticlinalico M. Disgrazia-Val Malenco-Poschiavo ed i sovrastanti terreni cristallini della Falda del Sella qui avanti descritta. Tutto il complesso dei terreni della Margna vien correlato con analoghi terreni del complesso Zona Sesia-Falda della Dentblanche delle Alpi Occidentali, e come questi vien fatto derivare con grande probabilità dal blocco crustale africano-adriatico. In OGNIBEN (1985) questa probabile derivazione viene riferita al massiccio d'arco del margine africano-adriatico, tenendo presente che dal punto di vista delle strutture attuali si tratta di un «massiccio interno», ossia di un piccolo elemento continentale inserito fra i terreni avantiarco dei due opposti margini continentali europeo ed africano-adriatico durante la loro collisione.

Sopra questo «massiccio interno» seguono i terreni del margine continentale africano-adriatico e quelli del margine oceanico tetideo ad esso adiacente; nei primi si possono con qualche difficoltà distinguere complessi avantiarco, d'arco e retroarco distribuiti in varie falde di ricoprimento sovrascorse verso N in seguito alla collisione dei blocchi continentali europeo ed africano-adriatico. I terreni continentali avantiarco appaiono rappresentati dal Complesso Grigionide ed i terreni oceanici con essi tettonicamente coinvolti appaiono rappresentati dal Complesso Liguride, mentre massiccio d'arco e zone retroarco si ritroverebbero nelle Austridi e nel Sudalpino, secondo la schematizzazione descritta in OGNIBEN (1985). Grigionidi ed Austridi vengono anche raggruppate come Austroalpino, rispettivamente inferiore e superiore.

I terreni del Complesso Grigionide, od Austroalpino Inferiore, sono rappresentati nella semifinestra che arriva verso E fino a Poschiavo-Passo Bernina (ed al cui nucleo anticlinalico assiale stanno le ofioliti pennidiche di Val Malenco addietro ricordate), e sono dati dalle quattro falde a nucleo cristallino del Sella, Corvatsch, Bernina e Stretta sovrapposte in quest'ordine a SE della Linea dell'Engadina, e da quelle dell'Err e dell'Julier a NW della linea stessa (Fig. 5). La Falda del Sella si sovrappone direttamente a quella della Margna e fra di essa e le sovrastanti falde del Corvatsch e del Bernina si frappongono i terreni ofiolitiferi della Falda del Platta (v. addietro Fig. 3) ricordata nel seguente cap. 2.2.2.2.; si hanno inoltre le varie scaglie e sinclinali schiacciate dei terreni mesozoici delle coperture grigionidi interposte fra i nuclei cristallini delle varie falde prima ricordate, che sono date da sottile Trias inf.-medio, potente Dolomia Principale, scisti e breccie grossolane del Lias-Dogger e terreni di tipo oceanico del Malm-Cretaceo (radiolariti, calcari ad Aptici, scisti a palombini e scisti marnoso arenacei in successione) ed infine da flysch terziario.

Lo stesso tipo di copertura mesozoica forma la Falda della Falknis, quella della Sulzfluh e quelle di Schams nei Grigioni settentrionali, nonché la Falda di Tasna nella finestra della Bassa Engadina (Fig. 6). Alla base delle falde della Sulzfluh e di Tasna si hanno lembi di basamento granitico simile a quello della Falda del Bernina. A N della finestra dei Tauri il Complesso Grigionide è rappresentato dalle Filladi di Innsbruck e da una stretta fascia di rocce permomesozoiche.

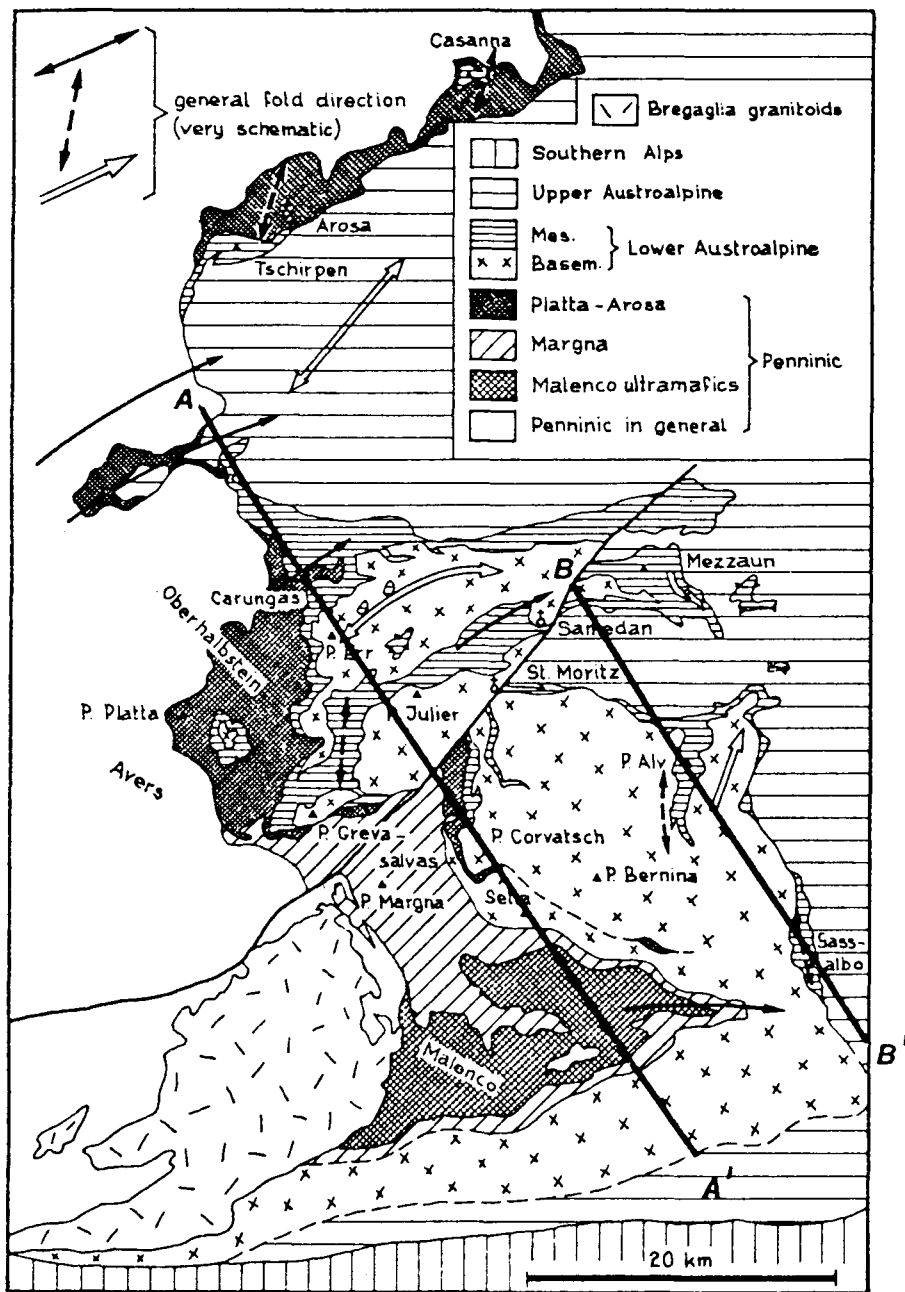


Fig. 5 - Schema geologico dei Grigioni centrali e meridionali, con le falde pennidiche (Penninic in general, Malenco ultramafics), la Falda della Margna, il Complesso Liguride (Platta-Arosa), il Complesso Grigionide (Lower Austroalpine), il Complesso Austridico (Upper Austroalpine) ed il Sudalpino (Southern Alps), da TRÜMPY (1980).



Fig. 6 - Sche...

2.2.2.2. L

In gr...
 sono quell...
 dagli auto...
 ricordata...
 parte dire...
 e sui flysc...
 N gli stes...
 sulle grigi...
 parimenti...
 non sono...
 reni ligur...
 Bassa Eng...
 le scaglie...
 continuaz...
 grande po...
 Flysch R...

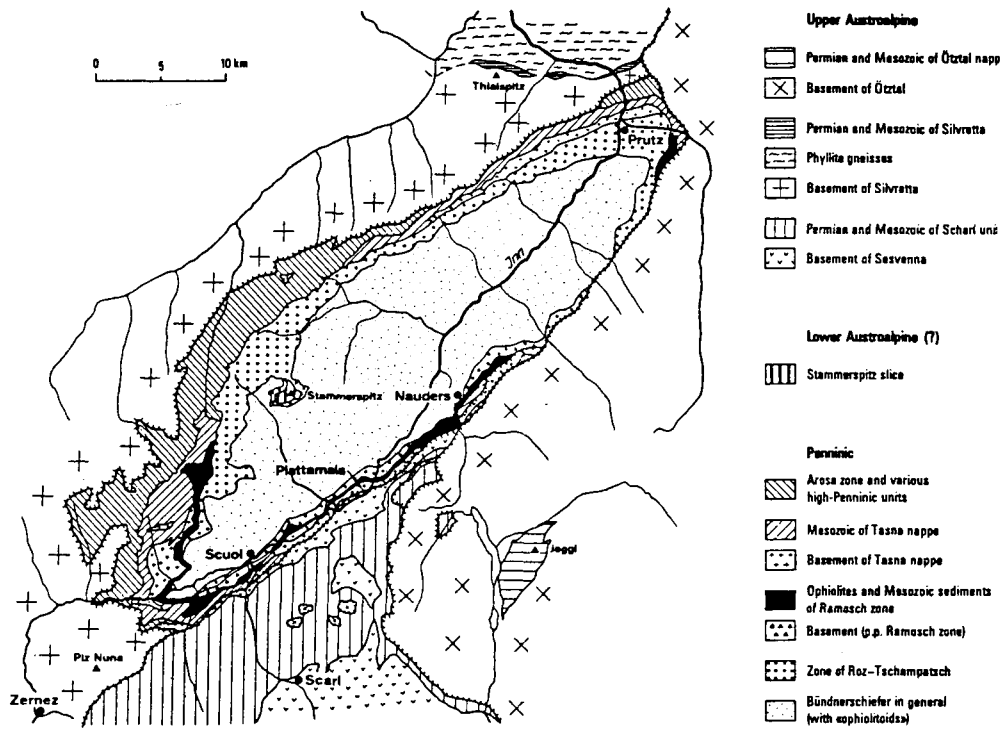


Fig. 6 - Schema della finestra della Bassa Engadina, da TRÜMPY (1980).

2.2.2.2. Liguridi

In gran parte sovrapposti ed in parte anche sottoposti ai terreni grigionidi sono quelli del Complesso Liguride (PASQUARÈ, 1973; 1975), ricordati più spesso dagli autori come alto-pennidici o sud-pennidici, e dati essenzialmente dalla già ricordata Falda del Platta, in parte sovrapposta alla grigionide Falda del Sella, in parte direttamente appoggiata sulla Falda della Margna e più a N sui calcescisti e sui flysch pennidici della Zona Piemontese Esterna (o Vallesana). Ancora più a N gli stessi terreni vengono designati come Falda di Arosa e si sovrappongono sulle grigionidi falde Falknis-Sulzfluh, e nella finestra della Bassa Engadina sulla parimenti grigionide Falda di Tasna. Le situazioni tettoniche di tutti questi terreni non sono sempre molto chiare, e si possono vedere anche sottoposizioni dei terreni liguridi a quelli grigionidi, come probabilmente accade nella finestra della Bassa Engadina dove sopra il flysch pennidico del nucleo della finestra si hanno le scaglie della Zona di Campatsch viste dallo specialista CADISCH (1953) come continuazione della Margna, e della Zona di Ramosch a calcescisti ed ofioliti di grande potenza; in OBERHAUSER (1980) quest'ultima viene messa in relazione col Flysch Reno-Danubico che a sua volta al margine N delle Alpi rappresenterebbe

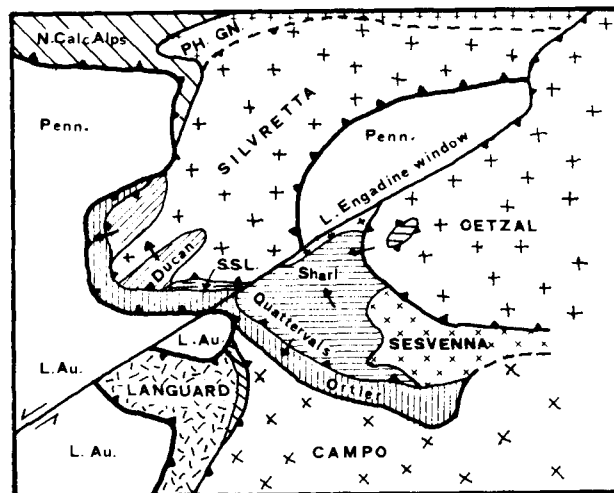
un probabile Flysch ad Elmintoidi liguride (v. riassunto della situazione in OGNI-BEN, 1985). La successione liguride dei Grigioni appare data (TRÜMPY, 1980) da ridottissimo Trias, Lias calcareo-marnoso a breccie, Dogger condensato di tipo oceanico, Malm-Cretaceo inferiore del tipo liguride classico degli Appennini, ed infine da calcareniti ed arenarie supracretacee.

Lungo il bordo S della finestra dei Tauri, limitatamente all'area qui in istudio, le rocce dell'Austroalpino inferiore affiorano nella Zona di Matri data da un miscuglio tettonico di scaglie pennidiche, grigionidi e liguridi (v. addietro Fig. 4), con quarziti, carniole, calcari, dolomie, filladi, breccie, scisti verdi e serpentine (OBERHAUSER, 1980).

Nei Grigioni i terreni liguridi mostrano tracce di metamorfismo di HP riferibile a fenomeni di subduzione e datato (v. TRÜMPY, 1980) ad 80-60 MA, ossia al Cretaceo superiore.

2.2.2.3. Austridi

Sui terreni oceanici (Complesso Liguride) e su quelli avantiarco dell'estremo margine continentale africano-adriatico (Complesso Grigionide) si sovrappongono infine i terreni africano-adriatici d'arco e retroarco rappresentati dal Comple-



PH.GN. = Gneiss filladico; SCHL. = sovrascorrimento di Schling, o Slingia in Val Venosta; S.S.L. = scaglie subsilvrettidi; L.Au. = Austroalpino inferiore o Grigionidi.

Fig. 7 - Schema delle falde austridiche nelle Alpi Centrali, da TRÜMPY (1980).

so Au
sull'A
-austi
parte
denti
l'Oet
dina
cialm
(Zon
di tip
e cef
Scagl
porta
dio (J
all'O
1980
ocean
verifi
Euro
lativi



Fig.
Giud

so Austridico, od Austridi, od Austroalpino Superiore. Direttamente sovrapposte sull'Austroalpino Inferiore (o Grigionidi) nella regione del triplice confine italo-austriaco-svizzero sono le falde del cosiddetto Austroalpino Centrale (che è la parte inferiore dell'Austroalpino Superiore), con i quattro nuclei cristallini succedentisi dal basso in alto delle falde di Languard, di Campo, del Sesvenna e dell'Oetzal, quest'ultima terminologicamente sostituita a N della Linea dell'Engadina dalla Falda del Silvretta (Fig. 7). Le relative coperture mesozoiche sono specialmente sviluppate per la Falda di Campo (Zona dell'Ortles) e del Sesvenna (Zone di Scarl e di Quattervals), con uno sviluppo (Ortles) fino a 3.500 m di Trias di tipo sudalpino, breccie e marne tipo Allgäu del Lias e Dogger, calcari a crinoidi e cefalopodi e radiolariti del Malm, scisti marnosi pelagici del Cretaceo inferiore, Scaglia del Cretaceo superiore ed infine scisti del Paleocene (TRÜMPY, 1980). Importante è la presenza di filoni andesitici, numerosi entro l'area del presente studio (Fig. 8), perché attestano un magmatismo calcalkalino attivo dal Cretaceo sup. all'Oligocene (GATTO *et al.*, 1976; BECCALUVA *et al.*, 1979; ARGENTON *et al.*, 1980) ed indirettamente confermano per questa via la subduzione della crosta oceanica tetidea sotto il margine africano-adriatico nello stesso periodo in cui si verifica la sedimentazione dei flysch in concomitanza con la fase di convergenza Europa-Africa fino alla chiusura dell'oceano tetideo con la collisione dei due relativi blocchi continentali (come più ampiamente discusso in OGNIBEN, 1985).

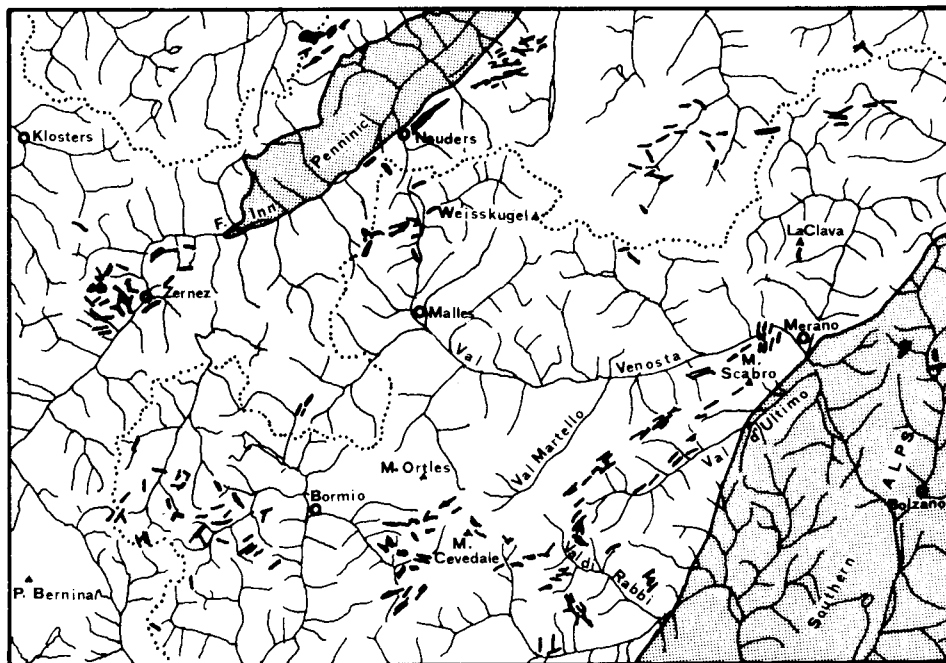


Fig. 8 - Distribuzione dei filoni andesitici nelle falde dell'Austroalpino Centrale, dalla Linea delle Giudicarie alla finestra della Bassa Engadina, da GATTO *et al.* (1976).

Altrettanto importante per la ricostruzione dell'evoluzione geodinamica del margine continentale africano-adriatico, e quindi per il riconoscimento delle varie strutture ad esso relative, è il metamorfismo barroviano a scisti verdi datato al Cretaceo superiore (80 M.A., TRÜMPY, 1980; Schneeberger Kristallisation, OBERHAUSER, 1980; da 120-110 MA ad 80-75 MA, JANOSCHEK & MATURA, 1980) e visibile (Grigioni, Schneeberger Zug di Monteneve, Brennero) nelle coperture permomesozoiche dell'Austroalpino Centrale ad eccezione della Zona dell'Ortles, nonché nel Cristallino dell'Oetztal e del Silvretta. Assieme con le evidenze delle varie fasi tettoniche supracretacee caratteristiche dell'Austroalpino, questo metamorfismo pone il problema di un sovrascorrimento di falde supracretacee sull'Austroalpino Centrale, o massiccio d'arco del margine africano-adriatico, in epoca precedente alla collisione fra i due blocchi continentali, con evidenze anche di apporti di provenienza ofiolitica dall'oceano tetideo verso il margine continentale stesso, ossia verso S (v. discussione in OGNIBEN, 1985).

Infine, nell'area del presente studio rientra anche l'estremità occidentale del Drauzug, o Catena della Drava, lungo le valli della Drava e della Gail. Sopra il Cristallino della Gail seguono 20 m di porfidi di tipo atesino, il Permo-Werfeniano terrigeno, circa 4.000 m di formazioni calcareo-dolomitiche del Trias medio e superiore con formazioni tufacee del Ladinico, calcari marnosi e nodulari del Lias, il Rosso Ammonitico del Dogger, il Biancone del Malm-Neocomiano, la Scaglia marnoso-calcareo e poi marnoso-arenacea del Cretaceo superiore (JANOSCHEK & MATURA, 1980; OBERHAUSER, 1980). Le facies del Drauzug continuano verso N con le falde di Steinach e di Blaser a W del Brennero, e soprattutto continuano a S del Lineamento Periadriatico (Linea della Pusteria-Gail) nei terreni di avampaese della Ruga di Trento più avanti descritta, con facies intermedie fra quest'ultima e quella del Bacino Bellunese-Giulio (v. cap. 2.3.). Le facies di bacino retroarco appaiono invece rappresentate nelle Alpi Calcareae Settentrionali (OGNIBEN, 1985), fuori dell'area del presente studio.

2.3. Alpi Meridionali

Secondo il modello di OGNIBEN (1985) nelle Alpi Meridionali sono rappresentati i terreni avantiarco, d'arco, retroarco e di avampaese del blocco africano-adriatico, in continuazione degli analoghi terreni già visti per l'Austroalpino. I vari complessi litostratigrafici ad essi corrispondenti appaiono attraversare obliquamente il limite fra Alpi s.s. ed Alpi Meridionali, ossia il Lineamento Periadriatico, con un aspetto strutturale che mostra un notevole stiramento destrorso lungo il Lineamento stesso, e vanno dai terreni avantiarco della Zona del Canavese di tipo analogo a quello dei Complessi Liguride e Grigionide, ai terreni di massiccio d'arco della Ruga Insùbrica-Catena Oròbica che continuano l'Austroalpino Centrale, a quelli retroarco del Bacino Lombardo che trovano i loro corrispondenti nelle Alpi Calcareae Settentrionali con i loro vistosi depositi terrigeni supracretacei, ai terreni d'avampaese articolati nella Ruga di Trento e Bacino Bellunese-Giulio che sono la continuazione del Drauzug, e nella Ruga o Piattaforma Friulana che si riallaccia all'avampaese adriatico-pugliese-ibleo.





Fig. 9 - Ruga Insubrica-Catena Oròbica nelle Alpi Meridionali piemontesi-lombarde, da CASTELLARIN & VAI (1982), modificato.

2.3.1. *Ruga Insùbrica - Catena Oròbica*

Entro l'area di studio il complesso più interno affiora nella Catena Oròbica fra il Lineamento Periadriatico (e precisamente Linea dei Tonale) e la parallela Linea Oròbica-Linea della Gallinera (Fig. 9) col basamento cristallino a facies di scisti verdi (BORIANI *et al.*, 1976) con tipi petrografici da micascisti muscovitici a filladi spesso albitizzate ed a quarziti, con nuclei intrusivi ercinici dioritici e granitici, con filoni porfirritici terziari (LIBORIO & MOTTANA, 1969), e mostra tettonica vergente a S con sovrapposizione di scaglie anche a grado metamorfico diverso.

Nell'insieme questa zona si può considerare come una continuazione della Serie dei Laghi della Ruga Insùbrica s.s. dei vecchi autori, e forse in parte anche come substrato della copertura del Bacino Lombardo che costituisce il complesso litostratigrafico successivo verso S. Nel sistema arco-fossa del margine africano-adriatico questa zona sembra aver rivestito nel Cretaceo medio-sup.-Eocene la funzione del massiccio d'arco come l'analogo Austroalpino Centrale al quale fa passaggio al di là della Linea del Tonale, e come è dimostrato dagli apporti terrigeni di quest'epoca al retroarco e contiguo Bacino Lombardo. Una conferma di questa funzione si può vedere anche nell'intrusione tonalitica oligo-miocenica dell'Adamello all'estremo E della zona stessa, più o meno allineata lungo la Linea del Tonale con le masse intrusive del Bregaglia (30 MA, Oligocene) e le altre masse minori intruse nell'Austroalpino Centrale fra queste due masse maggiori, nonché con tutte le altre masse intrusive terziarie allineate lungo il Lineamento Periadriatico (EXNER, 1976) ed interpretabili come dovute a magmi originati dalle subduzioni dei due opposti massicci d'arco europeo ed africano, e messi in posto nella zona di collisione fra i due blocchi (DAL PIAZ *et al.*, 1979), come riassunto e discusso in OGNIBEN (1985).

2.3.2. *Bacino Lombardo*

Con questo nome si intende in modo ormai generale la zona, o complesso litostratigrafico, che segue la Catena Oròbica verso S, ed evidentemente si tratta di un termine derivato da concetti paleogeografici, come da largamente diffusa e metodologicamente poco corretta abitudine naturalistica. Esso si può considerare rappresentato soprattutto dalla successione paleozoico-mesozoico-terziaria trasgressiva sul basamento cristallino a S della Linea Oròbica-Linea della Gallinera, per quanto riguarda l'area di studio a partire dal suo limite W (meridiano di Bergamo) fino alla Linea delle Giudicarie, e poi fra questa linea e la Linea Ballino-Garda e relative prosecuzioni settentrionali (CASTELLARIN, 1972; 1980).

Detta successione è ben riassunta in ROSSI (1975), con un Paleozoico a depositi continentali permocarboniferi con intercalate vulcaniti acide, con un Trias a facies caratteristiche come descritte ad es. in GAETANI (1986) per le zone attorno all'Adamello (Fig. 10); segue un Giurassico dapprima a calcareniti e poi a depositi pelagici sottili e lacunosi nel Lias sup., Dogger e Malm, quindi un Cretaceo a Maiolica neocomiano-barremiana che passa nell'Aptiano a facies di Scaglia e nel

Turoniano anche di Flysch arenaceo affiorante sui due lati della Linea delle Giudicarie con un'interessante distribuzione (Fig. 11) messa in rilievo da CASTELLARIN (1977). Seguono nella zona del Garda calcari e marne eocenici ed oligocenici e poi affioramenti di depositi molassici a Montorfano (Miocene) ed a Salò (Pliocene).

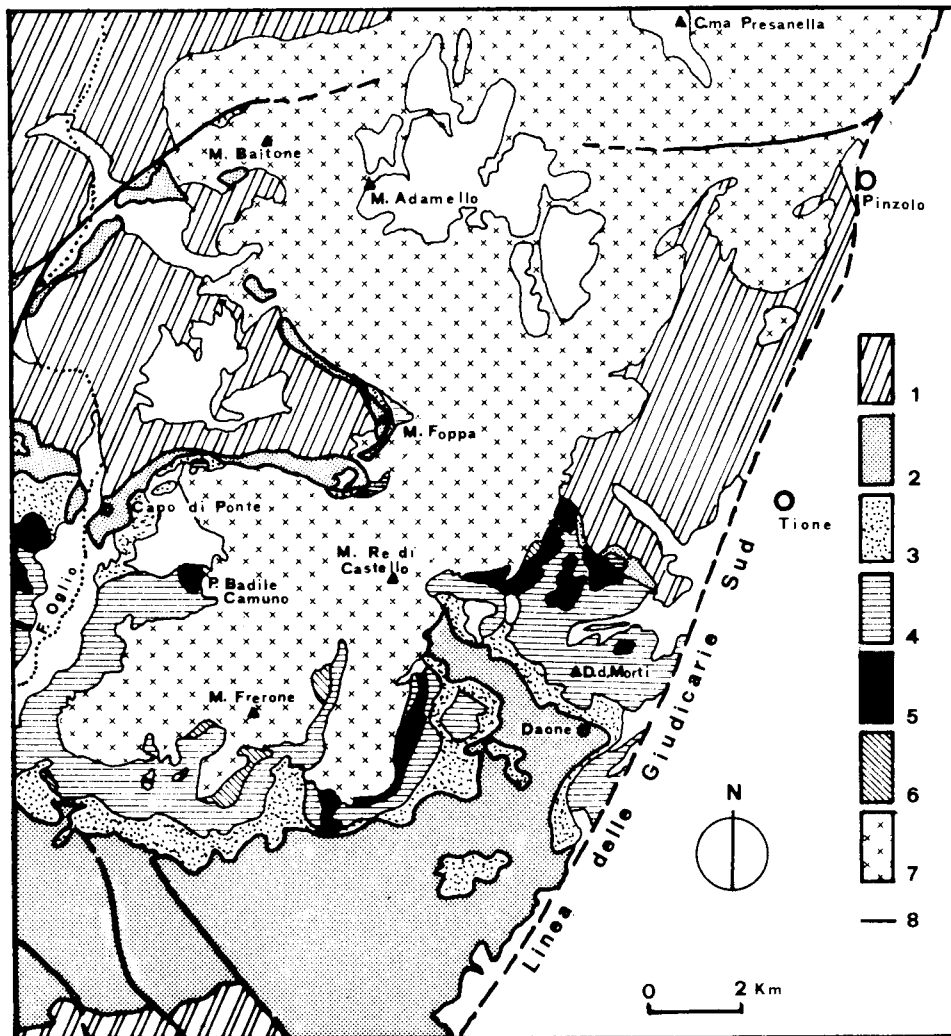


Fig. 10 - I terreni triassici dell'Adamello meridionale: 1) basamento cristallino; 2) sedimenti e vulcaniti permiane; 3) Scrvino e Carniola di Bovegno; 4) successione dal calcare di Angolo alla Formazione di Wengen; 5) Formazione di Esino, Formazione di Breno; 6) Dolomia Principale; 7) Plutone dell'Adamello; 8) dislocazioni (da GAETANI, 1986).

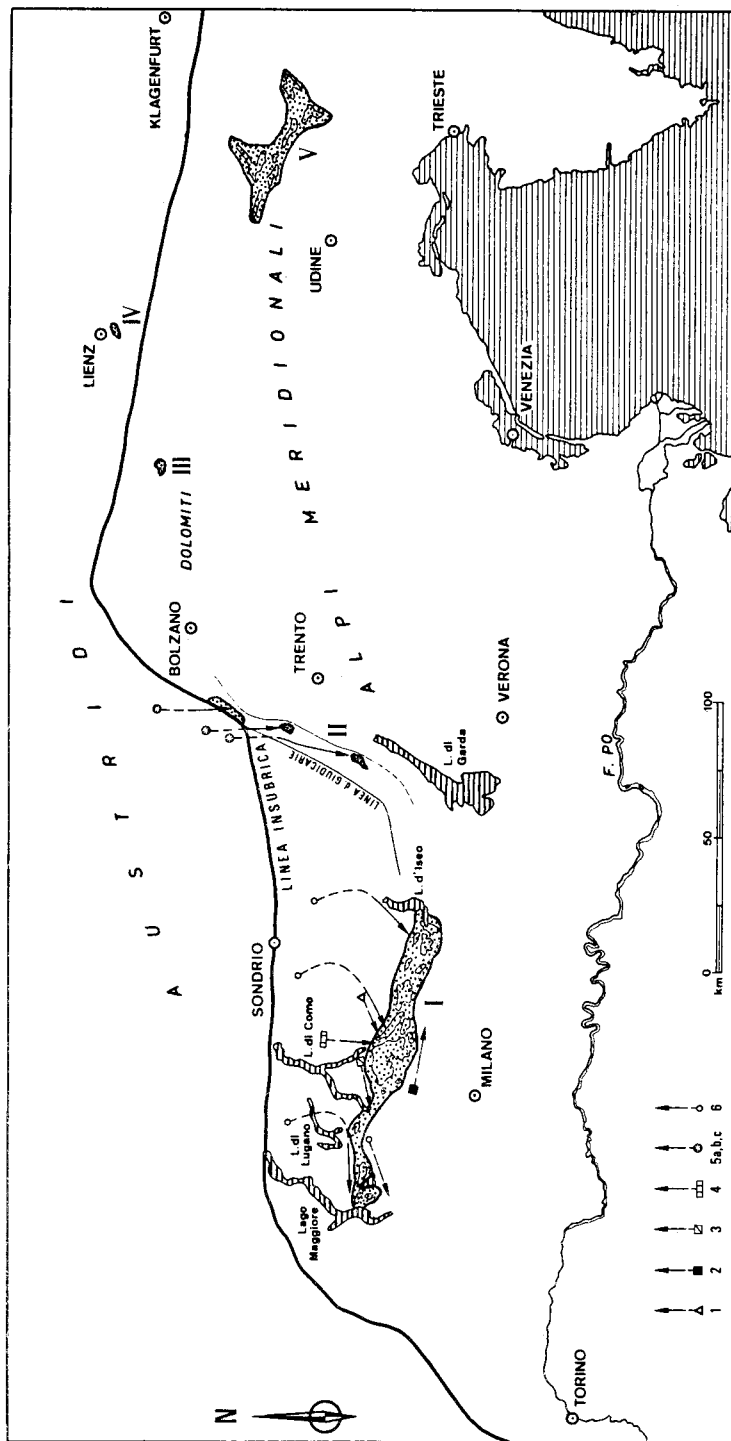


Fig. 11 - Schema della distribuzione dei flysch cretacei nelle Alpi Meridionali, da CASTELLARIN (1977). Le frecce indicano le direzioni delle paleocorrenti secondo differenti autori.

Anche q
ricoprimento
Padana (ROS
do rappresen
massiccio d'a
sione deriva
STELLARIN (S
supracretacee

2.3.3. Ruga

Questo c
sina o Venet
Peller (CAST
arco di faglia
et al., 1981),
fino al Lias m
sommersa (F

Il basam
Giudicarie e
la Linea dell
E la Ruga di
secondo il cla
perché sul Cr
servata una s
TINIS (1975),
cessione dell
nella success
con qualche

La succe
GANTI (1975)
Porfirico Ate
il Trias inf. a
tenza, sopra
l'Anisico, le
calcareo-tuffi
serva (Fig. 13
della Ruga ec
e verso E (V
stessa differ
nei Calcari o
dentale della
stituiti in mo
ma più spess
ciana Lumac

Anche questa zona risulta corrugata con scaglie della copertura mesozoica in ricoprimento a vergenza S e con la «Flessura Prealpina» ai margini della Pianura Padana (ROSSI, 1975). Nell'interpretazione di OGNIBEN (1985) il Bacino Lombardo rappresenta il bacino retroarco del margine africano-adriatico, al di qua del massiccio d'arco della Ruga Insùbrica e dell'Austroalpino Centrale dalla cui erosione deriva l'apporto terrigeno ai depositi supracretacei, come descritto in CASTELLARIN (1977) ed opportunamente messo in relazione con le fasi tettoniche supracretacee dell'Austroalpino in CASTELLARIN (1980).

2.3.3. Ruga di Trento

Questo complesso litostratigrafico, detto anche Piattaforma Trentina od Atesina o Veneta, si estende dalla Linea Ballino-Garda e sua prosecuzione verso M. Peller (CASTELLARIN, 1982 b) al Bacino Bellunese-Giulio, cui passa attraverso un arco di faglie che si seguono dal versante E di M. Grappa verso NE (BOSELLINI *et al.*, 1981), ed è caratterizzato da una successione carbonatica di piattaforma fino al Lias medio-sup., e sopra questa da una successione di piattaforma pelagica sommersa (FERRARI, 1982).

Il basamento cristallino alla base della successione affiora lungo la Linea delle Giudicarie e più estesamente lungo la Linea Pusteria-Gail, oltre che verso S lungo la Linea della Valsugana e nell'anticlinale di Recoaro (v. addietro Fig. 1). Verso E la Ruga di Trento appare continuare a N del Bacino Bellunese-Giulio (Fig. 12) secondo il classico schema di AUBOUIN *et al.* (1965), in modo piuttosto indefinito perché sul Cristallino della Carnia invece della copertura permomesozoica è conservata una successione paleozoica potente circa 4.000 m come descritto in MARTINIS (1975), ed in ogni caso secondo l'interpretazione di OGNIBEN (1985) la successione della Ruga di Trento ricompare al di là del Lineamento Periadriatico nella successione del Drauzug, con facies abbastanza simili a quelle tipiche ma con qualche tendenza a passare alle facies del contiguo Bacino Bellunese-Giulio.

La successione permo-mesozoica della Ruga di Trento, come descritta in FUGANTI (1975) ed in FERRARI (1982), comprende il Verrucano, il potente Tavolato Porfirico Atesino (fino a 1.000 m), le Arenarie di Gardena, i Calcari a *Bellorophon*, il Trias inf. a sedimenti terrigeni, organogeni ed evaporitici fino a 400 m di potenza, sopra i quali cominciano i sedimenti di piattaforma con i biostromi dell'Anisico, le dolomie e le vulcaniti del Ladinico-Carnico, i sedimenti marnoso-calcareo-tufitici-evaporitici del Raibliano; infine con la Dolomia Principale si osserva (Fig. 13) l'articolazione fra le modeste potenze (250 m) della zona mediana della Ruga ed i 1.200-1.800 m delle sue zone laterali verso W (Dolomiti di Brenta) e verso E (Valle del Piave) secondo BOSELLINI (1965) e LEONARDI (1965). La stessa differenziazione si ha nei Calcari Grigi (da 50 a 650 m) del Lias inf.-medio, nei Calcari oolitici di S. Vigilio toarciano-aaleniani presenti solo nel fianco occidentale della Ruga (zona del Garda) con spessori fino a 200 m, lateralmente sostituiti in modo sporadico da successioni condensate di encriniti nelle Dolomiti, ma più spesso da una discontinuità su cui seguono i sedimenti pelagici della bajo-ciana Lumachella a *Posidonia alpina* (max 60 m), del Rosso Ammonitico Vero-

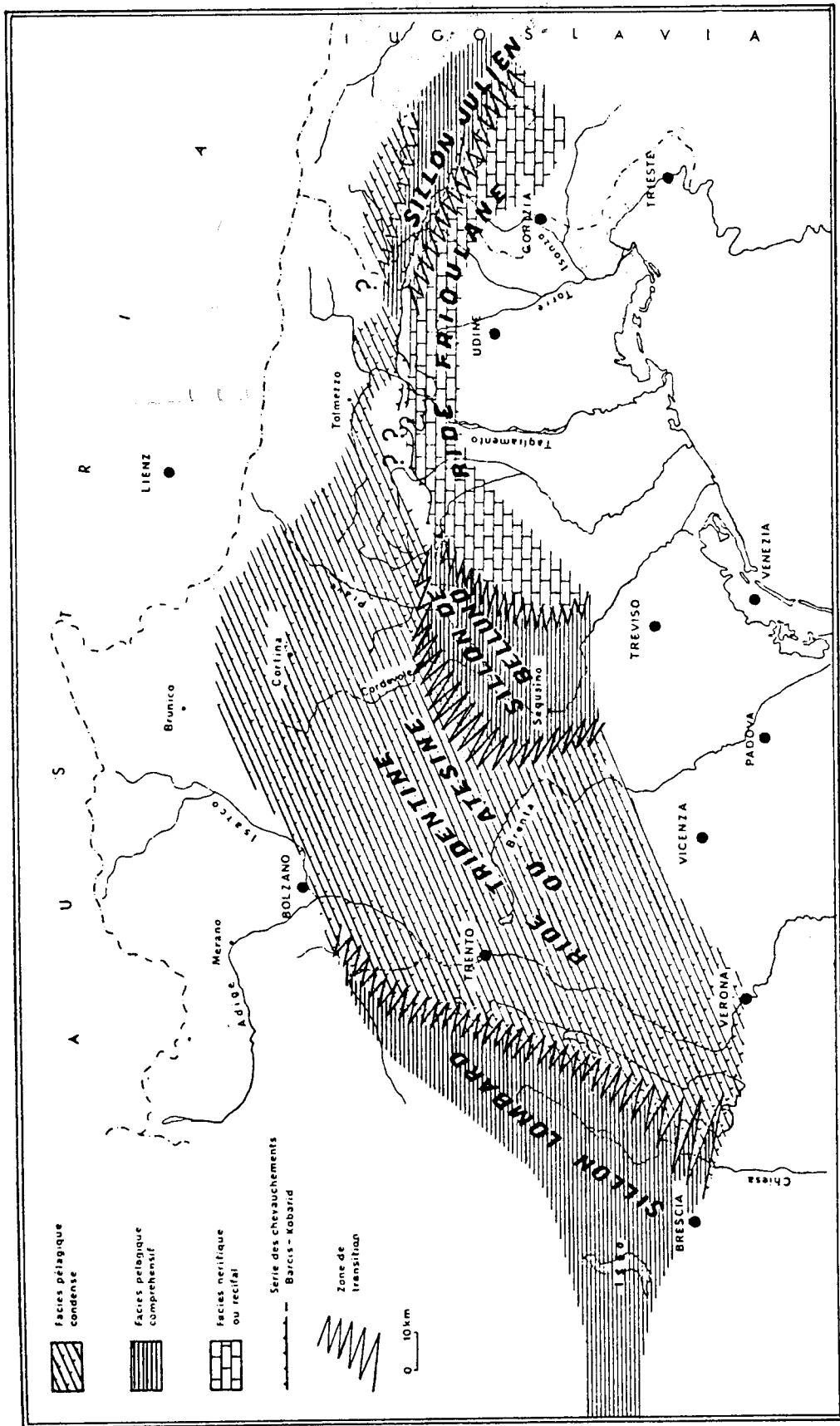


Fig. 12 - Schema delle facies del Giurassico superiore delle Alpi Meridionale, da AUBOIN *et al.* (1965).

Gr. di Brenta

Val d'Adige

Dolomiti occ.

Dolomiti or.

Fig. 12 - Schema delle facies del Giurassico superiore delle Alpi Meridionale, da AUBOIN *et al.* (1965).

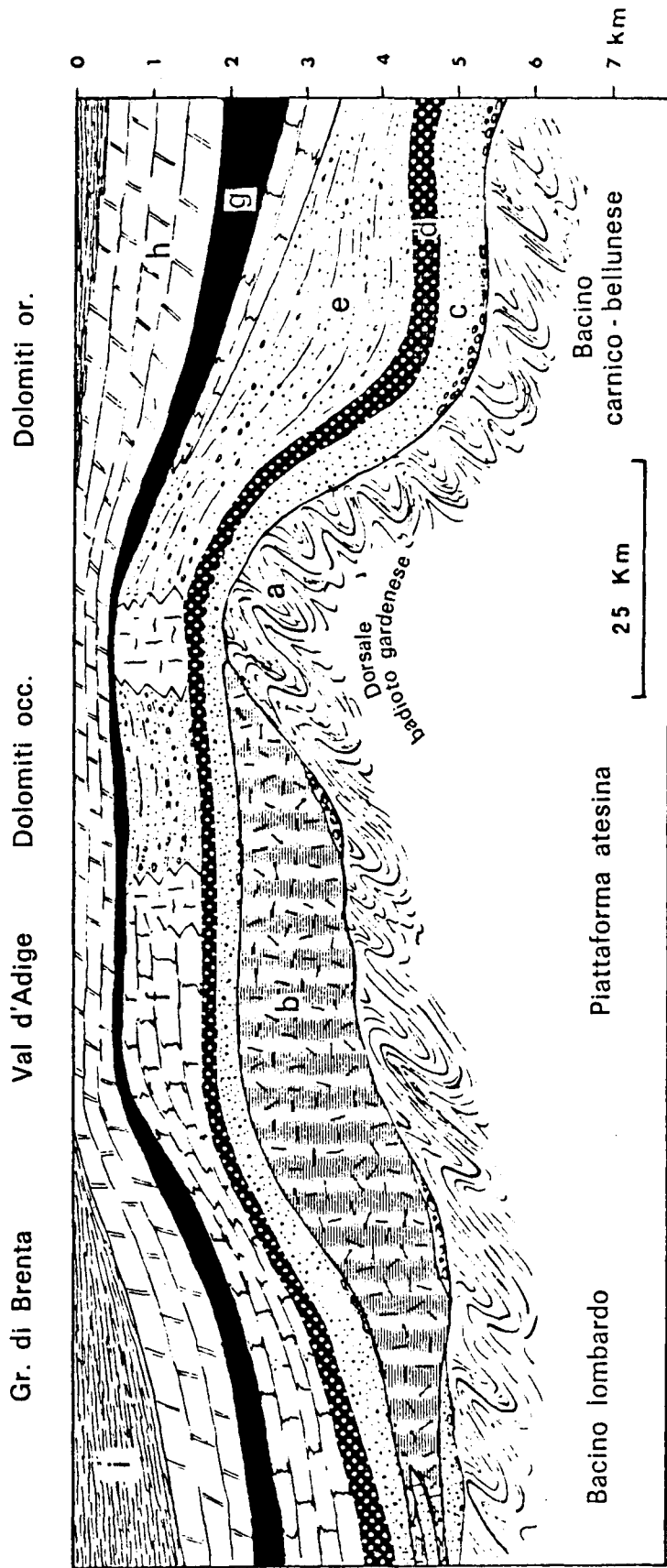


Fig. 13 - Sezione schematica attraverso il Trentino alla fine del Trias, da LEONARDI (1965). a) basamento; b) vulcaniti paleozoiche; c) Permiano-Werfeniano; d) Strati di Livinallongo; e) Ladimico e Carnico calcareo-dolomitici; f) Cassiano; g) Raibiano; h) Dolomia Principale; i) Retico.

nese bajociano-titonico con potenze variabili fino a massimi di una cinquantina di m, del Biancone titonico-cenomaniano ridotto od assente a W dell'Adige e potente fino a qualche decina di m verso E, della Scaglia aptiano-maestrichtiana di potenze crescenti dalla Ruga verso i bacini lombardo e bellunese fino a qualche centinaio di m, con qualche resto di flysch cretaceo a Cortina. Il Paleogene è rappresentato da calcari a nummuliti ed a briozoi ed il Miocene da depositi molassici che in Valsugana arrivano al Tortoniano-Pontico.

La Ruga di Trento è inoltre caratterizzata dal vulcanismo paleogenico prevalentemente basico e moderatamente alcalino degli Eugànei-Bèrici-Lessini e del Trentino, caratteristico delle province di frattura intracontinentale (DE VECCHI *et al.*, 1976; BARBIERI *et al.*, 1982).

2.3.4. Bacino Bellunese-Giulio

In OGNIBEN (1985) la Ruga di Trento adiacente al retroarco Bacino Lombardo viene interpretata come la zona più avanzata dell'avampaese africano-adriatico, di cui il Bacino Bellunese-Giulio viene a costituire una non rilevante articolazione (Fig. 14), come generalmente riconosciuto dagli autori (v. ad es. TRÜMPY, 1980). Entro l'area del presente studio, del Bacino in questione è compresa la sola parte bellunese, che giunge verso W alle faglie del versante E del Grappa, del Vajont e dell'alta Val Cellina, di qui proseguendo a N delle Prealpi Friulane, mentre verso E e verso S si passa nell'Alpago alla successione della Ruga Friulana.

Alla base della copertura si ha una successione permo-triassica simile a quella già descritta per la Ruga di Trento, con depositi terrigeni fino a tutto il Trias inf. e poi depositi neritici e vulcanitici dall'Anisico in poi fino alla Dolomia Principale. Sopra di questa cominciano i depositi di facies pelagica già nel Lias con i calcari selciferi della Formazione di Igne, cui segue l'epineritico ed oolitico Calccare del Vajont potente fino a 350 m e datato al Dogger-Malm inf., e poi nuovamente calcari selciferi con le facies tipo biancone del Calccare di Soccher potente fino a 250 m e di età dal Malm sup. al Cenomaniano. Segue la Scaglia campania-

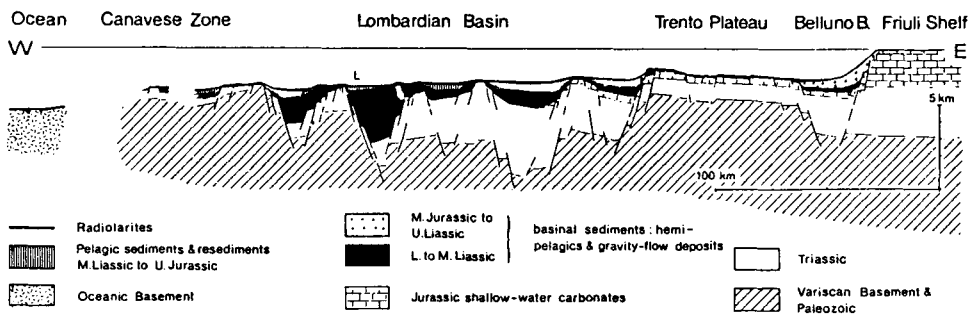


Fig. 14 - Il margine continentale africano-adriatico nel tardo Giurassico, da TRÜMPY (1980).

no-maestrichtiana potente fino a 300 m e poi limitati calcari paleogenici, flysch eocenico ed infine molasse oligomioceniche di ambiente lagunare (MARTINIS, 1975).

2.3.5. Ruga Friulana

Rientra nell'area di studio solamente con la sua estremità occidentale dall'Alpago alla Valle del Meduna, e cioè essenzialmente con l'altopiano del Cansiglio, ed è caratterizzata dal Giura-Cretaceo a calcari di scogliera interna seguiti verso l'alto da calcari eocenici ad alveoline e nummuliti; verso NW e verso N questa successione passa a complessi di scogliera esterna a calcari bioclastici, che ancora più verso l'esterno passano a facies tipo Scaglia del Cretaceo terminale-Eocene ed infine ai depositi terrigeni paleogenici del Bacino Bellunese-Giulio (MARTINIS, 1975), come sopra ricordato.

2.3.6. Bacino Padano-Veneto

Corrisponde all'avanfossa postorogena comune alle Alpi ed agli Appennini (Fig. 15), formatasi in relazione con i rispettivi sollevamenti isostatici con una addizionale componente per raccorciamento crustale attribuibile alla convergenza post-collisionale fra i blocchi continentale europeo ed africano-adriatico, con relative strutture di accavallamento verso la parte mediana del bacino (DONDI *et al.*, 1982) e con una componente di flessione visco-elastica verso il basso nella crosta continentale non ispessita (v. anche NYLAND, 1976). Aggiornate sintesi delle conoscenze sul Bacino Padano-Veneto si hanno in PIERI & GROPPI (1981) per la parte strutturale e in DONDI *et al.* (1982) per quella stratigrafica.

I depositi propri del bacino postorogeno possono farsi iniziare nel Tortoniano alto, ma nella parte mediana del bacino essi sono evidentemente in continuità con quelli pre- e sinorogeni. È il caso delle Marne di Gallare (Fig. 16) che vanno dall'Eocene al Messiniano con oltre 2.000 m di potenza nel Pozzo Gallare 1 AGIP, e che verso N fanno passaggio laterale alla Gonfolite lombarda, verso S al Flysch Marnoso-Arenaceo emiliano-romagnolo e verso E alle facies pelagiche tipo Schlier. Nel Messiniano si hanno passaggi laterali alla Formazione Gessoso-Solfifera in una stretta fascia parallela al margine appenninico, che si allarga poi in Romagna e nell'Adriatico, ed alle torbiditi di ambiente ipoalino della Formazione di Fusignano nella parte centrale del bacino.

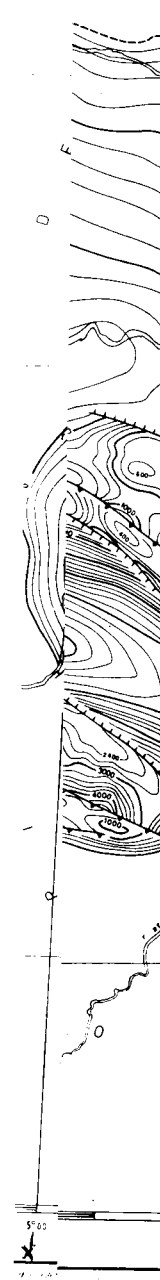
Col tardo Messiniano si registra la trasgressione dovuta al passaggio dalla crisi evaporitica ai depositi di mare aperto che vengono a formare un ciclo sedimentario dal Messiniano sup. al Pleistocene. Un primo sottociclo è rappresentato dalla Formazione Porto Corsini estesa prevalentemente a S del Po, con regolari alternanze sabbie-argille essenzialmente infraplioceniche con potenze fino a 2.000 m. Alla fine del Pliocene inf. si ha accentuazione della tettonica, con moderate discordanze angolari e con erosione su alcune anticlinali, sopra le quali si hanno

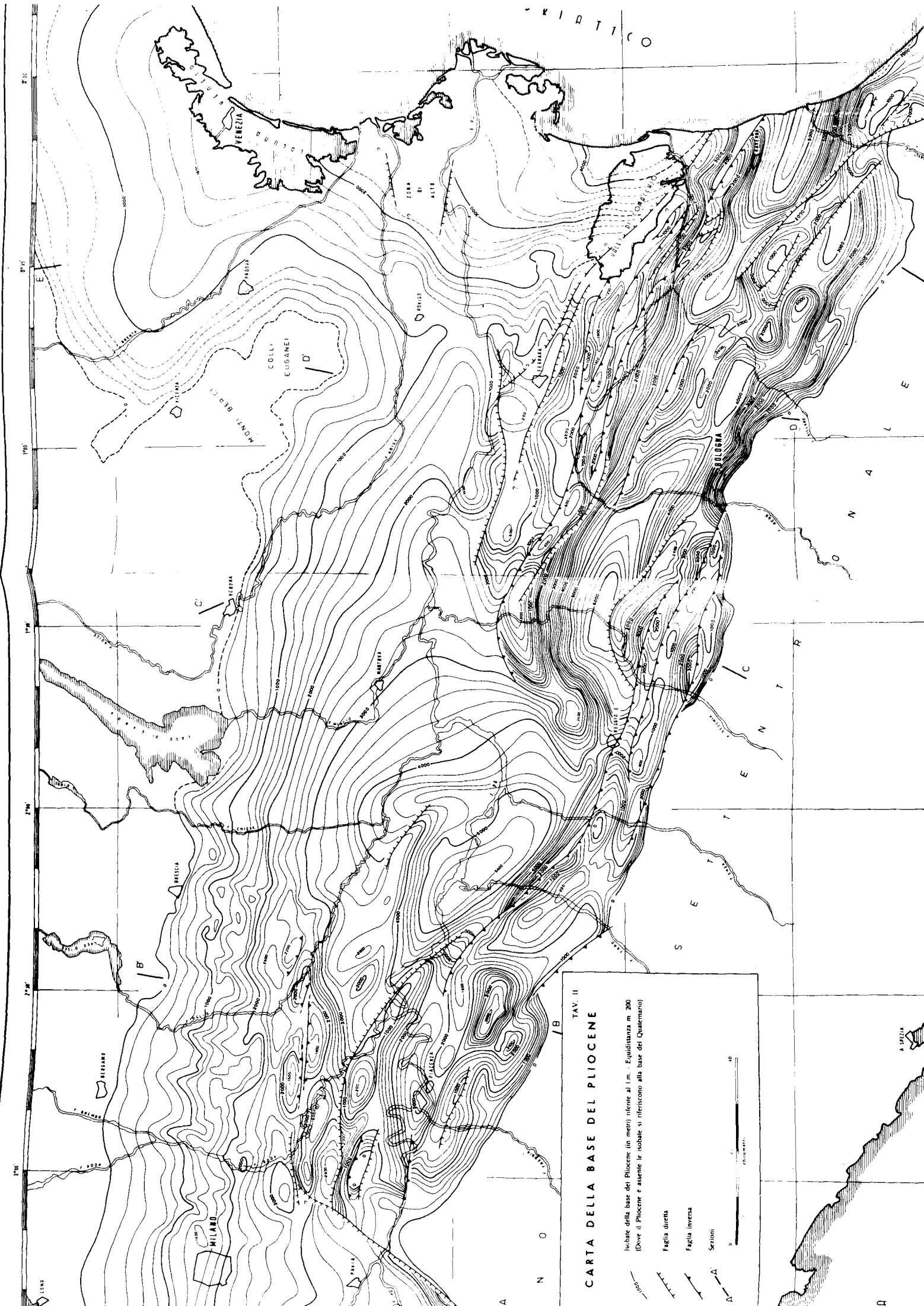
i depositi del secondo sottociclo con la Formazione di Porto Garibaldi, estesa prevalentemente a N del Po e data da passaggi sabbiosi di alcune decine di m intercalati da passaggi argillosi di pochi m, con massimi fino ad oltre 1.500 m ed età essenzialmente medio-suprapliocenica; su di essa si estendono le Sabbie di Asti del Pliocene sup.-Pleistocene, che iniziano la colmata del bacino con spessori di 1.000-1.500 m che arrivano fino a 2.000 m a S del delta del Po, e sulle quali seguono le continentali Alluvioni Padane, con spessori maggiori ed inizio nel Pleistocene medio ed anche inferiore verso W (Villafranchiano piemontese) e con potenze ridotte ed età molto recenti verso E nella zona del delta padano. Dove la divisione in due sottocicli non si fa sentire, ossia nella zona assiale del bacino presso il margine appenninico, l'infrapliocenica Formazione di Porto Corsini continua verso l'alto nelle Argille del Santerno potenti fino a 1.000 m ed estese cronologicamente fino a comprendere anche tutto il Pleistocene (v. DONDI *et al.*, 1982; AGIP S.p.A., 1982).

Nella parte veneta del bacino (pozzi AGIP Eraclea, Iesolo e S. Donà) sulle molasse tortoniane sono state rinvenute una successione trasgressiva di sabbie ed argille del Pliocene inf. potente fino a 200 m ed una di argille e sabbie del Pleistocene potente fino a 1.000 m, con alcune decine di m di alluvioni continentali verso l'alto (CARULLI *et al.*, 1980). Le alternanze infraplioceniche appaiono correlabili con la Formazione di Porto Corsini, quelle pleistoceniche con le Sabbie di Asti e le alluvioni continentali con le Alluvioni Padane.

La stratigrafia del Bacino Padano-Veneto è fortemente influenzata dalla sua evoluzione tettonica e da quella delle vicine emersioni di Alpi ed Appennini con gli apporti sedimentari che ne derivano. Il piegamento degli strati del Bacino inizia già nel Messiniano e prosegue in continuità durante Pliocene e Quaternario, con accentuazione nel Pliocene medio-sup. e con un acme attorno al limite Pliocene-Pleistocene. Nella monoclinale pedealpina lombarda si hanno pieghe vergenti a S che comprendono gli strati del Miocene sup., mentre le pieghe pedeappenniniche iniziano nel Messiniano e progrediscono per tutto il Pliocene e nella zona ferrarese fino a ben entro il Pleistocene. Le pieghe pedeappenniniche sono divise nei tre archi del Monferrato, delle pieghe emiliane e delle pieghe romagnole-ferraresi (Fig. 17) come sintetizzato da PIERI & GROPPI (1981). Nell'area di studio, al suo limite W, entra l'asse EW Corneliano-Bordolano lungo il quale si hanno le anticlinali pedealpine vergenti a S di Ripalta e Bordolano di età pliocenica a differenza delle altre pieghe del sottosuolo lombardo, e di fronte ad esse quelle pedeappenniniche parimenti plioceniche ma N-vergenti di Corneliano, Caviaga, Soresina e più a E di Piadena (DONDI *et al.*, 1982). Più tranquilla è invece la situazione strutturale della monoclinale mantovana e di quella veneta, fino al Friuli orientale fuori dell'area di studio dove si cominciano ad osservare pieghe prealpine dirette ENE-WSW e pieghe dinariche dirette NW-SE.

Nell'interpretazione di OGNIBEN (1985) i tre archi di pieghe sepolte pedeappenniniche corrispondono a tre settori di raccorciamento crustale differente e crescente verso E dell'originario Bacino Padano, e sono delimitati da discontinuità tettoniche di direzione NE-SW e di tipo variabile lungo la direzione delle discontinuità stesse, che interessano anche la copertura preorogena mesozoico-terziaria come è ben noto dalle pieghe ferraresi, e che sono attive come documentato da





TAV. II
CARTA DELLA BASE DEL PLIOENE

Isobate della base del Pliocene (in metri) riferite al l.m. - Equidistanza m. 200
 (Dove il Pliocene è assente le isobate si riferiscono alla base del Quaternario)

- Faglia diretta
- Faglia inversa
- Sezioni

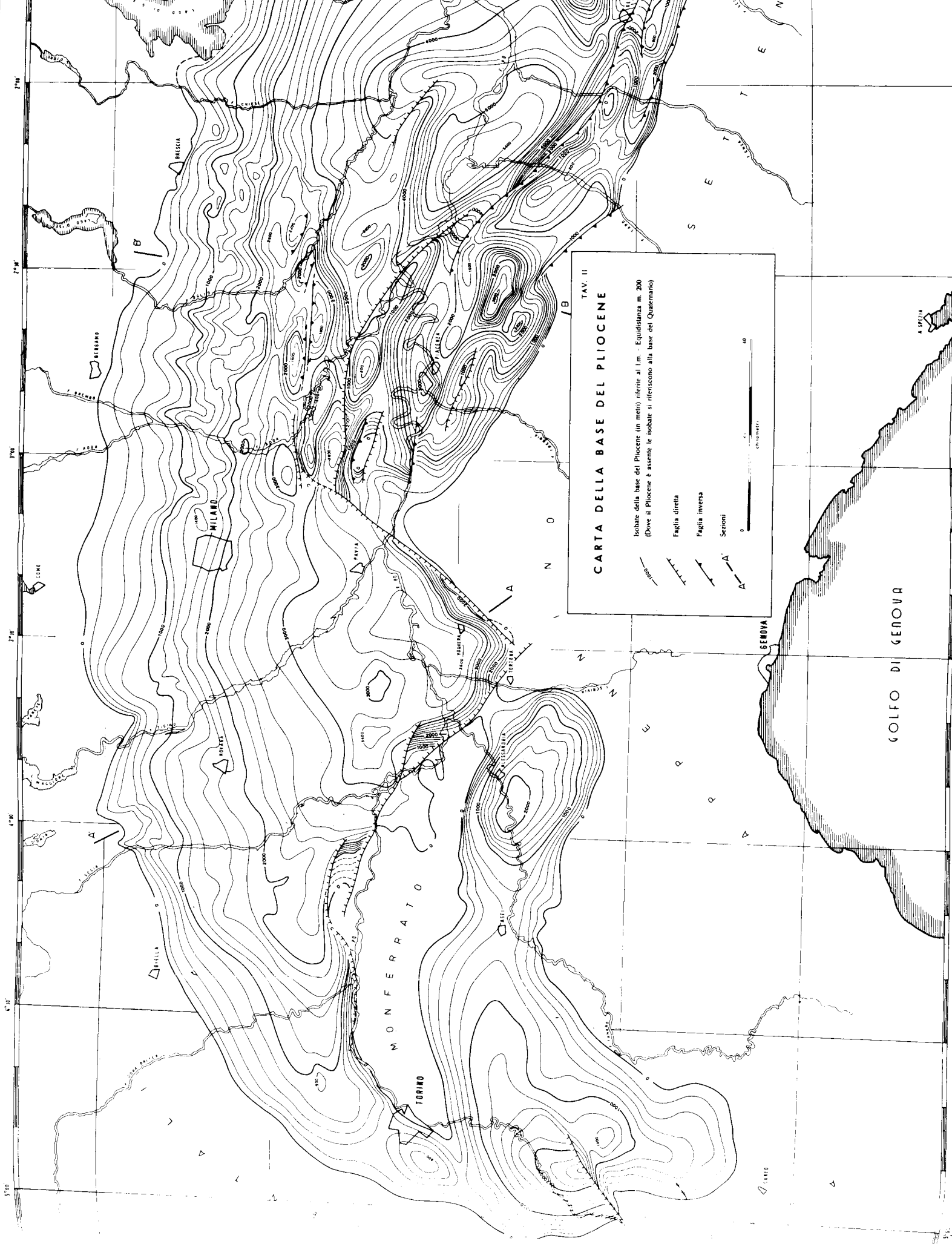


estesa
di m
ed m
bie di
essori
quali
I Plei-
e con
Dove
acino
i con-
e cro-
et al.,

sulle
bie ed
Plei-
entali
o cor-
labbie

a sua
i con
o ini-
ario,
Plio-
ver-
deap-
nella
sono
ogno-
a di
ale si
toce-
esse
Ca-
vece
no al
eghe

leap-
cre-
uità
con-
iaria
o da



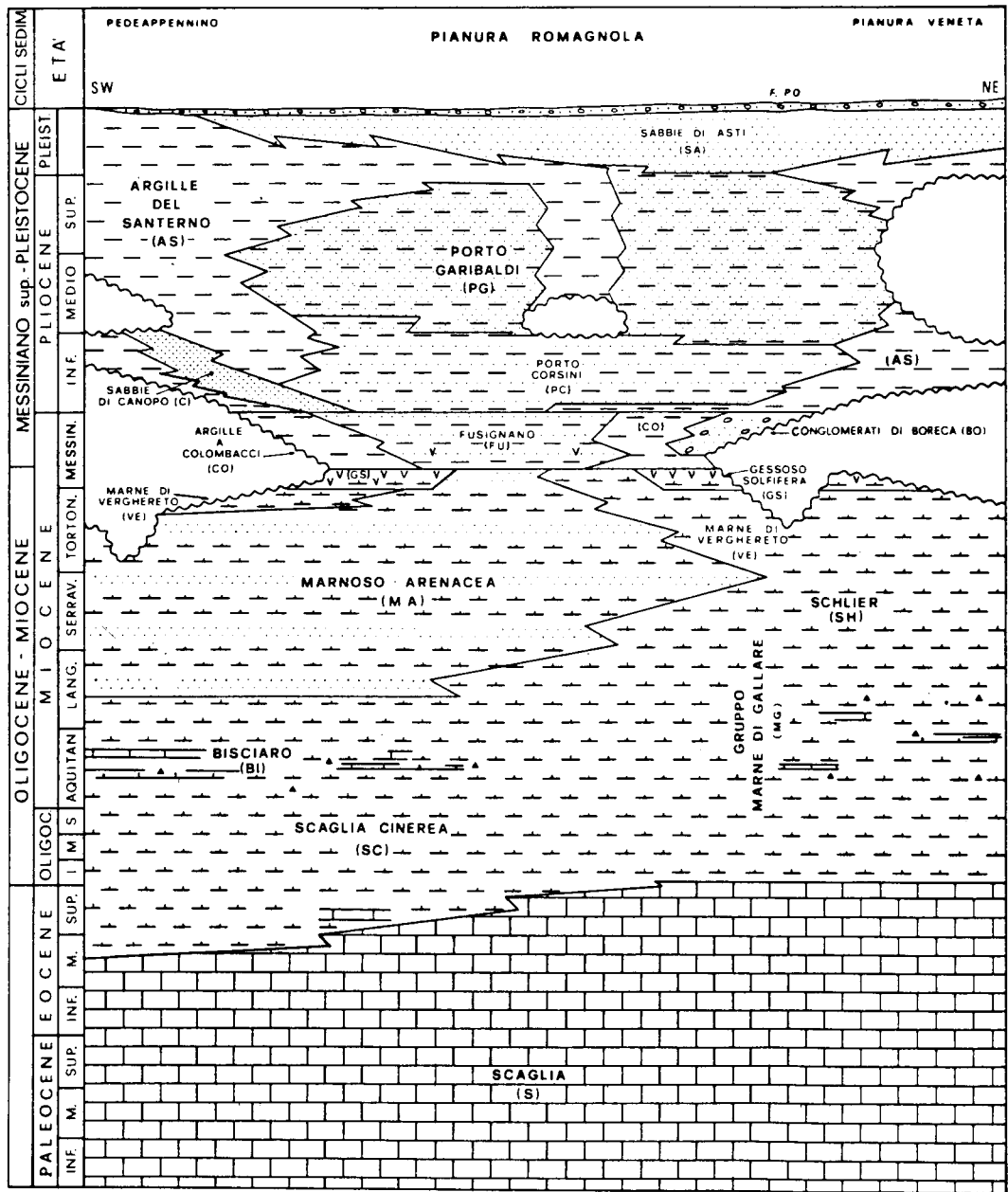


Fig. 16 - Schema della successione litostratigrafica nella Pianura Padana Orientale, da DONDI *et al.* (1982).

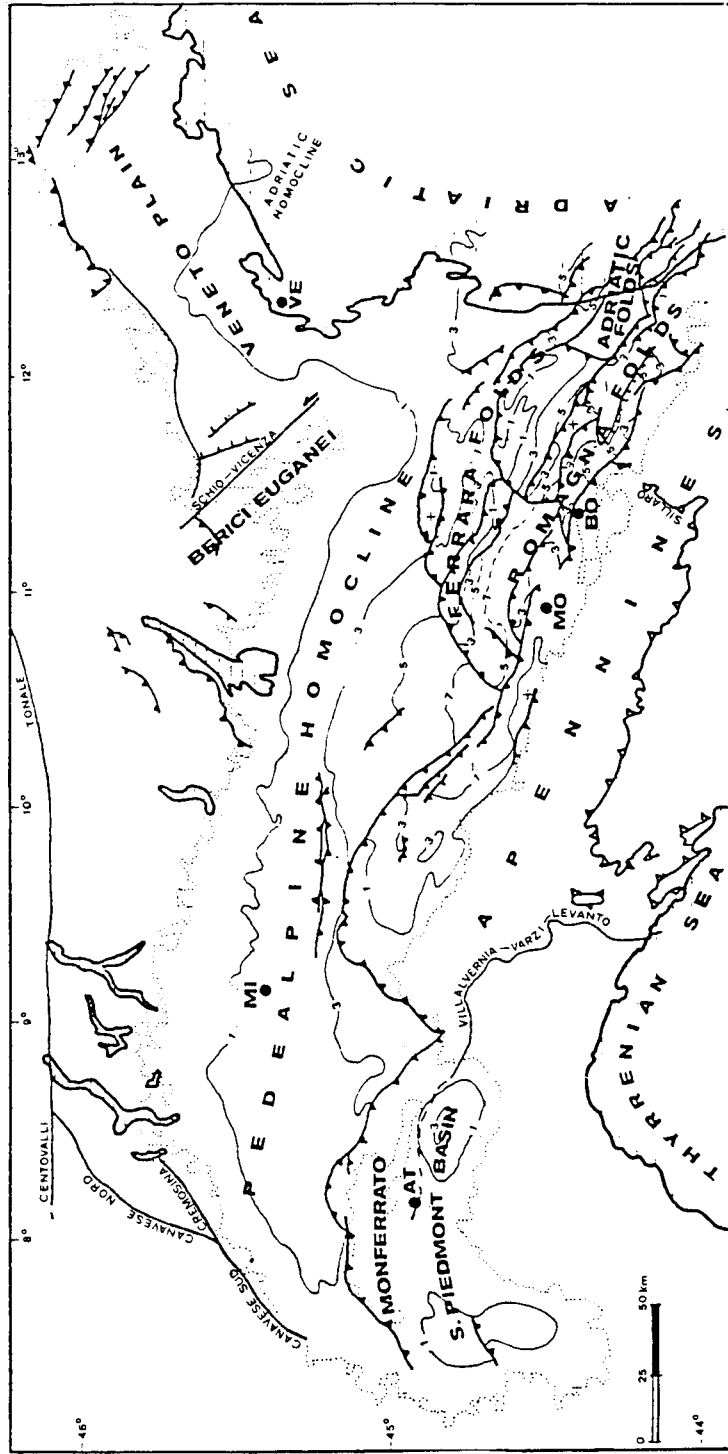


Fig. 17 - Schema strutturale del Plio-Quaternario nel Bacino Padano, da PIERI & GROPPPI (1981).

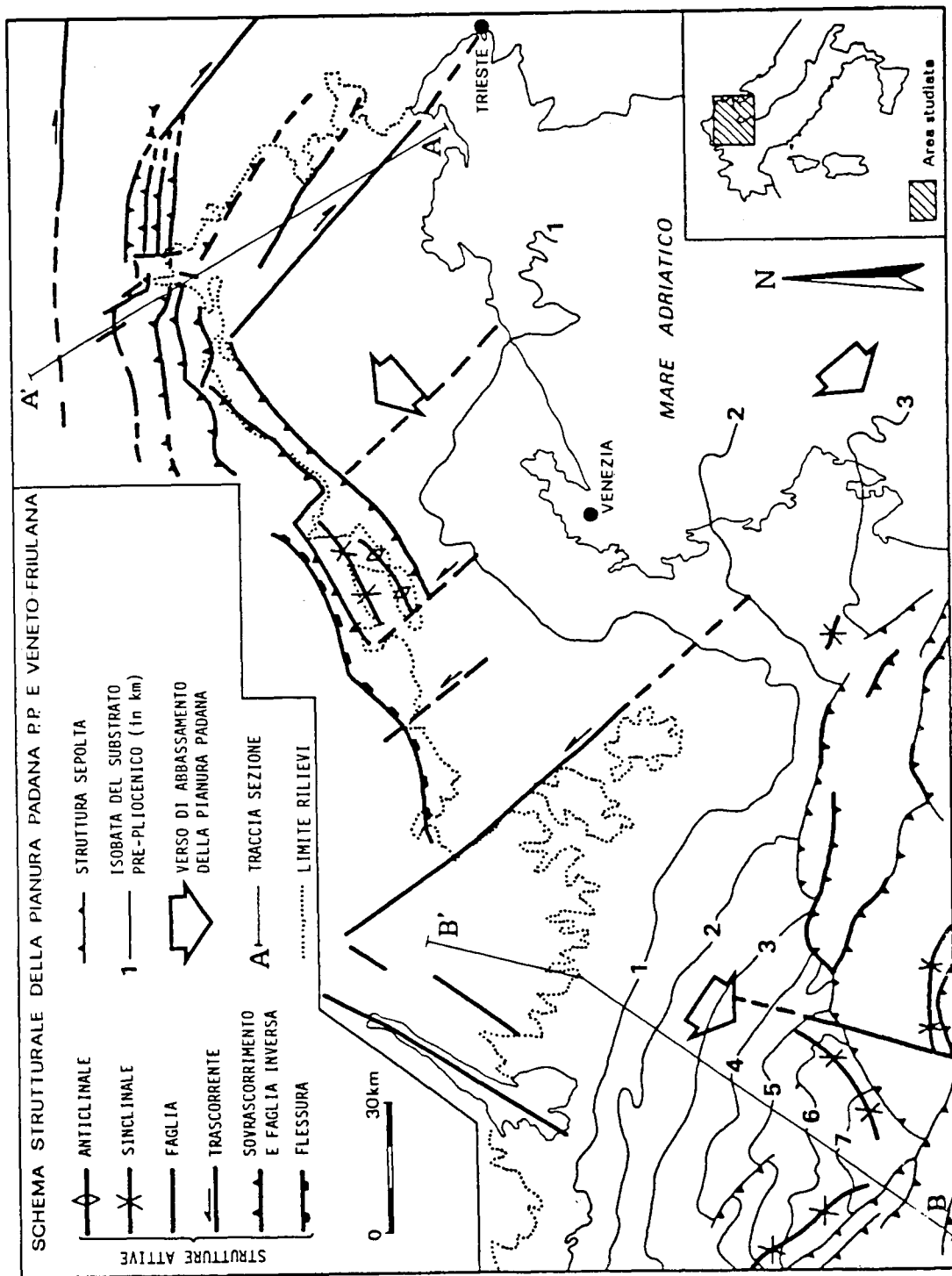


Fig. 18 - La linea di Schio fra le strutture N-vergenti pedepenniniche e quelle S-vergenti veneto-friulane, da CAVALLIN & GIORGETTI (1983).

AQUATER (1978) per l'orizzonte di scomparsa di *Hyalinea balthica*, ossia supergiù verso il passaggio Pleistocene inf.-Pleistocene medio. Di queste discontinuità entrano nel presente studio la Faglia Vogherese (ACCADEMIA NAZ. LINCEI, 1959) che delimita pieghe emiliane e lombarde e sembra collegarsi con la Linea delle Giudicarie attraverso i sovrascorrimenti della Val Trompia, nonché le parallele discontinuità che delimitano verso W le pieghe romagnole-ferraresi (Linea Bassa Val d'Enza-Mantova, Linea Reggio Emilia-Correggio-Ostiglia, BERNINI, CLERICI *et al.*, 1980), mentre fra la pianura padana e quella veneta diviene importante la Linea di Schio (Fig. 18), come messo in rilievo da CAVALLIN & GIORGETTI (1983), con analoga funzione di svincolo fra settori del bacino postorogeno a differente deformazione.

3. TETTONICA

3.1. Lineamento Periadriatico

3.1.1. La collisione Africa-Europa

La zona di interesse del presente studio ricade nella parte centro-orientale del corrugamento alpino, ossia della struttura prodotta dal ciclo geodinamico ancor oggi attivo, ed il quadro geodinamico locale investe necessariamente tutti i maggiori problemi relativi al corrugamento stesso. Dati gli scopi applicativi dello studio la loro illustrazione e discussione deve rivolgersi essenzialmente al periodo direttamente legato alla geodinamica attuale, vale a dire alla cosiddetta «fase neoalpina» di epoca neogenica, che ha prodotto le strutture attuali e la cui attività è tuttora perdurante.

Uno dei principali problemi della fase anzidetta è quello relativo al carattere della Linea delle Giudicarie, e purtroppo esso si presenta nella letteratura in forma altamente controversa e tale da imporre di andare a fondo della questione con una discussione critica quale abitualmente non rientra in un lavoro applicativo, per giungere ad una definizione pratica del quadro dell'attività geodinamica locale e fra l'altro anche spiegare i meccanismi focali della sismicità gardesana-giudicariense.

La collisione dei blocchi continentali africano ed europeo ha avuto luogo attorno al passaggio Eocene-Oligocene (all'incirca 38 MA); questa datazione è vincolata dall'esistenza dei flysch eocenici nei depositi dei bacini avantiarco penni-

dici (s.s., ossia adiacenti al margine continentale europeo) e liguridi (ossia adiacenti al margine continentale africano-adriatico, v. PASQUARE, 1973; 1975; STURANI, 1973; 1975; OGNIBEN, 1973; 1985). Le ricostruzioni che si hanno da parte di molti autori di una collisione iniziata nel Cretaceo medio-superiore sono dovute all'interpretazione N-vergente dei movimenti tettonici delle fasi austriaca, pregosaviense e postgosaviense; non sembra che questa interpretazione sia da condividere, per le numerose contraddizioni cui dà luogo con i dati esistenti, quali vengono messe in rilievo fra gli altri da TRÜMPY (1980) e che scompaiono se si limitano i corrugamenti meso-supracretacei al solo margine africano-adriatico, come ampiamente discusso in OGNIBEN (1985).

I fenomeni della collisione vengono nell'insieme designati come «fase mesoalpina» databile anche attraverso i relativi metamorfismi (metamorfismo lepontino, Tauernkristallisation) all'incirca fra i 38 ed i 30-25 MA (GRÜNENFELDER & KÖPPEL, 1980; OBERHAUSER, 1980), ossia dall'Eocene finale all'Oligocene avanzato, e si riassumono nella formazione delle falde pennidiche ed austroalpine e nella loro successiva e conseguente compressione in un'anticlinale di falde («radrizzamento della zona di radici», ARGAND, 1924) ancora durante l'Oligocene, con parziale contemporaneità delle intrusioni periadriatiche come Bregaglia, gneiss tonalitico di Sondrio, Adamello, ecc. (Fig. 19) lungo la «zona di radici», che della collisione è una zona di sutura terminale (v. OGNIBEN, 1985).

Alla collisione si accompagna, o meglio appare derivarne come conseguenza, la torsione antioraria del «promontorio adriatico» (ARGAND, 1924), ben documentata paleomagneticamente su rocce di varie età fino a paleogeniche come riassunto in LOWRIE (1980), e pertanto in epoca posteriore alla collisione Africa-Europa. Si può riassumere brevemente il quadro di deformazione conseguente alla collisione-torsione facendo osservare sulla carta geologica d'Italia (Modello Strutturale, OGNIBEN *et al.*, 1975) l'assieme delle Alpi Meridionali parallele e saldate alle Alpi s.s. lungo una direzione EW più o meno normale alla convergenza della collisione, dell'orocline piemontese che girando fino alla direzione NW-SE dà luogo all'Appennino ed adiacente Bacino Padano-Adriatico con tettonica di compressione verso NE ed E e conseguente verosimile allargamento del Tirreno, ed infine dell'orocline calabrese che devia dalla direzione appenninica fino a ristabilire in Sicilia la direzione EW e la conseguente direzione di compressione tettonica NS propria delle Alpi, della Sicilia e con ogni verosimiglianza anche del Bacino Ionico.

3.1.2. *La trascorrenza destra*

Per quanto riguarda la zona del presente studio, la torsione o rotazione antioraria sembra avere od almeno avere avuto per conseguenza la trascorrenza destra del Lineamento Periadriatico nei suoi tratti a direzione EW (Linea della Gail, Linea della Pusteria, Linea del Tonale) come riassunto in BÖGEL (1975). Si ritiene opportuno usare il termine Lineamento Periadriatico al posto di Sistema Insùbrico o Linea Insùbrica per uniformità (e conseguente chiarezza) con la letteratura straniera nella quale questo termine ha ormai preso il sopravvento; come

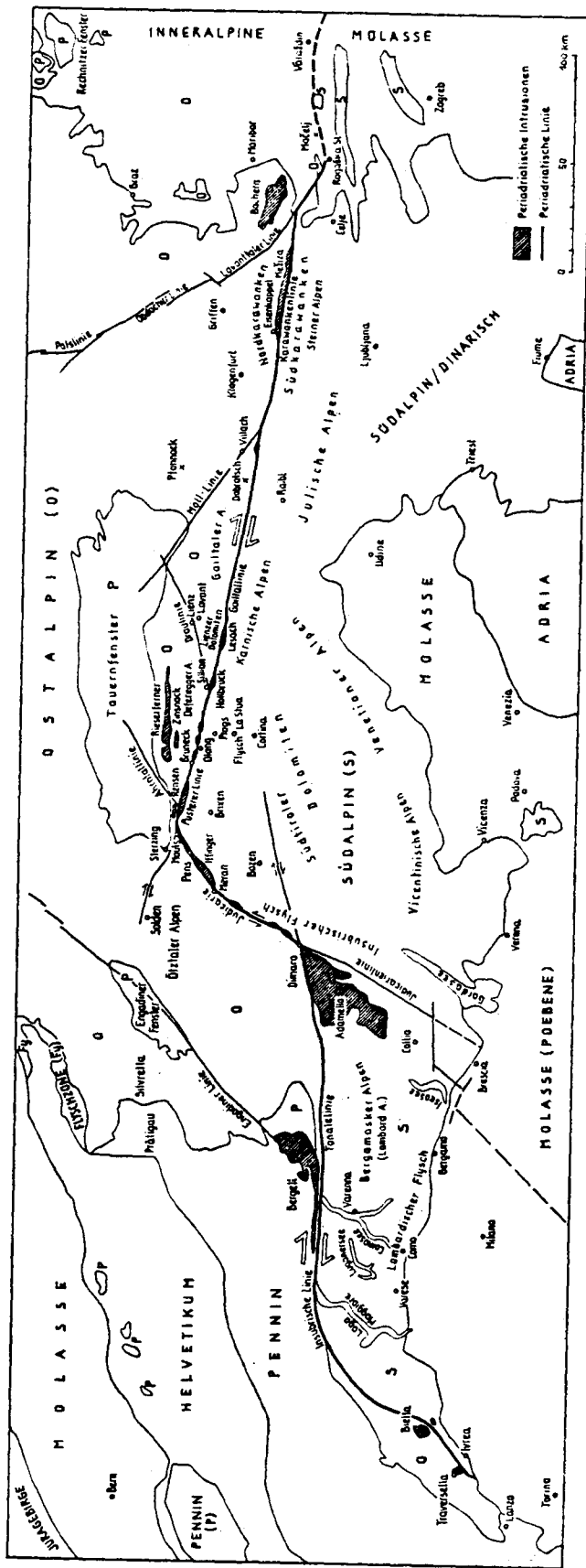


Fig. 19 - Intrusioni oligoceniche lungo il Lineamento Periadriatico, da TOLLMANN (1978).

conseg
scorrim
La
scorrim
sta infe
(GIESE
come l
andame
scorren
sintoma
per qua
spessor

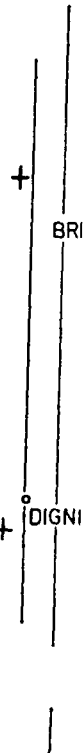


Fig. 20 - Sc
tale, da GIE

conseguenza appare necessario abbandonare lo spesso usato termine di Sovrascorrimento Periadriatico per la friulana Linea Barcis-Starasella.

La trascorrenza destra appare vincolata da un dato fondamentale: il sovrascorrimento della crosta africano-adriatica (praticamente completa della sua crosta inferiore) su quella europea (Fig. 20) verso W per ampiezze fino a 60-70 km (GIESE & MORELLI, 1975) e forse fino a Milano (GIESE, 1985), vale a dire qualcosa come 130-140 km; i sovrascorimenti al termine di lunghe linee tettoniche di andamento molto rettilineo appaiono infatti la miglior prova del carattere trascorrente di queste, per evidenti ragioni geometriche. Un altro carattere molto sintomatico della trascorrenza del Lineamento Periadriatico è dato dal fatto che per quanto appare dalle evidenze conosciute esso disloca praticamente tutto lo spessore crustale (sulla necessità meccanica di grossi spessori crustali per la tra-

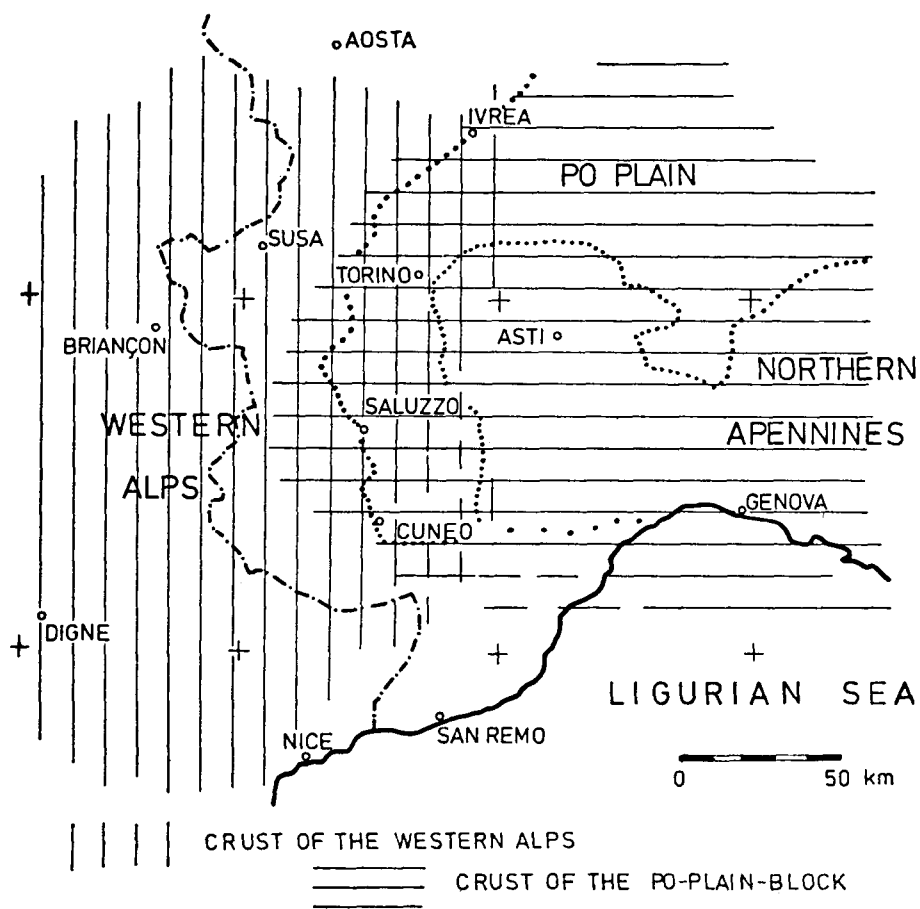


Fig. 20 - Sovrapposizione della crosta africano-adriatica sulla crosta europea nel Piemonte occidentale, da GIESE & MORELLI (1975).

scorrenza v. OGNIBEN, 1978), e difatti nel sovrascorrimento ad essa terminale appare affiorare (Zona d'Ivrea) anche la crosta inferiore.

Lungo i suoi tratti EW il Lineamento Periadriatico appare addossato alla struttura di massimo ispessimento dell'edificio a falde alpino, ossia all'anticlinale assiale, dalla finestra dei Tauri alla semifinestra valtelinesegrigiona (Fig. 21) al domo lepontino, fino ad addossarsi ad essa in ricoprimento verso W nell'orocline piemontese con la Zona d'Ivrea e relativa prosecuzione nella grande anomalia positiva piemontese. Lo stesso parallelismo si ha con l'allineamento di minimo gravimetrico relativo alla zona di massimo spessore dell'edificio alpino, che per quanto riguarda la zona del presente studio dalla finestra dei Tauri viene rigettato all'altezza di Merano, e pertanto lungo la Linea delle Giudicarie, e prosegue lungo la Val Venosta fino alla zona delle Dolomiti di Arosa e di qui verso W, alquanto spostato a N della linea assiale di massimo spessore per la concomitante presenza dei sedimenti leggeri della Molassa. Si deve notare anche che il Lineamento appare in massima parte anteriore, e solo in parte posteriore all'intrusione dei plutoni periadriatici allineati lungo di esso, Bregaglia, Adamello, piccoli nuclei tonalitici, ecc. In particolare, la Linea del Tonale viene descritta come una fascia di alcune centinaia di m di spessore con numerosi piani di dislocazione subverticali e paralleli che corrono entro rocce ridotte a cataclasi e miloniti, con minori piani vicarianti e paralleli sui due lati della Linea stessa (CASTELLARIN & GATTO, 1981). L'anticlinale di falde delle Alpi s.s. a N della Linea appare sollevata di vari km rispetto alle Alpi Meridionali.

Con tutta evidenza questo assieme di caratteristiche appare indicare una relazione meccanica fra la presenza di una zona assiale alpina a struttura anticlinale diretta EW, di massimo ispessimento e di massimo sollevamento, e la localizzazione del Lineamento Periadriatico, che risulta nettamente posteriore alla formazione dell'edificio a falde da esso tagliato lungo tutta l'estensione dell'Austroalpino (e lungo la probabilmente austroalpina Zona Sesia); la forte tettonizzazione delle tonaliti (di cui a scala macrogeologica sono tipiche espressioni la lunga coda del plutone del Bregaglia verso W, nonché la disposizione a rosario dei minori nuclei tonalitici, EXNER, 1976), conferisce al Lineamento stesso un'età da contemporanea a più recente dei 30 MA a cui sono datati il Bregaglia ed altri plutoni. Sempre rimanendo in età paleogenica (CASTELLARIN & GATTO, 1981), si va pertanto a finire verso il limite Oligocene-Miocene (22,5 MA), e cioè alla «fase insùbrica principale» della geologia classica (v. ad es. DAL PIAZ, 1942), oppure già verso l'epoca neoalpina come si usa dire attualmente (v. TRÜMPY, 1980) principalmente per la tettonica miocenica.

Si hanno anche dati meso- e microgeologici che appaiono confermare la trascorrenza destra dei tratti EW del Lineamento Periadriatico. Particolarmente importanti sono le analisi degli affioramenti (e relative facies) permoscitici, anisici, ladinici, norici, retici e del flysch cretaceo riassunte da TOLLMANN (1978), che ne deduce rigetti destri di 100-150 km, con possibilità di arrivare oltre i 300 km. Viene richiamata anche la Schlingentektonik (tettonica a vortici) del Cristallino antico dell'Oetztal, che viene ritrovata nel sudalpino Monte Ceneri (BÖGEL, 1975), ed infatti ambedue gli affioramenti sembrano appartenere alla stessa zona di massiccio d'arco del margine africano-adriatico. Più nettamente definite, per-

terminale
 ato alla
 anticlinale
 g. 21) al
 oroclino
 nomalia
 minimo
 che per
 rigettato
 ne lungo
 quanto
 presenza
 ento ap-
 dei plu-
 ei tona-
 ascia di
 verticali
 ri piani
 , 1981).
 vari km

una re-
 anticlina-
 la loca-
 ore alla
 dell'Au-
 ettoniz-
 sioni la
 rosario
 un'età
 ed altri
 (1981),
 oè alla
 (1982), op-
 (1980)

la tra-
 nte im-
 anisici,
 che ne
 00 km.
 stallino
 BÖGEL,
 a zona
 e, per-

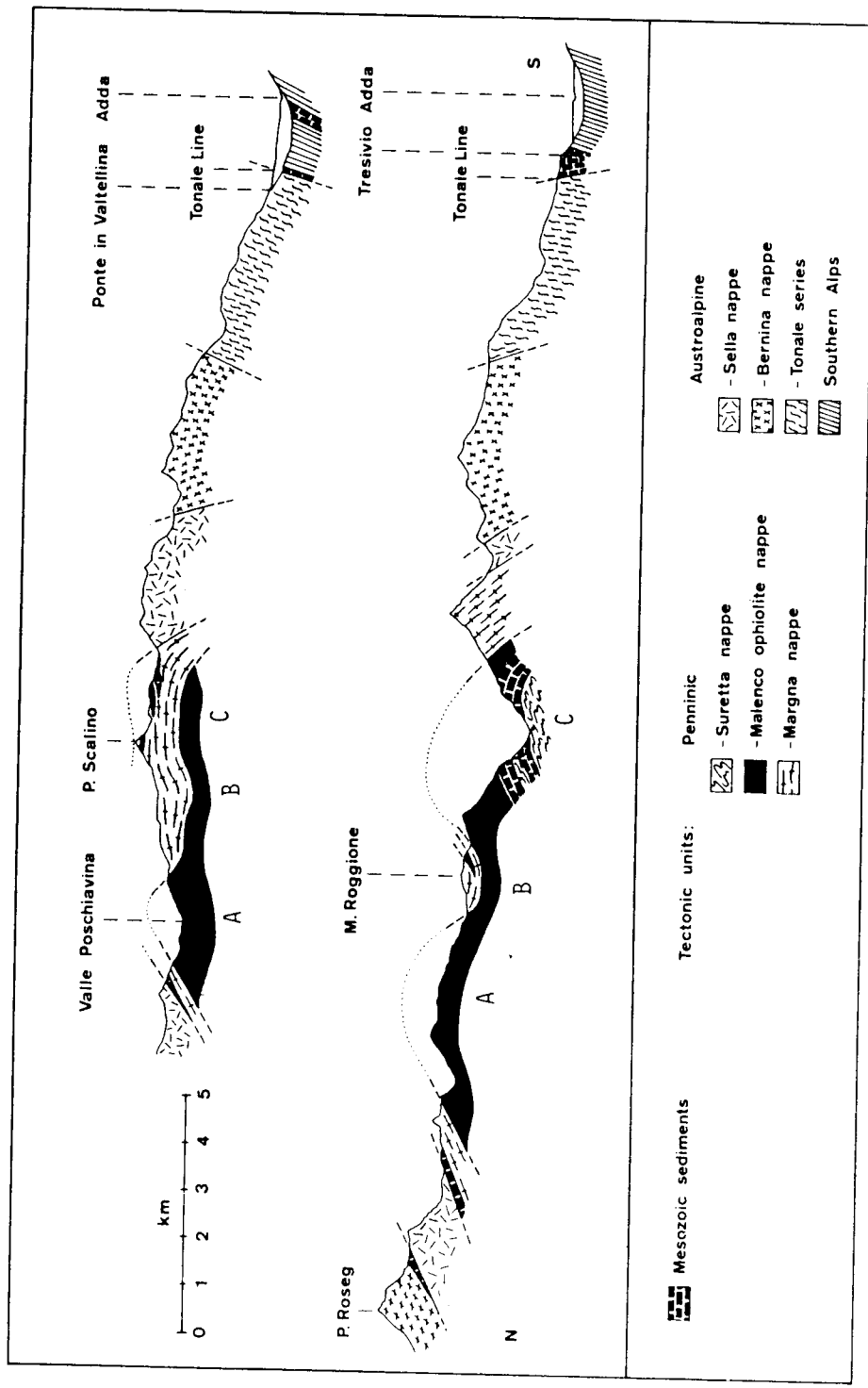


Fig. 21 - Il Lineamento Periadriatico (= Linea del Tonale) lungo la semifinestra valtellinese, da MONTRASIO & TROMMSDORF (1986). A = anticlinale di Passo d'Ur; B = sinclinale di Passo Roggione; C = anticlinale di Lanzada.

ché meno soggette al fattore interpretazione che non le evidenze macro- e meso-geologiche, sono le risultanze delle analisi di anisotropia della suscettività magnetica ottenute su campioni prelevati lungo la Linea della Pusteria e la Linea della Gail da RATHORE & HEINZ (1979) e da RATHORE & BECKE (1980), dalle quali la trascorrenza destra del Lineamento Periadriatico risulta accompagnata da deformazione, e pertanto da compressione sul piano di taglio, crescente da W verso E ed interpretata come espressione della perdurante rotazione antioraria del promontorio africano-adriatico.

3.1.3. Linea delle Giudicarie; prima impostazione della questione

Il quadro fin qui ricordato della fase mesoalpina fino agli inizi della fase neoalpina si risolverebbe in un relativamente semplice edificio orogenico a falde N-vergenti sovrapposte (fase mesoalpina eocenico-oligocenica) e compresse dal perdurare della convergenza Africa-Europa fino a dare una zona assiale di ispessimento crustale e sollevamento (visibile anche gravimetricamente) avente struttura di anticlinale di falde a direzione EW normale alla convergenza; quest'ultima produce oltre al sollevamento dell'anticlinale anche la deformazione del «promontorio africano» sul suo lato S, con rotazione antioraria e conseguente rottura con trascorrenza destra fra la zona alpina ispessita ed il retropaese africano-adriatico; questi fenomeni vengono già considerati come fase neoalpina, oligocenico-miocenica.

Questo quadro viene però complicato e letteralmente disturbato da una struttura trasversale, la Linea delle Giudicarie, sulla quale il presente studio deve necessariamente arrivare a delle conclusioni, dato il suo carattere pratico ed applicativo, nonostante si tratti di un problema da oltre mezzo secolo in discussione tutt'altro che conclusa, e nonostante che la maggioranza degli specialisti locali si sia pronunciata in un senso che contraddice radicalmente il quadro delle grandi e vincolanti evidenze finora ricordate, ossia nel senso della permanenza di questo disturbo da tempi risalenti addirittura alla fine del Paleozoico. Ciò significa semplicemente che la zona di ispessimento crustale assiale del corrugamento alpino, con relativa struttura di anticlinale di falde diretta EW e con relativo allineamento di minimi gravimetrici (Fig. 22), si sarebbe formata in due distinti tronconi, rispettivamente ad E ed a W della Linea delle Giudicarie.

Per conseguenza i tratti a direzione EW del Lineamento Periadriatico (Linee della Gail, della Pusteria, del Tonale) con le loro evidenze di trascorrenza destra e con la relativa struttura terminale nel sovrascorrimento crustale W-vergente dalla Zona del Canavese, dovrebbero essere spiegati in modo completamente differente; il troncone occidentale (Linea del Tonale) troverebbe terminazione nel sovrascorrimento della Zona del Canavese, mentre quello orientale (Linee della Pusteria e della Gail) non mostrerebbe una qualsiasi struttura terminale della trascorrenza che pur sembra per molti autori accertata. La cosa non può tornare bene né meccanicamente né geometricamente, tranne che ammettendo che la Linea delle Giudicarie rappresenti un rigetto trascorrente sinistro di età posteriore alla «fase insubrica principale» ed alla trascorrenza destra del sistema Gail-Puste-



Fig. 22 - Zona

ria-Tonale-
so. Nei cap
contraddizi
documenta
ni e di con
della Linea

La chi
SCHWINNE
mise in luc
CORNELIUS

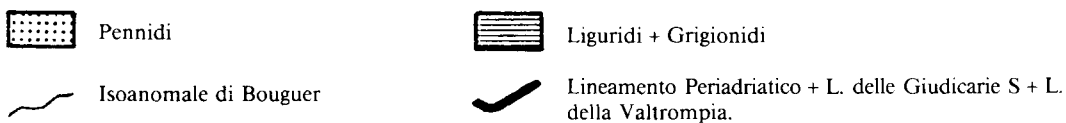
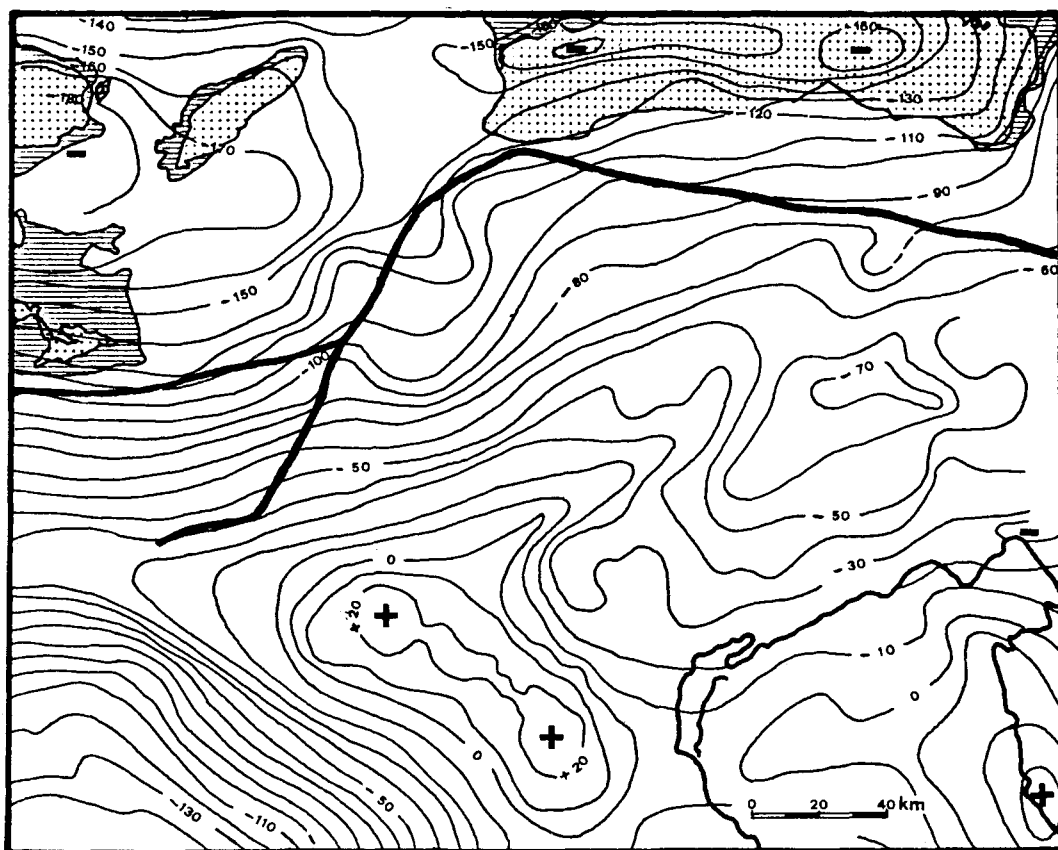


Fig. 22 - Zona assiale del corrugamento alpino con le relative anomalie di Bouguer.

ria-Tonale-Canavese, avvenuta praticamente verso l'Oligocene alto-Miocene basso. Nei capitoli che seguono vengono esaminate le possibilità di eliminare questa contraddizione mediante esame dei lavori degli specialisti locali, le cui ottime documentazioni descrittive permettono fortunatamente di valutarne le conclusioni e di concludere a ragion veduta accettando il carattere trascorrente sinistro della Linea delle Giudicarie.

La chiara formulazione di questo carattere si è avuta probabilmente da SCHWINNER (1913; 1917) e da HERITSCH (1915), dopo di che COZZAGLIO (1923) mise in luce che la Linea delle Giudicarie si arresta verso S al Lago d'Idro, e CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930) mostrarono che essa è di età poste-

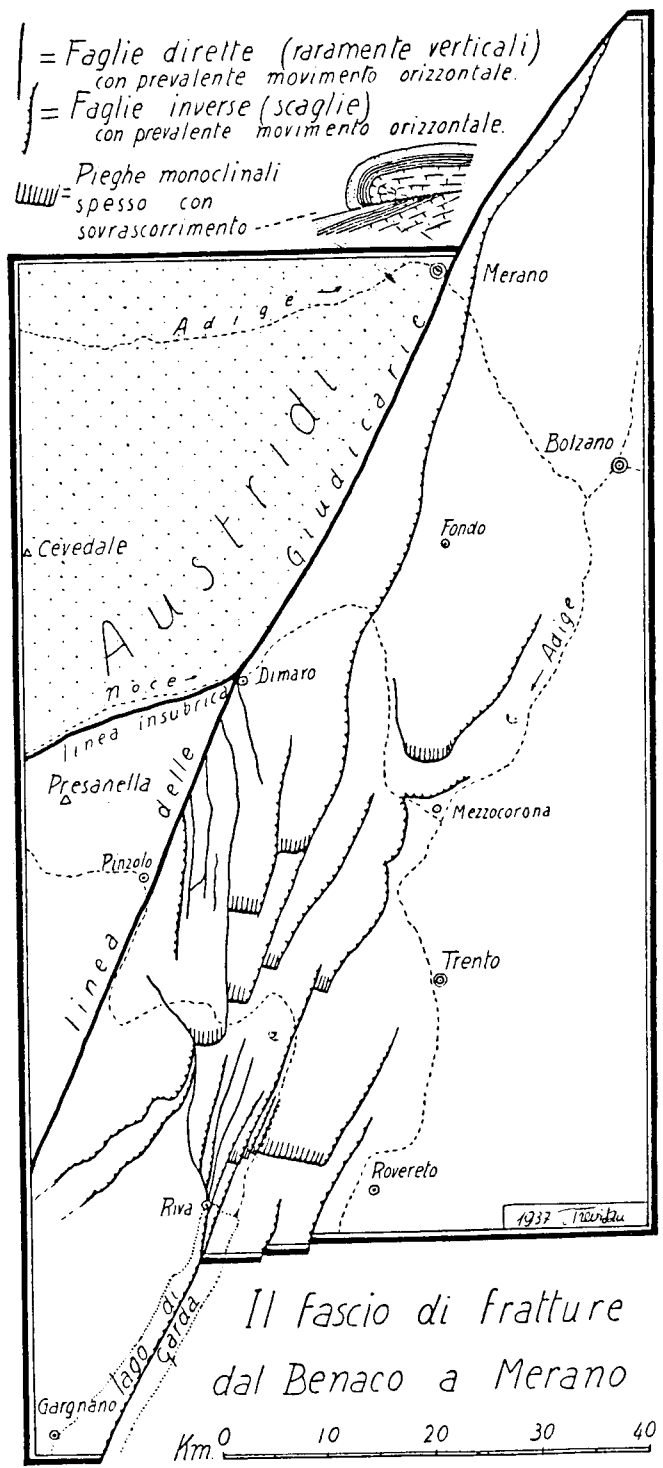


Fig. 23 - Strutture E-W rigettate da trascorrenti sinistre nel Trentino Occidentale secondo TREVISAN (1939).

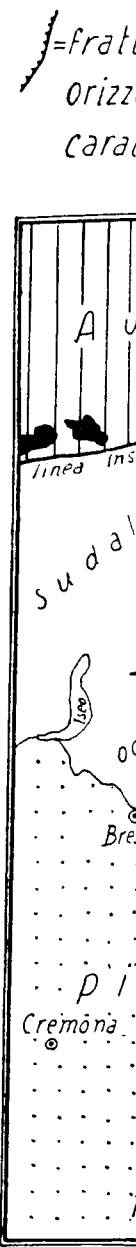


Fig. 24 - Ipot

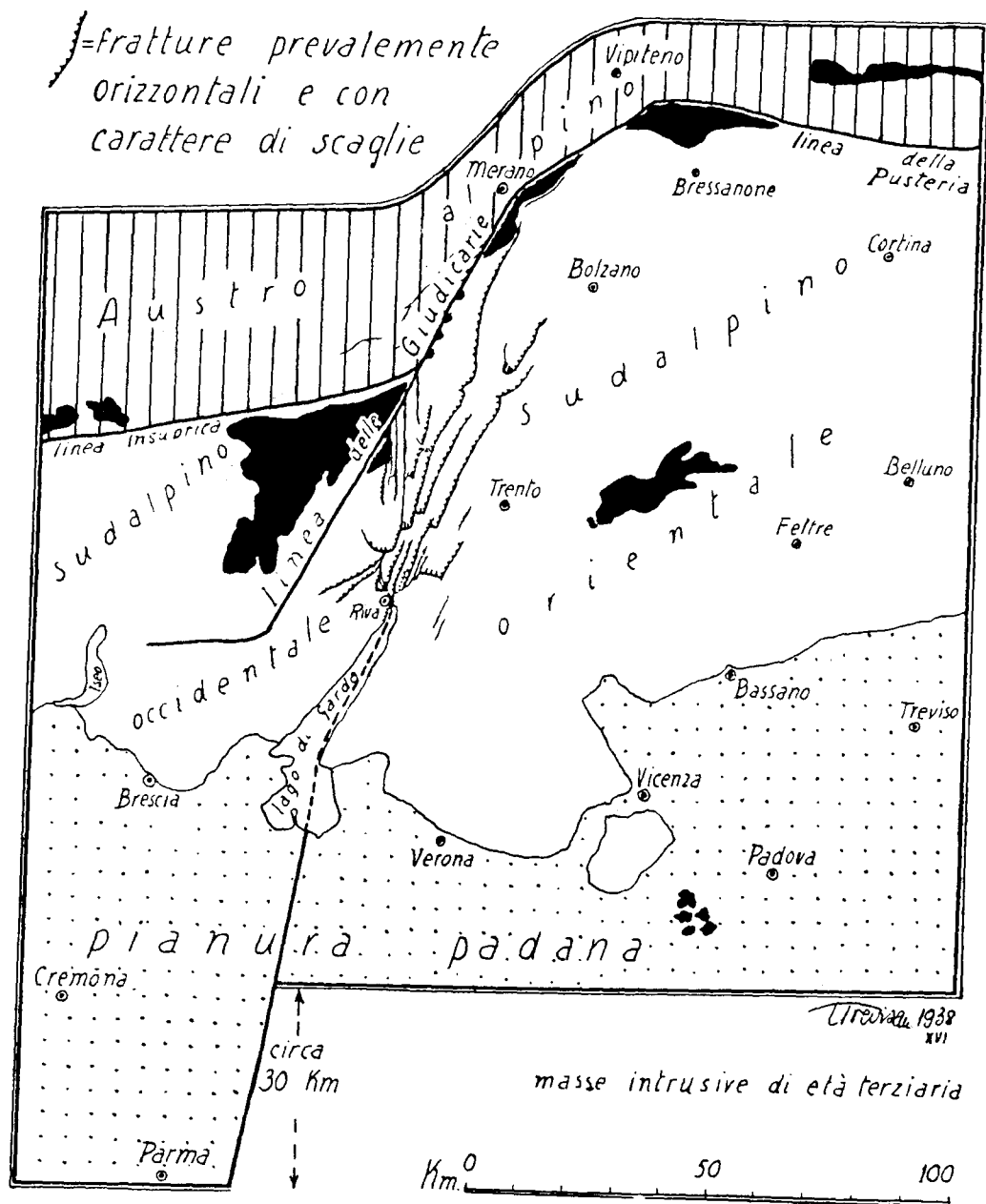


Fig. 24 - Ipotetica trascorrenza sinistra dal Garda fino a Parma secondo TREVISAN (1938).



Fig. 25 - Paragneiss e micascisti milonitici (15) della Linea delle Giudicarie nella bassa Val d'Ultimo (Ultental), da DAL PIAZ (1942).

QUATERN.

- 1 - Detriti
- 2 - Alluvio
- 3 - Coni d
- 4 - Alluvio
- 5 - Moren.

ALPI MERI.

- (Trias, Perm
- 6 - Calcari
- 7 - Werfen
- 8 - Orizzon
- 9 - Arenari
- 10 - Porfidi
- 11 - Fillade

AUSTRIDI

- (Cristallino a
- 12 - Filladi d
- 13 - Paragne
- 14 - Paragne
- 15 - Paragne
- 16 - Quarziti
- 17 - Marmi.
- 18 - Anfiboli
- 19 - Ortogne

MASSICCIO

- 20 - Granito.
- 21 - Diorite
- 22 - Filoni a
- 23 - Filoni d
- 24 - Filoni b
- 25 - Aureola
- 26 - Aureola

SEGNI SPEC

- 27 - Miloniti
- 28 - Linee di
- 29 - Direzione
- 30 - Piegh e
- 31 - Giacime

QUATERNARIO

- 1 - Detriti di falda, materiali di frana.
- 2 - Alluvioni recenti ed attuali.
- 3 - Coni di deiezione.
- 4 - Alluvioni antiche (interglaciali?).
- 5 - Morenico.

ALPI MERIDIONALI

(Trias, Permiano e Cristallino antico)

- 6 - Calcari e dolomie del Trias medio
- 7 - Werfen
- 8 - Orizzonte oolitico-dolomitico (equivalente del calcare a *Bellerophon*); Permiano superiore
- 9 - Arenarie di Gardena (reticolo obliquo) e conglomerati del Verrucano (cerchietti).
- 10 - Porfidi permiani, loro tufi, arenarie e altri depositi clastici associati.
- 11 - Fillade quarzifera.

AUSTRIDI

(Cristallino antico)

- 12 - Filladi quarzifere granatifere
- 13 - Paragneiss e micascisti.
- 14 - Paragneiss e micascisti granatiferi a minerali caratteristici (staurolite, cianite, tormalina, talora sillimanite).
- 15 - Paragneiss e micascisti milonitici; sulla sinistra di Val Marano eventualmente anche qualche lembo ristretto di ortogneiss.
- 16 - Quarziti.
- 17 - Marmi.
- 18 - Anfiboliti e scisti anfibolici.
- 19 - Ortogneiss acidi, aplitici o pegmatici, talora occhiadini.

MASSICCIO INTRUSIVO RECENTE DEL MONTE CROCE

- 20 - Granito.
- 21 - Diorite a tessitura parallela.
- 22 - Filoni aplitici più importanti.
- 23 - Filoni di porfido granitico.
- 24 - Filoni basici.
- 25 - Aureola metamorfica di contatto della massa intrusiva negli scisti austroalpini della bassa valle d'Ultimo, nonché nelle filladi sudalpine del Rio della Chiesa a valle del lembo triassico di S. Pancrazio.
- 26 - Aureola metamorfica di contatto della massa intrusiva nelle filladi sudalpine.

SEGNI SPECIALI

- 27 - Miloniti e diaforiti nerastre negli scisti austroalpini; zone di più forte schiacciamento e di alterazione particolarmente intensa nel granito.
- 28 - Linee di dislocazione delle Giudicarie e di Foiana.
- 29 - Direzione e inclinazione dei banchi rocciosi.
- 30 - Pieghe e pieghettature evidenti.
- 31 - Giacimenti minerari in rapporto con la massa intrusiva di Monte Croce.

riore ai tratti EW del Lineamento Periadriatico (Linea del Tonale e della Pusteria). Una notevole modificazione al concetto di trascorrenza della linea si ha con TREVISAN (1938; 1939) secondo cui il carattere trascorrente va riconosciuto alla Linea delle Giudicarie Nord, ossia da Dimaro a Mules (Mauls), mentre da Dimaro verso S la trascorrenza viene assunta da un fascio di faglie NS in parte trascorrenti ed in parte inverse con vergenza E, che tagliano preesistenti pieghe EW coricate verso S suddividendole in vari tratti scaglionati secondo la trascorrenza sinistra (Fig. 23), il tutto di epoca neogenica. La trascorrenza si prolungherebbe ipoteticamente a S del Garda, con circa 30 km di rigetto orizzontale ad E di Parma (Fig. 24); a questo proposito occorre ricordare un'ipotesi di DE SITTER (1956) che trasferisce invece la prosecuzione della trascorrenza lungo la Faglia Vogherese tra Appennino e Monferrato.

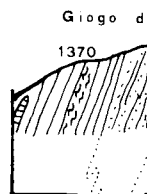
Lo studio di DAL PIAZ (1942) sulla Linea delle Giudicarie Nord (Fig. 25) conclude riconoscendone l'età essenzialmente supramiocenica ed in particolare messiniana («fase insubrica tardiva»), ma non accetta il carattere trascorrente della Linea delle Giudicarie «senza dubbio continua ed unitaria da Merano al lago d'Idro», attribuendole piuttosto un carattere E-vergente (Fig. 26) con spostamento di 2-3 km circa normalmente alla linea stessa, con particolare compressione in corrispondenza della «giunzione atesina» con la Linea della Pusteria nel settore di Mules, dove l'Austroalpino risulta particolarmente laminato ed assottigliato (Fig. 27); contemporaneamente simili conclusioni vengono tratte per la Linea delle Giudicarie Sud, o meglio per la zona fra il Gruppo di Brenta ed il Lago di Garda, da CADROBBI (1942).

Le descrizioni di VECCHIA (1957) mettono in rilievo lo sbalzo orizzontale esistente dai porfidi permiani della Val Trompia immediatamente a W della Linea delle Giudicarie a quelli dell'alta Val di Non immediatamente ad E, come pure quello del werfeniano «calcare a cellette» parimenti dalla Val Trompia all'alta Val di Non, e presenta l'interessante riconoscimento paleogeografico delle «torbide pelitiche» del Cretaceo sup. della regione come «emananti a lungo raggio dai corrugamenti di Gosau e delle Prealpi Orobic»; dopo tutto ciò conclude per un'età permiana della Linea delle Giudicarie, con probabile natura di «frattura litosferica preesistente al corrugamento alpino ed obliqua rispetto ad esso, a causa della quale la linea tettonica del Tonale, a direzione alpina, cessa ad oriente quando raggiunge quella delle Giudicarie. La Linea della Pusteria non è la continuazione di quella del Tonale, cioè non è mai stata allineata con questa, bensì ne è la vicariante», e tra Dimaro e Mules, cioè sulla Linea delle Giudicarie Nord, lo sforzo orogenetico alpino si è esercitato normalmente alla linea stessa. Verso S «la Linea delle Giudicarie gira in quella della Val Trompia».

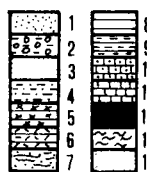
3.1.4. Linea delle Giudicarie; documentazioni analitiche

Un chiarimento della questione non può venire che dai dati analitici. Una buona documentazione viene offerta dalle accurate descrizioni di CASTELLARIN (1972) in cui vengono chiariti i rapporti fra il margine orientale del Bacino Lombardo e quello occidentale della Piattaforma Veneta, ossia della Ruga di Trento,

N - 60 W

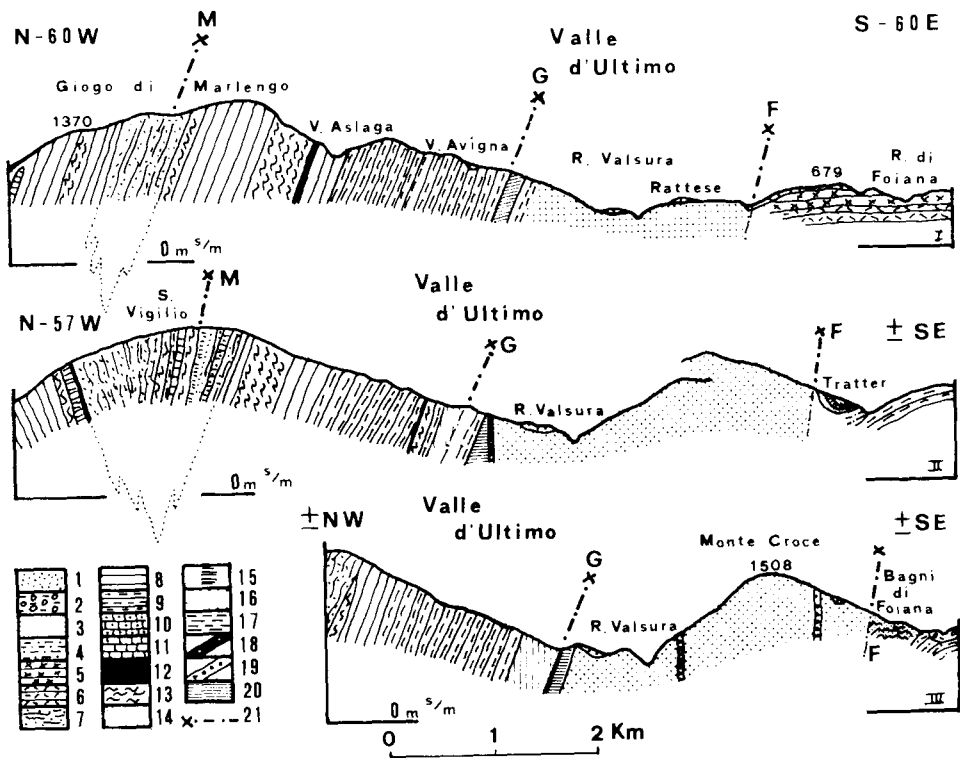


N - 57 W



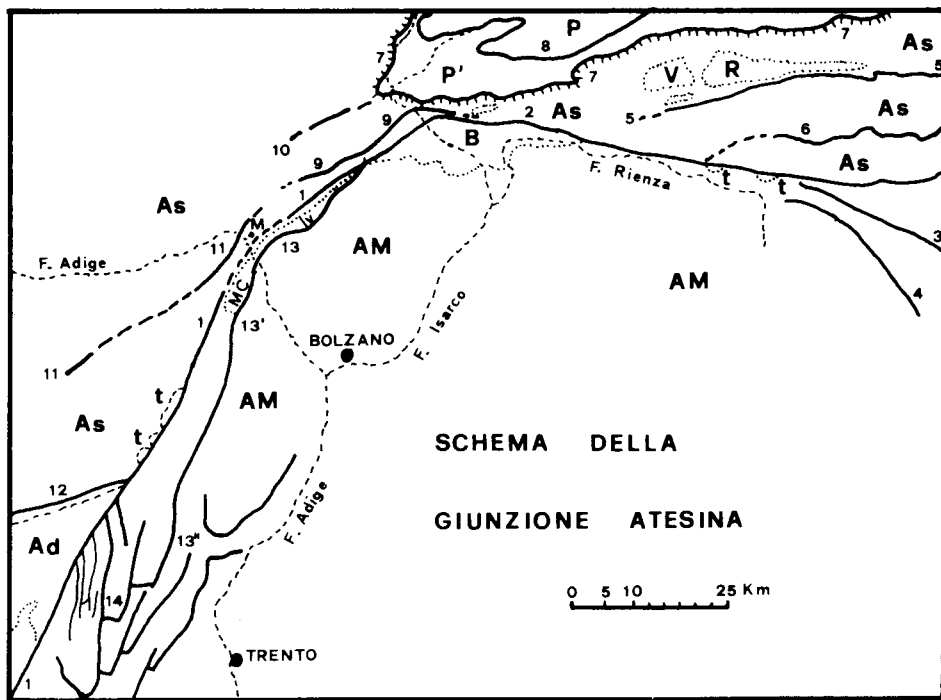
1 = morene; 2 = Gardena; 5 = po
Austroalpino su
paragneiss e mic
11 = marmi; 12
14 = parascisti n
Giogo di Marlen
tatto; 16 = grani
20 = scisti crista
Marleno-S. Vig

Fig. 26 - Profili
da DAL PIAZ (19



1 = morene; 2 = alluvioni antiche (presso Bagni di Foiana); Sudalpino: 3 = Werfen; 4 = arenarie di Gardena; 5 = porfidi permiani e loro tufi; 6 = tufi grossolani inferiori dei porfidi presso Lana di sotto; Austroalpino superiore (Tiroliidi); 7 = filladi quarzifere granatifere; 8 = paragneiss e micascisti; 9 = paragneiss e micascisti a minerali caratteristici (staurolite, cianite, granato, tormalina); 10 = quarziti; 11 = marmi; 12 = anfiboliti; 13 = ortogneiss acidi, granitici o pegmatii, talora a tessitura occhiadina; 14 = parascisti milonitici presso la linea delle Giudicarie; 15 = diafortiti nerastre lungo la dislocazione Giogo di Marlengo-S. Vigilio; Serie intrusiva del massiccio di Monte Croce e relative fasce di contatto; 16 = granito; 17 = diorite a tessitura parallela; 18 = filoni basici; 19 = filoni di porfido granitico; 20 = scisti cristallini metamorfosati per contatto; Linee di dislocazione (21): M = linea del Giogo di Marlengo-S. Vigilio; G = linea delle Giudicarie; F = linea di Foiana.

Fig. 26 - Profili trasversali rispetto alla Linea delle Giudicarie nella bassa Val d'Ultimo (Ultental), da DAL PIAZ (1942).



1 = linea delle Giudicarie; 2 = linea della Pusteria; 3 = direttrici tettoniche del Paleozoico inferiore e delle filladi quarzifere all'estremità occidentale della catena carnica; 4 = limite inferiore del Permiano fra S. Candido e S. Stefano di Cadore; 5 = linea della Defereggertal - valle di Anterselva; 6 = linea di Kalkstein-Forcella Ciarnil; 7 = orlo della finestra dei Tauri; 8 = limite fra ricoprimento dei calcescisti con ofioli e ricoprimenti del Greiner-Gran Veneziano; 9 = sinclinale permo-triassica di Mules-Corno Bianco; 10 = linea del Giovo; 11 = linea Quarazze-Giogo di Marleno-S. Vigilio-cresta sinistra di val d'Ultimo; 12 = linea del Tonale («insubrica» *auct.*); 13, 13', 13'' = linea di Nova (13)-Foiana (13')-Clamer-Rossati (13''); 14 = fascio di dislocazioni della parte centrale del Gruppo di Brenta.
 AM = Alpi Meridionali; As = Austri; P = ricoprimenti pennidici del Greiner e del Gran Veneziano; P' = ricoprimento pennidico dei calcescisti con ofioli; VR = massiccio delle Vedrette di Ries; B = massiccio di Bressanone; Iv = massiccio d'Ivigna; MC = massiccio del Monte Croce; Ad = massiccio dell'Adamello; t = nuclei tonalitici della valle di Sole e della Pusteria, fortemente schematizzati; M. = Merano.

Fig. 27 - Schema della «giunzione atesina» fra Linea delle Giudicarie e Linea della Pusteria, da DAL PIAZ (1942).

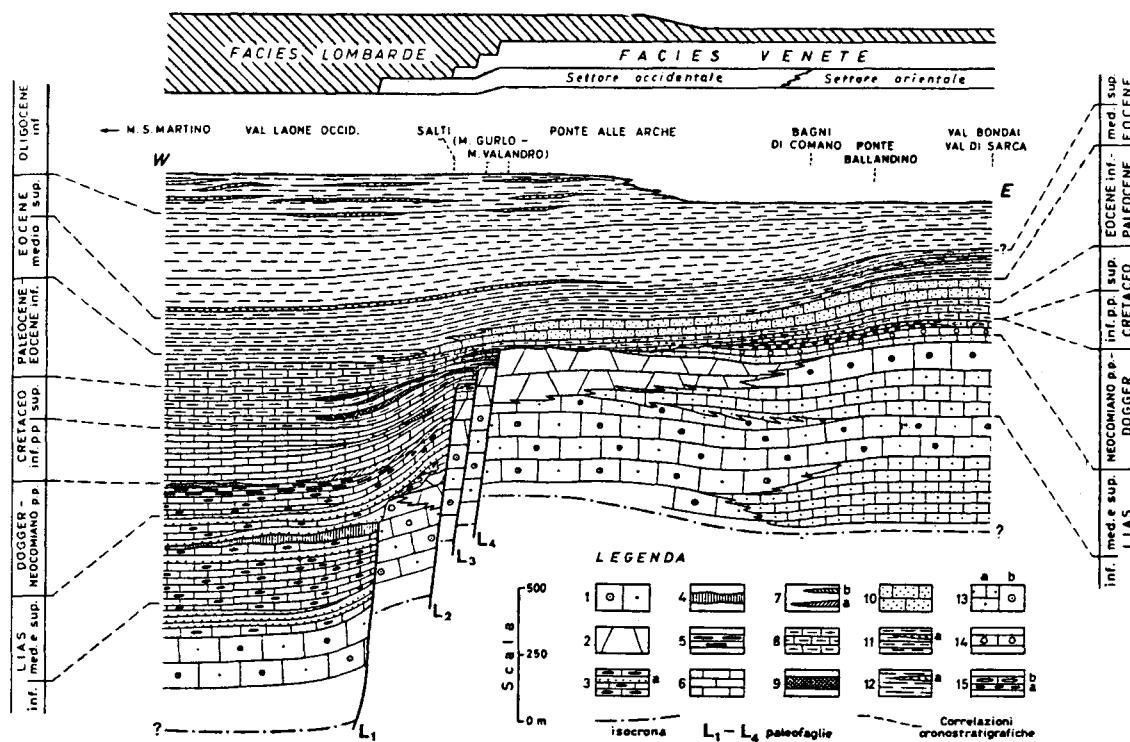
	OLIGOCENE inf.
	EOCENE medio sup.
	PALEOCENE inf.
	EOCENE inf.
	CRETACEO inf. pp. sup.
	CRETACEO inf. pp.
	IOGGER - MEOCENO pp.
	LIAS med. e sup.

1:
T
3:
l'
la
to
d
(t
M

F
B

che sono determinati da faglie sinsedimentarie attive dalla fine del Trias alla fine del Cretaceo secondo direzioni NS o NNE-SSW, con caratteristici accumuli di breccie di scarpata sottomarina e con turbiditi carbonatiche di risedimentazione (Fig. 28), come visibile fra la bassa Val di Sole e Gargnano sulla riva occidentale del Garda.

Un importante dato analitico vien portato da CALLEGARI & DAL PIAZ (1973) che osservano come la Linea delle Giudicarie tagli obliquamente e trasversalmen-



1: calcareniti algali o pisolitico-oolitiche (Calcarei grigi); 2: Calcare del Misone; 3: Formazione del Tofino, con intercalazioni di turbiditi carbonatiche (a); 4: frane sottomarine liassiche entro all'unità 3; 5: «Selcifero»; 6: «Maiolica» l.s.; 7: frane sottomarine dell'Hauteriviano-Valanginiano (a) e dell'Aptiano-Albiano (b); 8: Scaglia rossa; 9: frane sottomarine del Cretaceo superiore; 10: calcareniti lastriformi del tipo del Calcare di Chiusole; 11: calcari marnosi e marne calcaree, con intercalazioni torbiditiche di biocalcareni a Macroforaminiferi (a); 12: Argille di Ponte Arche, con intercalazioni di turbiditi carbonatiche (a); 13: Calcarei grigi: calcareniti ruditico-organogeno-algali (a), calcari oolitici (b); 14: Calcare oolitico di S. Vigilio; 15a: Lumachella a Posidonia alpina e Calcare selcifero di S. Martino; 15b: Rosso ammonitico e «Biancone».

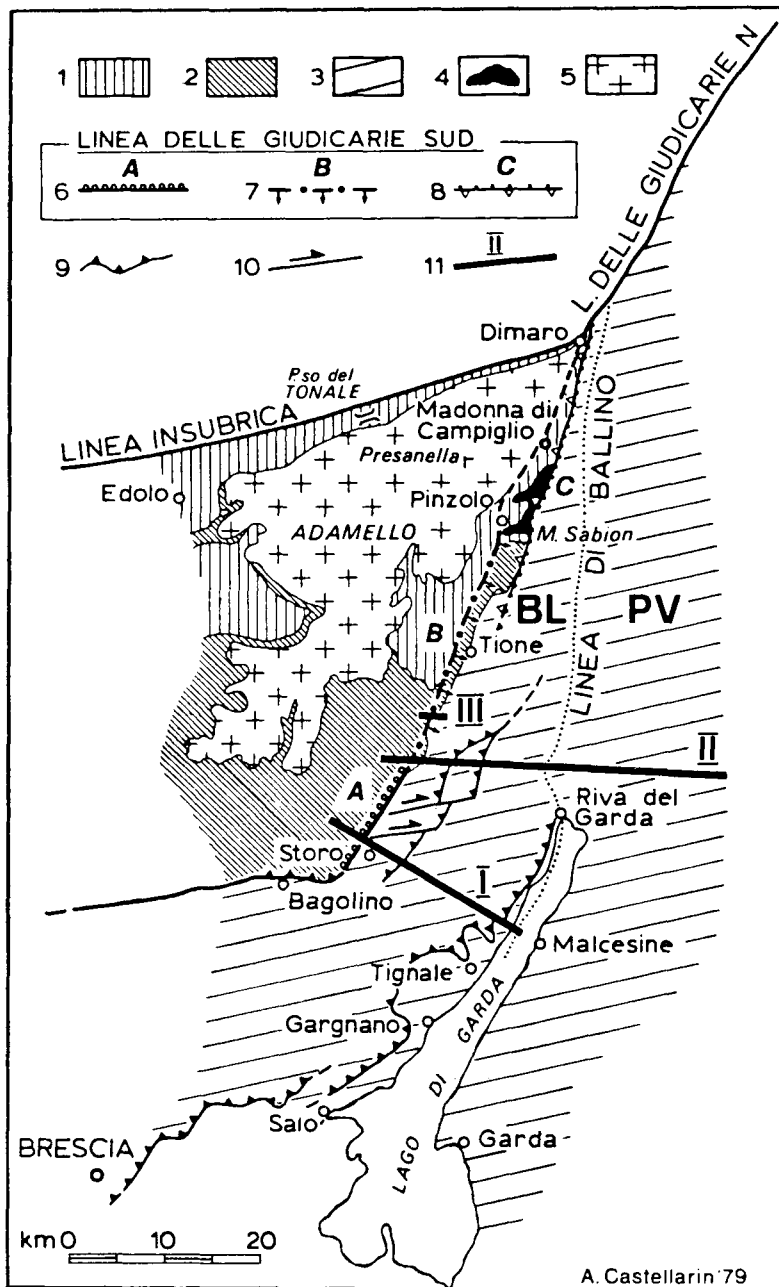
Fig. 28 - Schema dell'evoluzione paleotettonica e dei rapporti stratigrafici del passaggio laterale tra Bacino Lombardo e Ruga di Trento, da CASTELLARIN (1972).

te le tessiture parallele sincristalline e postcristalline delle plutoniti terziarie allungate in nuclei a direzione EW entro il basamento cristallino sudalpino fra Adamello e Linea del Tonale, risultando nettamente posteriore alle plutoniti stesse (e per conseguenza anche alla pre- e paracristallina Linea del Tonale).

In CASTELLARIN (1977) vien messo in evidenza che il flysch supracretaceo del Bacino Lombardo, affiorante in una fascia allungata WNW-ESE ai margini della Pianura Padana dal Lago Maggiore a Brescia, si continua dai dintorni di Gardone sulla sponda occidentale del Garda con un allineamento SSW-NNE di affioramenti nella Val di Ledro, nel Gruppo di Brenta occidentale, nella bassa Val di Sole ed in Val di Rumo (v. addietro Fig. 11), e poi con qualche meno sicuramente correlabile affioramento nei pressi delle Linee della Pusteria e della Gail; il tutto viene attribuito ad un originario bacino orientato press'a poco EW, a sedimentazione fliscioide supracretacea in relazione con le principali fasi tettoniche osservabili nell'Austroalpino superiore, ed avente carattere retroarco rispetto ad un arco insulare a N del Sudalpino in prossimità del margine continentale della placca africano-adriatica (come infatti si ritrova nell'interpretazione quale massiccio d'arco della Ruga Insùbrica-Ruga Oròbica-Austroalpino Centrale in OGNIBEN, 1985). È interessante la documentazione dello sbalzo di poco meno del centinaio di km verso NNE degli affioramenti del flysch rispettivamente a W e a E della Linea delle Giudicarie, analogamente a quelli posti in rilievo da VECCHIA (1957) per i porfidi permiani e per i calcari a cellette werfeniani.

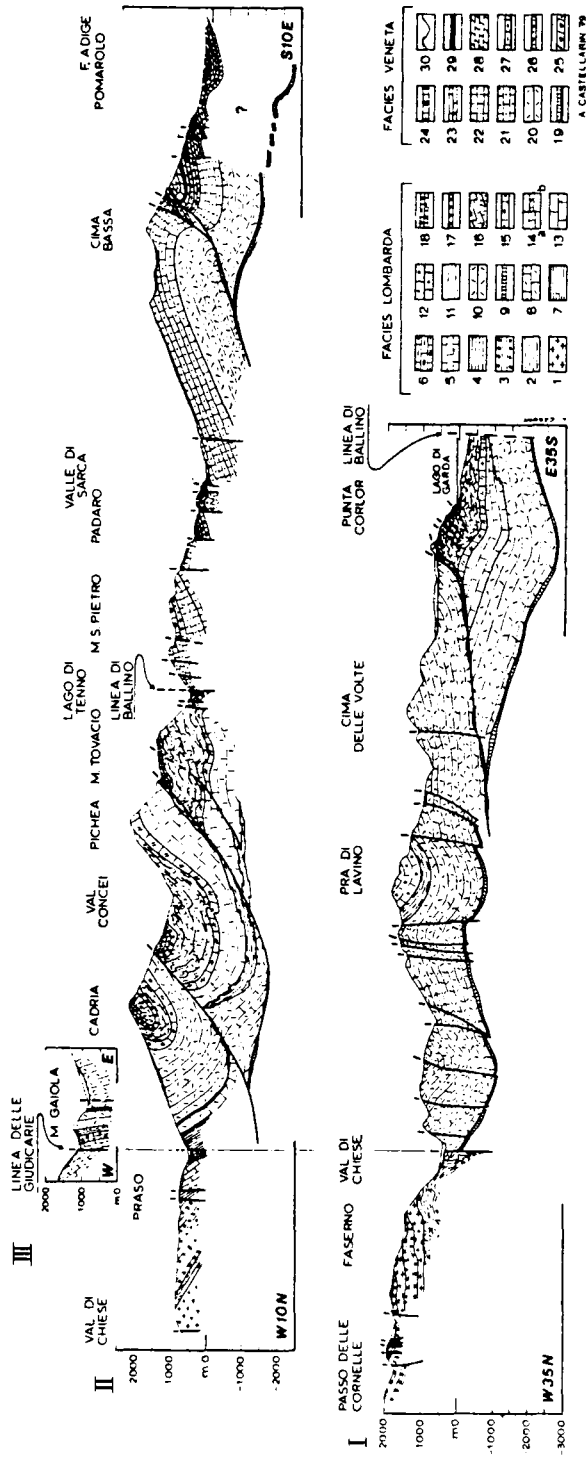
CASTELLARIN & SARTORI (1979) battezzano come Linea delle Giudicarie Sud l'allineamento dell'accavallamento Dimaro-M. Sabiòn, della «ginocchiatura» Pinzolo-Cologna e della Linea Condino-Ponte Caffaro (Fig. 29), con tre sezioni geologiche limitate a quest'ultimo tratto (Fig. 30); in realtà solo questo appare riferibile alla Linea delle Giudicarie, che verso NNE continua con le fratture verticali che separano la massa intrusiva ercinica del Sabiòn da quella terziaria dell'Adamello, come disegnato anche nella Fig. 29 dagli autori. La Linea delle Giudicarie Sud continua a Ponte Caffaro nella Linea della Val Trompia diretta ENE-WSW, con carattere di faglia o «ginocchiatura» vergente a S. Interessante la datazione della Linea delle Giudicarie Sud tra il Miocene medio ed il Pliocene inferiore, in accordo con la datazione della Linea delle Giudicarie Nord al Miocene superiore in DAL PIAZ (1942).

Dati e conclusioni dei tre studi sopra ricordati vengono ripresi e completati nel volume di CASTELLARIN & VAI (1982), dove tutta la zona giudicariense in senso lato (Fig. 31) viene definita come un sistema o «corridoio di intensa verticalizzazione e compressione degli elementi stratigrafici in cui gli allineamenti NNW-SSE interrompono tutte le altre strutture». L'accavallamento del Sabiòn viene questa volta definito «a poca distanza dalla Linea delle Giudicarie», anziché come un tratto della linea stessa, e «caratterizzato da fagliature e forti brecciazioni lungo il bordo Est delle plutoniti dell'Adamello», ossia lungo la vera e propria Linea delle Giudicarie. Viene enunciato che «gli elementi paleogeografico-strutturali delle Alpi Meridionali mostrano una distribuzione irregolare a causa della presenza del sistema delle Giudicarie quasi trasversale alla catena, che separa un comparto occidentale (delle Alpi Meridionali) più stretto di quello orientale che si spinge una quarantina di km più a Nord fino alla Linea della Pusteria (che poi



1 = terreni del basamento cristallino e masse filoniane terziarie incassate; 2 = copertura sedimentaria permo-scitica e medio-triassica e masse filoniane terziarie incassate; 3 = copertura sedimentaria mesozoica e terziaria; 4 = plutoniti erciniche; 5 = plutoniti alpine dell'Adamello; 6,7,8 = elementi tettonici della «Linea delle Giudicarie Sud»; 9 = accavallamenti; 10 = faglie trascorrenti; 11 = tracce delle sezioni di Fig. 30; BL = Bacino Lombardo; PV = Piattaforma Veneta (= Ruga di Trento).

Fig. 29 - Linea delle Giudicarie Sud secondo CASTELLARIN & SARTORI (1979).



1 = Vulcaniti (Permiano); 2 = Strati di Collio (Permiano); 3 = Verrucano lombardo (Conglomerato di M. Mignolo) (Permiano); 4 = Servino (Scitico); 5 = Carniola di Bovegno e Calcare di Angolo (Anisico); 6 = Calcare di Prezzo e Formazione di Buchenstein (Anisico e Ladinico); 7 = «Wengen» (Ladinico sup.); 8 = Calcarei e Dolomie massicce di Esino (Ladinico sup.-Carnico); 9 = Calcarei, siltiti e marne spesso evaporitiche (Carnico); 10 = Dolomia principale e complesso dolomitico indifferenziato (Norico e «Retico» inf.); 11 = Argillite di Riva di Soltò («Retico» inf.); 12 = Calcare di Zu («Retico» sup.); 13 = Dolomie («Retico»); 14 = Corna (a) e Dolomie del Picchea (b) (Lias inf.); 15 = Dolomie del Cadria (Lias inf. e medio p.p.); 16 = Formazione del Tofino (= «Medolo» Auct.) (Lias-Dogger p.p.); 17 = Selcifero lombardo, Radiolariti e «Scisti ad Aptici» o Ammonitico rosso in eteropia anche a più livelli (M. dei Pini) (Dogger p.p. - Malm); 18 = Maiolica (Cretacico inf.); 19 = Dolomie stratificate talora con intercalazioni pelitiche policrome (Carnico); 20 = Dolomia principale (Norico e «Retico»); 21 = Calcarei grigi (Lias); 22 = Calcare del Misone (Lias); 23 = Calcare di Tenno (Lias); 24 = Calcare oolitico di S. Vigilio (Lias superiore-Dogger p.p.); 25 = Ammonitico rosso (Dogger p.p.-Malm); 26 = Biancone (Cretacico inferiore); 27 = Scaglia rossa (Cretacico superiore); 28 = Calcarei organogeni (Eocene); 29 = Vulcaniti basiche (Eocene); 30 = Copertura quaternaria.

Fig. 30 - Sezioni geologiche attraverso la Linea delle Giudicarie Sud (v. Fig. 29), da CASTELLARIN & SARTORI (1979).

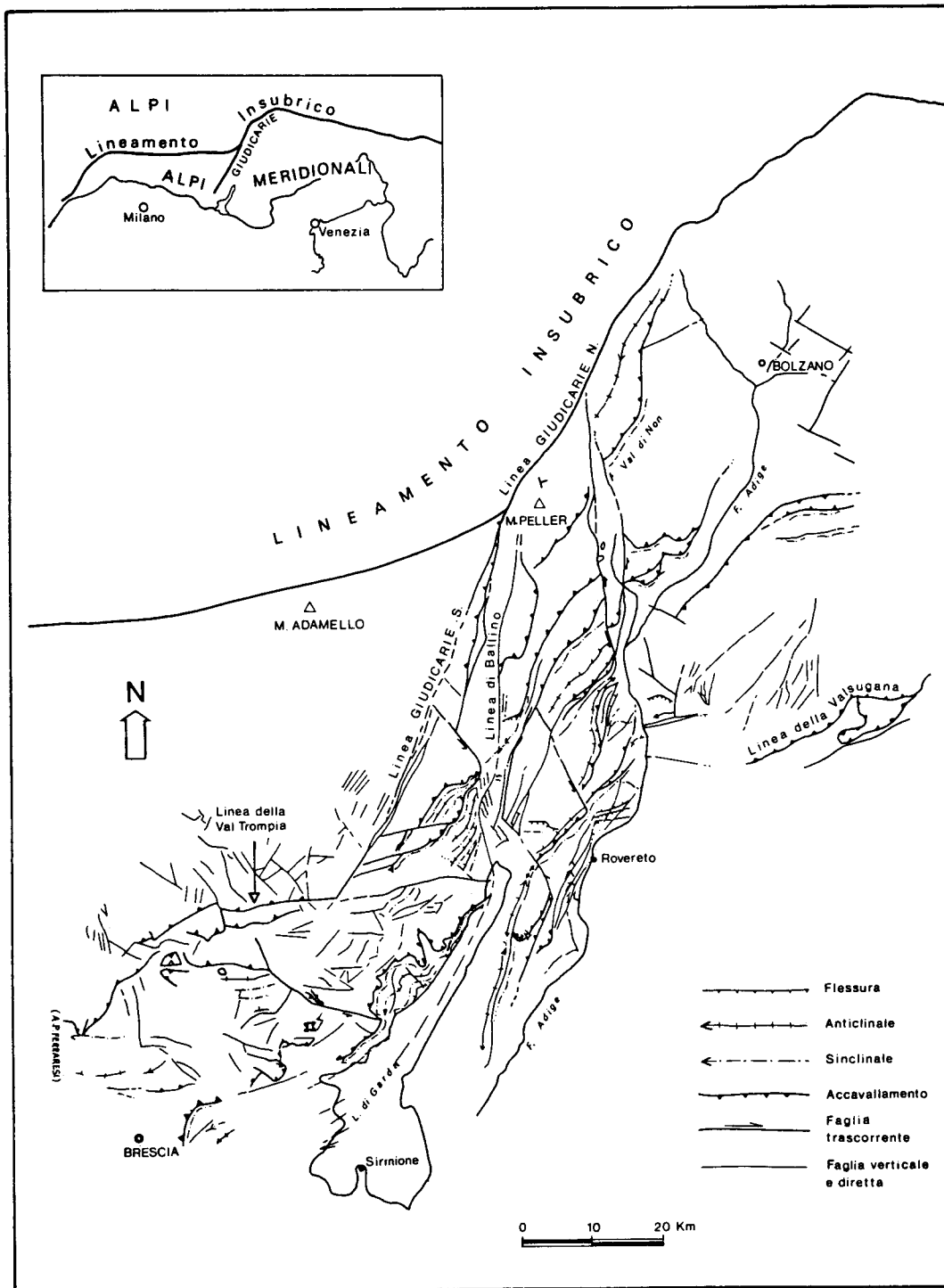


Fig. 31 - Strutture del sistema Giudicarie-Valtrompia, da CASTELLARIN & VAI (1982).

sono gli all'incirca 80 km più a NNE fra Dimaro e Mules). Questa differenza di compressione non può essere giustificata in termini di raccorciamento crustale differenziale ai due lati della Linea. Infatti tale struttura non ha un carattere trascorrente». Infine una cosa che sembra si possa sottoscrivere, e cioè che le direzioni di accavallamento e sovrascorrimento del fascio giudicariense realizzano sensibili raccorciamenti solo nelle sezioni EW e non in quelle NS.

Nel volume viene inoppugnabilmente ricordato come «lungo la linea Ballino-Garda la distribuzione delle facies soprattutto giurassiche dimostra la saldatura attraverso la paleoscarpata tettonica dei due domini contrapposti, Bacino Lombardo a W e Piattaforma Veneta ad E»; è però opportuno ricordare anche che la Linea Ballino-Garda e le sue continuazioni verso N fino a M. Peller non sono la Linea delle Giudicarie, ma si trovano da circa 4 km più ad E sotto M. Peller fino ad una ventina di km più ad E al Garda (v. Fig. 31), e non si vede dove stia l'antitesi logica (a p. 44 di CASTELLARIN & VAI, 1982) fra la trascorrenza della Linea delle Giudicarie e «la contiguità primaria dei due domini sedimentari lombardo e veneto attraverso il sistema di faglie sinsedimentarie mesozoiche Ballino-Garda», dato che i due allineamenti sono ben lontani dal coincidere fra loro.

Gli affioramenti di flysch supracretaceo della Val di Sole vengono giudicati formare un corridoio a carattere bacinale allungato in direzione NE fra il flysch della fascia Lago Maggiore-Brescia e gli affioramenti di Cortina d'Ampezzo e Lienz, questi ultimi a dire il vero di età (Aptiano-Albiano) abbastanza diversa, troppo distanti e di proporzioni troppo limitate per costruirvi senz'altro una correlazione con i flysch lombardi e trentini (Turoniano-Maestrichtiano), ed ancora meno correlabile risulta il flysch senoniano della Carnia probabilmente appartenente al Bacino Bellunese-Giulio che è paleogeograficamente cosa diversa dal Bacino Lombardo. Non si vedono pertanto impedimenti a che lo spostamento verso NNE dei flysch della Val di Sole possa indicare una trascorrenza rispetto a quelli lombardi dall'altro lato della Linea delle Giudicarie.

Viene ancora descritta la Linea del Sabiòn, questa volta non come Linea delle Giudicarie ma con più precisione come una struttura del fascio di deformazione giudicariense (Fig. 32), la quale «si attenua verso S dove viene sostituita dal fascio di intensa verticalizzazione e dislocazione lungo le valli Rendena meridionale e Giudicarie inferiori ben evidente fino a Bagolino». Non viene messo in chiaro che il fascio di intensa verticalizzazione prosegue, come detto dagli autori in precedenza, nelle «fagliature e forti brecciazioni lungo il bordo Est delle plutoniti dell'Adamello», e cioè sul fianco W del plutone ercinico del Sabiòn, come è ben logico per evidente analogia con gli altri plutoni ercinici lungo la Linea delle Giudicarie (M. Croce, Ivigna, Bressanone) che sono appunto da essa affiancati e tettonizzati lungo il fianco W, come messo in rilievo da TREVISAN (1938), con aureole di contatto solamente sul fianco SE (granito di Bressanone, SANDER, 1925).

Per la Linea delle Giudicarie Sud tra Pieve di Bono e Tione viene descritta una fascia larga oltre 2 km a gran numero (fino a una decina) di superfici tettoniche NNE-SSW che tagliano tutte le strutture di diverso orientamento, intercalandosi verticalmente a pacchi di strati dislocati fino alla verticale (Fig. 33) ed intensamente cataclastici. Si tratta di un bel quadro molto agevolmente riferibile a trascorrenza piuttosto che ad una gradinata di faglie dirette o ad un accavalla-



N. B. - I 5

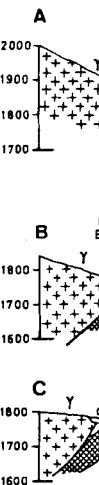
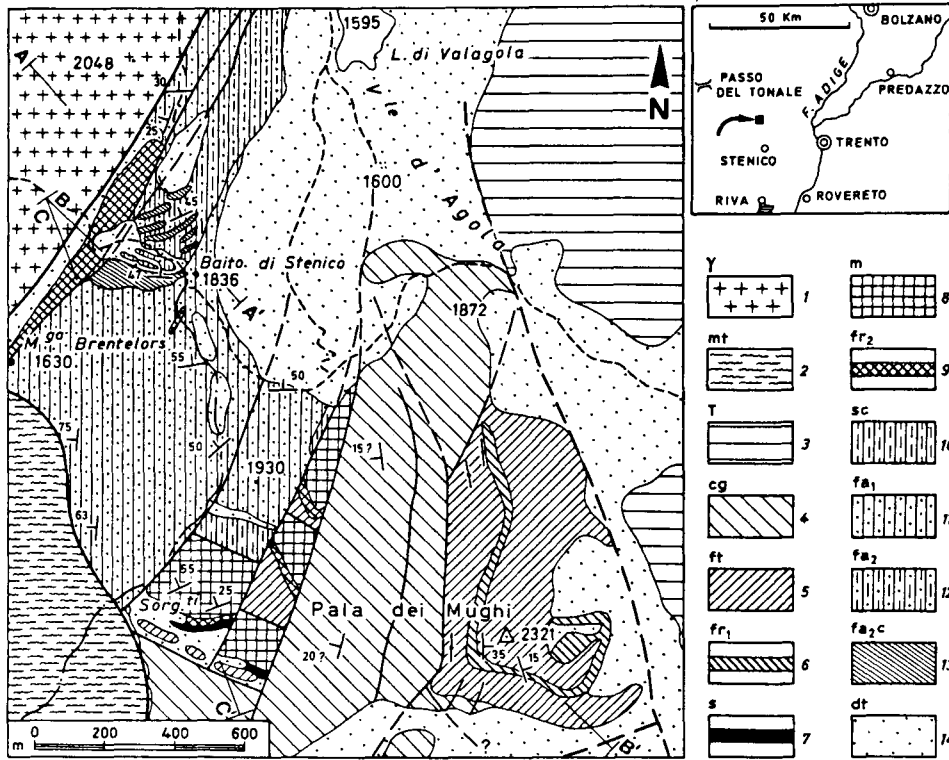


Fig. &



N.B. - I segni si riferiscono alla Carta geologica, le sigle alle sezioni.

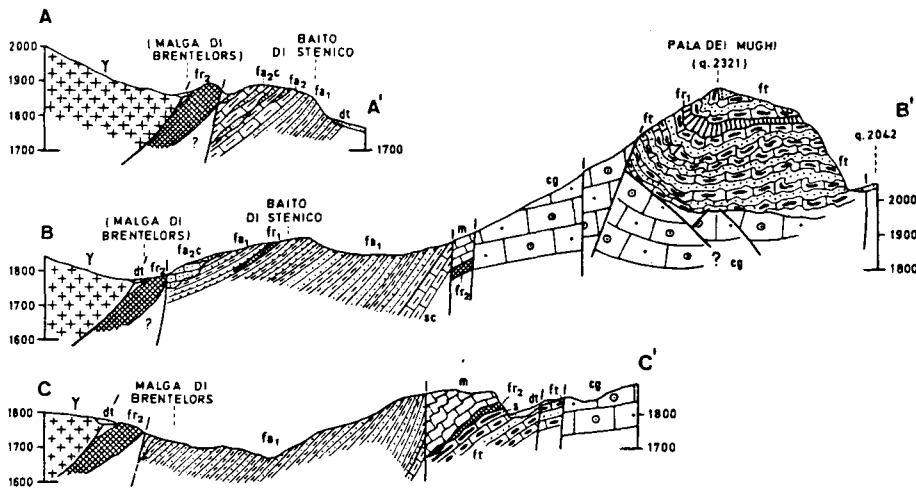
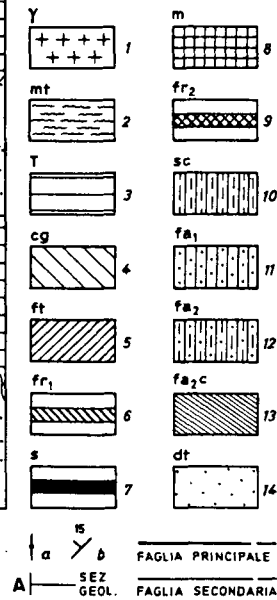
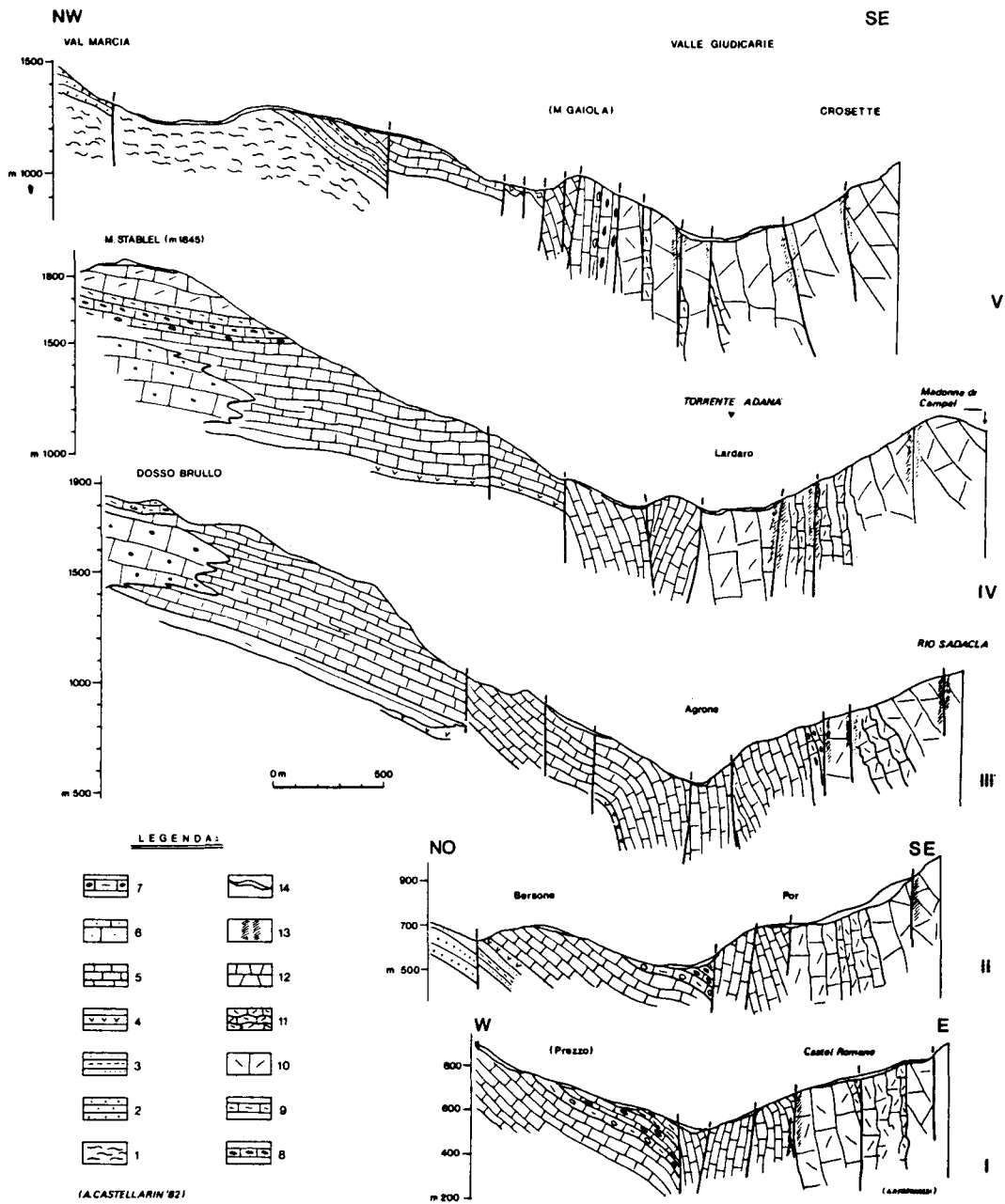


Fig. 32 - Cartina geologica e sezioni trasversali della Linea del Sabion, da CASTELLARIN & VAI (1982).

1 (y): granodiorite ercinica del M. Sabion; 2 (mt): metamorfiti; 3 (T): dolomie e calcari del Trias superiore; 4 (cg): Calcarei grigi (Lias inferiore); 5 (ft): Formazione del Tofino (Lias p.p.-Dogger p.p.); 6 (fr₁): frane sottermarine del Lias; 7 (s): «Selcifero» (Dogger p.p.-Malm p.p.); 8 (m): «Maitolica» (Cretaceo inferiore); 9 (fr₂): frane sottermarine del Cretaceo; 10 (sc): Scaglia rossa (Cenomaniano); 11 (fa₁): Formazione di Valle d'Agola, membro inferiore (prevalenti marne con intercalazioni di calcareniti arenacee (Turoniano-Santoniano); 12 (fa₂): formazione di Valle d'Agola, membro superiore (prevalenti biocalcarenti torbiditiche con intercalazioni e intervalli di Scaglia rossa) (Campaniano-Maastrichtiano); 13 (fa₂c): corpi lenticolari maggiori di biocalcarenti torbiditiche contenuti in 12; 14: copertura quaternaria; a: strati verticali; b: direzione e pendenza degli strati.



1 = Basamento cristallino; 2 = Arenarie di Val Gardena; 3 = Servino; 4 = Carniola di Bovegno; 5 = Calcare di Angolo; 6 = Calcare del Dosso dei Morti; 7 = Calcare di Prezzo; 8 = Formazione di Buchenstein; 8 = Formazione di Wengen; 10 = Calcari e dolomie di Esino; 11 = Dolomie argillitiche e selcifere; 12 = Dolomia principale; 13 = Zone cataclastiche; 14 = Copertura.

Fig. 33 - Sezioni trasversali alla Linea delle Giudicarie nel tratto tra Prezzo e Bondo, da CASTELLARIN & VAI (1982).

mento di faglie inverse, ed infatti gli autori lo trovano «piuttosto anomalo rispetto al carattere geometrico dominante della struttura che si presenta come una flessura» (sic). Il relativo significato non cambia nemmeno se si considerano le striature verticali e le altre tracce di dettaglio descritte, che in ogni caso sono riferibili solo agli ultimi eventi di movimento lungo le superfici tettoniche in generale.

Verso N (più esattamente verso NNE) la Linea delle Giudicarie vien descritta proseguire con una fascia di verticalizzazioni, brecciature e milonitizzazioni (fino a 2,5 km di larghezza complessiva) fino a Pinzolo, e viene ammessa (pur sempre negando la trascorrenza) la «difficile comprensione» di un complesso di evidenze che «si adatterebbero meglio ad un contesto francamente compressivo» (ed in realtà invece non si adattano nemmeno al quadro di sola compressione normalmente alla Linea delle Giudicarie dagli autori professato). Vien confermata la datazione post-inframiocenica e pre-mediopliocenica della dislocazione. Per l'alta valle del Sarca, dove le alluvioni di fondovalle non ne permettono l'osservazione, vien notata l'esistenza di linee ad essa parallele sul fianco orientale della valle e di un'intensa retrocessione metamorfica nelle filladi del basso versante occidentale.

Nel complesso del volume in questione alla vera e propria Linea delle Giudicarie risulta dedicata molto minor considerazione che non alle sue parallele o vicarianti verso E. Le conclusioni del volume si riassumono per quanto riguarda la Linea delle Giudicarie Sud nella messa in evidenza di tre tratti a caratteristiche differenti: a) grande faglia di oltre 1.500 m di rigetto (verticale) fra Bagolino e Pieve di Bono; b) flessura che nel tratto verticalizzato è «colpita» da un gruppo di faglie parallele verticali o subverticali fra Pieve di Bono e Tione; c) deformazione del basamento con estese zone cataclastiche sul versante W della valle da Tione verso N, ma la grande flessura di cui sopra si trasferisce fino a Dimaro sul versante orientale come Linea del Sabiòn, che accavalla il basamento con le relative granodioriti erciniche sopra la successione mesozoica verso E. Questo accavallamento viene secondo gli autori a rappresentare, assieme con i due tratti descritti più a S, il vero Lineamento delle Giudicarie, che pertanto «non possiede un carattere di trascorrenza regionale» bensì «di accavallamento e di sistema strutturale di sforzi normali», mentre la Linea delle Giudicarie degli antichi autori è «rappresentata da dislocazioni meno appariscenti», anche se costituite da faglie e zone cataclastiche e relative retrocessioni metamorfiche come pur descritto dagli autori che però non se ne lasciano persuadere.

Per quanto riguarda la terminazione Sud della Linea delle Giudicarie, essa vien vista nella Linea della Val Trompia a direzione ENE-WSW (Fig. 34), che nello stesso volume viene considerata da CASSINIS (1982) come «una zona di adduzione magmatica» permiana in quanto lungo di essa affiorano filoni vulcanitici, con movimenti da NW che hanno prodotto «locali accavallamenti tettonici» dell'intera successione permotriassica e che sono rappresentati anche da altre linee subparallele più a S (Fig. 35), prive tuttavia di «adduzioni magmatiche».

In sostanza, a prescindere per ora dal quadro generale del corrugamento alpino nel quale la trascorrenza sinistra della Linea delle Giudicarie appare non evitabile, gli studi contenuti nel volume CASTELLARIN & VAI (1982) si occupano essenzialmente della regione ad E della Linea delle Giudicarie Sud, fornendo evi-

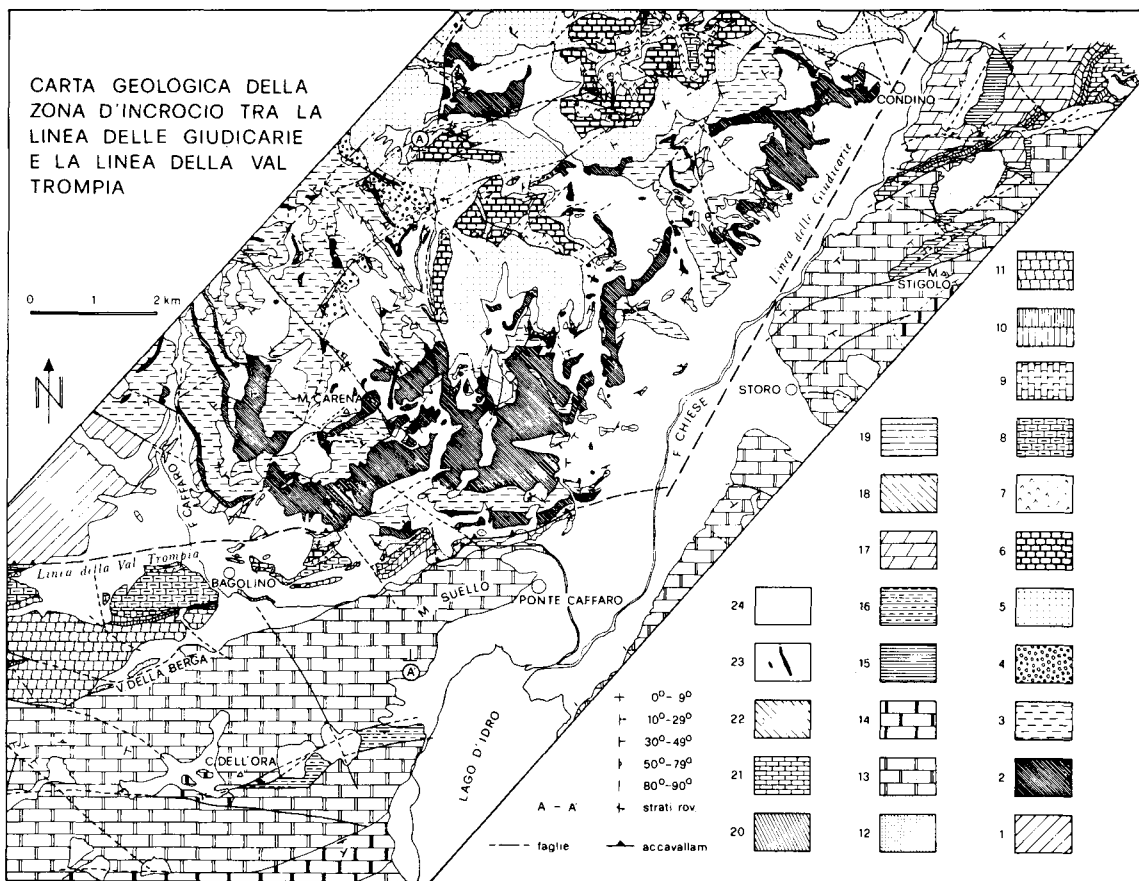
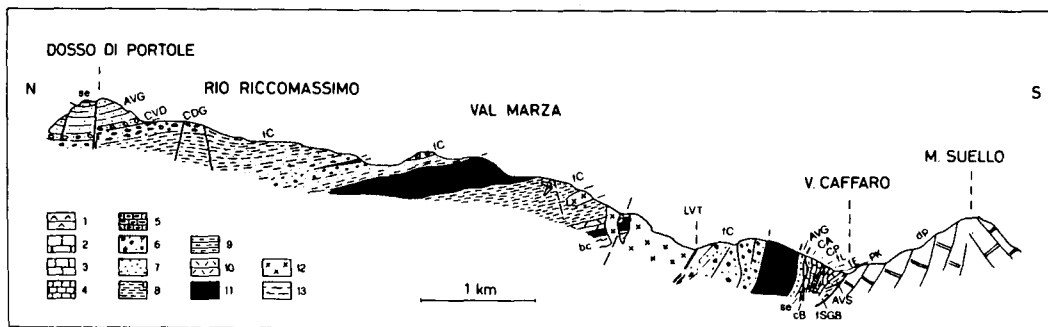


Fig. 34 - 1 = Basamento Cristallino, (pre-Westfaliano); 2 = Vulcaniti, (Permiano); 3 = Formazione di Collio, (Permiano); 4 = Conglomerato del Dosso dei Galli, (Permiano); 5 = Arenarie tipo Val Gardena, con alla base, localmente, il Conglomerato della Val Daone, (Permiano); 6 = Servino, (Scitico); 7 = Carniola di Bovegno, (Scitico-Anisico); 8 = Calcare di Angolo (Anisico); 9 = Calcare di Prezzo, (Anisico); 10 = Formazione di Livinallongo (in basso) e formazione di Wengen, (Ladinico); 11 = Calcare di Esino, caratterizzato talora alla sommità da «Calcarei a lastre», (Ladinico-Carnico); 12 = Arenaria di Val Sabbia, (Carnico); 13 = Dolomia Principale, (Norico); 14 = «Facies» eteropiche delle Dolomia Principale, (Norico); 15 = Calcare di Zu, (Retico); 16 = Argillite di Riva di Solto e Calcare di Zu indistinti, (Retico); 17 = Dolomia Superiore, (Retico-Lias); 18 = Mèdolo, (Lias); 19 = Formazione di Concesio, (Lias-Dogger); 20 = Selcifero, (Dogger?-Malm); 21 = Maiolica, (Malm-Cretaceo inf.); 22 = Scaglia Variegata, (Cretaceo inf.); 23 = filoni mineralizzati e non, di età imprecisata; 24 = depositi quaternari.

Fig. 34 - Cartina geologica della zona di passaggio dalla Linea delle Giudicarie alla Linea della Val-trompia, da CASSINIS (1982).



1 = evaporiti; 2 = dolomie-calcarei dolomitici; 3 = calcari massicci od a stratificazione indistinta; 4 = calcari; 5 = calcari con selci; 6 = conglomerati; 7 = arenarie; 8 = siltiti e argilliti; 9 = marne; 10 = tufi; 11 = vulcaniti s.l.; 12 = rocce subvulcaniche; 13 = metamorfiti; bc = Basamento Cristallino; grisé: ignimbriti (sovrastanti a «bc»), lave e vulcanoclastiti riolitiche concordanti con la Formazione di Collio; crocette = lave riolitiche discordanti rispetto alla Formazione di Collio; CDG = Conglomerato del Dozzo dei Gali; CVD = Conglomerato della Val Daone; AVG = Arenarie tipo Val Gardena; Se = Servino; cB = Carniola di Bovegno; CA = Calcarea di Angolo; CP = Calcarea di Prezzo; fL = Formazione di Livinallongo (con accluso presumibilmente il «Wengen»); fE = formazione di Esino; PK = «Plattenkalk» («Calcarea a lastre») degli A.A. di lingua tedesca; AVS = Arenaria di Val Sabbia; fSGB = Formazione di San Giovanni Bianco; dp = Dolomia Principale; in bianco (tra AVG e CA) = lenti di barite.

Fig. 35 - Sezione geologica (A-A' della Fig. 34) attraverso la Linea della Valtrompia (LVT), da CASINIS (1982).

denze di estremo interesse dal punto di vista paleotettonico, ma: a) non risolvendo il problema delle ingenti evidenze di movimento di epoca neoalpina lungo la Linea delle Giudicarie vera e propria; b) dal punto di vista paleogeografico il preconcetto della non trascorrenza produce degli zig-zag dal Permiano ad almeno tutto il Mesozoico, che sono molto più agevolmente e senza contrarie evidenze interpretabili come effetto di trascorrenza. Queste due circostanze pongono in discussione le conclusioni degli studi anzidetti, che dal punto di vista descrittivo offrono per contro un utilissimo ed accurato complesso di dati, specialmente assieme col lavoro di CASTELLARIN (1972) e per la Linea delle Giudicarie Nord con quello di DAL PIAZ (1942). La troppo limitata reciproca copertura degli studi di CASTELLARIN & VAI (1982) e di TREVISAN (1939) fa mancare un utile confronto di descrizioni delle stesse strutture da due diversi punti di vista, che permetterebbe un più sicuro giudizio sulla tettonica più recente e sul campo di stress attuale di tutta la zona. Una conclusione sicuramente non accettabile già dal solo punto di vista epistemologico è che le ipotesi di trascorrenza debbano essere «definitivamente abbandonate» (p. 44, p. 48, p. 52), soprattutto come «auspicio» (p. 52).

CASTELLARIN, GATTO & SEMENZA (1981) mettono in rilievo come le cataclasi, miloniti e scaglie tettoniche siano appariscenti ed estese lungo la Linea del Tonale, mentre si riducono a fasce discontinue nell'Austroalpino lungo la Linea

delle Giudicarie Nord, lasciando poco deformato il Sudalpino. Inoltre, le strutture di disturbo proprie della trascorrenza appaiono sempre meno visibili procedendo a N verso la «giunzione atesina» di Mules (come è logico trattandosi della zona frontale del saliente atesino).

CASTELLARIN & SARTORI (1986) mettono in rilievo il singolare affiancamento della fascia di strutture NNE-SSW con vergenza ESE fra Linea delle Giudicarie ed Adige con quella delle altrettanto pronunciate strutture EW dalla Linea della Val Trompia verso S fino a circa 20-30 km dal margine della pianura lombarda nel sottosuolo; esse «si congiungono quasi a gomito in una stretta fascia di rapida torsione». Viene confermata l'età dell'evento tettonico principale tra Miocene inf. e Miocene sup.-Pliocene, ossia in epoca nettamente neoalpina, e probabilmente fra Tortoniano (deformato sotto la pianura) e Messiniano (per lo più indeformato) ossia ben dopo l'intrusione dell'Adamello (33 MA, Oligocene). Vengono rifiutate l'ipotesi di formazione del sistema giudicariense per compressione dovuta a trascorrenza destra di 10-12 km lungo la Linea della Pusteria, e quella di alternanti e fra loro ortogonali impulsi di compressione così da produrre i sistemi giudicariense e della Val Trompia-Pianura Padana ortogonali fra loro, per la ragione che avrebbero causato trascorrenze nei due sensi ed inoltre che avrebbero prodotto un quadro di strutture incrociate invece della netta separazione delle direzioni assiali rispettivamente a W e ad E della Linea delle Giudicarie. Appare preferita dagli autori l'ipotesi di «una compressione penecontemporanea dei sistemi rocciosi del dominio bacinale attorno agli elementi rigidi dell'Adamello e della Catena Oròbica, da parte della Piattaforma Veneta (o Ruga di Trento) a E o SE e da parte del bordo padano indeformato a S». Pertanto «i sistemi delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo lombardo costituiscono una grande unità cinematica (meglio sarebbe stato dire strutturale!) ad arco con carattere omogeneo ed età supramiocenica essenzialmente tortoniana», mentre «i fenomeni trascorrenti non avrebbero avuto alcun significativo ruolo a scala regionale». Gli autori non si pongono problemi circa la possibilità meccanica di queste spinte contemporanee ad angolo retto fra loro in spazi piuttosto limitati, come succede anche in altri casi della letteratura geologica italiana (v. p. es. per le pieghe sepolte del bordo pedeappenninico PIERI & GROPPI, 1981).

Evidenze di tipo più strettamente analitico vengono fornite per la Linea delle Giudicarie dagli studi di anisotropia della suscettività magnetica causata da deformazione tettonica delle rocce. Lo studio di RATHORE (1980) vien motivato col fatto che la Linea delle Giudicarie è ritenuta una trascorrenza sinistra responsabile dello spostamento orizzontale fra la Linea del Tonale e la Linea della Pusteria, la qual cosa però non è universalmente accettata in mancanza di prove «finite» del suo movimento orizzontale. I campioni prelevati lungo la Linea delle Giudicarie fra il Cristallino austriaco a NW ed il granito di Bressanone a SE fra il Passo di Pennes (Penser Joch) e Laste (Asten), nonché fra il Cristallino austriaco ed il piccolo massiccio di M. Croce a SSW di Merano, hanno mostrato elissoidi della suscettività magnetica fortemente compressi per spinte di direzione all'incirca NNW-SSE, che qualificano la Linea delle Giudicarie come un piano di taglio verticale a scorrimento sinistro praticamente orizzontale.

Dall'
vari auto
miocenico
ramente
degli 80 M

a) l'a
del Tona
tellina-Gr
l'Oetztal
per ripren
Tauri che

b) la
spondenz
W della L
dell'asse
gistra anc
Molassa;

c) la
camente c
del Piemo
zialmente
appare cen
risponden

d) de
mente dal

e) alt

f) altr
bardo, ev
aptiano-al
Lienz;

g) le
della fasci
collegano
nel settore

h) mo
genico di
filoni di a
LUVA et c
postcollisi
venta diffi
OGNIBEN,
trascorren

i) anc
radicale di

3.1.5. *Discussione critica e conclusioni*

Dall'insieme dei dati analitici, e prescindendo dalle conclusioni teoriche dei vari autori, la Linea delle Giudicarie risulta un disturbo essenzialmente supramiocenico, all'incirca fra Tortoniano alto e Messiniano, dal quale vengono sicuramente tagliate per continuare con la stessa direzione, ma spostate nell'ordine degli 80 km in senso SSW-NNE, le seguenti strutture:

a) l'anticlinale assiale alpina diretta EW, che corre appena a N della Linea del Tonale dal domo lepontino al nucleo pennidico della semifinestra della Valtellina-Grigionidi alla volta descritta dalle falde grigionidi e poi sotto la Falda dell'Oetzal fino a N di Dimaro sul versante S del gruppo dell'Ortles, e viene tagliata per riprendere sempre in direzione EW nel nucleo anticlinalico della finestra dei Tauri che corre appena a N della Linea della Pusteria;

b) la linea dei minimi gravimetrici, che segue la finestra dei Tauri in corrispondenza dell'asse di massimo spessore del corrugamento alpino, e si ritrova a W della Linea delle Giudicarie con uno spostamento pari a circa la metà di quello dell'asse anzidetto perché nelle Alpi Centrali oltre all'ispessimento crustale registra anche la bassa densità dell'accumulo di sedimenti leggeri nella fossa della Molassa;

c) la trascorrente destra Gail-Pusteria-Tonale, meccanicamente e geometricamente documentata dal sovrascorrimento della Zona d'Ivrea in corrispondenza del Piemonte occidentale, con buona concordanza di evidenze prodottasi essenzialmente nella fase neoalpina iniziale (fra Oligocene sup. e Miocene inf.), che appare certamente più antica della supramiocenica Linea delle Giudicarie, in corrispondenza della quale viene spostata di circa 80 km;

d) dello stesso ordine appare lo spostamento dei porfidi permiani rispettivamente dal lato W a quello E della Linea delle Giudicarie;

e) altrettanto dicasi per il calcare a cellette werfeniano;

f) altrettanto dicasi per il flysch turoniano-maestrichtiano del Bacino Lombardo, eventualmente completato da un embrionale allineamento EW di flysch aptiano-albiano potenzialmente suggerito dagli scarsi affioramenti di Cortina e di Lienz;

g) le pieghe sepolte supramioceniche (DONDI *et al.*, 1982) che fanno parte della fascia di accavallamenti sud-vergenti (Fig. 36) che nel settore Adda-Oglio collegano la Linea delle Giudicarie con la Faglia Vogherese, non si ritrovano più nel settore Chiese-Mincio (Fig. 37, da PIERI & GROPPI, 1981);

h) molto importante, la zona di distribuzione dei filoni del magmatismo orogenico di epoca alpina (essenzialmente oligocenica, ma vengono ricordati anche filoni di altre età dal Cretaceo sup. al Miocene), visibile nella Fig. 38 da BECCALUVA *et al.* (1986), mostra l'approssimativo tracciato attuale, ed ovviamente postcollisionale, del massiccio d'arco della placca africana pre-collisione, che diventa difficile ricondurre anch'esso, assieme col retroarco Bacino-Lombardo (v. OGNIBEN, 1985), alla paleogeografia ad angolo retto necessaria per rifiutare la trascorrenza della Linea delle Giudicarie;

i) ancor più importante, se verrà confermata dal progresso della ricerca, la radicale differenza di struttura crustale e soprattutto di spessore sui due lati della

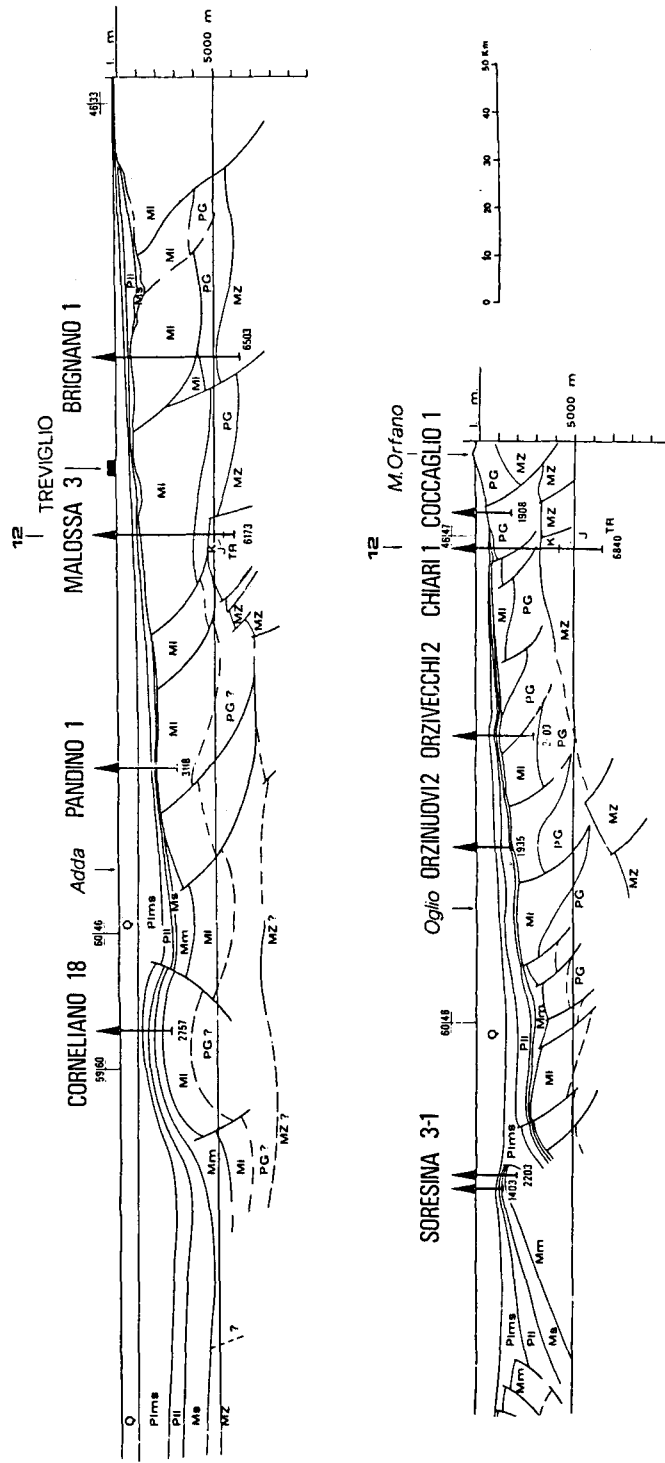


Fig. 36 – Le pieghe sepolte supramioceniche pedepaline nel settore Adda-Oglio della Pianura Padana, da PIERI & GROPPI (1981).

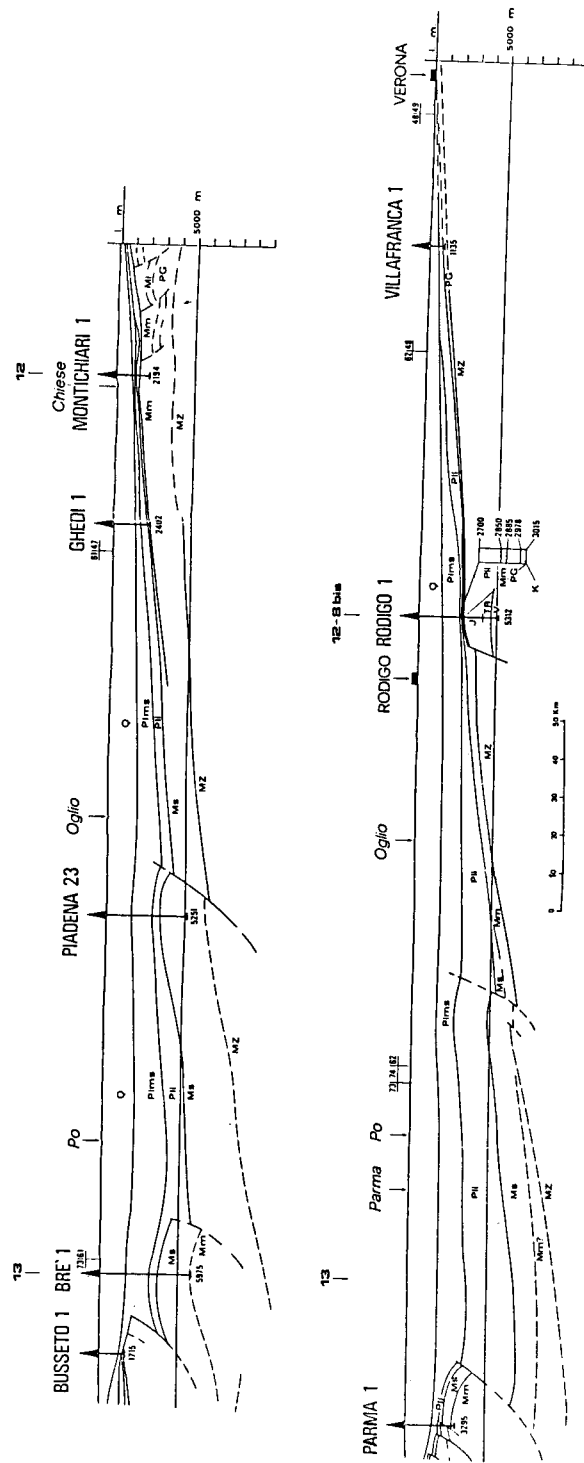


Fig. 37 - La monoclinale pedalpina non piegata nel settore Chiese-Mincio della Pianura Padana, da PIERI & GROPPI (1981).

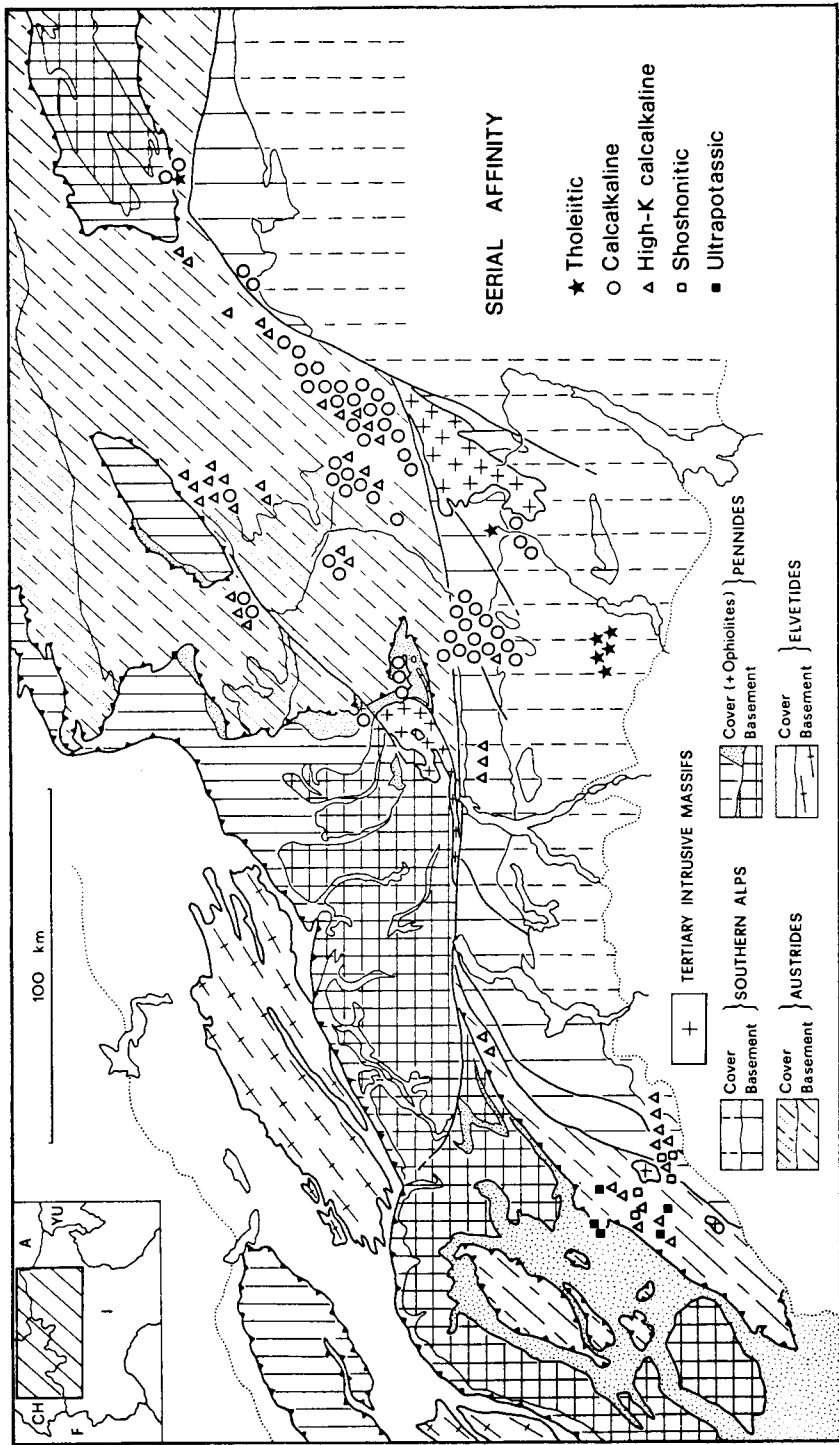


Fig. 38 – Distribuzione ed affinità seriale del magmatismo orogenico filoniano di epoca alpina, da BECCALUVA *et al.* (1986).

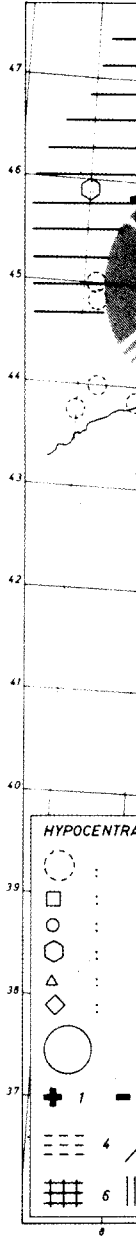


Fig. 39 – Zone e dell'Arcipelago alpino-europeo africano-adriatico

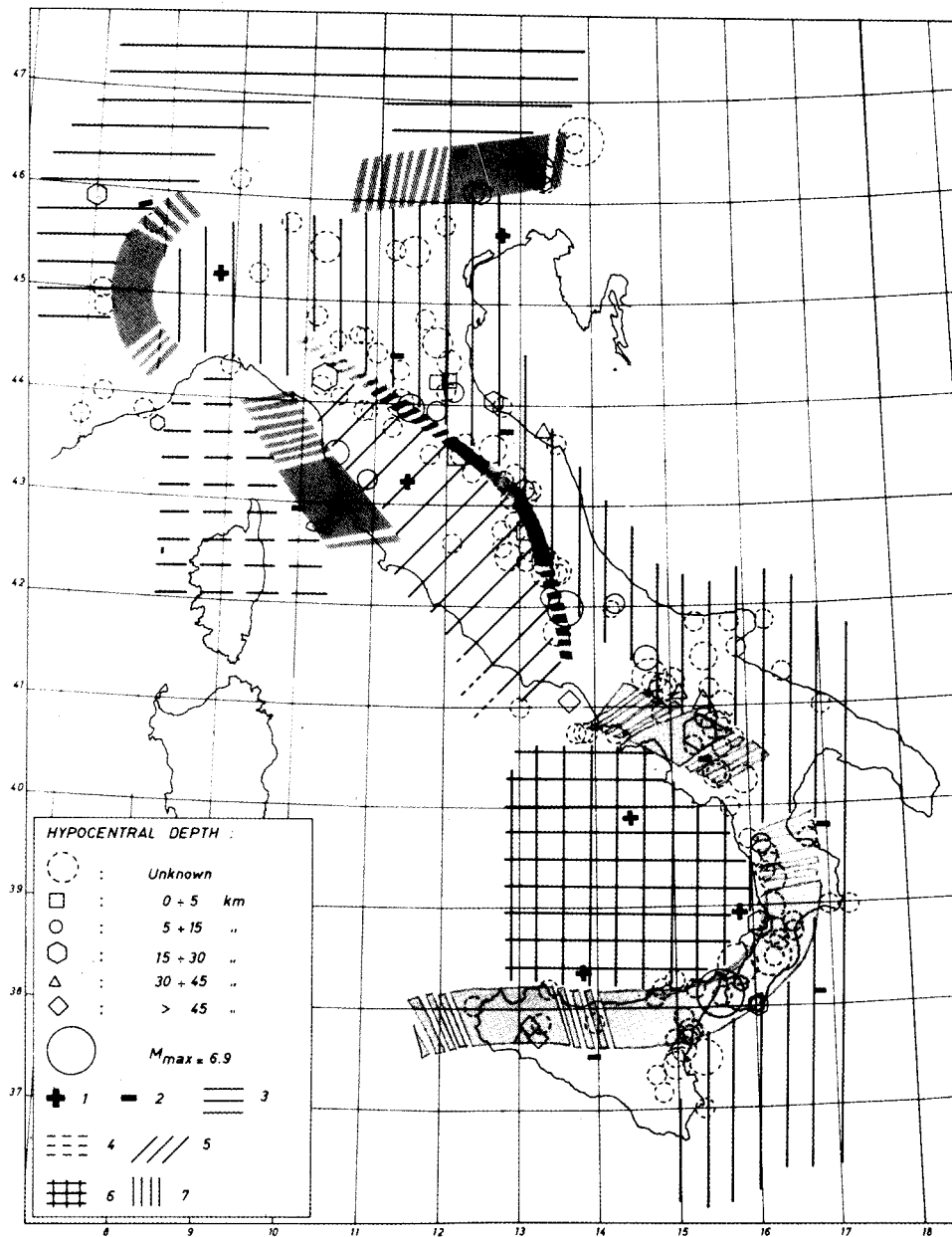


Fig. 39 – Zone di raddoppiamento crustale delle Alpi Meridionali Orientali, dell'orocline piemontese e dell'Arcipelago Toscano, da CASSINIS *et al.* (1984). 1=Moho elevata; 2=Moho depressa; 3=crosta alpino-europea; 4=crosta corso-ligure; 5=crosta intermedia toscana; 6=crosta sud-tirrenica; 7=crosta africano-adriatica.

Linea delle Giudicarie; inizialmente I.E.S.G. (1978; 1981), CASSINIS (1981), GIESE *et al.* (1982) interpretano i dati della sismica a rifrazione profonda come sovrapposizione della crosta africano-adriatica su di una crosta europea spessa circa 20 km a S della Linea della Pusteria e della Linea della Gail in corrispondenza delle Dolomiti e delle Alpi Friulane, analogamente a quanto registrato nel Piemonte occidentale e nell'Arcipelago Toscano, come ancora rappresentato nella Fig. 39 da CASSINIS *et al.* (1984), mentre lungo la Linea del Tonale il limite fra la crosta africano-adriatica e quella europea appare molto netto lungo la linea stessa, come nella Fig. 40 da TRÜMPY (1980). Tuttavia già I.E.S.G. (1978) aveva presentato anche l'interpretazione alternativa che la stessa area ad E della Linea delle Giudicarie fosse caratterizzata da rapido ispessimento della crosta inferiore, e quest'interpretazione viene largamente seguita da altri autori, come per la zona del presente studio appare nella Fig. 41 da PANIZZA *et al.* (1981). La situazione viene riveduta da DEICHMANN *et al.* (1986) che reinterpreta i profili più recenti «digital amplitude controlled» dal Lago Maggiore al Trentino; la registrazione del profilo principale (Sudalp 1-01) fornisce tuttavia dati solo fino a 160 km dal punto di scoppio, e cioè non arriva ad E della Linea delle Giudicarie, mentre a W della linea stessa viene giudicato inverosimile un raddoppiamento crustale delle Alpi Meridionali, nelle quali la Moho arriva a 45 km di profondità sotto l'Adamello (Fig. 42). Un precedente profilo Lago Bianco-Verona mostra la stessa profondità sotto l'Adamello con una brusca diminuzione a meno di 40 km a 150 km dal punto di scoppio (v. Fig. 42) e cioè in corrispondenza della Linea della Val Trompia, e con un'altra diminuzione a meno di 25 km fra il Garda e Verona. La mancanza di profili «digital amplitude controlled» non permette agli autori di verificare l'esistenza di uno strato ad alta velocità a metà altezza della crosta ad E della Linea delle Giudicarie, come rilevato dai profili precedenti; tuttavia vi sono dati che se esatti significano un brusco ispessimento crustale dal Lago Lagorai verso Nord, e pertanto spostato di 50-60 km sul lato E della Linea delle Giudicarie rispetto all'ispessimento sotto la Linea della Val Trompia sul lato W.

I dati riguardanti la crosta della zona qui in questione non permettono ancora una buona ricostruzione dell'andamento della Moho. Per quanto riguarda la struttura crustale sembra però di poter dire che le Alpi s.s. in Alto Adige-Tirolo siano caratterizzate da un raddoppiamento di crosta superiore, mentre le Alpi Meridionali veneto-friulane sarebbero invece caratterizzate da un raddoppiamento di crosta inferiore, come nella Fig. 43 da CARULLI *et al.* (1982). Dal punto di vista dei dati della geologia di superficie la cosa appare molto semplice, e pertanto verosimile, se si pensa che le Alpi Orientali sono caratterizzate dalla sovrapposizione dell'Austroalpino (materiali di sola crosta superiore) sulle Pennidi, e cioè sull'intera crosta europea, mentre la crosta inferiore originariamente sottostante all'Austroalpino dev'essere necessariamente rimasta indietro per essere sovrascorsa dal Sudalpino, senza necessità di invocare impossibili scomparse od affondamenti di materiali relativamente più leggeri in seno a quelli più pesanti del mantello. Questa struttura crustale dovrebbe essersi formata in fase mesoalpina assieme col trasporto verso Nord dell'Austroalpino, e pertanto prima della fase insubrica principale che produce lo stacco meccanico e la trascorrenza destra del retropaese sudalpino rispetto alla zona di ispessimento crustale dell'accumulo delle falde

GIESE
 ovrap-
 circa 20
 delle
 monte
 fig. 39
 crosta
 come
 ntato
 Giu-
 que-
 a del
 viene
 «di-
 e del
 punto
 della
 Alpi
 nello
 ndità
 n dal
 rom-
 man-
 erifi-
 della
 dati
 verso
 carie

 cora
 trut-
 iano
 idio-
 cro-
 a dei
 rosio-
 one
 l'in-
 Au-
 dal
 ti di
 Que-
 col
 prin-
 aese
 alde

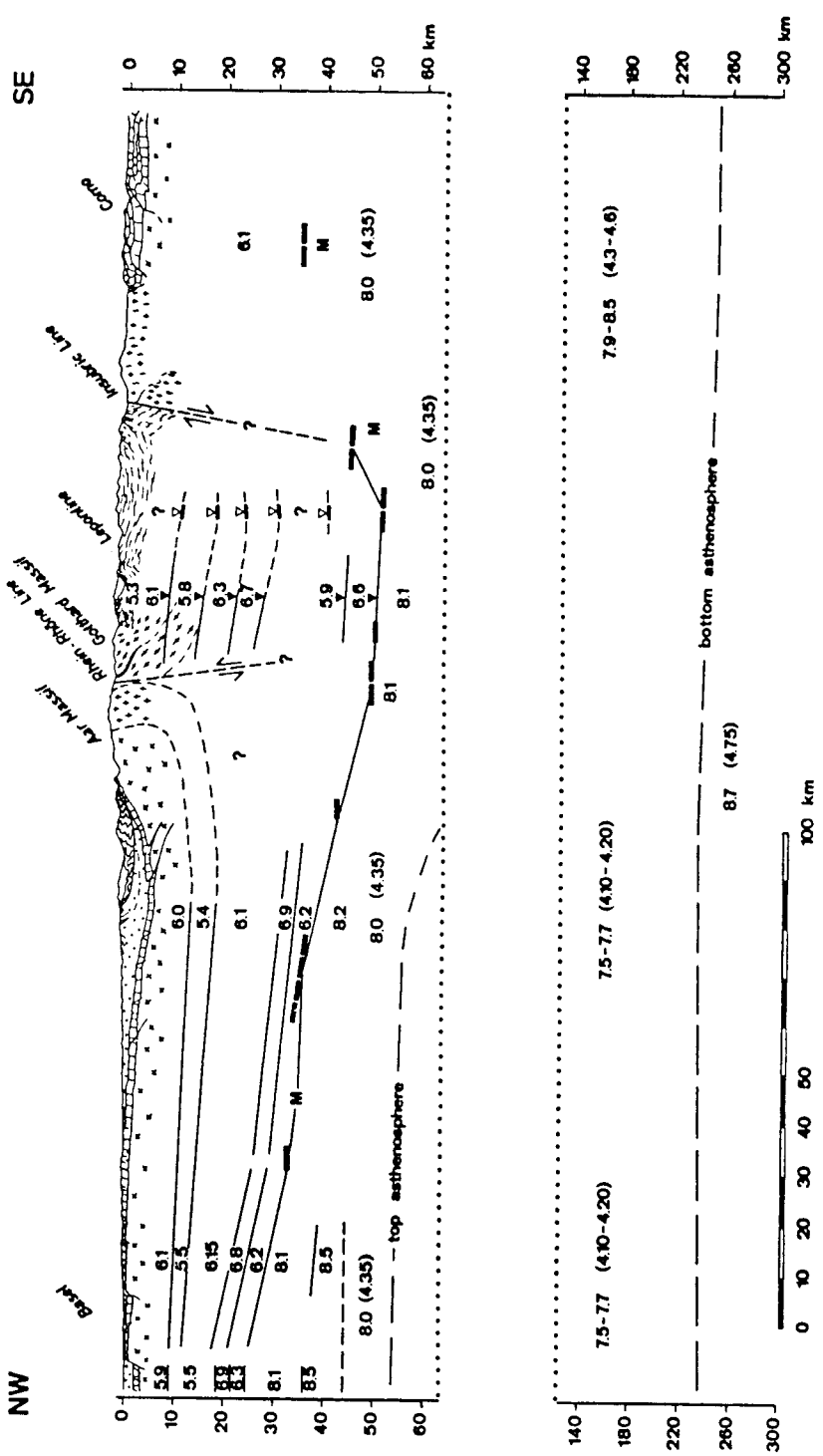


Fig. 40 - Profilo crosta-mantello nelle Alpi Centrali, da TRÚMPY (1980).

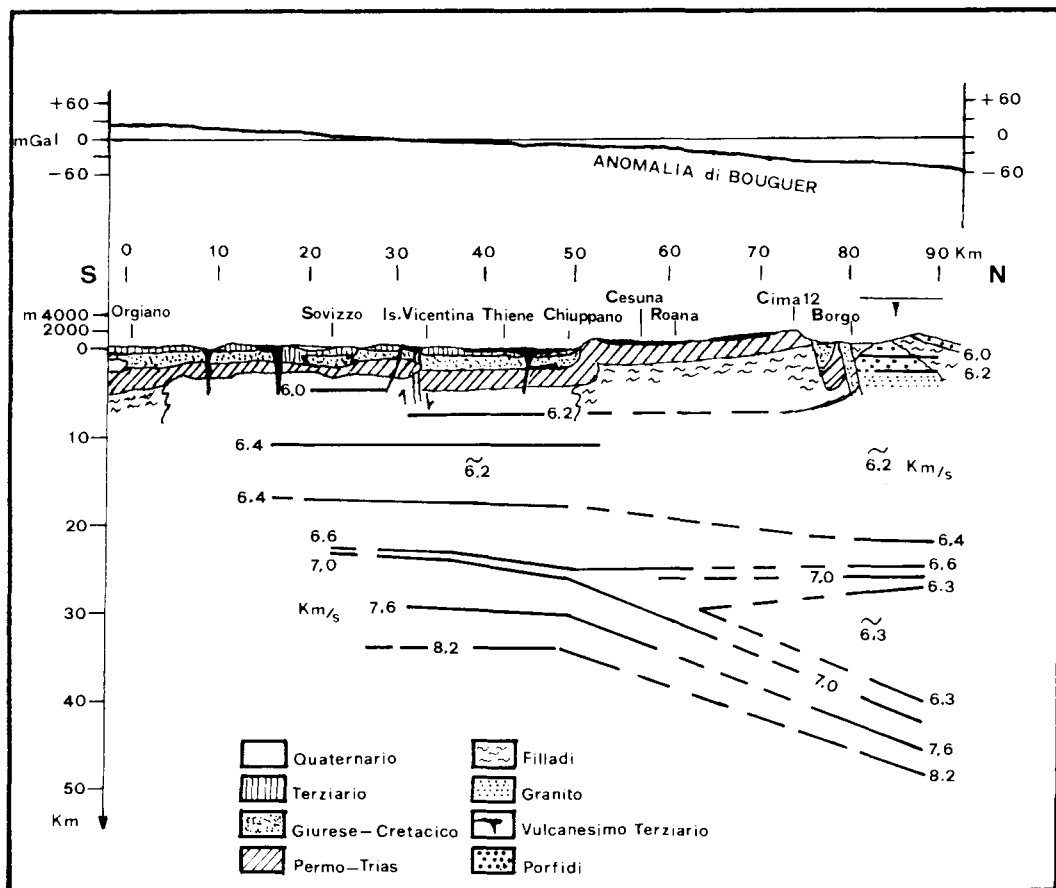


Fig. 41 - Modello crustale secondo i dati sismici, dall'estremo S dei Bèrici a Cima d'Asta, da PANIZZA et al. (1981).

pennidiche ed austroalpine, nonché prima della fase insubrica tardiva che produce l'avanzata lungo la Linea delle Giudicarie del Sudalpino orientale, strutturalmente e quindi meccanicamente molto diverso dal Sudalpino centrale, come sono diverse le Alpi Orientali dalle Alpi Centrali ed Occidentali.

A parte questa ricostruzione della genesi della struttura crustale, logica ma troppo manchevole di conferme analitiche di dettaglio e perciò puramente teorica, la conclusione della presente rassegna di dati (e di opinioni) è che la Linea delle Giudicarie allo stato delle conoscenze rappresenta una trascorrenza sinistra su-pramiocenica che ha rigettato verso NNE l'intero edificio alpino già praticamente completo, che aveva già subito la trascorrenza destra periadriatica in epoca su-praoligocenica-inframiocenica. Appare ben documentato, e quindi sicuramente esatto, che il passaggio di facies dal Bacino Lombardo alla Ruga di Trento si

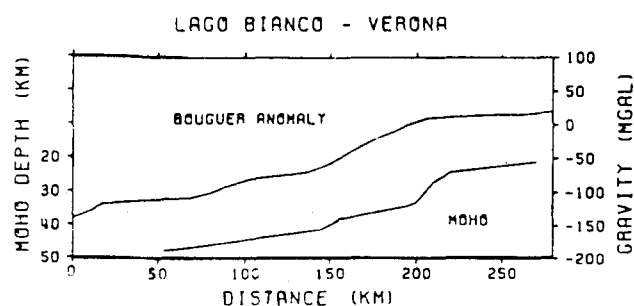
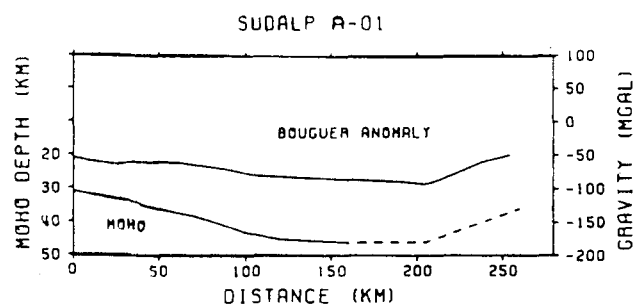


Fig. 42 - Anomalie di Bouguer e profondità della Moho lungo i profili Sudalp A-01 (Lago Maggiore-confine iugoslavo) e Lago Bianco-Verona, da DEICHMANN *et al.* (1986). Nel primo la Linea delle Giudicarie si trova al km 160, nel secondo la Linea della Valtrompia si trova al km 154.

svolga attraverso paleofaglie sinsedimentarie e non a causa della trascorrenza sinistra, ma esso si trova non in corrispondenza della Linea delle Giudicarie bensì lungo la Linea di Ballino vari km (da 4 a 20) ad E della prima (Fig. 44, da CASTELLARIN, 1981), sicché i terreni adiacenti al lato E della Linea delle Giudicarie debbono necessariamente appartenere ancora alle facies del Bacino Lombardo. Sono precisamente questi terreni a far registrare nei confronti delle loro originarie continuazioni a W della Linea lo stesso ordine di spostamento verso NNE che si registra nelle strutture tettoniche. La fascia di strutture meccaniche della trascorrenza appare chiusa verso S dalla fascia di accavallamento della Linea della Val Trompia e parallele e vicarianti vicine, tutte S-vergenti con la funzione meccanica e geometrica di assorbire l'avanzata verso NNE dei terreni padano-veneto-trentini rispetto al Sudalpino lombardo. È una conferma ed una documentazione della trascorrenza della Linea delle Giudicarie, perfettamente analoga a quella che la Linea del Canavese costituisce per la trascorrenza destra di Tonale-Pusteria-Gail.

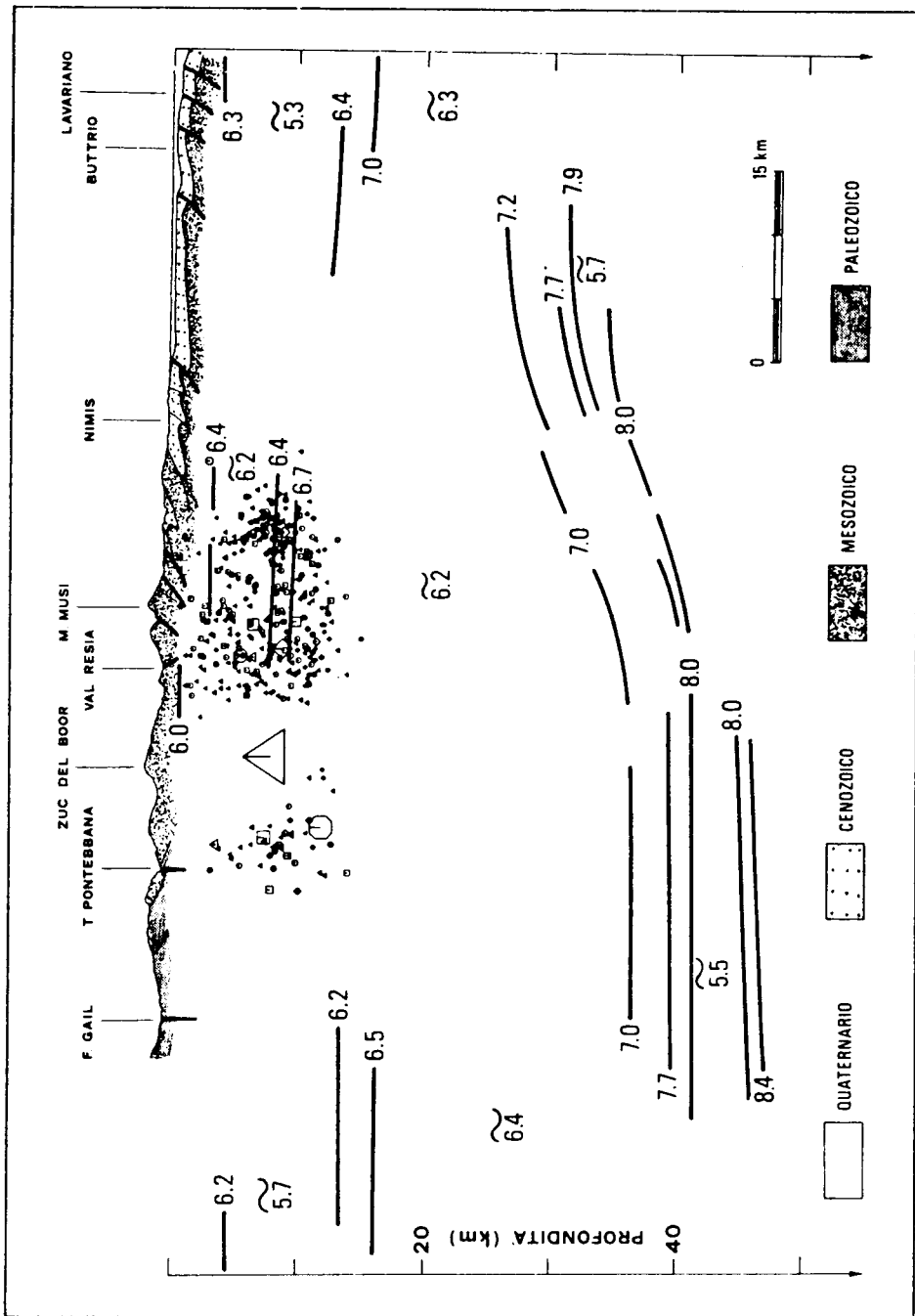


Fig. 43 - Modello crustale secondo i dati sismici da Lavariano (12 km S di Udine) alla Gail, con gli ipocentri sismici, da CARULLI *et al.* (1982).

PALEOZOICO
 MESOZOICO
 CENOZOICO
 QUATERNARIO

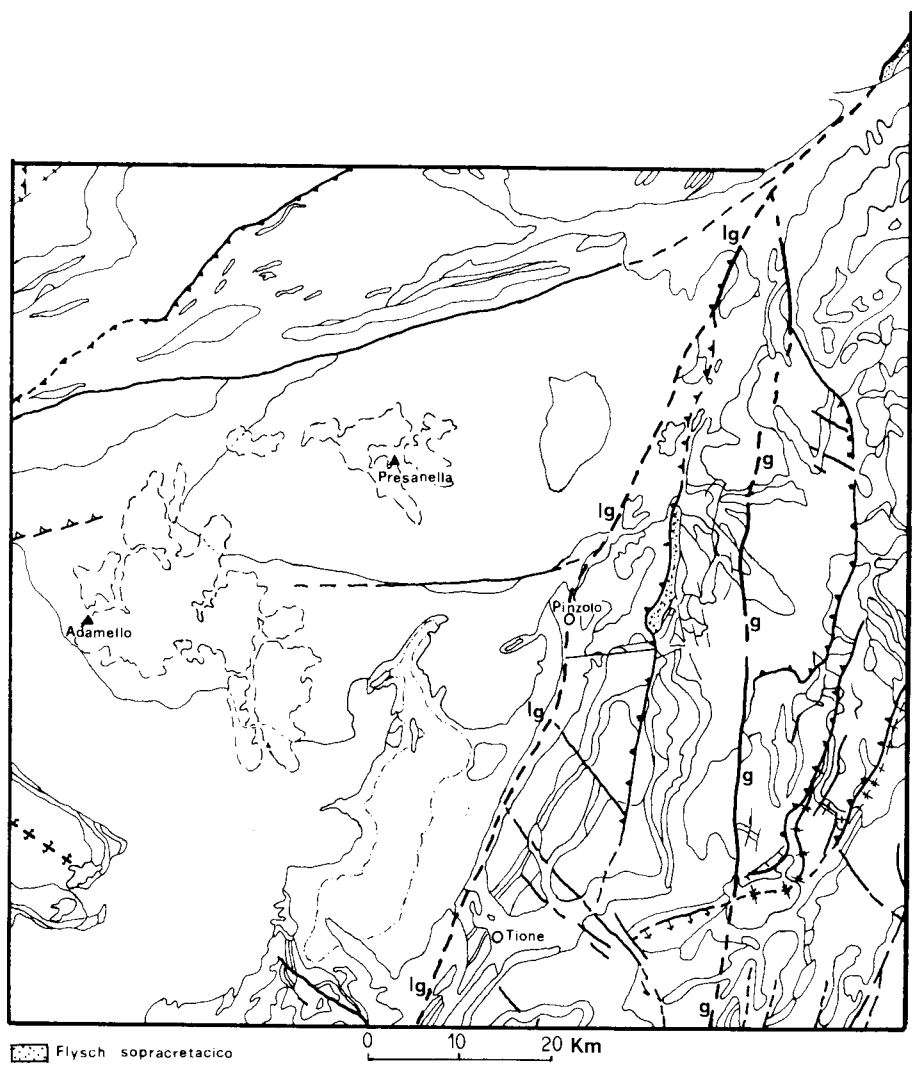
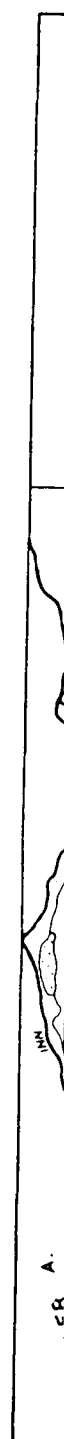


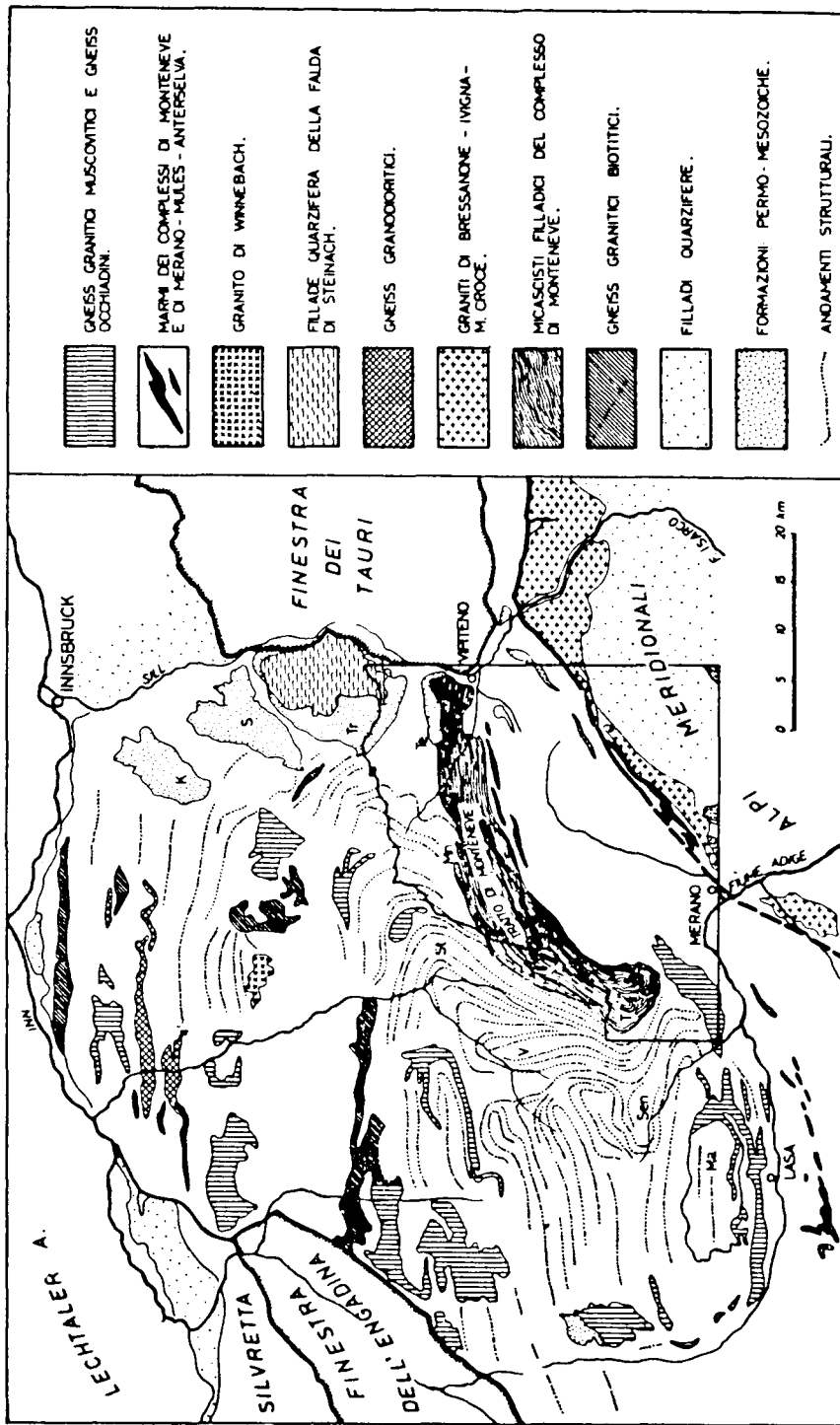
Fig. 44 - Schema tettonico dei fogli Adamello e Cevedale (p.p.) della Carta Tettonica delle Alpi Meridionali, da CASTELLARIN (1981), con la Linea delle Giudicarie (lg) e la Linea della Vedretta dei Camosci (g) costituente la prosecuzione della Linea Ballino-Garda, e come questa in funzione di limite fra il bacino lombardo e la Ruga di Trento.

Lo spostamento laterale della deformazione lungo la Linea della Val Trompia e vicarianti rende possibile supporre un collegamento con la linea trasversale che limita a W il settore del Bacino Padano comprendente le pieghe pedealpine della zona di Crema e quelle pedeappenniniche dell'arco emiliano (PIERI & GROPPi, 1981) per continuare nella Faglia Vogherese che limita verso NW la catena appenninica; non sembrano infatti meccanicamente verosimili le interpretazioni di vergenze delle pieghe sepolte emiliane-vogheresi ad angolo retto con vertice a S. Colombano sec. PIERI & GROPPi (1981). All'estremità Nord la Linea delle Giudicarie appare terminare a Mules nella «giunzione atesina» con la Linea della Pusteria; questa terminazione settentrionale appare accompagnata da una forte deformazione antioraria dei terreni austroalpini ad essa adiacenti (Fig. 45), che assumono direzione SW-NE venendo tagliati a piccolo angolo e deviati fino al parallelismo a ridosso della linea (DAI PIAZ, 1942; BAGGIO *et al.*, 1971), quale evidenza della deformazione trascorrente. In vicinanza della terminazione della Linea delle Giudicarie verso Nord si hanno varie importanti parallele e vicarianti, fra cui la più notevole è la Linea dell'Engadina; questa è una grande faglia trascorrente sinistra di epoca neogenica, con un rigetto orizzontale di 5-15 km, estesa per circa 100 km in direzione SW-NE da Chiavenna in Italia fino ad Imst nella Bassa Engadina austriaca, dove devia nella superficie di ricoprimento della Falda dell'Oetztal (OBERHAUSER, 1980; TRÜMPY, 1980).

Ai fini del quadro geodinamico e probabilmente anche neotettonico e sismologico, diventa importante a questo punto tener presente che la stessa età supramiocenica della trascorrenza sinistra delle Giudicarie caratterizza anche la trascorrenza destra della Linea Ancona-Anzio (CASTELLARIN *et al.*, 1978), per più versi analoga sia dal punto di vista geologico che da quello della loro vicenda di studio da parte dei geologi. Fra la supposta prosecuzione vogherese della trascorrenza giudicariense e la Linea Ancona-Anzio rimane delimitato il semiarco dell'Appennino Settentrionale, neotettonicamente spinto verso NE e sul retro coincidente spazialmente (e forse causalmente) con la zona di appoggio della crosta africano-adriatica sopra quella europea nell'Arcipelago Toscano (v. OGNIBEN, 1985). Un'azione di spinta del Blocco Corso-Sardo sull'orocline piemontese e sull'Appennino settentrionale era già stata prospettata da SEMENZA (1974) in relazione con la Linea delle Giudicarie, sia pure in uno studio elaborato ben al di là delle evidenze disponibili e concludente per una «fase giudicariense» del Pliocene sup. comprensiva sia della trascorrenza vogherese-giudicariense che di quella ad essa praticamente ortogonale della Linea di Schio, nonché dei ricoprimenti della Linea della Val Trompia e della Linea di Brescia ai margini della pianura, delle faglie del gruppo di Brenta ecc., in un quadro meccanicamente troppo complicato per essere verosimile.

Va inoltre posto in rilievo che l'analogia fra la Linea delle Giudicarie e la Linea Ancona-Anzio si spinge alla circostanza di essere ambedue ubicate in corrispondenza, o quasi, di paleoscarpate di faglia responsabili del passaggio da successioni di soglia carbonatica (rispettivamente Ruga di Trento ed Appennino Calcarea Meridionale) a successioni di bacino (rispettivamente Bacino Lombardo e Zona Umbro-Marchigiana, mediante una lunga attività tettonica sinsedimentaria giurassica e cretacea ben messa in luce essenzialmente dai lavori di CASTELLARIN





K = Kalkkogel; Ma = Matscher Decke; Mn = Monteneve (Schneeberg); S = Serleskamm; Sen = Senales; St = Stubai Schlinge; T = Texel Gruppe; Te = Telfer Weiße; Tr = Tribulaun; V = Venter Schlinge.

Fig. 45 - Andamenti strutturali nella Falda dell'Oetztal (Austriadi) presso la «giunzione atesina», da BAGGIO *et al.* (1971).

(1972) per la Linea delle Giudicarie e di COLACICCHI *et al.* (1970) per la Linea Ancona-Anzio.

Da un punto di vista sia di metodo che di sostanza meccanica non sembra invece accettabile la patente di antichità («ancestralità») conferita alla Linea delle Giudicarie ed al Lineamento Periadriatico («grande sistema di disgiunzione attivo nel Giurassico») in CASTELLARIN (1982a) ed in altri casi da altri autori, quando invece si tratta di dislocazioni sicuramente attive in tempi recenti, la cui localizzazione è stata bensì meccanicamente favorita dalla presenza delle grandi discontinuità o disomogeneità litologiche, ma lungo non più che limitati tratti dei relativi percorsi. La Linea della Gail-Pusteria passa dal fiancheggiare il Bacino Bel-lunese-Giulio alla Ruga di Trento che probabilmente attraversa lasciandone parte a N nel Drauzug; la Linea del Canavese-Tonale attraversa la Ruga Insubrica che continua a N di essa nell'Austroalpino Centrale; la Linea delle Giudicarie si allontana fino a 20 km dalla mesozoica Linea Ballino-Garda. Bisogna soprattutto tener presente che si tratta di dislocazioni dovute a quadri di stress radicalmente differenti, entro configurazioni paleogeografiche e geodinamiche completamente diverse, quanto può esserlo un quadro di apertura tetidea nel Giurassico da un quadro di compressione della catena di collisione nel Terziario. Non appare possibile ricostruire una geodinamica mesozoica sulla base di linee attive nel Terziario, e nemmeno analogamente parlare delle ampiezze preorogeniche della catena delle Alpi Meridionali (CASTELLARIN & VAI, 1982), se dal punto di vista paleogeografico pre-collisione queste erano tutt'uno con l'Austroalpino.

3.2. Le altre faglie principali

3.2.1. I grandi sistemi di faglie

Dopo la collisione Africa-Europa e la rotazione antioraria del promontorio africano con produzione di una sutura terminale fra il margine continentale europeo ed il margine continentale africano, il perdurare della convergenza appare documentato dalle strutture longitudinali di tipo compressivo aventi nell'insieme direzione EW e pertanto riconducibili a direzioni di sforzo attorno a NS. Nelle Alpi Meridionali queste strutture appaiono per lo più tagliate dai disturbi trasversali, e solo nell'orientale zona friulana risultano tagliare strutture a direzione dinarica NW-SE, e pertanto debbono essersi impostate prima dei disturbi trasversali non dinarici. Inoltre, il contemporaneo sollevamento della catena alpina appare aver costituito l'ostacolo che ha impedito l'ulteriore formarsi sul suo lato S di strutture N-vergenti, come invece era avvenuto fino a quel momento con le falde austroalpine, e pertanto a partire almeno dalla fase insubrica (fine Oligocene-inizio Miocene) nelle Alpi Meridionali si vengono ad avere in massima parte strutture S-vergenti. Attualmente queste sono visibili sotto forma di pieghe e faglie inverse che danno spesso luogo a sovrascorrimenti, tuttavia non raggiungendo le dimensioni delle tipiche falde di ricoprimento che sono più o meno dello stesso ordine di grandezza delle zone paleogeografiche.

La caratteristica dominante delle strutture S-vergenti sudalpine è quella di essere data da pieghe più o meno inginocchiate e stirate verso S, ossia con fianco S verticalizzato o rovesciato e per lo più ridotto a faglia inversa talora esagerata in sovrascorrimento verso S. Siccome questo passaggio a faglie ha luogo praticamente per tutte le strutture importanti, e siccome le faglie sono le strutture di quasi esclusivo interesse per lo studio della sismicità, ossia per lo scopo indiretto del presente lavoro, la descrizione delle strutture tettoniche sudalpine può utilmente limitarsi alle grandi faglie post-collisione (Fig. 46), fra cui la più importante e probabilmente la più antica è la trascorrenza destra con abbondanti componenti verticali costituita dai tratti EW del Lineamento Periadriatico (Tonale-Pusteria-Gail) come addietro descritto.

Le faglie a direzione longitudinale rispetto alla catena alpina costituiscono nella realtà un unico sistema determinatosi contemporaneamente in tutte le Alpi Meridionali a causa della convergenza NS di Africa ed Europa. Tuttavia per comodità descrittiva esse possono per l'area qui in studio venire utilmente divise in tre grandi sistemi separati da disturbi trasversali: il *sistema bresciano* (così designato ai fini del presente studio) a direzione EW o ENE-WSW, il *sistema valsuganese* (o trentino-veneto) con la stessa direzione prevalente ENE-WSW che può diventare EW, ed il *sistema friulano* a direzione EW. Sono tutti sistemi di faglie essenzialmente inverse e derivate da pieghe-faglie S-vergenti, tranne alcune delle faglie più settentrionali che risultano N-vergenti.

I sistemi bresciano e valsuganese sono tagliati e separati dal *sistema giudiziario* a direzioni prevalenti NNE-SSW e NS. Si tratta di faglie verticali od inclinate a forte angolo verso W, dove la componente trascorrente sinistra appare aver giocato specialmente per la faglia principale o Linea delle Giudicarie come discusso nei cap. 3.1.3, 3.1.4, 3.1.5, mentre una componente di sollevamento verso NW e di compressione verso E, probabilmente più tardiva, appare nelle molte faglie inverse E-vergenti a forte angolo d'inclinazione.

Questa fase di compressione tardiva sembra collegata con le faglie del *sistema scledense*, denominato così dalla sua faglia più importante o Linea di Schio, con generale direzione SE-NW, giaciture essenzialmente verticali, variabile senso del rigetto verticale ed indubbia componente trascorrente come in tutti i sistemi a prevalenti faglie verticali; le trascorrenze risulterebbero sinistre dall'alto di Verona a tutte la pianura veneta, dove tagliano le linee del sistema valsuganese, fino alla Linea di Càorle, cui viene attribuita la trascorrenza destra di tutti i disturbi friulani aventi direzione dinarica, che è SE-NW come quella scledense.

Con la Linea di Càorle viene dagli autori collegato un sistema di linee di disturbo relativamente poco conosciuto e che potrebbe essere detto *sistema cadestino*, poiché alcuni tratti di esso sono stati descritti come «giunzione cadestina»; esso separa il sistema valsuganese ENE-WSW da quello friulano EW, mediante linee di disturbo prevalentemente verticali con direzioni SSE-NNW o NS impostesi in epoca pliocenica al limite W della Ruga Friulana, ed ulteriormente estese nell'alto Cadore e nell'alta Val Pusteria in epoca suprapleistocenica (PELLEGRINI & ZANFERRARI, 1980; ZANFERRARI *et al.*, 1982), con probabili componenti trascorrenti di piccola ampiezza e di senso non precisato dagli autori. Probabilmente non si tratta di vere trascorrenti corrispondenti a piani di taglio, ma di fratture

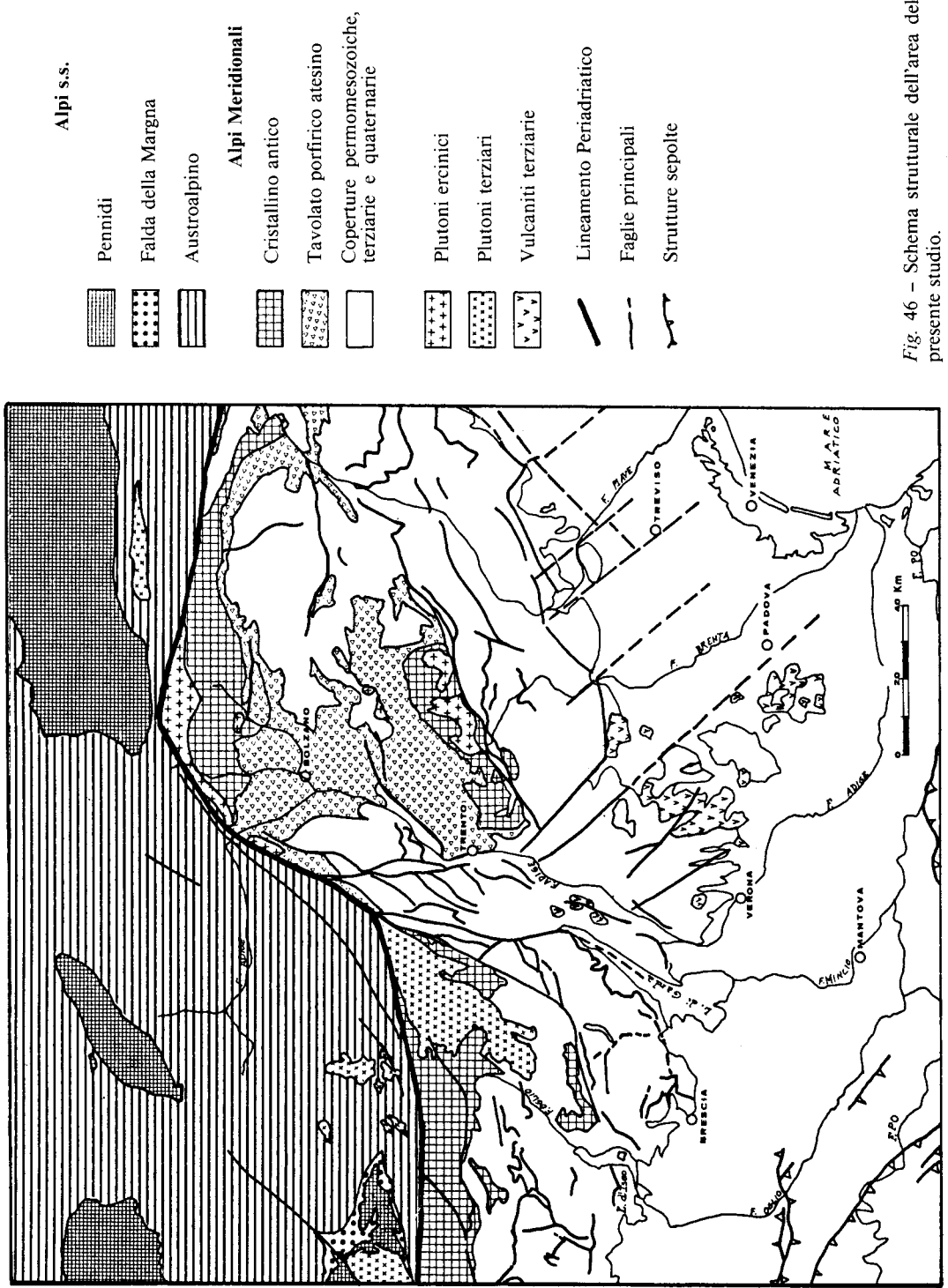


Fig. 46 - Schema strutturale dell'area del presente studio.



di tensione parallele alla sollecitudine principale massima (v. SCHMIDT, 1932) con piccoli spostamenti orizzontali di scarso significato meccanico.

Infine sul lato meridionale dell'area del presente studio si affaccia il *sistema pedeappenninico*, dato da pieghe fagliate N-vergenti di cui entro l'area anzidetta rientrano solo le più settentrionali nella zona della Dorsale Ferrarese (essenzialmente dirette EW) ed in quella di Cremona (essenzialmente NW-SE).

Per quanto riguarda le relazioni fra tettonica neogenico-quadernaria e paleogeografia, va tenuto presente che le zone paleogeografiche del margine africano-adriatico corrispondente all'odierno tratto centro-orientale delle Alpi risultano oggi nell'insieme dirette WSW-ENE ed attraversano obliquamente le linee del Tonale, della Pusteria e della Gail, ossia i tratti EW del Lineamento Periadriatico, insieme con questi venendo rigettate dalla Linea delle Giudicarie, come visto dai numerosi specialisti di geologia alpina quali ad es. PASQUARÉ (1973) e TRÜMPY (1980), e come riassunto in OGNIBEN (1985). Diventa allora problematico calcolare: a) che a W delle Giudicarie manchino circa 40 km di Alpi Meridionali; b) che la zona carnico-friulana delle Alpi Meridionali, certamente soggetta a forte compressione NS, sia ridotta ad 1/3 circa della sua larghezza originaria; c) che il Lineamento Periadriatico di formazione post-collisionale (fase insubrica) sia determinato da eventi «ancestrali» (che non vuol dire «antichi» bensì «degli antenati») come secondo CASTELLARIN & VAI (1982).

Dal punto di vista cronologico sembra che nei sistemi di faglia sudalpini si possano distinguere varie fasi di deformazione, tutte nell'insieme comprese nella più generale «fase neoalpina» che abbraccia gli eventi essenzialmente post-collisionali del corrugamento. La fase più antica viene comunemente ricordata come *fase insubrica*, di età supraoligocenica-inframiocenica, e vien fatta comprendere la compressione ed il sollevamento dell'anticlinale delle falde alpine e sul fianco S di questa la rottura e la trascorrenza destra del Lineamento Periadriatico; quest'ultimo movimento dovrebbe essersi in massima parte esaurito ma dà ancora segni di vita lungo la Linea della Gail e la vicariante Linea Fella-Sava (CARULLI et al., 1980) nonché indirettamente nella sismicità dell'arco alpino occidentale interno (CAPPONI, EVA & MERLANTI, 1981). Più o meno in questa fase bisogna ammettere che abbiano inizio le strutture dei sistemi bresciano, valsuganese e friulano che verranno poi tagliate dai disturbi trasversali delle fasi successive.

La prima di queste vien spesso chiamata *fase insubrica tardiva* e viene essenzialmente datata al Miocene sup. (Tortoniano alto-Messiniano). Ad essa viene addebitata la formazione della Linea delle Giudicarie e del relativo sistema (DAL PIAZ, 1942; TREVISAN, 1939; CASTELLARIN & VAI, 1982), la riattivazione della già formata Linea della Valsugana e delle altre linee parallele, il sollevamento dell'attuale area prealpina con subsidenza del bacino pedealpino documentato da 800 m di conglomerati messiniani (CAVALLIN & MARTINIS, 1982) all'altezza del Montello e del margine della pianura friulana; la subsidenza prosegue nel Pliocene inf. (ZANFERRARI et al., 1980) con la trasgressione in corrispondenza dell'attuale pianura di depositi prima marini e poi continentali fin nell'Olocene (BARALDI et al., 1980).

Vien poi riconosciuta da tutti gli autori una *fase suprapliocenica*, che potrebbe anche esser chiamata fase scledense perché con essa si forma l'omonimo siste-

ma di disturbi NW-SE (e non fase giudicariense come secondo SEMENZA, 1974); vi si produce il sollevamento dei conglomerati messiniani pedalpini e dei depositi piacentini di Cornuda e di Salò, con un'accentuata «flessura pedemontana», la riattivazione della Linea della Valsugana, delle sue continuazioni friulane e di tutte le linee comprese fra queste ed il margine della pianura. Il sistema scledense si esprime in una struttura sepolta a gradinata scendente dalla Linea di Schio al graben di Villa del Conte per poi di qui risalire fino alla Linea di Càorle ed oltre; quest'ultima linea appare probabilmente impostata sul margine della Ruga Friulana (paleofaglia?) ed infatti continua al margine W dell'altopiano del Cansiglio col graben di Fadalto-S. Croce-Longarone ossia con la «giunzione cadorina» prima ricordata, mentre la subsidenza continua nel Pleistocene inf. e medio in tutta la bassa pianura (ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980). Un momento di accentuazione di questa fase sembra rappresentato dalla «trasgressione milazziana» e dalle deformazioni di depositi mindeliani e poi würmiani nella valle del Piave e nella bassa pianura veneta (ZANFERRARI *et al.*, 1982) e ferrarese (CASTALDINI *et al.*, 1979), con generale subsidenza della bassa pianura lombardo-veneto-emiliana dai 18.000 anni b.p. ad oggi.

3.2.2. Sistema bresciano

Entro i limiti della zona di studio le principali faglie che possono essere assegnate al sistema qui designato come bresciano mostrano direzione prevalente EW, che tende a SW-NE sia ad E verso la Linea delle Giudicarie che a W verso la più o meno ben riconosciuta Faglia Vogherese ed eventuali sue prosecuzioni settentrionali (Fig. 47).

Poco più di 10 km a S della Linea del Tonale la *Linea Oròbica* costituisce un sovrascorrimento S-vergente, e complicato da strutture a scaglie, della Ruga Oròbica sulla copertura permotriassica, e verso E si divide nella più settentrionale *Linea del Porcile*, diretta SW-NE, che va a confluire nella Linea del Tonale poco ad E di Sondrio, e nella più meridionale *Linea della Gallinera* a direzione EW, che nella Val Camònica assume direzione SW-NE per poi attenuarsi e perdersi entro la massa intrusiva dell'Adamello, contrassegnata da «trucioli» di rocce triassiche (CASTELLARIN & GATTO, 1981a). Le varie linee ora nominate sono tagliate perpendicolarmente da piccole faglie (ROSSI, 1975) probabilmente corrispondenti a fratture di tensione normali alla direzione della struttura e parallele al senso del sovrascorrimento.

A S della Linea Oròbica all'incirca sul meridiano di Bergamo vengono distinte tre successioni di copertura sovrapposte in modo da dar luogo alle note interpretazioni di tettonica gravitativa e di raccorciamento crustale (DE SITTER & DE SITTER KOOMANS, 1949), dal basso in alto come segue (GAETANI & JADOU, 1979; GAETANI *et al.*, 1981): A) il cosiddetto «*Autoctono*» di Val Vedra-Ardesio, affiorante lungo i fondivalle fino alla normale *Faglia di Clusone* a direzione SW-NE; B) il cosiddetto «*Parautoctono delle Prealpi*», che costituisce una fascia estesa in direzione EW e larga circa 20 km terminando verso S con il So-



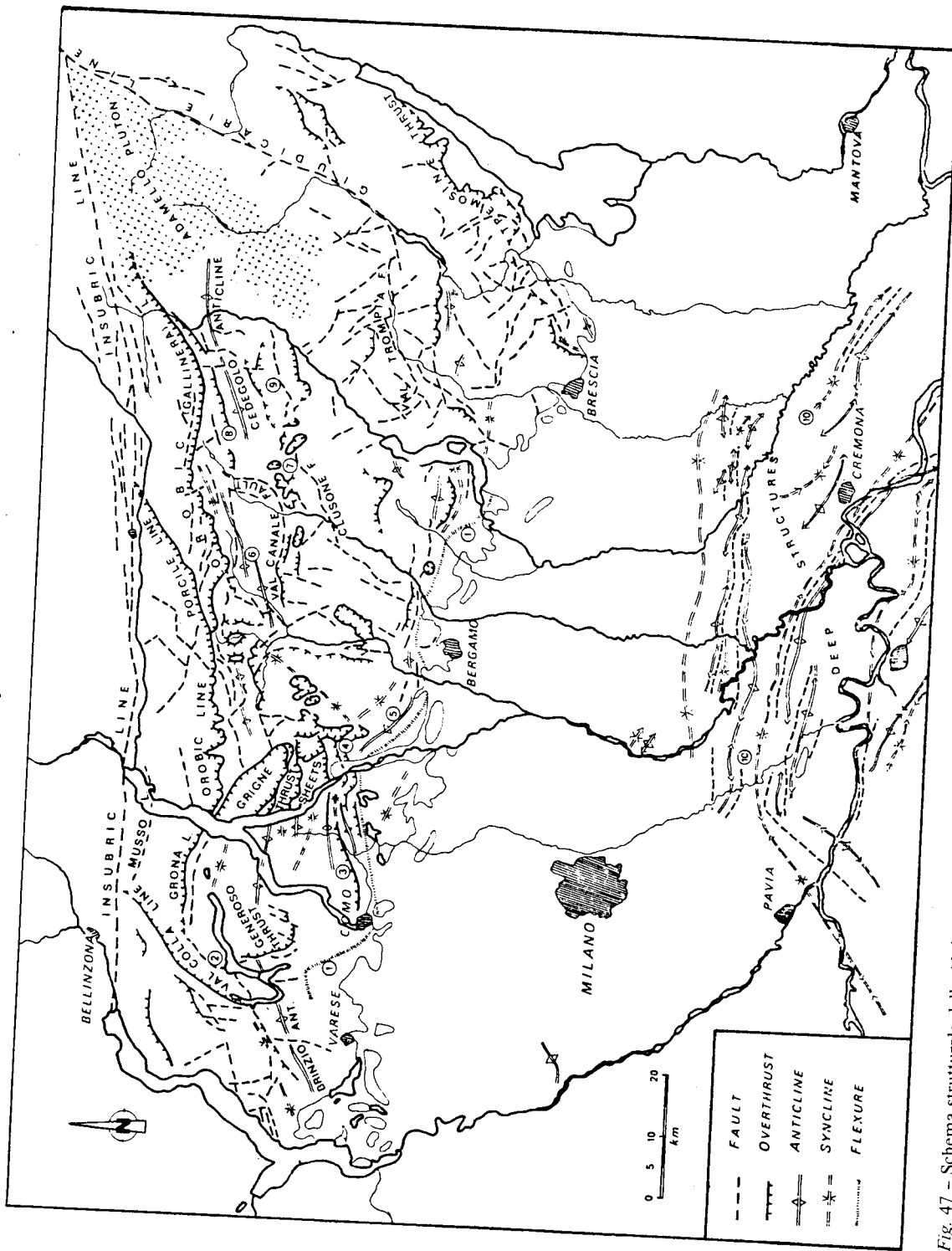


Fig. 47 - Schema strutturale delle Alpi Meridionali lombarde, da Rossi (1975).

svrascorrimiento di Albino, che ad E del Lago d'Iseo vien sostituito forse dal *Sovrascorrimiento di M. Rosello* ed a S di questo da condizioni tettoniche più accidentate; C) il cosiddetto «*Alloctono*» costituito entro il foglio Bergamo dai numerosi *Klippen di S. Pellegrino Terme, della Val Taleggio, dell'Arera-Timogno, del Resegone-Cima Muschiada* (GAETANI *et al.*, 1981), e nel foglio Breno dai *Klippen di Pizzo Canino, di M. Timogno-M. Ferrante-il Cavallo-M. Visolo, di Palline-Borno-Breno, di Gandino-Sovere, del M. Bronzone* (CASSINIS & FORCELLA, 1981). Ad E del Lago d'Iseo la *Linea della Valtrompia* mostra un sovrascorrimiento S-vergente della monoclinale inclinata NNW del basamento a S dell'Adamello sopra la successione permotriassica caratterizzata da una zona di accavallamenti in cui si distinguono quattro principali gradini in discesa strutturale verso S, ossia da N a S i *Sovrascorrimenti di M. Ario, di Forno d'Ono* (BONI, 1979), *dell'Abbioccolo* e la *Piega-faglia di Nozza-Barghe* (CASSINIS & FORCELLA, 1981).

Ai margini della pianura seguono l'*anticlinale dell'Albenza* e poi la sinclinale a nucleo di flysch supracretaceo lombardo di Foresto Sparso-Palazzago, ed infine la successione del Bacino Lombardo si immerge sotto la pianura passando da giaciture verticali a blande immersioni verso S nella monoclinale di Bergamo-Canto-M. Giglio-M. Rebbio (*Flessura Prealpina*), mentre ad E del Lago d'Iseo la discesa sotto la pianura avviene mediante la scalinata costituita dalla *Faglia di Lumezzane*, dalla *Linea di Bavezzo-M. Montecca* e infine dalla *Linea di M. Maddalena* che accavalla la copertura della zona di Brescia in ricoprimento verso S, con apparenti direzioni NS presso Brescia che diventano EW verso il Garda (CASSINIS & CASTELLARIN 1981b).

All'altezza dell'Adamello le poche faglie del sistema bresciano che si sono prodotte entro le plutoniti (ad es. *Linea della Val di Genova*) vengono nettamente troncate dalla *Linea delle Giudicarie*, ad E della quale lo stile tettonico è completamente differente e dove le poche minori faglie EW appaiono essenzialmente costituire degli svincoli fra differenti sovrascorrimenti E-vergenti (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981a). La Linea della Val di Genova mette a contatto le tonaliti del plutone della Presanella con le leucoquarzodioriti del plutone del Corno Alto mediante una fascia di cataclasiti e miloniti lunga alcuni km (CASTELLARIN & GATTO, 1981a).

Il passaggio dalle strutture del sistema bresciano verso E a quelle del sistema giudicariense, «quasi a gomito in una stretta fascia di rapida torsione» (CASTELLARIN & SARTORI, 1986), mostra fra l'altro la continuazione della Linea della Valtrompia verso E in una pronunciata laminazione tettonica sul fianco meridionale della piega a ginocchio di Bagolino, prima di girare nella direzione SSW-NNE della Linea delle Giudicarie. Un altro esempio di questo passaggio è costituito dal *Sovrascorrimiento del Garda*, con la monoclinale della Dolomia Principale compresa da una parte fra l'accavallamento Tremosine-Tignale ad E e sue prosecuzioni nel sistema bresciano a S e dall'altra la Linea della Valtrompia a NW, nella quale monoclinale piccole finestre mostrano i terreni liassici sovrascorsi da quelli triassici (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981).

A S della zona di pieghe delle Prealpi Lombarde la copertura scende sotto la pianura con la monoclinale Bergamo-Canto-M. Giglio-M. Robbio, o *Flessura Prealpina* di ROSSI (1975), per continuare con pieghe sepolte S-vergenti fino all'in-

contro con quelle pedeappenniniche N-vergenti, con una precisa datazione delle pieghe pedealpine al Miocene sup. fra il Miocene medio ripiegato ed il Pliocene quasi indisturbato (PIERI & GROPPi, 1981). Nei profili di questi autori la zona a pieghe (che appaiono interpretate come pieghe-faglie, v. addietro Fig. 36 e Fig. 37) appare estendersi verso W fino all'incirca ad una linea dalla valle del Serio ad E di Bergamo a S. Colombano al Lambro, più o meno in linea con la Faglia Vogherese. Si può pertanto dire che il «sistema bresciano» qui descritto prosegue sotto la pianura nelle pieghe-faglie supramioceniche S-vergenti, che lungo l'asse Corneliano-Bordolano di separazione dalle strutture pedeappenniniche danno luogo anche all'anticlinale pliocenica S-vergente di Ripalta-Bordolano (PIERI & GROPPi, 1981).

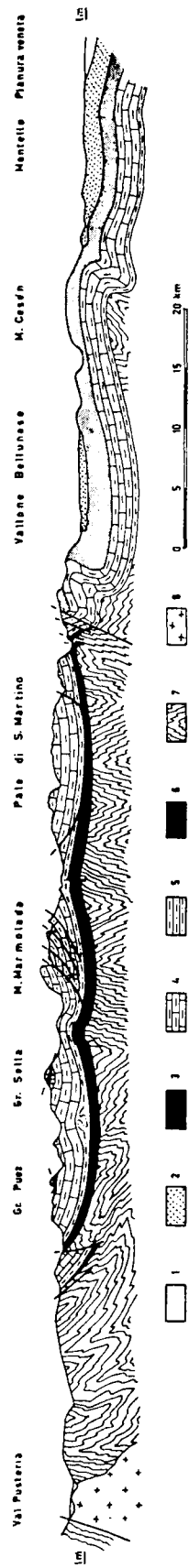
3.2.3. Sistema valsuganese

Nelle linee tettoniche del sistema valsuganese (Fig. 48) si nota una chiara progressione cronologica dell'attività tettonica da N verso S a partire dal Lineamento Periadriatico al Bacino Padano-Veneto, come del resto anche negli altri tratti (bresciano e friulano) del grande sistema della faglie longitudinali sudalpine, nei quali la maggior deformazione delle strutture tettoniche rende meno chiara l'osservazione.

Le strutture tipiche del sistema valsuganese sono rappresentate dalle pieghe con un fianco stirato e tagliato fino a dare faglie inverse o sovrascorrimenti; questi ultimi sono di livello sempre estremamente elevato nell'insieme dell'edificio strutturale, denunciando uno stato di forte compressione tangenziale nei livelli crustali più alti che mal si concilia con le ipotesi oggi di moda di estesi sovrascorrimenti a livelli più profondi, e cioè su piani di distacco che avrebbero necessariamente alleggerito il campo di stress superficiale. La prima impostazione di queste strutture viene ovviamente attribuita ad epoca post-collisionale, e praticamente alla fase neoalpina iniziale pre-messiniana («fase insubrica principale», LEONARDI, 1965), nella quale molte evidenze di paleoidrografia mostrano una iniziale regolazione valsuganese che viene poi smembrata dalle strutture giudicariensi nella parte NW dell'area del sistema valsuganese, e da quelle scledensi nella parte SE dell'area stessa (ZANFERRARI *et al.*, 1982). L'impostazione delle strutture valsuganesi è rilevabile anche dalle altre evidenze di sollevamento e di subsidenza, e mostra riprese messiniane («fase insubrica tardiva») e tardo-plioceniche («fase compressiva finale», LEONARDI, 1965) in progressivo avanzamento verso S (ZANFERRARI *et al.*, 1982).

Nell'area valsuganese il rigido tavolato formato nelle Dolomiti dal sovrapporsi dei porfidi permiani e delle assise carbonatiche della Ruga di Trento determina una struttura a sinclinorio meno intensamente deformato in confronto con le zone prealpine (Fig. 49), con un fianco settentrionale esteso in direzione SW-NE mediante lo scaglionamento di strutture N-vergenti dirette per lo più EW, ed un fianco meridionale costituito praticamente da una grande struttura S-vergente diretta SW-NE (SLEJKO *et al.*, 1986), cui seguono verso S le strutture prealpine parimenti S-vergenti.

P. LEONARDI - PROFILO GEOLOGICO SCHEMATICO ATTRAVERSO LE ALPI MERIDIONALI



1 = Quaternario; 2 = Terziario; 3 = Cretaceo e Giurese; 4 = Trias; 5 = Permiano; 6 = Complesso porfirico paleozoico; 7 = Basamento scistoso-cristallino; 8 = Ammasso intrusivo di Bressanone.

Fig. 49 - Sinclinorio delle Dolomiti, da LEONARDI (1965).

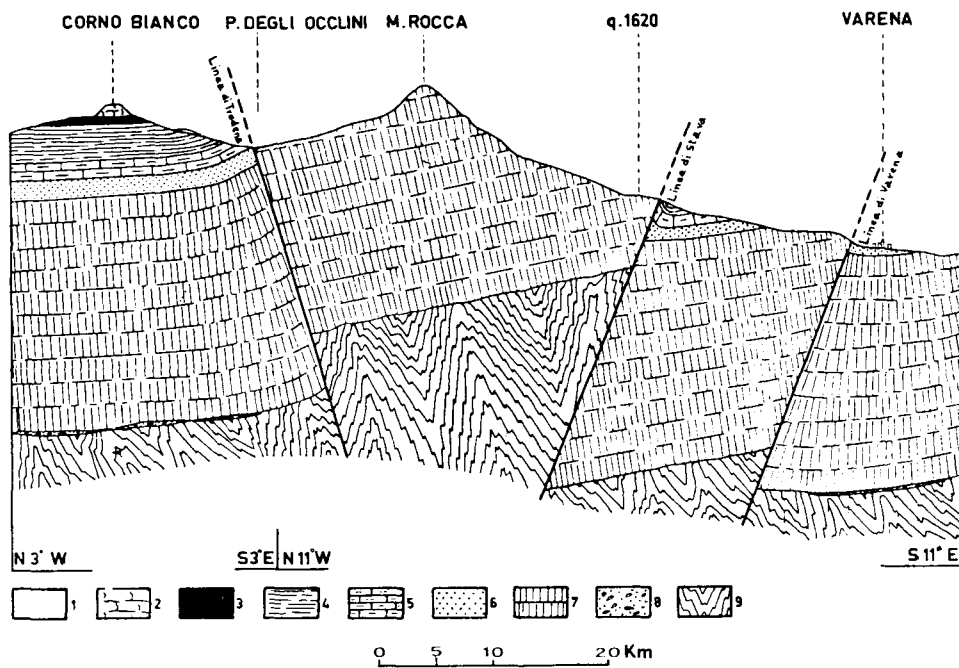
In seno al sinclinorio delle Dolomiti vengono rilevate anche sparse e limitate strutture di una fase pre-insubrica, dirette più o meno NS e W-vergenti, attribuibili alle spinte del vicino corrugamento dinarico (fase pre-Miocene inf. in DOGLIONI, 1984, che attribuisce le strutture SW-NE con vergenza S ad una fase post-Miocene inf.).

Le principali linee N-vergenti al margine N dell'area del sistema valsuganese cominciano (da W verso E) con la *Linea di Tròdena* (Truden) con direzione SW-NE ed inclinazione 60° SE fra la Valle dell'Adige e quella dell'Avisio (VENZO, 1958; CASTELLARIN, GATTO & SEMENZA, 1981), a quanto pare localizzatasi fra la Ruga di Trento ed una zona con successione di transizione al Bacino Lombardo (BARTOLOMEI *et al.*, 1969). Sue vicarianti verso SW possono esser considerate la *Linea di Pinè* e la *Linea del Fèrsina*, ambedue subverticali con innalzamento del fianco SE, mentre verso l'estremo E della linea si hanno varie vicarianti che determinano una gradinata in discesa verso S data da faglie inverse S-vergenti (*Linea di Stava*, *Linea di Varena*, Fig. 50 da LEONARDI, 1965). Verso E la Linea di Tròdena continua forse nella N-vergente *Linea di S. Pellegrino*, nella meno piegata e fagliata zona centrale del sinclinorio dolomitico (LEONARDI, 1965).

A NNE della Linea di Tròdena seguono le altre meno estese pieghe-faglie o faglie inverse N-vergenti scaglionate lungo il fianco NW del sinclinorio dolomitico, ossia la *Linea di Tiers* (Tiers), la *Linea di Bulla* (Pufels), la *Linea di Funès* (Villnöss), la *Linea di Piccolino* (Pikolein), la *Linea della Val Fossedura-Lago di Braies* (Pragser Wildsee), ad E delle quali inizia il fascio di linee NNW-SSE del «sistema cadorino» che segna il passaggio alle linee EW del «sistema friulano» prima ricordato.

Il limite SE del sinclinorio dolomitico è essenzialmente costituito dalla S-vergente *Linea della Valsugana*. La prima utile illustrazione di questa linea può farsi risalire a VENZO (1940) che la descrive come Linea della Valsugana Nord, da Telve a Strigno (piega-faglia e poi piega stirata), a Forcella Cavallara a Mezzano (faglia), di qui a Sagrón come piega-faglia inversa che continua per Valle Imperina e M. Talvena per dirigersi poi verso Cimolais e la conca di Claut. La sua età vien ben documentata dal coinvolgimento del Tortoniano fossilifero a M. Civerón, con 20 m di conglomerati attribuiti al Pontico; il suo stile strutturale vien definito come piega-faglia con fianco S stirato fino a rottura. Si può per quanto riguarda l'età ricordare che TREVISAN (1939) osserva nel Gruppo di Brenta delle pieghe stirate EW, ossia del sistema valsuganese, con sovrascorrimenti verso S fino a 3 km e con successivi tagli e spostamenti da parte delle messiniane trascorrenze del sistema giudicariense, e pertanto più antiche del Miocene sup. (v. addietro Fig. 23); analoghe strutture vengono riportate ad Arco ed a Toblino e per le pieghe EW della zona di Trento, troncate dalle faglie inverse NNE-SSW del sistema giudicariense, che sono pertanto posteriori (CASTELLARIN & GATTO, 1981b).

Un'età tardo-miocenica della Linea della Valsugana vien riconosciuta fra Levico e Borgo da FUGANTI *et al.* (1965), da ULCIGRAI (1966) e da FUGANTI & MORTEANI (1965) che ne riportano un profilo trasversale all'altezza di Roncegno da cui risulta una struttura anticlinalica fagliata (Fig. 51). La terminazione occidentale della Linea della Valsugana nella valle del T. Centa e verso l'altopiano di Folgaria viene rilevata a grande scala da OGNIBEN (1966), che ne riporta una



1 = Quaternario; 2 = Dolomia del Serla; 3 = Anisico inferiore; 4 = Werfeniano; 5 = Formazione a Bellerophon; 6 = Arenarie di Val Gardena; 7 = Porfidi permiani; 8 = Conglomerato basale; 9 = Basamento scistoso-cristallino.

Fig. 50 - Le linee di Trödena, di Stava e di Varena, da LEONARDI (1965).

cartina ridotta a piccola scala (Fig. 52) dove vien documentato l'andamento anticlinale delle filladi del labbro rialzato della linea stessa. Ad E della zona rilevata da VENZO (1940) la zona dell'elissoide cristallino fra Passo Cereda (Fig. 53) ed Agordo viene rilevata a grande scala da OGNIBEN (1967), che in una nota riassuntiva descrive l'andamento del Cristallino ad anticlinale col fianco SE in parte fagliato, e nelle tavole allegate riporta la geologia di sottosuolo della Miniera Valle Imperina con la Dolomia Principale leggermente rovesciata contro il nucleo anticlinale fagliato del Cristallino (Fig. 54). La continuazione verso NE della Linea della Valsugana viene studiata nello Zoldano da LEONARDI (1965) col nome di Linea del Moschesin, fino alla sua interruzione in corrispondenza del graben di Longarone riferibile al «sistema cadorino». Nella stessa zona BIANCHIN & SEMENZA (1965) illustrano la Linea della Valsugana nello Zoldano meridionale come fascio di vicarianti che va allargandosi verso E col ramo principale rappresentato dalla Linea del Moschesin inclinata 45° Nord (Fig. 55).

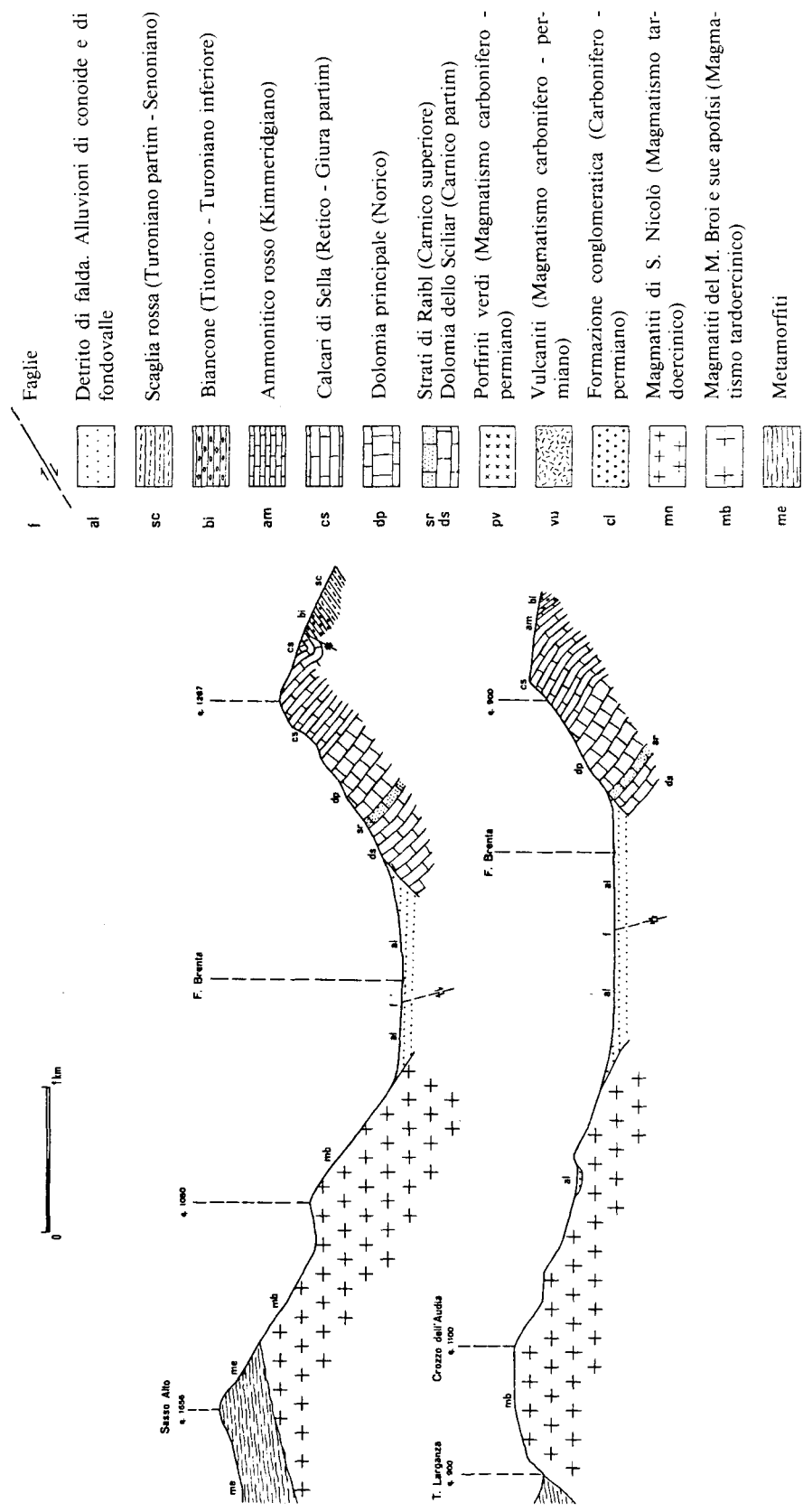
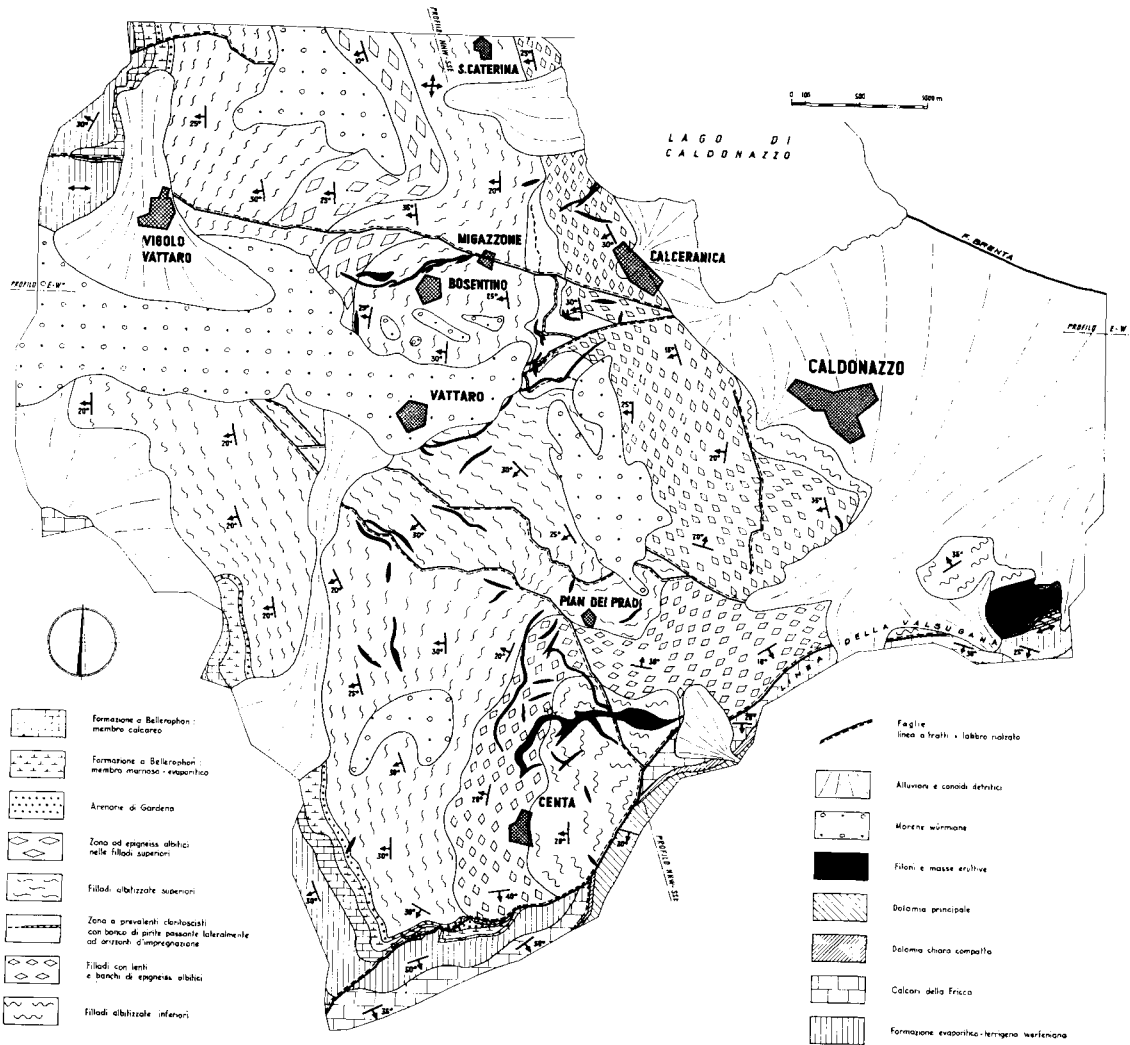


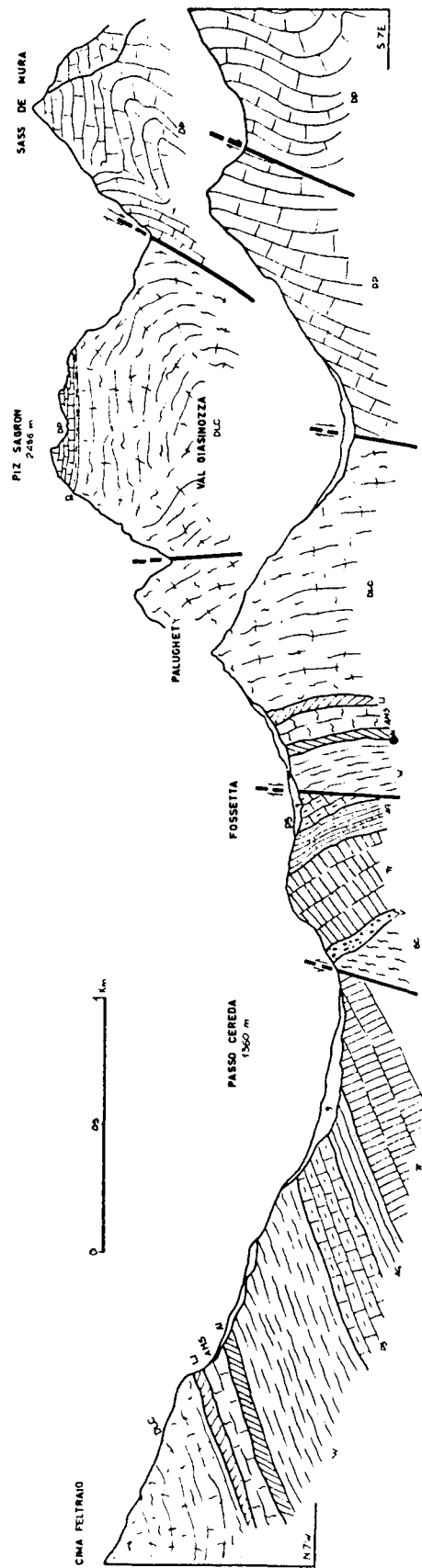
Fig. 51 - Sezioni attraverso la Linea della Valsugana nella zona di Roncigno, da FUGANTI & MORTEANI (1965).





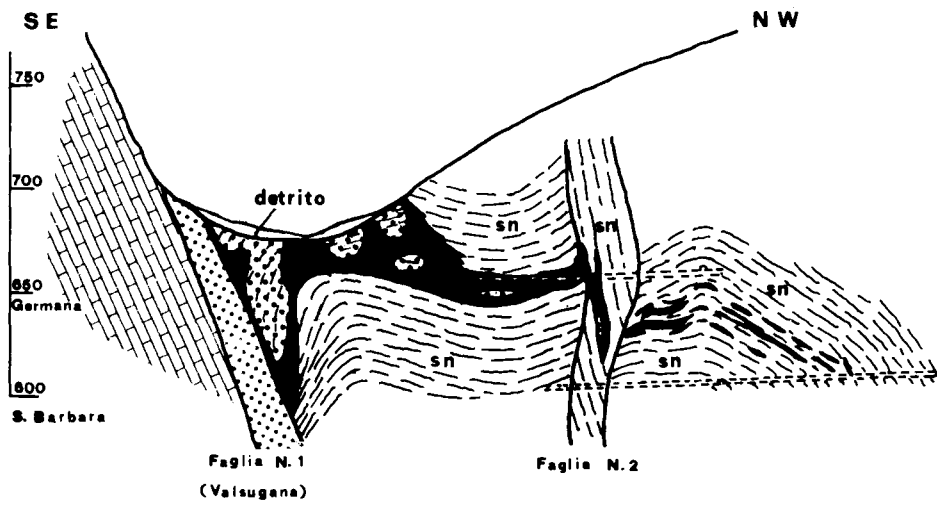
1 = Formazione a Bellerophon: membro calcareo; 2 = Formazione a Bellerophon: membro marnoso-evaporitico; 3 = Arenarie di Gardena; 4 = Zona ad epigneiss albitici nelle filladi superiori; 5 = Filladi albitizzate superiori; 6 = Zona a prevalenti cloritoscisti con banco di pirite passante lateralmente ad orizzonti d'impregnazione; 7 = Filladi con lenti e banchi di epigneiss albitici; 8 = Filladi albitizzate inferiori; 9 = Faglie: linee a tratti = labbro rialzato; 10 = Alluvioni e conoidi detritici; 11 = Morene würmiane; 12 = Filoni e masse eruttive; 13 = Dolomia principale; 14 = Dolomia chiara compatta; 15 = Calcari della Fricca; 16 = Formazione evaporitico-terrigena werfeniana.

Fig. 52 - Cartina geologica della zona Vigolo Vattaro-Caldonazzo-Centa con l'estremo W della Linea della Valsugana, che corre tra Cristallino e Mesozoico fino ad 1 km a SW di Centa, proseguendo ed attenuandosi verso SW entro il Mesozoico. Da OGNIBEN (1966).



Sc = Scisti cristallini; V = Conglomerato basale (Verrucano Alpino); π = Complesso di tufi e ignimbritti riolodacitiche e riolitiche; AG = Arenarie di Val Gardena; PS = Formazione a Bellerophon; W = Werfeniano; Ai = Anisico inferiore; AMS = Anisico medio-superiore; Li = Strati di Livinallongo; DLC = Dolomia ladino-carnica; R = Raibiano; DP = Dolomia Principale; q = Quaternario.

Fig. 53 - Sezione attraverso la Linea della Valsugana a Passo Cereda, da LEONARDI (1968).








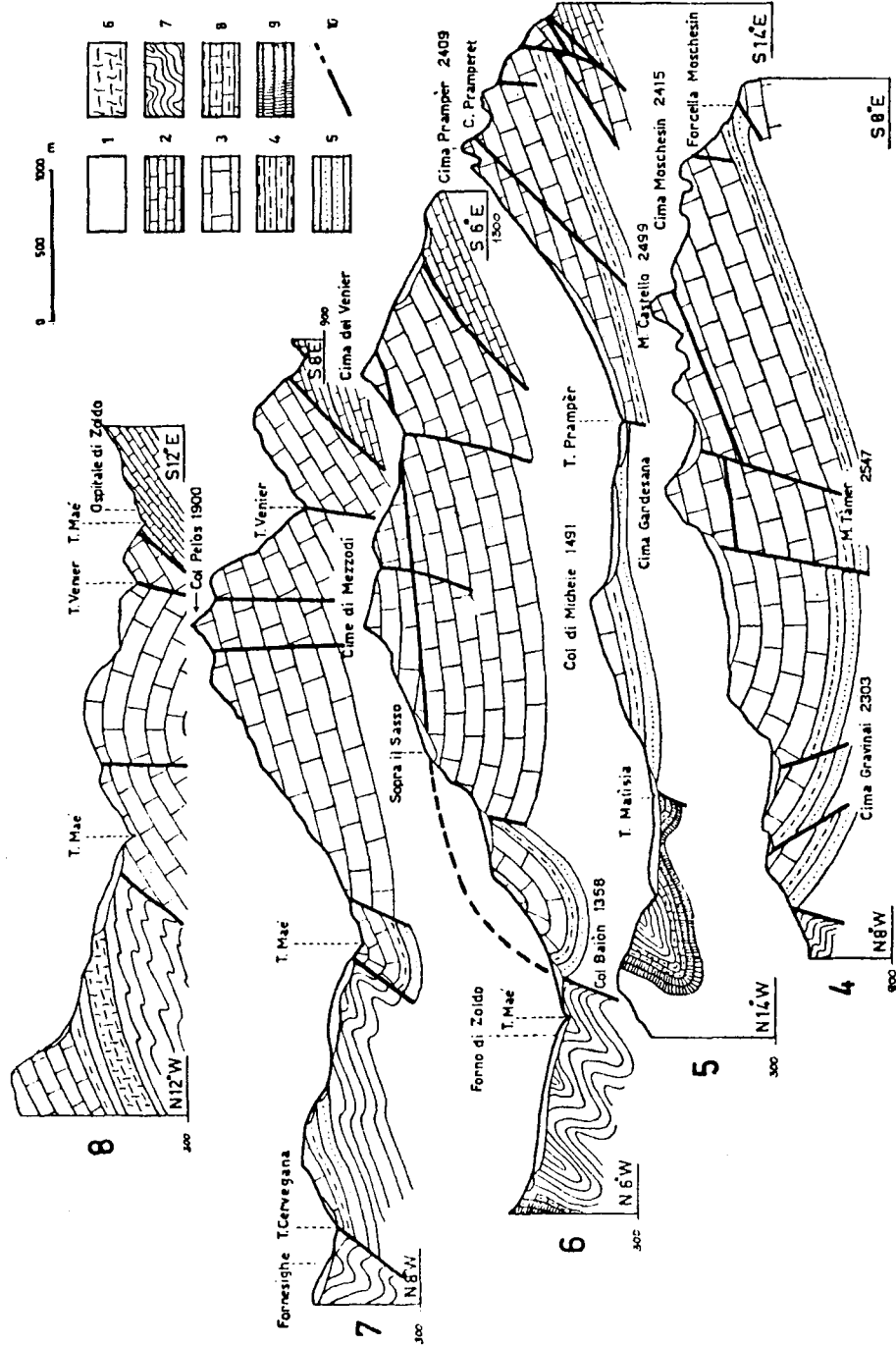
-  Dolomia principale - Trias superiore
-  Breccie ed argille milonitiche della «Linea della Valsugana»
-  Minerale
-  Metascisti (scisti bianchi ed affini)
-  Filladi carboniose (scisti neri)

Fig. 54 - Sezione attraverso la Linea della Valsugana nel sottosuolo della Miniera Valle Imperina (Agordo), da OGNIBEN (1967).



1 = Quaternario; 2 = Giurese; 3 = Dolomia Principale; 4 = Raibliano; 5 = Strati di S. Cassiano; 6 = Ladinico; Facies di scogliera; 7 = Strati di La Valle; 8 = Strati di Livinallongo inferiori; 9 = Strati di Livinallongo superiori; 10 = Linee di dislocazione.

Fig. 55 - Sezioni attraverso la Linea della Valsugana presso Forno di Zoldo (Belluno), da BIANCHIN & SEMENZA (1965).

La Linea della Valsugana risulta delimitare nella Valsugana propriamente detta la zona di sovrapposizione della Ruga di Trento e del tavolato porfirico atesino (e pertanto il sinclinorio dolomitico) verso la zona dove la Ruga di Trento non è sovrapposta al tavolato anzidetto (BARTOLOMEI *et al.*, 1969) e cioè verso la zona prealpina. Il margine NW di quest'ultima zona risulta ripiegato nella «sinclinale della Valsugana» marcata da affioramenti cretacei e giuresi che continuano nella valle del Piave e poi piegano ad E nella zona di Claut (LEONARDI, 1965); questa circostanza attesta la probabile continuazione della Linea della Valsugana nella Linea Pinedo-Avasinis, ed un simile allineamento di terreni cretacei e giuresi più a N rende altrettanto probabile una sua continuazione nella Linea dell'Alto Tagliamento (v. CAVALLIN & MARTINIS, 1982) al di là del graben di Longarone. Le due linee friulane appaiono pertanto come vicarianti l'una dell'altra. Anche PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980) giudicano che la piega-faglia della Valsugana mostri dei sovrascorrimenti di copertura che continuano nel sovrascorrimento di copertura di Tramonti, ossia nella Linea Pinedo-Avasinis, mentre per CASTELLARIN & VAI (1982) la Linea della Valsugana costituisce un accavallamento del basamento sulla copertura con locali complicazioni dovute a tettonica gravitativa. Per ZANFERRARI *et al.* (1982) la Linea della Valsugana mostra un sistema di accavallamento come quello dell'Alto Tagliamento e di Pinedo-Avasinis (=Tramonti), che risultano più antichi delle strutture tettoniche che seguono verso S, e dopo riattivazioni plioceniche ed infrapleistoceniche mostrano «di aver attualmente raggiunto una configurazione definitiva»; la contemporaneità delle vicende tettoniche di tutte queste linee appare chiaramente in funzione di una loro maggiore o minore continuità e di una somiglianza di funzioni geodinamiche e meccaniche.

Appena a N della Linea della Valsugana LEONARDI (1965) ricorda la *Linea del Piave* (o di Pieve di Cadore) lungo la valle del Piave, la *Linea dell'Antelao* poco più a N, la *Linea del Falzàrego* sull'allineamento Cortina d'Ampezzo-Auronzo-S. Stefano di Cadore, tutte S-vergenti e più o meno parallele alla Linea della Valsugana, con somiglianza di strutture e di funzioni meccaniche. Per la Linea del Piave SEMENZA (1959) illustra una struttura a piega-faglia a forte angolo coinvolgente la successione che va dal Cristallino alla Dolomia Principale, e spinta contro il nucleo della sinclinale antistante fino a spremerlo verso SE in sovrascorrimento fino a 4 km, riportando una efficacissima serie di 11 profili geologici (Fig. 56) che mostrano da NE a SW l'impianto geometrico ed il livello nettamente superficiale dei sovrascorrimenti; sono strutture che presuppongono una forte compressione tangenziale nei livelli elevati della copertura, e di conseguenza l'assenza di significative superfici di stacco nei livelli sottostanti. Lo sdoppiamento della Linea della Valsugana dal suo percorso trentino a quello bellunese ed a quello friulano si legge bene nelle descrizioni di LEONARDI (1965), secondo le quali la Linea del Piave (o di Pieve di Cadore) si trova fra l'anticlinale del M. Rite e l'anticlinale del Moschesin, a SE della quale continuerebbe la vera e propria Linea della Valsugana («Linea di Val Talagona»); la Linea del Piave proseguirebbe per Valle Mauria nella Linea dell'Alto Tagliamento di CAVALLIN & MARTINIS (1982). L'anticlinale di M. Rite in Cadore costituisce secondo LEONARDI (1965) la continuazione dell'anticlinale di Cima d'Asta, la quale rappresenta nel Trentino il lato N della Linea della Valsugana. Si avrebbe qui pertanto uno sdoppiamento

per cui la singola Linea della Valsugana trentina passa nelle due linee bellunesi (Pieve di Cadore e Valsugana) e poi nelle due friulane (Alto Tagliamento e Pinedo-Avasinis, o Tramonti per altri autori). Tutte queste linee hanno in comune uno stile a pieghe-faglie od a pieghe stirate che spingono i nuclei delle sinclinali antistanti verso SE o verso S fino a dare piccoli ricoprimenti di livello estremamente superficiale.

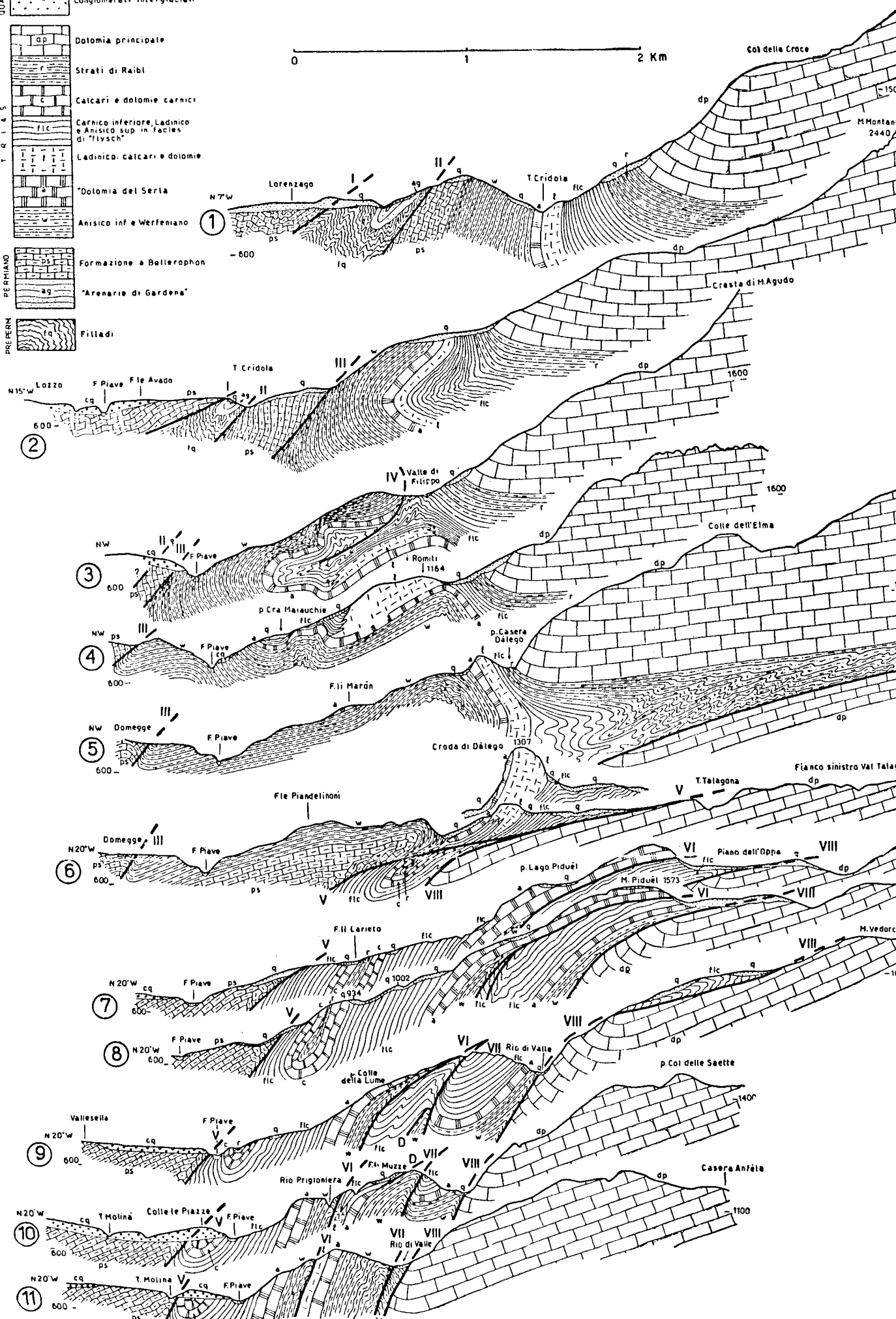
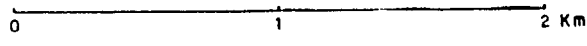
Nel Trentino appena a S della Linea della Valsugana segue la *Linea di Belluno* degli autori recenti (ZANFERRARI *et al.*, 1982), che vien descritta nel modo più dettagliato da VENZO (1940) col nome di Linea della Valsugana Sud; essa si stacca dalla Linea della Valsugana propriamente detta (o Nord) a Barco, proseguendo poi alla base del versante settentrionale di Cima Dodici, di Cima Undici e di M. Castelnuovo come limite S di un nucleo sinclinalico di terreni miocenici strizzati verso il basso (Fig. 57), quindi lungo il versante S di M. Silana e di M. Còppolo dove passa a piega-faglia (Fig. 58) per continuare come piega S-vergente più o meno stirata verso la valle del Piave, dove fra l'altro appare dislocare depositi würmiani (ZANFERRARI *et al.*, 1982). Per LEONARDI (1965) l'anticlinale M. Còppolo-M. Pelf si dirige verso la conca di Barcis, il che significa che la Linea di Belluno (o Linea Còppolo-Pelf-Prugna di PELLEGRINI & ZANFERRARI, 1980) continuerebbe nella friulana Linea Barcis-Starasella, in buon accordo con ZANFERRARI *et al.* (1982). Per PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980) la Linea di Belluno (= Còppolo-Pelf-Prugna) costituisce il limite fra il settore a tettonica supramiocenica verso N e NW e quello a tettonica pliocenica che si protrae fino ad oggi dalla linea stessa verso S e SE, mentre verso N durante Pliocene e Pleistocene si osservano solo minori riattivazioni.

Alla Linea di Belluno segue verso SE un'altra importante linea di dislocazione S-vergente, denominata dagli autori recenti *Flessura di Bassano-Valdobbiadene*, che attraverso la vicariante *Linea di Longhere* continua verso NE nelle *Linee di Montanè, di Sarone e di Aviano* (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980), nettamente a SE della zona dei sovrascorrimenti bellunesi e friulani che comprende praticamente tutte le linee del sistema sudalpino a N dell'allineamento Bassano-Valdobbiadene-Aviano.

La zona dei sovrascorrimenti e specialmente la Linea della Valsugana hanno dato recentemente luogo a sviluppi teorici che investono molto direttamente il modello geodinamico della zona di interesse del presente studio. DOGLIONI (1984) riconosce delle geometrie tipo ramp-flat nelle sezioni di SEMENZA (1959), di BIANCHIN & SEMENZA (1965) di SEMENZA *et al.* (1984). Queste ultime riguardano piccoli lembi di sovrascorrimento riferibili alla Linea Piave-Alto Tagliamento parallela a N della Linea della Valsugana, talmente superficiali da non dare adito ad alcuna estrapolazione in profondità; le sezioni degli altri due lavori ora citati sono state poco sopra riportate in questo medesimo capitolo, e sembrano troppo semplici e chiare per dar luogo a sviluppi teorici. BOSELLINI & DOGLIONI (1986) riportano due sezioni a M. Còppolo ed all'Antelao che non corrispondono alle evidenze descritte nei lavori addietro citati (Fig. 59), e calcolano almeno 8-10 km di raccorciamento crustale assumendo per le faglie coinvolte inclinazioni di 30-40°, che non corrispondono al fatto che si osserva sempre l'ingincchiatura dell'anticlinale con inclinazioni molto maggiori. DOGLIONI (1986) riporta una se-

QUATERNARIO		Detriti, alluvioni, morene
		Conglomerati interglaciali
T. Q. I. A. S.		Dolomia principale
		Strati di Raibl
		Calcari e dolomie carnici
		Carnico inferiore, Ladinico e Anisico sup in facies di "Ilvysch"
		Ladinico, calcari e dolomie
		"Dolomia del Seria"
PERMIANO		Formazione a Bellerophon
		"Arenarie di Gardena"
PREPERM.		Filladi

Linee di dislocazione



QUATERNARIO

- q Detriti, alluvioni, morene
- ca Conglomerati interglaciali

T. R. I. 4. 5

- dp Dolomia principale
- Strati di Raibl
- c Calcari e dolomie carnici
- flc Carnico inferiore, Ladinico e Anisico sup in facies di "flysch"
- Ladinico, calcari e dolomie
- "Dolomia del Serla"
- Anisico inf e Werfeniano

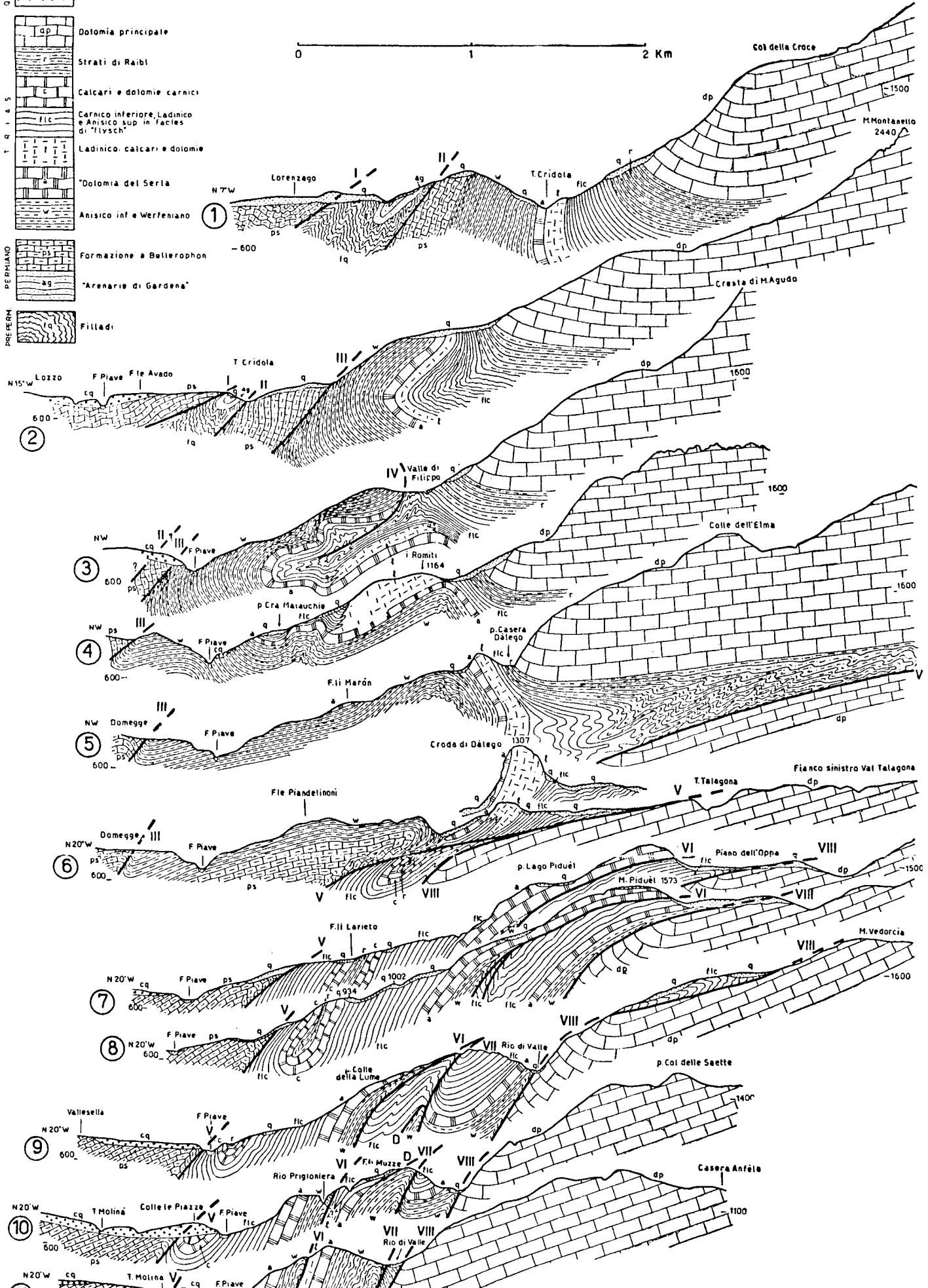
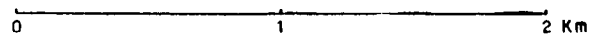
PERMIANO

- ps Formazione a Ballerophon
- ag "Arenarie di Gardena"

PREPERM.

- iq Filladi

Linee di dislocazione



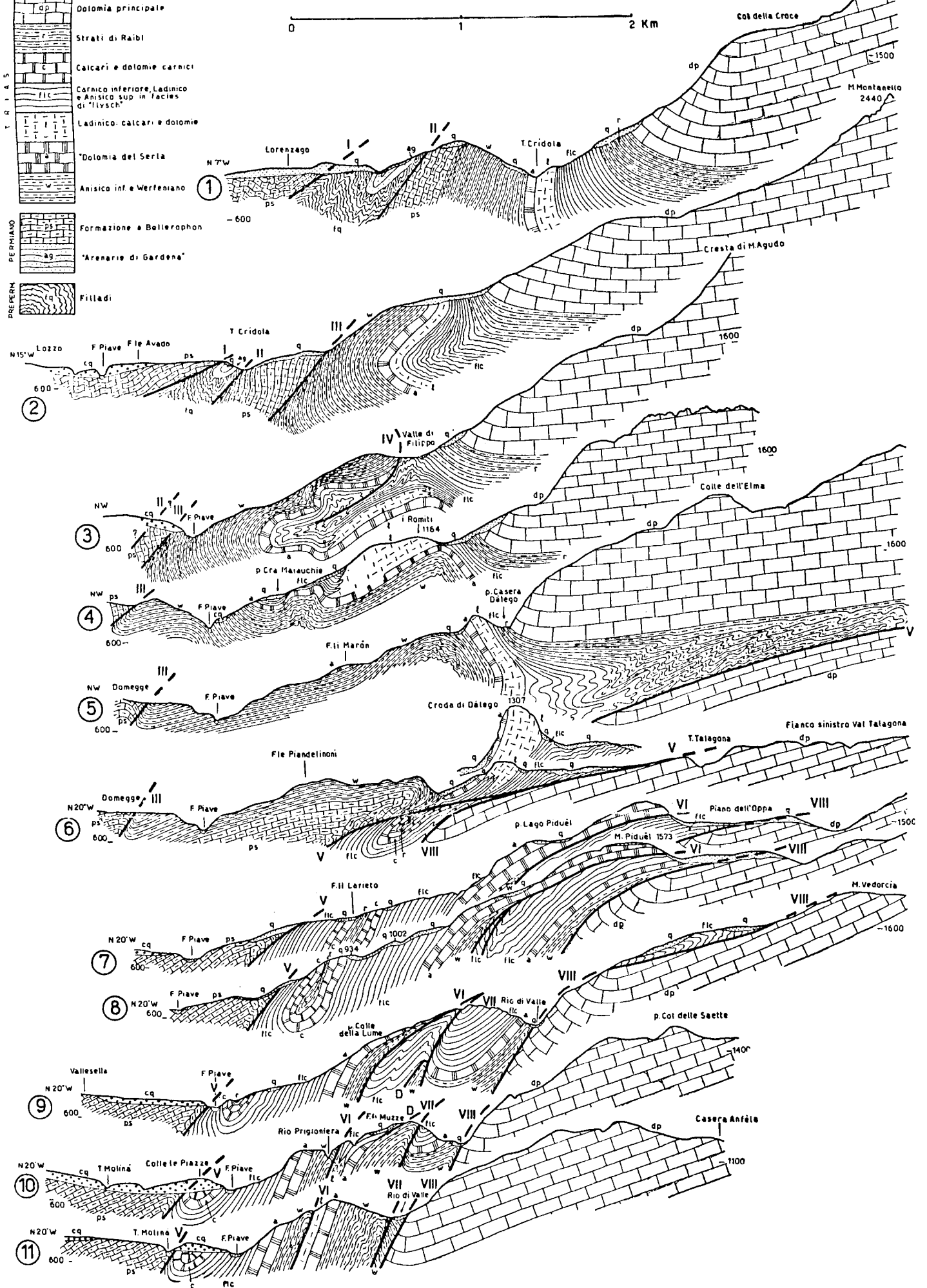
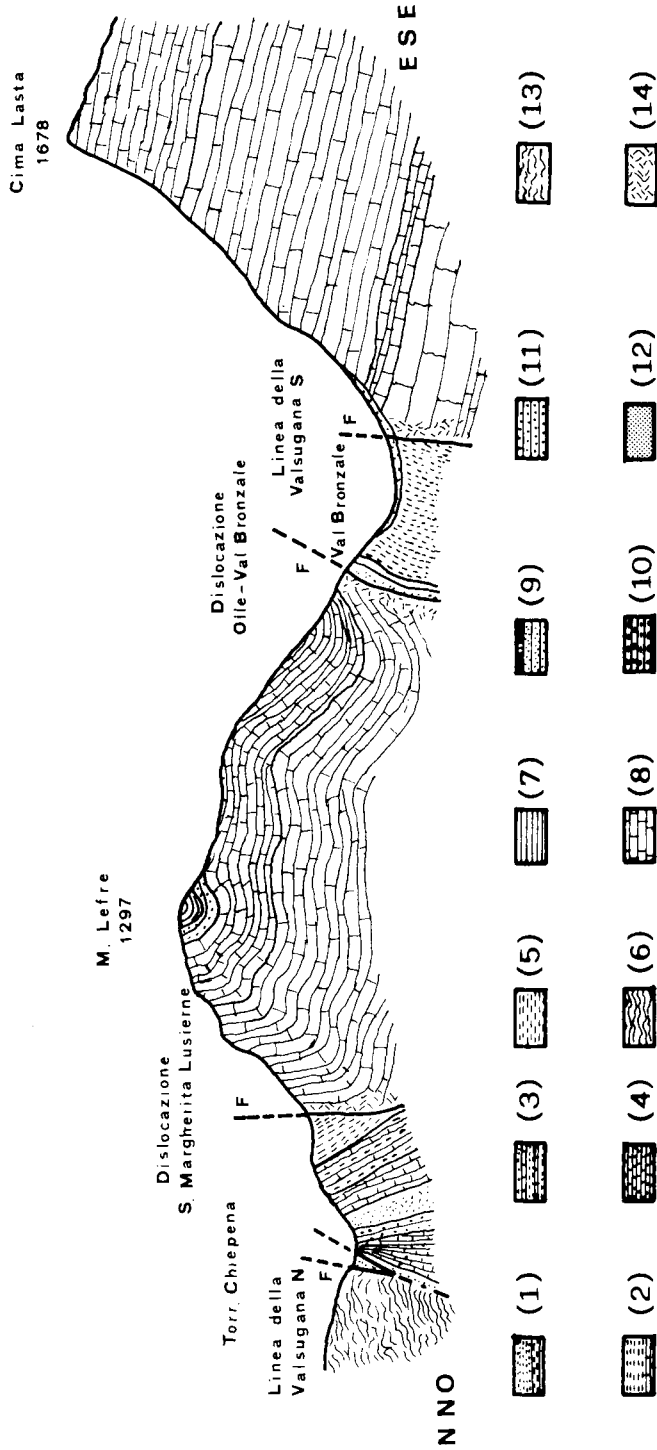


Fig. 56 - Sezioni attraverso la Linea del Piave (V) fra Lozzo e Pieve di Cadore, da SEMENZA (1959). Le faglie I, II, III, IV, VI, VII, VIII possono essere considerate delle parallele o vicarianti rispetto al disturbo principale V.



1 = Miocene medio (Tortoniano-Elveziano); 2 = Miocene inf. (Langhiano-Aquitaniense); 3 = Oligocene; 4 = Eocene sup. (Priaboniano); 5 = Eocene medio-inf. (Luteziano-Spilecciano); 6 = Scaglia rossa, Cretaceo sup.; 7 = Biancone, Cretaceo medio-inf.; 8 = Titonico, Strati ad *A. Acanthicum*; 9 = Strati a *Postidonomia alpina*, Calcarei oolitici del Dogger; 10 = Tufo cineritici con inclusi filladici; 11 = Conglomerati basali delle Arenarie di Gardena; 12 = Granito della massa centrale di Cima d'Asta; 13 = Filladi quarzifere pre-permiane; 14 = Miloniti.

Fig. 57 - Sezione trasversale attraverso la Linea della Valsugana (= Linea della Valsugana N) e la Linea di Belluno (= Linea della Valsugana S) all'altezza di Strigno, da VENZO (1940), modificato.

Fig. 57 - Sezione trasversale attraverso la Linea della Valsugana (= Linea della Valsugana N) e la Linea di Belluno (= Linea della Valsugana S) all'altezza di Strigno, da VENZO (1940), modificato.

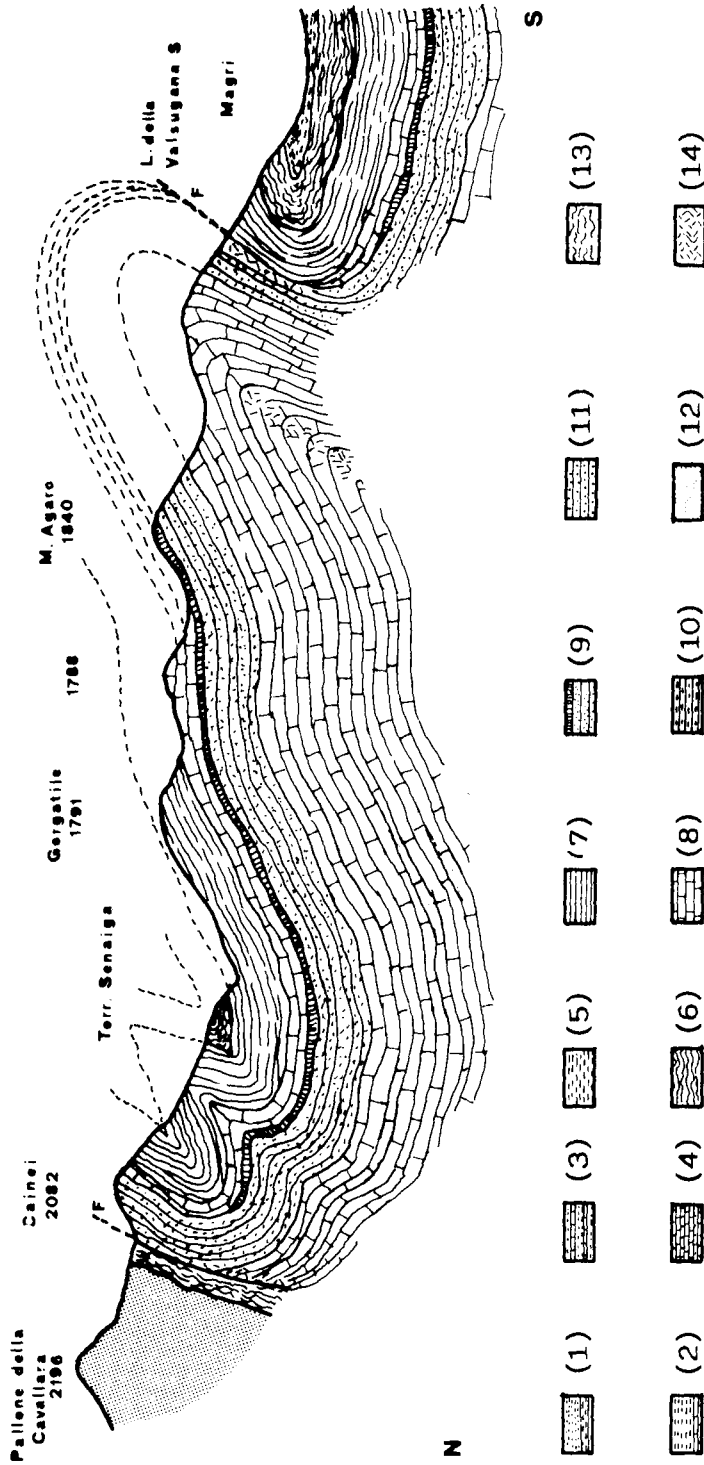
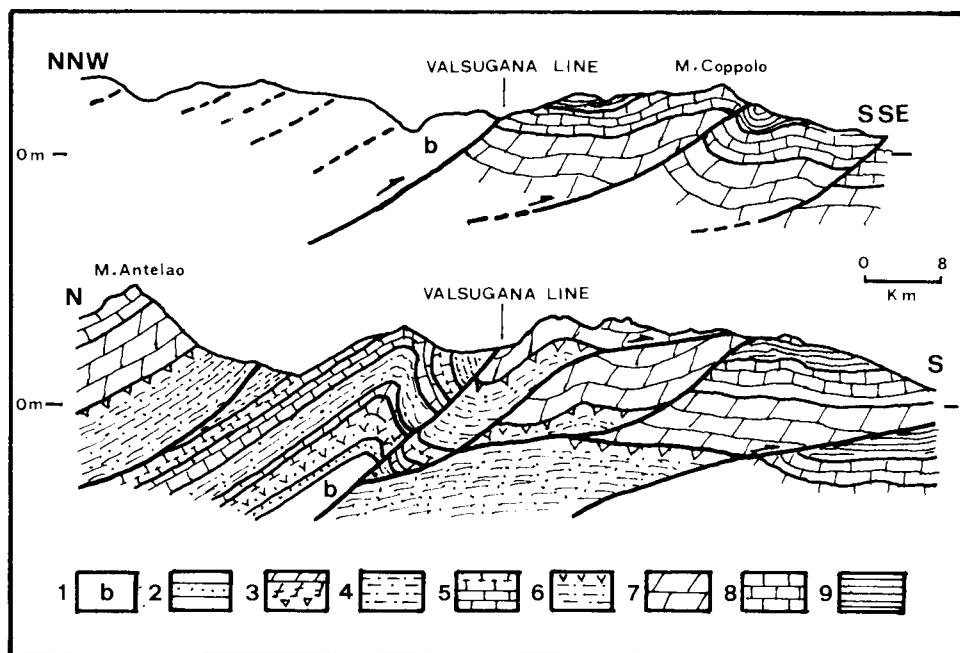
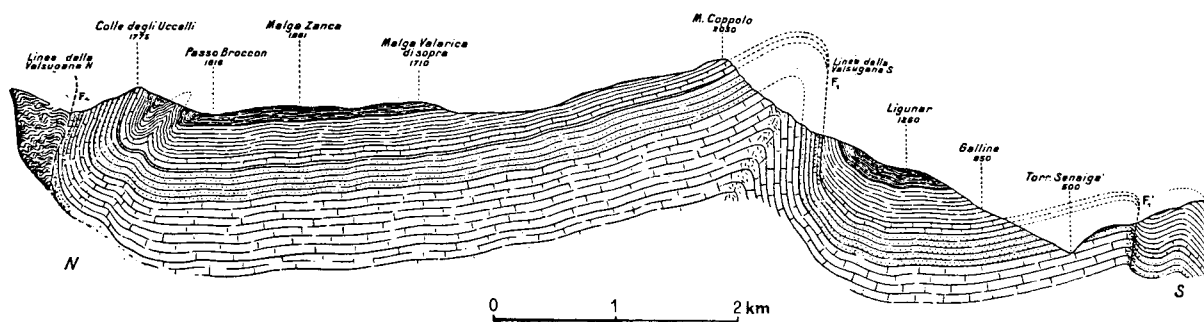


Fig. 58 - Sezione trasversale attraverso la linea della Valsugana (= F4) e la Linea di Belluno (= Linea della Valsugana S), 2 km a E di Castello Tesino, da VENZO (1940), modificato.

1 = Miocene medio (Tortoniano-Elveziano); 2 = Miocene inf. (Langhiano-Aquitaniano); 3 = Oligocene; 4 = Eocene sup. (Priaboniano); 5 = Eocene medio-inf. (Luteziano-Spilecciano); 6 = Scaglia rossa, Cretaceo medio-inf.; 7 = Bianco, Cretaceo medio-inf.; 8 = Titanico, Strati ad *A. Acantiticum*; 9 = Strati a *Posidonomia alpina*, Calcari oolitici del Dogger; 10 = Tufi cineritici con inclusi filladici; 11 = Conglomerati basali delle Arenarie di Gardena; 12 = Granito della massa centrale di Cima d'Asta; 13 = Filladi quarzifere pre-permiane; 14 = Miltoniti.



1 = Undifferentiated basement; 2 = Val Gardena Sandstone; 3 = Bellerophon Formation; 4 = Werfen Formation; 5 = Anisian and Ladinian Formations; 6 = Carnian formation; 7 = Dolomia principale; 8 = Jurassic limestones; 9 = Cretaceous marls and limestones.



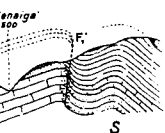
Per la legenda, v. Fig. 58.

Fig. 59 - Sezioni trasversali attraverso la linea della Valsugana all'altezza di M. Còppolo e dell'Antelao nell'interpretazione di BOSELLINI & DOGLIONI (1986). Per confronto vien riprodotta al di sotto la sezione di M. Còppolo secondo VENZO (1940), vicina a quella riprodotta nella Fig. 58.

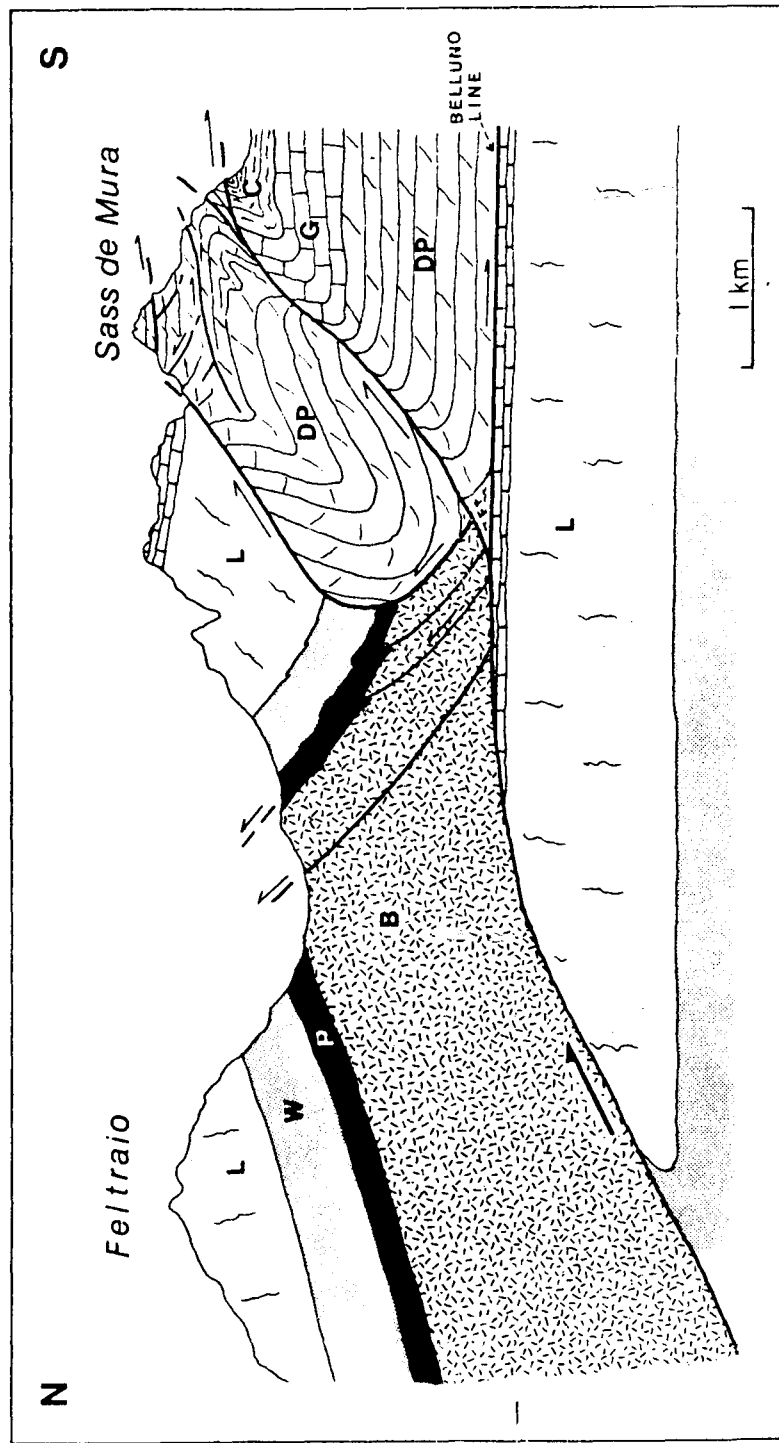
zione (Fig. 60) apertamente teorica per Passo Cereda, andando molto al di là delle evidenze osservabili, poiché la struttura a cuneo («fish structure») del basamento entro la copertura è di pura fantasia, così come la successione werfeniano-ladinica al di sotto del basamento alla base della figura: meno male che lo scorrimento delle Dolomiti sopra la Linea della Valsugana è solo «sospettato». DOGLIONI & CASTELLARIN (1986) producono l'ipotesi di lavoro che pieghe e flessure lungo la Linea della Valsugana siano interpretabili come indizi di un sottostante sovrascorrimento, cui attribuiscono anche una componente sinistra, riconoscendo tuttavia che non si sa nulla di ciò che succede entro il basamento «a S della Linea» (probabilmente vuol dire a N) e poco di ciò che succede entro la copertura a S di essa; in sostanza è una costruzione teorica (Fig. 61) che se si limitasse alle prossimità della superficie rispecchierebbe più o meno ciò che si sa. Per quanto riguarda la zona trentina si può riassumere la situazione ricordando che dai rilievi di VENZO (1940) e dalla conoscenza diretta dello scrivente come addietro documentata (OGNIBEN, 1966; 1967), la Linea della Valsugana non mostra mai sovrapposizioni di rocce più antiche sulla faccia superiore di successioni più recenti, come è tipico dei ricoprimenti, ma solo contatti di faglia verticali o subverticali, in gran parte apparentemente concordanti, dell'anticlinale cristallina verso la copertura permomesozoica, e pertanto si tratta di una piega in gran parte stirata a faglia verticale o subverticalmente inversa, senza alcun passaggio a contatti laterali di ricoprimento o di trascorrenza, e con un graduale attenuarsi al suo estremo WSW nell'Altopiano di Folgaria.

Per quanto riguarda la parte del sistema valsuganese a SE dell'allineamento Bassano-Valdobbiadene-Aviano si ha un accenno di LEONARDI (1965) alla Linea Pedemontana che solleva anche il Pliocene a Cornuda. ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980) attribuiscono ad un grande evento del Miocene sup. il sollevamento della zona a N dell'allineamento anzidetto e la subsidenza del bacino messiniano immediatamente a S. Dopo il Miocene sup. il sollevamento continua producendo una flessura che nel Pliocene sup. diventa più o meno una piega-faglia (Linea Bassano-Valdobbiadene-Montanè-Sarone) con inclinazione da 75° verso S fino a rovesciata nei conglomerati messiniani del bacino pedemontano (Anticlinale del Montello). Segue verso S la sepolta *Linea di Sacile*, con labbro sollevato a NW e pertanto ancora S-vergente. Anche PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980) collegano la Flessura Bassano-Valdobbiadene alle faglie che limitano verso S il Canisiglio (Linee di Montanè, di Sarone, di Aviano) e ne ammettono un'attività postpiacenziana-pleistocenico-olocenica, così come per la Linea di Sacile più a S, subverticale tendente ad inversa e S-vergente. PIANETTI & ZANFERRARI (1980) limitano la subsidenza messiniana all'area dei conglomerati pedemontani messiniani, mentre più a SE la subsidenza sarebbe avvenuta nel Pliocene inf. dopo l'erosione degli eventuali depositi messiniani.

A SW della flessura Bassano-Valdobbiadene non si osservano grandi elementi valsuganesi. DE ZANCHE *et al.* (1978) ricordano una *Faglia di Piovene* inversa e S-vergente a direzione SW-NE mentre in ZANFERRARI *et al.* (1982) sono riportati in questa stessa direzione il *Graben Vicenza-Montecchio* ed il *Graben Bèrici-Eugànei*.



v. Fig. 58.



B = undifferentiated basement; P = Upper Permian sediments; W = Scythian and Anisian formation; L = Ladinian carbonate beds; DP = Dolomia Principale; G = Jurassic limestone; C = Cretaceous limestone.

Fig. 60 - Sezione trasversale attraverso la Linea della Valsugana a Passo Cereda, nell'interpretazione di DOGLIONI (1986). Per confronto vedasi la Fig. 53 riproducente la stessa sezione.

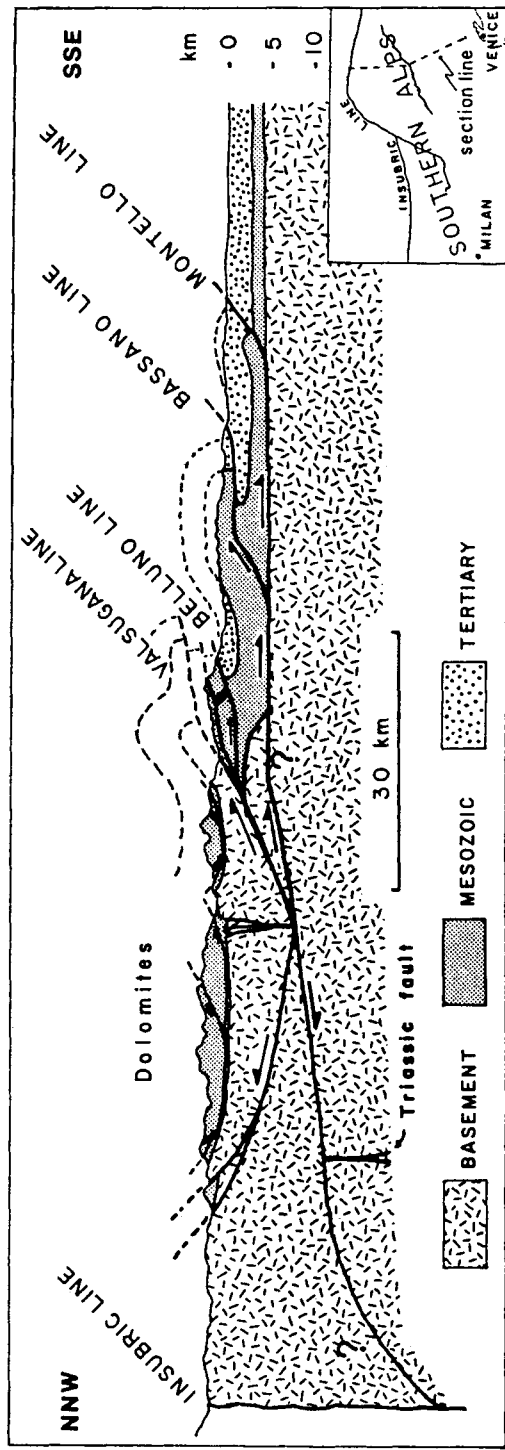


Fig. 61 - Sezione schematica delle Alpi Meridionali nella zona Dolomiti-Pianura Veneta, da DOGLIONI & CASTELLARIN (1986).

3.2.4. Sistema friulano

Costituisce la continuazione del sistema valsuganese al di là della «giunzione cadorina», o sistema cadorino, che in sostanza separa la zona a pieghe-faglie e sovrascorrimenti S-vergenti con direzione prevalente SW-NE, da analoghe strutture con direzione prevalente EW.

La zona del sistema friulano appare molto raccorciata per mezzo delle faglie inverse e dei sovrascorrimenti rispetto alla zona del sistema valsuganese descritta nel capitolo 3.2.3. Per CASTELLARIN & VAI (1982) il raccorciamento delle Alpi Meridionali friulane le riduce ad 1/3 della larghezza paleogeografica originaria, ed in sostanza il raccorciamento in confronto con la Ruga di Trento viene attribuito allo scorrimento della «zolla adriatica» (ZANFERRARI *et al.*, 1982). In realtà bisogna tener presente che: a) le zone paleogeografiche del margine africano-adriatico attraversavano con probabilità obliquamente l'attuale Lineamento Periadriatico con andamento ENE-SSW, a quanto pare ulteriormente stirato in senso EW dalla trascorrenza destra del Lineamento stesso (v. discussione in OGNIBEN, 1985); b) la posizione delle zone a comportamento neotettonico più e meno rigido giustificherebbe già da sola l'indubitabile «crescere delle quantità di deformazione neotettonica procedendo dal Veneto occidentale verso il Friuli centrale» (ZANFERRARI *et al.*, 1982). Infatti dalla Linea di Càorle verso E si ritengono presenti in sottosuolo i terreni della Ruga Friulana (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980), ossia di una zona a comportamento rigido sul tipo della Ruga di Trento; la differente posizione delle due zone rigide rispetto ai più deformabili terreni del Bacino Bellunese-Giulio (a SE della Ruga di Trento, a NW ed a N della Ruga Friulana) può giustificare il differente grado di deformazione nelle aree dei due sistemi, rispettivamente valsuganese e friulano.

Nella zona del presente studio rientrano da N verso S le terminazioni occidentali delle seguenti linee (Fig. 62) secondo CAVALLIN & MARTINIS (1982): *Linea dell'Alto Tagliamento*, verso W sovrascorrimento S-vergente, verso E subverticale, forse continuazione della Linea del Piave stando a LEONARDI (1965); *Linea Pinedo-Avasinis*, probabile continuazione diretta della Linea della Valsugana a giudicare dalle antistanti sinclinali di terreni giurassici e cretacei, con la Dolomia Principale sovrascorsa fin sul flysch paleogenico; del resto nuclei giurassici e cretacei si hanno anche davanti alla Linea dell'Alto Tagliamento, che appare quindi assieme con la Linea del Piave come una vicariante od uno sdoppiamento della Linea della Valsugana; *Linea Barcis-Starasella* (spesso designata come Sovrascorrimento Periadriatico) che appare continuare la Linea di Belluno (o Linea della Valsugana Sud di LEONARDI, 1965) dal Cansiglio verso E, con la Dolomia Principale notevolmente sovrascorsa sul Miocene per mezzo di piani S-vergenti a 20°-60°, fino a sovrascorrere sulla sepolta *Linea Càneva-Maniago*, mentre più a S si ha la sepolta *Linea di Aviano* (o di Sequals) a direzione nettamente valsuganese.

Dal punto di vista cronologico vale anche per il sistema friulano la successione di eventi già descritta per il sistema valsuganese. Le linee dell'Alto Tagliamento e di Pinedo-Avasinis risultano di probabile impostazione miocenica e riattivazione suprapliocenico-infrapleistocenica con successiva cessazione della deformazione (ZANFERRARI *et al.*, 1982) mentre le linee più a S sono di imposta-

zione probabilmente pliocenica. I conglomerati messiniani del solco pedemontano raggiungono spessori di 800 m, a testimonianza della fase supramiocenica.

All'estremo Nord della regione si ha la *Linea Fella-Sava* che appare come una trascorrenza destra in direzione EW, attiva anche attualmente (CARULLI *et al.*, 1980) come la vicina Linea della Gail. Più che al sistema friulano, la Linea Fella-Sava sembra riferibile al Lineamento Periadriatico quale vicariante della Linea della Gail.

3.2.5. Sistema giudicariense

Le faglie del sistema giudicariense (Fig. 63) sono nettamente limitate ad un'area compresa a W fra il plutone dell'Adamello, evidentemente più antico e costituente un ostacolo per la deformazione, e ad E la valle dell'Adige, evidentemente più recente ed orientata secondo il sistema stesso, come tutta l'impostazione paleogeografica del Trentino occidentale.

Nella generale orientazione del sistema fra NNE-SSW e NS, la componente trascorrente appare evidente per la *Linea delle Giudicarie* propriamente detta come ampiamente discusso addietro (cap. 3.1.3, 3.1.4, 3.1.5), ed è probabilmente sempre meno importante da W verso E, in armonia col passaggio dai terreni del Bacino Lombardo ai relativamente più rigidi terreni della Ruga di Trento ed all'esistenza delle paleofaglie che marcano il passaggio stesso. Questa localizzazione di un sistema tettonico in corrispondenza di una discontinuità paleogeografica sembra voler anche dire che si tratta di un disturbo nettamente supracrustale, non necessariamente esteso a livelli profondi della crosta od al mantello.

Oltre alla componente trascorrente vi è certamente una notevole componente di raccorciamento in senso EW, o WNW-ESE, che appare sempre più importante da W verso E dove prevale lo stile a faglie inverse, mentre verso W sono frequenti le faglie apparentemente normali (ed in realtà probabilmente trascorrenti) come descritte per il Gruppo di Brenta da TREVISAN (1939), sia le prime che le seconde sempre inclinate ad alto angolo verso W o subverticali, con rigetti verticali fin oltre il migliaio di m.

Dal punto di vista cronologico la componente trascorrente NS o NNE-SSW sembra dover essere essenzialmente supramiocenica come discusso addietro, mentre la componente compressiva EW o WNW-ESE appare in gran parte più recente, a giudicare dal fatto che le linee giudicariensi vengono frequentemente tagliate e spostate dalle linee del sistema scledense NW-SE più avanti descritto, come nella zona a N di Verona (PANIZZA *et al.*, 1981), e che il sistema scledense vien da tutti gli autori riconosciuto come essenzialmente suprapliocenico-pleistocenico. A quest'ultima età vengono generalmente riferite anche le grandi dislocazioni dei blocchi monoclinali delimitati dalle faglie giudicariensi nel Trentino occidentale e nella zona del Garda, con sovrascorrimento verso E e basculamento verso W (BARTOLOMEI *et al.*, 1969; SAURO, 1979; SAURO & MENEGHEL, 1980; ZANFERRARI *et al.*, 1982). La cosa appare confermata dal sollevamento del Piacenziano di Salò, che fa riferire ad età post-piacenziana tutta la struttura a gradi-

onta-
ca.
come
LI et
inea
della

'a-
sti-
nte
pa-

te
o-
te
el
l-
e
a
n

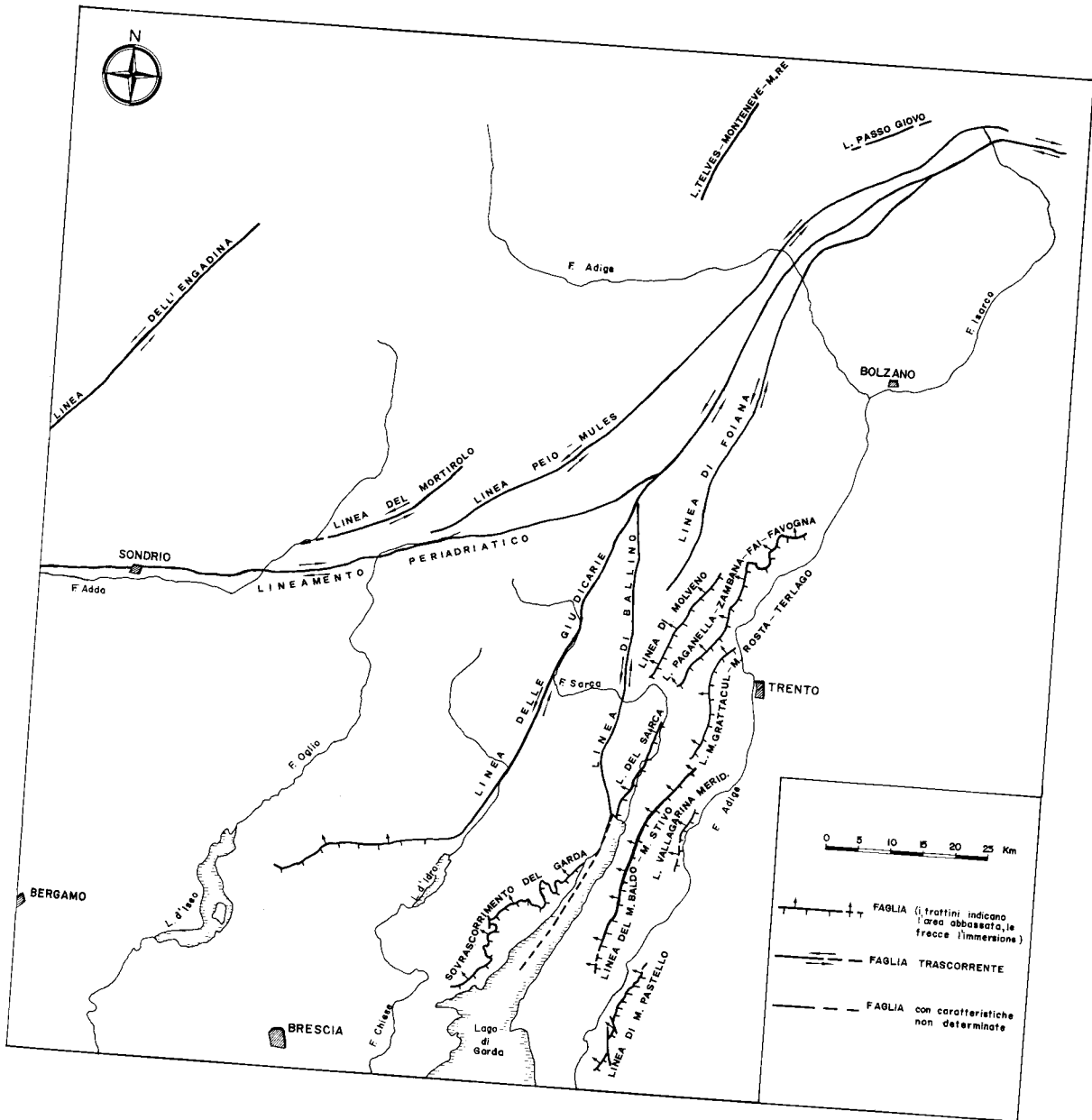


Fig. 63 - Schema strutturale del sistema giudicariense.

nata verso W dei blocchi di faglia accavallati ad E ed inclinati a W della zona trentino-gardesana (SAURO, 1979), con attività fino ad epoca olocenica nel graben NNE-SSW dell'Adige nella bassa Val Lagarina sovralluvionata dall'ostacolo tettonico recente della Chiusa di Ceraino. La stessa successione cronologica di fasi tettoniche è indicata dalla paleoidrografia del Trentino occidentale, impostata secondo direzioni giudicariensi e successivamente smembrata secondo direzioni scledensi (ZANFERRARI *et al.*, 1982). Si è già accennato addietro che una primissima fase pre-giudicariense appare aver impostato secondo TREVISAN (1939) pieghe coricate verso S a direzione valsuganese, che vengono tagliate e spostate dalle trascorrenze giudicariensi.

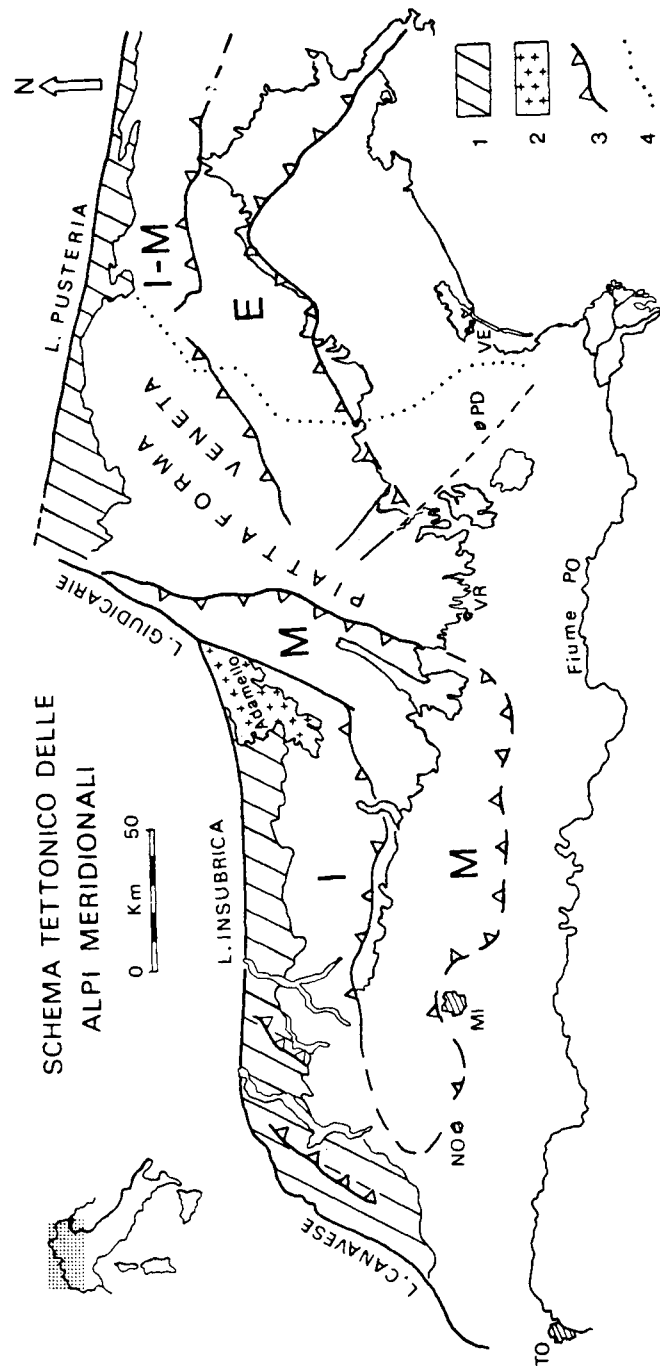
La caratteristica poca perspicuità dei sistemi trascorrenti se osservati su scala locale si riflette nel generalizzato concetto del sistema giudicariense come fascio di soli accavallamenti vergenti ad ESE, prodottisi assieme col sistema scledense in un'unica fase suprapliocenica come secondo SEMENZA (1974), oppure in età supramiocenica come in CASTELLARIN & VAI (1982) e CASTELLARIN & SARTORI (1986); di accavallamenti si tratta anche per SLEJKO *et al.* (1986), per citare lavori molto recenti. PELOSO & VERCESI (1982) distinguono nella parte sud-occidentale del Gruppo di Brenta le faglie del sistema giudicariense e quelle a direzione EW: per loro sarebbero tutte faglie di età ercinica con riattivazione in età alpina con «addirittura la neoformazione di alcune di esse» a causa di una spinta da W collegata con l'intrusione dell'Adamello, mentre verosimilmente ultime sarebbero le faglie NW-SE.

Al sistema giudicariense possono essere assegnate anche alcune faglie delle Alpi Centrali a W della Linea delle Giudicarie, che con questa hanno in comune una direzione da NE-SW a NNE-SSW ed una più o meno ben riconosciuta componente trascorrente sinistra: si tratta della *Linea dell'Engadina* addietro ricordata nel cap. 3.1.5, della *Linea del Mortirolo*, della *Linea Peio-Mules*, ricordata in DAL PIAZ (1942) come *Linea Quarazze-Giogo di Marleno-S. Vigilio-cresta sinistra di Val d'Ultimo* ed in BAGGIO *et al.* (1971) come *Linea Mules-Corno Bianco-Quarazze*, e più a N si hanno la *Linea del Passo Giovo* (Jauferpas) all'altezza dell'estremità SW della finestra dei Tauri, e la *Linea Telves-Monteneve-M. Re* (Telfes-Schneeberg) che limita verso N la Schneeberger Zug (Tratto di Monteneve di BAGGIO *et al.*, 1971). Immediatamente ad E della Linea delle Giudicarie si ha lungo il limite SE dei massicci di Bressanone e di Ivigna la Linea di Nova (Naif) che ad E del massiccio di M. Croce diventa Linea di Foiana (Völlan) e continua ulteriormente verso SSW attraverso una trascorrenza sinistra più recente (Linea di Zambana-Sporminore-Cles-Rumo, CASTELLARIN & GATTO, 1981 b; CASTELLARIN, GATTO & SEMENZA, 1981), come Linea Clamer-Rossati (DAL PIAZ, 1942) che TREVISAN (1939) fa delimitare ad E il suo fascio di faglie del Gruppo di Brenta, e che potrebbe cumulativamente esser chiamata *Linea di Foiana* dalla sua denominazione più frequentemente ricorrente: per DAL PIAZ (1942) essa corre ai limiti dei massicci di Bressanone ed Ivigna con forte inclinazione verso W, e per BARTOLOMEI *et al.* (1969) costituisce lungo il Gruppo di Brenta un sovrascorrimento con vergenza E. Ad E di questa altri notevoli sovrascorrimenti verso E sono rappresentati dalla *Linea di Molveno*, dalla *Linea Paganella-Zambana-Fai-Mezzocorona-Favogna*, dalla *Linea M. Grattacul-M. Rosta-Terlago* (BARTOLO-

MEI *et al.*, 1969). A W della Linea Clamer-Rossati (= Foiana) si ha la Linea della Vedretta dei Camosci (CASTELLARIN & GATTO, 1981 a), che continua nella Linea Ballino-Garda (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981a), sicché può esser designata cumulativamente come *Linea di Ballino*, ampiamente ricordata addietro come paleofaglia giurassica estesa dal Garda a M. Peller e di cui vengono ricordate specifiche riattivazioni recenti con oltre 1 km di trascorrenza sinistra (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981a); certamente neogeniche e probabilmente attive con talora prevalente componente sinistra sarebbero la *Linea del Sarca* (sul prolungamento della Linea Paganella-Favogna), la *Linea del M. Baldo-M. Stivo*, la *Linea della Vallagarina meridionale*, la *Linea di M. Pastello* (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981a; PANIZZA *et al.*, 1981), tutte vergenti verso ESE. Infine un'importante struttura a direzione giudicariense verso E, che passa a bresciana e poi a SE-NW verso W è il *Sovrascorrimento del Garda*, ricordato dagli autori con vari nomi come ad es. Linea Tremòsine-Tignale, Linea Limone-Tignale e simili, che corre lungo la riva occidentale del Garda fino a Vobarno dove prende una direzione più o meno SE-NW fino alla Valle del T. Berga come ricordato da CASSINIS (1980); esso sovrappone la Dolomia Principale su terreni giurassici e cretacei lungo superfici poco inclinate fino a suborizzontali (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981). Tutte le strutture giudicariensi sono state spesso riferite a spinte da W conseguenti al sollevamento dell'Adamello, e più recentemente ad una «ipotesi di deformazione plastico-rigida» dei terreni del Bacino Lombardo attorno ai preesistenti elementi rigidi dell'Adamello e della catena sudalpina interna orobica e lombarda (CASTELLARIN & SARTORI, 1986) secondo la Fig. 64 tratta dai suddetti autori.

Va infine ricordato che direzioni di tipo giudicariense vengono riportate anche per elementi del sistema pedeappenninico cui viene attribuito anche il carattere della trascorrenza sinistra. Si tratta della *Faglia della Secchia* contraddistinta da un allineamento sismico e dall'attività della sua vicariante *Faglia di Correggio* (CASTALDINI *et al.*, 1979), nonché della *Faglia S. Benedetto Po-Garolda* che della precedente è considerata la continuazione con effetto complessivo di troncatura delle strutture della Dorsale Ferrarese (BARALDI *et al.*, 1980). Si può pensare, più che non ad una relazione con la supramiocenica trascorrenza giudicariense, ad un'impostazione più recente di piani di taglio legati alla deformazione del semiarco appenninico settentrionale (v. OGNIBEN, 1985) insieme con le strutture N-vergenti del sistema pedeappenninico, il tutto dovuto alla perdurante spinta della convergenza Africa-Europa in senso NS.

Vanno ricordate qui anche alcune linee che non fanno parte del sistema giudicariense, ma piuttosto di un «sistema pusterese» legato al tronco Pusteria-Gail del Lineamento Periadriatico. Si tratta delle linee che entro le Austridi divergono dalla Linea della Pusteria verso NE ad angoli molto stretti, con moderate componenti destre (ZANFERRARI *et al.*, 1982): da N verso S sono la *Linea Defereggental-Anterselva-Valles* (Defereggental-Antholz-Vals) a direzione WSW-ENE, che si stacca dalla Linea della Pusteria a poca distanza dalla «giunzione atesina» di Mules (Mauls), come riportato da DAL PIAZ (1942), BAGGIO *et al.* (1971) ecc.; la *Linea Kalkstein-Vallarga* (Weienthal) detta anche Linea Kalkstein-Forcella di Ciarnil (DAL PIAZ, 1942; BAGGIO *et al.*, 1971) appena a S della precedente con direzione quasi EW; la *Linea dell'Alta Drava* (BONI, 1981) che si stacca dalla Linea



SCHEMA TETTONICO DELLE
ALPI MERIDIONALI

1 = principali nuclei di basamento cristallino e di terreni del Paleozoico; 2 = plutoniti terziarie dell'Adamello; 3 = fronte di accavallamento; 4 = margine orientale della Piattaforma Veneta; I = arco interno paleogenico (o più antico); M = arco mediano del Miocene medio-sup. (in prevalenza Tortoniano); E = arco esterno del Pliocene-Quaternario.

Fig. 64 - Ipotesi di «deformazione plastico-rigida» dei terreni del Bacino Lombardo attorno agli elementi rigidi dell'Adamello e della catena sudalpina lombarda, da CASTELLARIN & SARTORI (1986).

della Pusteria verso San Candido (Innichen) per proseguire quasi completamente in territorio austriaco con direzione WSW-ENE, lasciando a S le Dolomiti di Lienz. In territorio sudalpino (ed italiano) diverge leggermente dalla Linea della Gail la *Linea Fella-Sava* dell'alta Carnia, contraddistinta da trascorrenza destrorsa e da notevole sismicità assieme con il tratto vicino alla Linea della Gail (CARULLI *et al.*, 1980; ZANFERRARI *et al.*, 1982; CARULLI *et al.*, 1982).

3.2.6. Sistema scledense

Nella zona prealpina e nella pianura veneta (i dati della quale provengono essenzialmente dalle ricerche dell'AGIP) l'evento tettonico fondamentale appare verificarsi nel Pliocene superiore con attività perdurante fino ad oggi, e consiste principalmente nello sviluppo di faglie a direzione NW-SE con variabili componenti di rigetto, in parte impostatesi durante la subsidenza infrapliocenica, così da dar luogo a faglie normali con sollevamento a SW oppure invece a NE oppure a componenti trascorrenti più o meno sviluppate (Fig. 65). La più importante di esse appare la *Linea di Schio* (o Schio-Vicenza) che risulterebbe una trascorrente sinistra estesa all'incirca dalla valle dell'Adige alle vicinanze del delta del Po, con lato sollevato SW corrispondente all'Alto di Verona, o alto Lessini-Bèrici-Euganei, e lato abbassato NE corrispondente alla pianura padovano-veneziana (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980). Da questa faglia l'intero sistema NW-SE viene generalmente denominato «sistema scledense» ossia di Schio.

L'Alto di Verona sembra presente dal Miocene superiore in poi (e pertanto dovrebbe essersi formato assieme con la trascorrenza giudicariense, dato anche che appare corrispondere ad una zona di minor profondità della Moho) senza essere molto disturbato da faglie valsuganesi e giudicariensi, e mostra di essersi sollevato nel Pliocene superiore con formazione di varie faglie verticali a direzione scledense e trascorrenza sinistra in complessiva discesa verso NE, cui segue la subsidenza del Pleistocene inf.-medio e l'ulteriore trasgressione «milazziana» che continua fino ad oggi nella pianura circostante (ZANFERRARI, GIRARDI *et al.*, 1980; PANIZZA *et al.*, 1981).

Dall'Alto di Verona verso NE le faglie scledensi mostrano componenti sinistre fino alla *Linea di Càorle*, dalla quale verso NE la componente trascorrente risulta destra in armonia col vicino sistema dinarico del quale forse possono esser considerate costituire un'estensione recente. Le faglie scledensi risultano tagliare le più esterne faglie valsuganesi, nelle Prealpi ed in pianura, e quelle giudicariensi fin oltre la valle dell'Adige, smembrando anche le relative paleoidrografie, ma soprattutto sembrano rinforzare di molto la componente E-vergente di molte faglie giudicariensi che danno così luogo a vari sovrascorrimenti con basculamento verso W dei relativi blocchi di faglia, principale fra i quali quello del Lago di Garda (ZANFERRARI *et al.*, 1982).

Le faglie a presunta componente sinistra risultano dar luogo sotto la pianura veneta ad una serie di blocchi allungati NW-SE ed in complessiva discesa verso NE dalla Linea di Schio alla *Linea di Padova Ovest* alla *Linea di Padova Est*, cui segue la *Linea di Bassano* che rialza verso NE così da formare con la Linea di

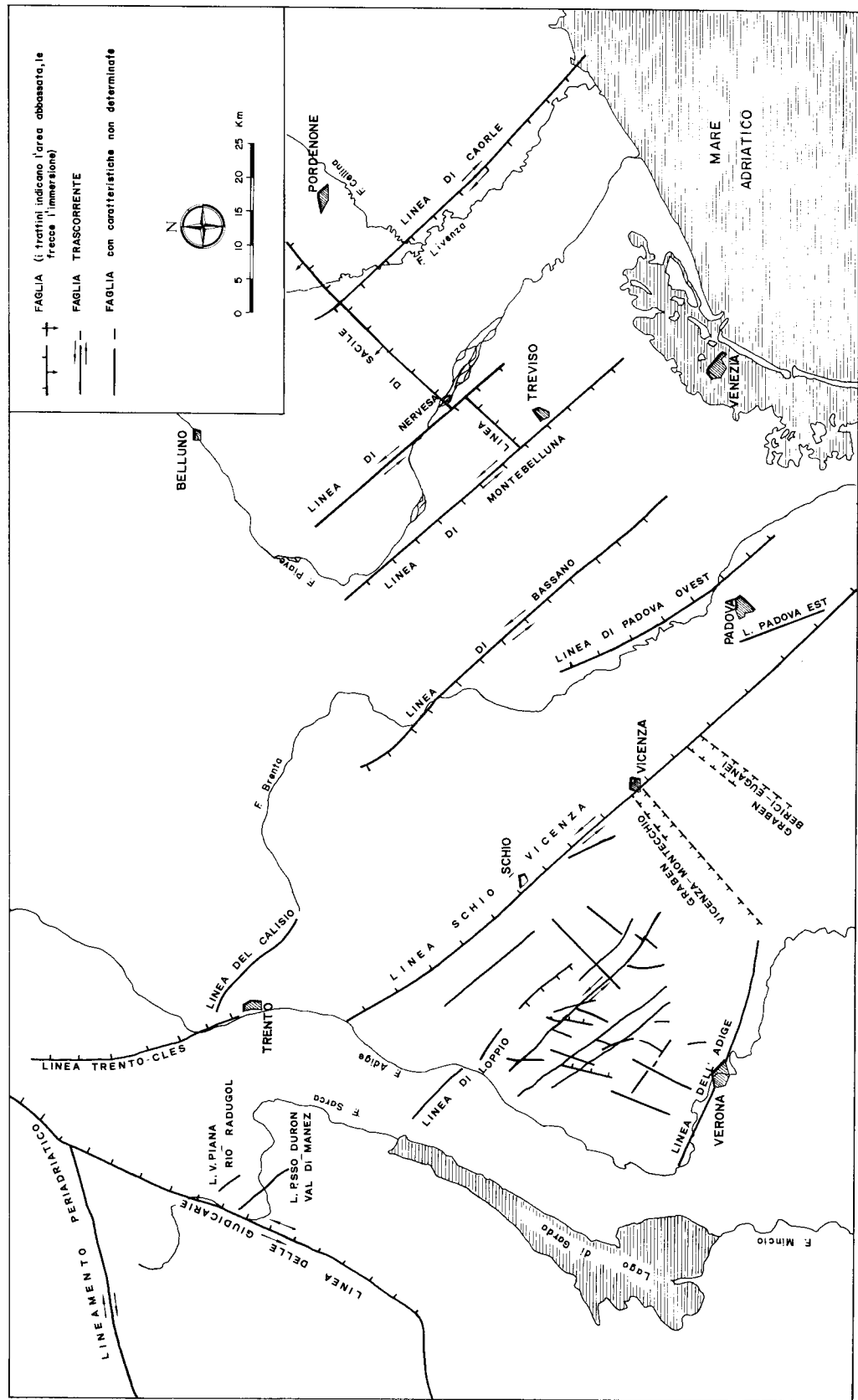


Fig. 65 - Schema strutturale del sistema scledense.

Padova Est il Graben di Villa del Conte. Al di là della Linea di Bassano seguono sempre parallelamente ed in rialzo verso NE la *Linea di Montebelluna* e la *Linea di Nervesa*, ambedue sinistrorse, e poi la Linea di Càorle destrorsa: le linee di Montebelluna, Nervesa e Càorle tagliano le linee di Sacile e di Aviano del sistema valsuganese (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980; ZANFERRARI, GIRARDI *et al.*, 1980; ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980).

La Linea di Càorle appare ubicata all'incirca al margine SW della Ruga Friulana (CARULLI *et al.*, 1980) ed infatti sembra continuare al margine SW dell'Altopiano del Cansiglio in corrispondenza di megabrecce cretaceo-paleogeniche (CAVALLIN & MARTINIS, 1982).

Tutto l'insieme va considerato tenendo conto della successione da W verso E della Ruga di Trento con copertura poco potente e comportamento tettonico relativamente rigido, che all'incirca in corrispondenza della Linea di Bassano dà luogo ai terreni del Bacino Bellunese-Giulio (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980) che costituiscono una zona relativamente più deformabile fino alla Linea di Càorle, dove subentra la potente e rigida copertura della Ruga Friulana (ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980). L'impostazione delle faglie del sistema scledense appare bensì aver inizio nel Pliocene inf., ma le relative trascorrenze comincerebbero ad agire nel Pliocene superiore (CARULLI *et al.*, 1980), modellando il sottosuolo della pianura verso N all'incirca fino all'ostacolo rappresentato dal valsuganese allineamento Bassano-Valdobbiadene-Montanèr-Sarone-Aviano (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980). Nella bassa pianura la trasgressione infrapleistocenica dà luogo a depositi di ambiente da marino a misto per varie centinaia di m di potenza, compresi quelli della trasgressione milazziana, fino agli 80-90 m di profondità da dove fino alla superficie si osservano i depositi continentali würmiani ed olocenici dei conoidi del Brenta, del Piave e del Cellina (ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980).

Nell'Alto di Verona la fase scledense appare risolversi in un sollevamento articolato in piccoli blocchi fra le numerose faglie scledensi e le più antiche faglie giudicariensi anch'esse abbondanti soprattutto verso W e passanti a NS e poi NW-SE verso E (PANIZZA *et al.*, 1981); due graben a direzione fra giudicariense e valsuganese appaiono interrompere l'Alto di Verona in corrispondenza della *Depressione Vicenza-Montecchio* fra Lessini e Bèrici, e della *Linea della Riviera dei Bèrici* fra questi e gli Eugànei. Verso SW l'Alto appare limitato dalla *Linea dell'Adige* (o di Verona, indicata da numerose sorgenti termali (BARALDI *et al.*, 1980).

Nel Trentino le più notevoli faglie a direzione scledense appaiono la *Linea di Loppio* e la *Linea Trento-Cles* (CARULLI *et al.*, 1980), quest'ultima continuazione della Linea di Schio oppure della *Linea del Calisio* (BARTOLOMEI *et al.*, 1969), che si trovano al di là delle alluvioni recenti del fondovalle dell'Adige. Si osservano varie minori faglie a direzione scledense che interrompono i sovrascorrimenti E-vergenti giudicariensi anche in immediata vicinanza della Linea delle Giudicarie, come ad es. a N di Tione la *Linea del Passo del Duron-Val di Manez* e la *Linea di Val Piana-Rio Radugol* (CASTELLARIN & GATTO, 1981a), ma si tratta probabilmente solo di faglie tensionali di svincolo fra vari tratti di uno stesso sovrascorrimento, con spostamenti sinistrorsi anche di 2,5 km, che si fermano prima della Linea delle Giudicarie.

3.2.7. Sistema cadorino

Fra il sistema valsuganese e quello friulano si ha un fascio di dislocazioni con direzione fra NS e NW-SE (Fig. 66), in prossimità delle quali anche le strutture valsuganesi e friulane tendono a deviare verso N, interrompendosi contro le strutture NS o congiungendosi mediante profonde inflessioni verso N. LEONARDI (1965) distingue la «giunzione cadorina» nella zona di S. Stefano di Cadore, la «giunzione del Bòite» nella zona di S. Vito di Cadore, la «giunzione zoldana» nella zona di Forno di Zoldo. In realtà queste tre giunzioni costituiscono tre punti di convergenza e deviazione verso N delle linee del sistema valsuganese nella prossimità o nel passaggio al fascio di dislocazioni NS o NW-SE sopra ricordato, che per brevità verrà qui designato come «sistema cadorino», e che si esprime nel modo più evidente lungo il tratto NS del corso del Piave da Ponte nelle Alpi a Perarolo e nel *Graben Longarone-Lago di S. Croce-Fadalto*, seguito in direzione NS da un antico corso del Piave da Ponte nelle Alpi verso S. Le carte di LEONARDI (1967) mostrano molto bene l'inflattersi verso N della Linea della Valsugana e delle sue diverse vicarianti, come la Linea del Piave, per congiungersi attraverso la valle del Piave e le dislocazioni del «sistema cadorino» con le friulane Linea dell'Alto Tagliamento e Linea Pinedo-Avasinis che a loro volta si inflettono verso S prima di prendere la direzione EW del sistema friulano. All'altezza di Ponte nelle Alpi la stessa cosa avviene per la valsuganese Linea di Belluno (Linea Còpolo-Pelf-Prugna) prima di passare alla friulana Linea Barcis-Starasella.

Verso N LEONARDI (1968) riporta un fascio di faglie NS fra Cortina d'Ampezzo ed il Lagazuoi, una grande linea SE-NW fra Passo Tre Croci e S. Vigilio (St. Vigil), che potrebbe esser detta *Linea di Pederù*, una vicina e parallela che potrebbe dirsi *Linea di Stua*, una seconda parallela che potrebbe dirsi *Linea della Croda Rossa* (Hohe Gaisl) ed infine la lunga linea SSE-NNW dalle Marmarole a Braies (Prags) che potrebbe dirsi *Linea di Misurina*: tutte subverticali o inclinate verso E con vergenza verso W. Segue un complicato gruppo di più brevi linee per lo più SE-NW fra il M. Aiarnola e Dobbiaco, limitate verso NE da una lunga linea fra S. Stefano di Cadore e S. Candido (Innichen) che potrebbe esser detta *Linea di Sesto* (Sexten), ancora con complessiva vergenza W.

Circa l'età delle linee trasversali rispetto alle strutture valsuganesi-friulane, LEONARDI (1965) ammette un'età posteriore al Miocene inf. per il fatto che le prime tagliano le seconde, la cui prima impostazione risale appunto a quell'epoca.

Per PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980), nonché per ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980), il sistema del graben di Longarone risulta già presente nel Miocene sup., e dal margine del massiccio Cansiglio-M. Cavallo che costituisce il suo fianco E si estende verso SE sotto la pianura nella Linea di Càorle che in epoca supapliocenica assume una componente destrorsa come la parallele linee del sistema dinarico che la seguono verso NE. Il Cansiglio e la Linea di Càorle appaiono rappresentare il margine W della Ruga Friulanà, cui pertanto spetterebbe un preciso ruolo nella meccanica di formazione di queste linee. La prosecuzione del «sistema cadorino» dal Graben di Longarone verso N fino alla Linea della Pusteria con le linee riportate da LEONARDI (1968) fra S. Vigilio e Sesto, e con un fascio di piccole faglie fino alla Valle Aurina (Ahrental) tagliando la Linea della Pusteria

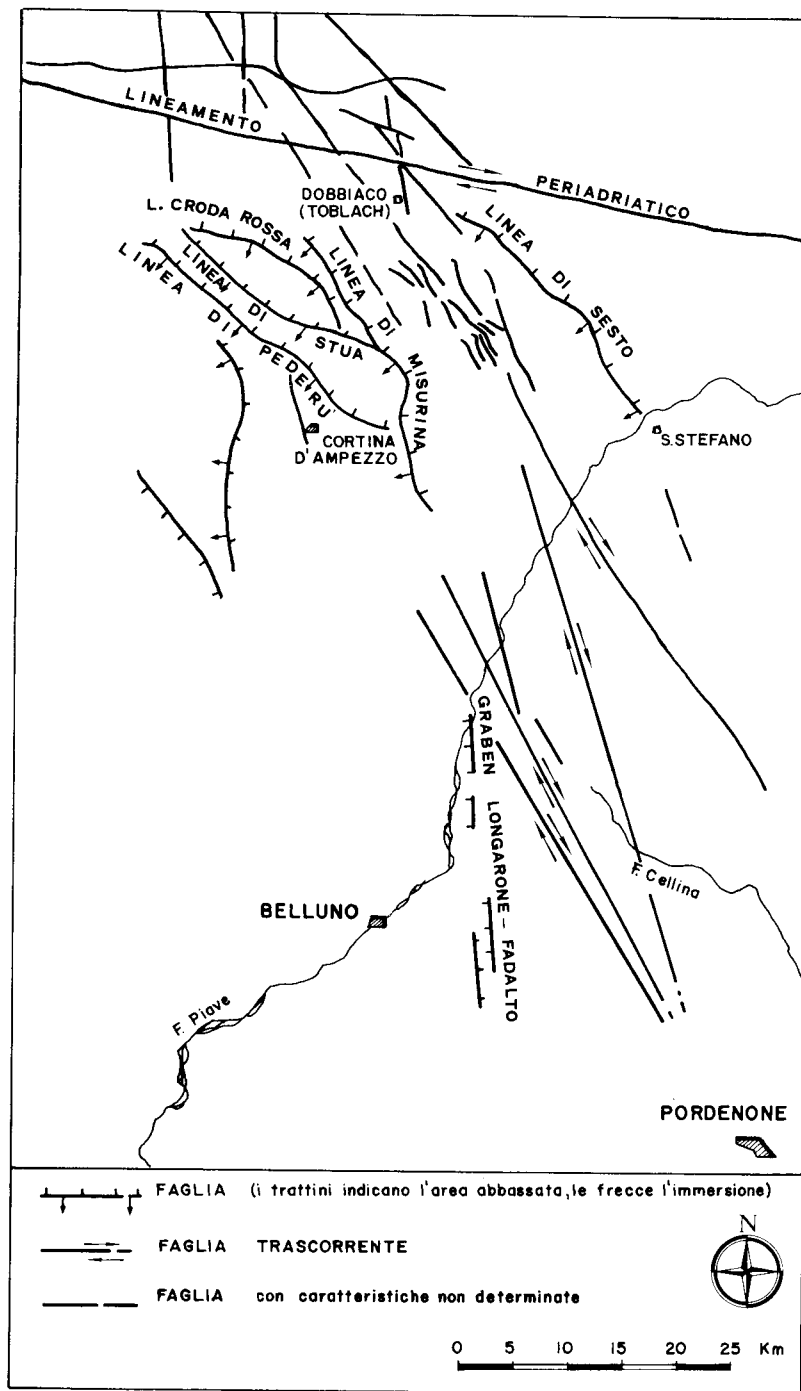


Fig. 66 - Schema strutturale del sistema cadorino.

fra Brunico e S. Candido, viene riferita al Pleistocene sup. da PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980), ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980) e ZANFERRARI *et al.* (1982), che attribuiscono loro una componente trascorrente destrorsa come per la Linea di Càorle.

Nell'insieme sembra si possa pensare al «sistema cadorino» come un fascio di fratture di tensione parallelo alla spinta del «blocco adriatico» in quest'area e verificatosi nel settore di massima deformazione, visibile come passaggio dalle eventuali linee sinistrorse del «sistema scledense» a quelle destrorse del «sistema dinarico» ad esso parallelo, e dalle direzioni SW-NE del sistema valsuganese a quelle EW del sistema friulano.

La localizzazione del settore di massima deformazione appare in corrispondenza del Bacino Bellunese-Giulio lungo il margine occidentale della Ruga Friulana, che trovava i relativamente deformabili terreni del Bacino Bellunese-Giulio anche davanti a sè nel tratto friulano di questo, mentre analoga deformazione non veniva realizzata nella relativamente più rigida Ruga di Trento estesa a W della Linea di Bassano e nelle Dolomiti, secondo tutte le descrizioni fin qui riportate.

3.2.8. Sistema pedeappenninico

Viene accennato qui alle strutture del «sistema pedeappenninico» perché in piccola parte rientrano nell'area presa in esame dal presente studio, ma soprattutto perché indicano una spinta tangenziale N-vergente, che in qualche misura può contribuire alla geodinamica dell'area sudalpina attraverso la componente tangenziale che si intravede nella subsidenza del Bacino Padano sulla base dell'esistenza di strutture compressive vergenti in senso opposto ai due lati di esso.

Le strutture pedeappenniniche sembrano far parte di un grande sovrascorrimiento d'insieme dei terreni appenninici sopra la monoclinale pedealpina moderatamente inclinata verso S sotto la pianura (PIERI & GROPPi, 1981), come suggerito soprattutto da dati gravimetrici e sismici. Esse risultano ripartite in archi vergenti a NNE (v. addietro Fig. 17) e di fatto corrispondenti a settori trasversali di differente raccorciamento, e pertanto di differente deformazione, del Bacino Padano come discusso in OGNIBEN (1985). In corrispondenza dei rami occidentali degli archi pedeappenninici (piemontese, emiliano, ferrarese) sono ipotizzati dei «lineamenti» trasversali dagli Appennini alle Alpi secondo PIERI & GROPPi (1981), che però non sarebbero visibili nella monoclinale pedealpina, dove se esistono non sono stati attivi durante il Pliocene quando gli archi pedeappenninici si sono formati. Gli autori anzidetti non escludono che si tratti di faglie trascorrenti del tipo «tear faults» ossia limitate ad una parte della successione del Bacino Padano, e nemmeno escludono l'influenza di «lineamenti» pre-pliocenici per i quali però mancano dati; tuttavia qualcosa del genere può esser suggerito secondo gli autori stessi dalla coincidenza fra il lato occidentale dell'arco ferrarese e la successione di scogliera giurassico-cretacea nei pozzi di Bagnolo in Piano presso Reggio Emilia, nonché dalla successione di tipo transizionale fra Bacino Lombardo e Ruga di Trento incontrata nei pozzi di Cavone presso Novi di Modena. Si

può aggiungere che un suggerimento simile viene anche dall'esistenza sotto la pianura antistante alla zona prealpina Lago Maggiore-Lago di Garda di un piegamento S-vergente della successione dal Mesozoico al Miocene medio (PIERI & GROPPi, 1981), che permette di intravedere anche un collegamento fra la trascorrenza giudicariense e quella vogherese (discusso addietro nel cap. 4.1.5), come parte di un tettonismo miocenico distinto da quello pedeappenninico pliocenico.

Nelle conoscenze odierne la base del Pliocene e la base del Quaternario sono le uniche superfici strutturali cartografabili nell'intera area padana, mentre le strutture pre-plioceniche non sono riconoscibili tranne che per aree limitate e discontinue. Per l'arco emiliano la più importante fase tettonica, e praticamente l'ultima, è databile al Pliocene superiore, mentre per l'arco ferrarese si può parlare di Pliocene superiore-Pleistocene, ed in vari punti anche dell'orizzonte di scomparsa di *Hyalinea balthica* (AQUATER, 1978).

Per la zona del presente studio si può accennare specificamente che dal lato occidentale vi entrano l'asse strutturale Corneliano-Bordolano fra le due faglie plioceniche ad opposta vergenza che limitano la S-vergente *anticlinale Ripalta-Bordolano* e la N-vergente *anticlinale Corneliano-Caviaga-Soresina*, mentre più ad ESE si trova isolata entro la monoclinale prealpina l'*anticlinale di Piadena*, sempre con relativa faglia inversa N-vergente che ne costituisce il fianco N. Dal fiume Secchia verso E rientrano inoltre nel lato S dell'area di studio l'*anticlinale di Ficarolo-Copparo*, con relativa faglia N-vergente a costituire la struttura più avanzata verso N dell'arco ferrarese, seguita una diecina di km più a S dall'*anticlinale di Casaglia*, sempre secondo PIERI & GROPPi (1981). BARALDI *et al.* (1980) segnalano fra l'anticlinale di Piadena e l'anticlinale di Ficarolo-Copparo una Faglia dei Laghi di Mantova (o meglio *Linea di Mantova*) di direzione EW ed età medio-suprapleistocenica ed olocenica, dedotta dalla brusca variazione litologica (ghiaie e sabbie a N, sabbie limose a S) e dalle deviazioni dei corsi d'acqua, forse estesa ulteriormente verso W e con lato abbassato a S (Fig. 67), mentre per ZANFERRARI *et al.* (1982) il lato abbassato sarebbe quello a N; la differenza comporta un possibile collegamento con le spinte alpine nel primo caso oppure con le spinte appenniniche nel secondo. Si può ritenere che quest'ultimo sia il caso più probabile, in base alla conoscenza diretta che lo scrivente ha di un'anomalia geochimica e piezometrica diretta EW, rilevata nei pozzi idrici esattamente a S della Linea di Mantova appena a S del corso attuale del Po. Le anomalie geochimiche della zona sono concordemente attribuite dagli specialisti della zona mantovana-ferrarese a salienza di acque saline lungo le faglie per spremitura compressiva delle cerniere delle anticlinali (v. MORGANTE, 1947; ACCORDI, 1955; CALVINO, 1955; DAL PIAZ, 1959; GEMELLI *et al.*, 1975; BARALDI & PELLEGRINI, 1976; PELLEGRINI *et al.*, 1976; RICCHIUTO *et al.*, 1984; ZUPPI *et al.*, 1985; NANNI & ZUPPI, 1986, e per esempi lontani COFFIN & DE FORD, 1934 e MINOR, 1934).

L'anomalia geochimica è accompagnata da un'anomalia piezometrica in discesa verso N, che può pertanto indicare una struttura N-vergente.

Nella stessa zona vien segnalata da CASTALDINI *et al.* (1979) la Faglia del Secchia diretta NNE-SSW con movimento sinistrorso, in base ai dati geochimici dei pozzi idrici, alle immagini da satellite ed all'allineamento di numerosi epicentri. La linea in questione rientra nell'area del presente studio col suo prolunga-

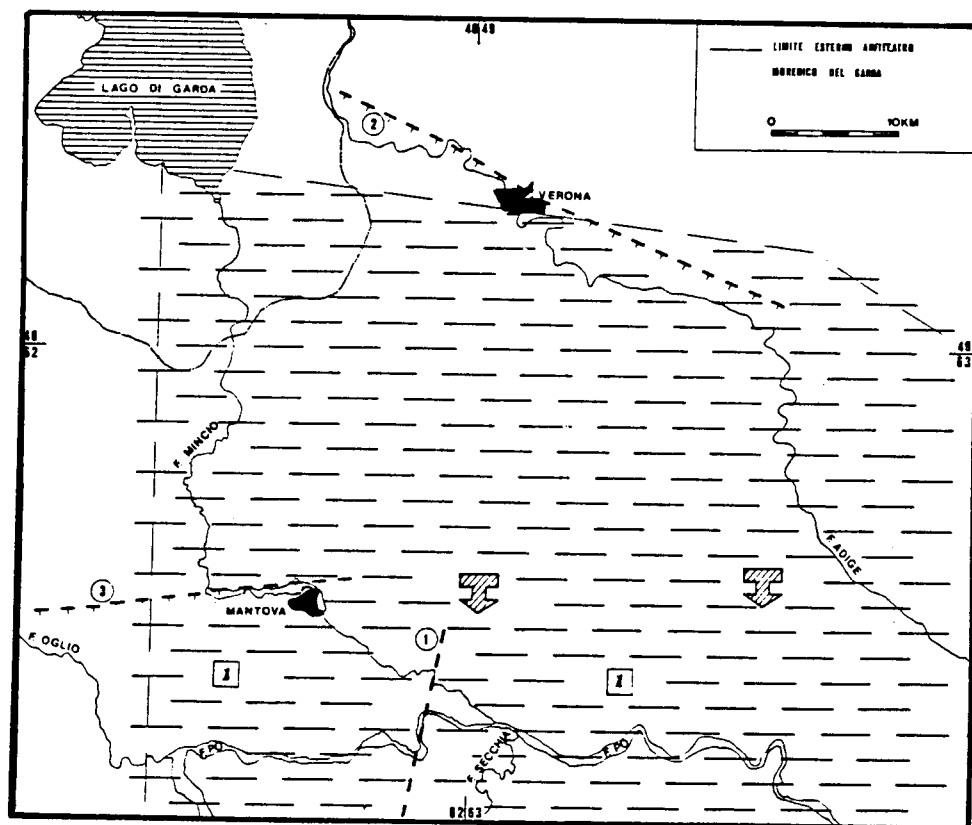


Fig. 67 - Neotettonica del Pleistocene medio-superiore nella «monoclinale mantovana», da BARALDI *et al.* (1980).

mento settentrionale detto Faglia S. Benedetto Po-Garolda (v. Fig. 67) da BARALDI *et al.* (1980), localizzata in base alle stratigrafie dei pozzi idrici ed alle concomitanti deviazioni dei corsi del Mincio e del Po, e Faglia Mincio-Po da ZANFERRARI *et al.* (1982), sicché nell'insieme è meglio designarla come *Linea della Secchia*, responsabile assieme con minori faglie parallele della troncatura e della torsione delle strutture della Dorsale Ferrarese (ISTITUTO GEOLOGIA UNIVERSITÀ MODENA, 1978; PELLEGRINI & VEZZANI, 1979; BARALDI *et al.*, 1980).

3.3. Neotettonica attiva

Le conoscenze sulla neotettonica italiana sono documentate nelle pubblicazioni del Sottoprogetto Neotettonica del Progetto Finalizzato Geodinamica del C.N.R., e vengono utilmente riassunte nella NEOTECTONIC MAP OF ITALY (1984) e per l'area del presente studio specialmente da ZANFERRARI *et al.* (1982).

La neotettonica alpina e padana intesa come insieme delle deformazioni della fase neoalpina, ossia dalla fase insubrica (vale a dire dal passaggio Oligocene-Miocene) in poi, viene attribuita al movimento del promontorio adriatico verso N, che determina sollevamenti e deformazioni in migrazione progressiva da N verso S fino all'attuale concentrazione nella zona pedemontana come dimostrato dall'attività sismica, specialmente nel settore dei deformabili terreni del Bacino Bellunese-Giulio e della retrostante Ruga Friulana. La spinta del promontorio adriatico appare diretta all'incirca SSE-NNW secondo ZANFERRARI *et al.* (1982), provocando l'attuale sollevamento della zona prealpina e subordinatamente di quella fra la Linea delle Giudicarie S e l'Adige, cominciato nel Miocene inf. verso N e progressivamente migrato verso S fino a localizzarsi attualmente nella zona pedemontana specialmente ad E della Linea di Schio. Questa evoluzione verso S appare aver avuto luogo nella zona prealpina attraverso successivi fronti di accavallamento, dalle Linee di Belluno-Barcis-Starasella nel Miocene sup.-Pliocene all'allineamento Bassano-Valdobbiadene-Montanè-Aviano nel Pliocene sup.-Pleistocene alla sepolta Linea di Sacile nel Pleistocene-Olocene. Ai due estremi della zona veneta l'Alto di Verona (o Lessini-Bèrici-Eugànei) rimane relativamente indeformato rispetto al sollevamento ed agli accavallamenti verso ESE del settore Garda-Giudicarie, e nella piana di Udine si hanno i sepolti sovrascorrimenti verso SW del sistema dinarico. Questo sforzo di compressione appare agire dal Miocene sup. ad oggi (AHORNER, 1975; PAVONI, 1980; PIANETTI & ZANFERRARI, 1980) con due fasi principali nel Miocene sup. e dal Pliocene sup. ad oggi (ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980). Va tenuto però presente che nel Messiniano appare aver agito soprattutto la trascorrenza giudicariense in senso SSW-NNE, e pertanto con una spinta probabilmente NS così da far funzionare la Linea delle Giudicarie come piano di taglio, oltre che provocare frontalmente i sovrascorrimenti prima nominati dei sistemi valsuganese e friulano, verosimilmente già impostati in precedenza subito dopo l'epoca mesoalpina della collisione Africa-Europa. Non appaiono invece meccanicamente molto chiare le trascorrenze sinistre scledensi fra la Linea di Schio e la Linea di Montebelluna in contemporanea con le trascorrenze destre friulano-dinariche (Linea di Càorle e sue parallele verso E) instauratesi dal Pliocene sup. in poi secondo gli specialisti della zona veneta; non si vede infatti una ragione per la differenza di orientazione del campo di stress della zona Bacchiglione-Piave rispetto a quello della zona Livenza-Tagliamento, a meno che non sia una mera questione di interpretazione dei dati. Tutto risulterebbe più chiaro con una costante spinta NS, come attualmente ha luogo in Friuli secondo CAVALLIN & MARTINIS (1982), così da riattivare i sovrascorrimenti friulani verso S e quelli dinarici verso SW; questa spinta sarebbe attiva anche nella zona dell'Alto di Verona producendo componenti sinistre verso W (zona giudicariense) e destre verso E (zona scledense), dove le trascorrenze sinistre pos-

sono non essere reali, bensì simulate dall'abbassamento delle strutture verso E a cominciare dalla Linea di Schio.

Dal punto di vista della geodinamica attuale, a scopi applicativi le strutture neotettoniche di maggior interesse sono quelle legate ad allineamenti sismici e quelle di attività riconosciuta con criteri geologico-morfologici nel Quaternario alto, ossia dal Pleistocene medio (700.000 anni b.p.) ad oggi, come riprodotte nella Fig. 68 dalla Neotectonic Map of Italy. Seguendo questa carta e la breve sintesi di ZANFERRARI *et al.* (1982) si possono distinguere nell'area in studio vari settori a differente attività neotettonica. Caratterizzato da modesta attività neotettonica appare a N il settore della catena alpina in generale fino alle linee della Valtrompia e della Valsugana. Si tratta di una zona in sollevamento generale ma differenziato, ossia vi sono in corso anche deformazioni. Il sollevamento è di carattere isostatico, e pertanto maggiore dov'è maggiore lo spessore crustale con i massimi nella zona assiale della catena a N del Lineamento Periadriatico, come nella finestra dei Tauri dove invece è nettamente in sottordine l'effetto della compressione SSE-NNW secondo ZANFERRARI *et al.* (1982). Probabili faglie medio-suprapleistoceniche-oloceniche con direzione WNW-ESE vengono riportate per la Catena Oròbica, e incerte simili strutture si hanno a N della Linea del Tonale fra Chiavenna e Tirano, mentre verso l'Adamello si osservano disturbi NE-SW ed in Val Venosta qualche linea a direzione quasi NS. A Nord della «giunzione atesina» di Mules si hanno indicazioni di faglie mediopleistoceniche-oloceniche nella direzione della vicina Linea delle Giudicarie Nord, che a sua volta mostra movimenti di età plioquaternaria per sollevamento del lato W da Dimaro a Mules, mentre appare ferma la Linea delle Giudicarie Sud. Varie linee del «sistema cadorino» sono indicate come attive dal Pleistocene medio ad oggi, con trascorrenze destre da Càorle a Cortina, sinistre da Dobbiaco alla catena dei Tauri. Per il resto della catena alpina compresa fra il Lineamento Periadriatico e la Linea della Valsugana sono riportate poche sparse linee di direzione scledense con o senza componenti trascorrenti, con una più nutrita serie di piccole linee trascorrenti con direzioni NW-SE o NS fra Cembra e le Pale di S. Martino; tutto il quadro fa pensare più che altro a fratture di tensione in un campo di stress essenzialmente orientato NS.

Segue a S del precedente un settore prealpino più intensamente caratterizzato dalla neotettonica sia pliocenico-infrapleistocenica che mediopleistocenica-olocenica, corrispondente alla zona bergamasco-bresciana, a quella gardesano-trentina ed alle Prealpi veneto-friulane fra la Linea della Valsugana-Alto Tagliamento e l'allineamento Schio-Bassano-Valdobbiadene-Aviano, ad esclusione dell'Alto di Verona delimitato fino a Rovereto dalla Linea di Schio e dalla valle dell'Adige. La zona prealpina bresciano-bergamasca a W della Linea delle Giudicarie appare molto meno interessata dalla neotettonica plio-quaternaria che non la zona prealpina ad E delle Giudicarie (NEOTECTONIC MAP, 1984); vengono riportati un piccolo sovrascorrimento fra Gavardo e Rezzato e piccole faglie plioceniche con direzioni diverse presso Bergamo. Il settore prealpino veneto-friulano mostra invece il sollevamento più rapido ed intenso di tutta l'Italia nord-orientale con caratteristiche di compressione SSE-NNW e con forte raccorciamento crustale secondo ZANFERRARI *et al.* (1982), secondo CASTELLARIN (1973) massimo nel Friuli come addietro ricordato. Sono già stati descritti addietro i sovrascorrimenti

E a
 ure
 ci e
 ario
 ella
 tesi
 tori
 nica
 pia
 ato,
 sta-
 ella
 stra
 SE-
 oce-
 Drò-
 nna
 no-
 ules
 del-
 età
 pare
 in-
 or-
 ena
 ono
 tra-
 W-
 che
 S.
 zato
 oce-
 ina
 o e
 o di
 ige.
 pare
 ore-
 un
 con
 in-
 ca-
 se-
 riu-
 enti

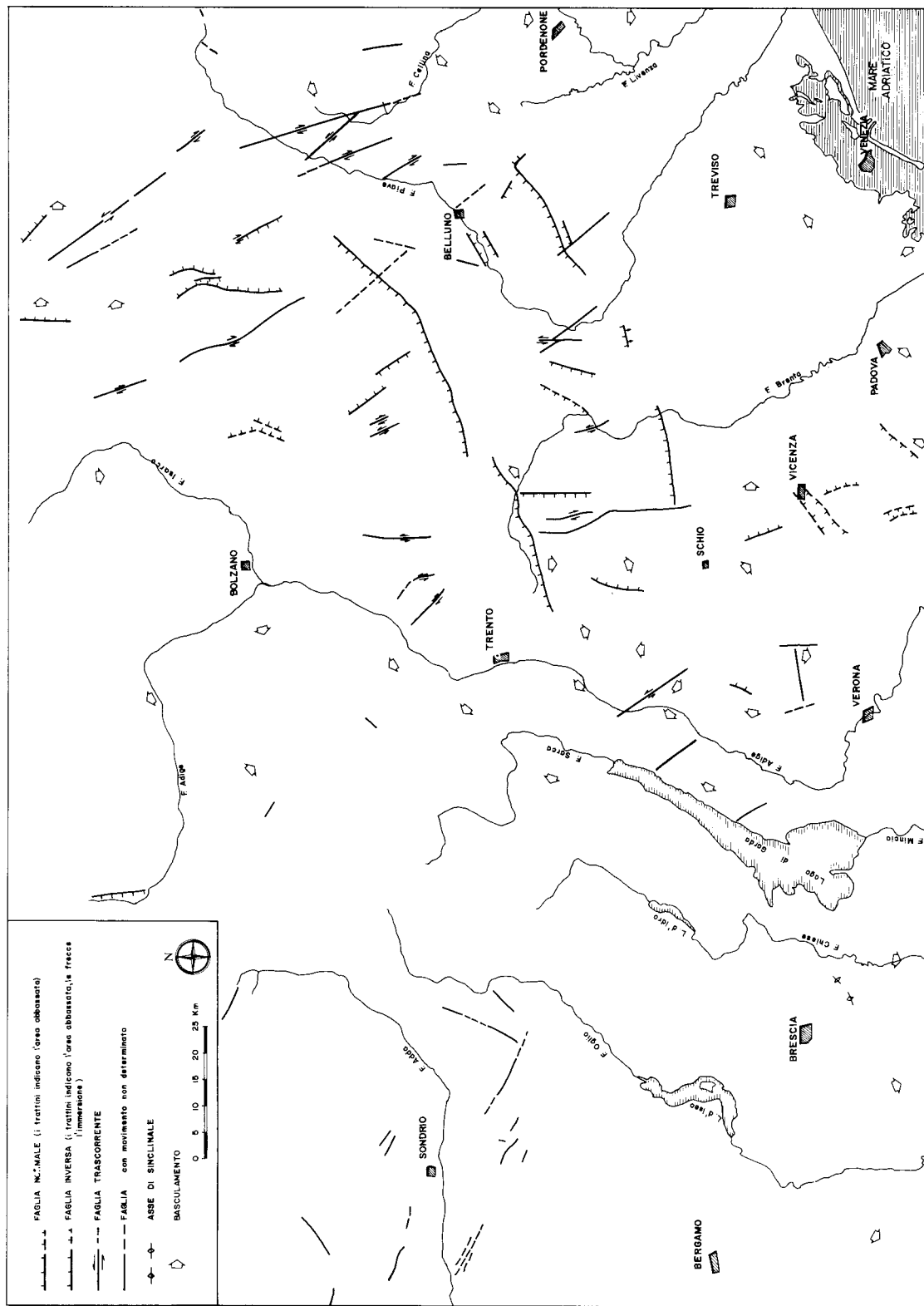
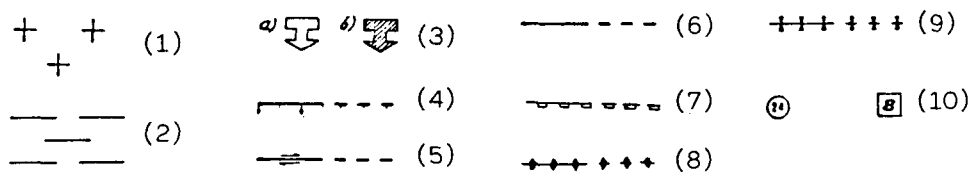
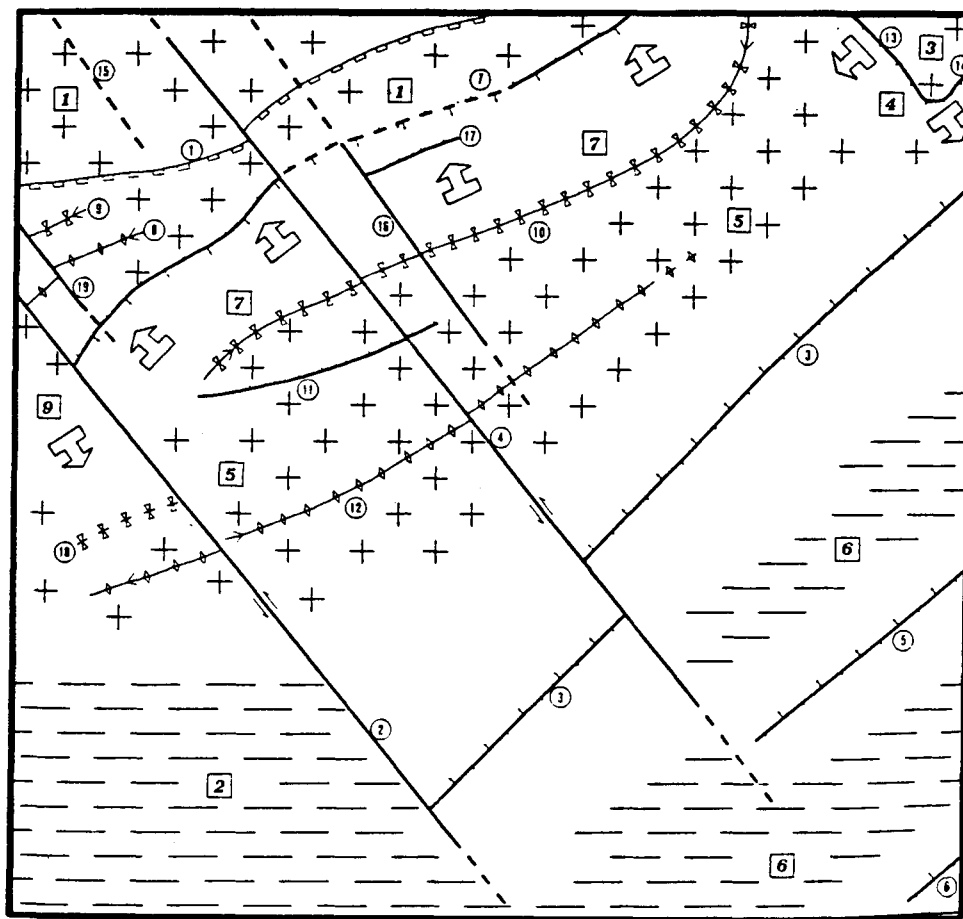


Fig. 68 - Neotettonica dell'intervallo Pleistocene medio-Olocene, da NEOTECTONIC MAP OF ITALY (1984).

plio-quadernari che sono le strutture più importanti, vergenti a SE fra Giudicarie ed Adige ed a SSE e S nel Veneto, fino ai sovrascorrimenti SW-vergenti della zona udinese: sembrano configurare con molta evidenza una spinta in direzione NS con adattamento locale ai complessi strutturali preesistenti, Giudicarie a W e Dinariidi ad E. Le strutture mediopleistoceniche-oloceniche sono rappresentate da faglie subverticali con componenti trascorrenti, sempre secondo ZANFERRARI *et al.* (1982) che sono gli specialisti locali; le rispettive direzioni vanno da NW-SE a WNW-ESE nella zona Garda-W Adige e da NW-SE fino a NS nelle Prealpi ad E della Linea di Schio. Esse vengono generalmente attribuite ad una generale spinta NW-SE con risultanti WNW (zona gardesana) o NNW (zona Asiago-Grappa) da PANIZZA *et al.* (1981); da un punto di vista meccanico in questo caso verrebbe a trattarsi di fratture di tensione parallele alla spinta, mentre per una spinta NS si potrebbe invece pensare a piani di scivolamento ad angolo acuto con lo stress principale massimo; non sembra che il problema sia stato ancora approfondito.

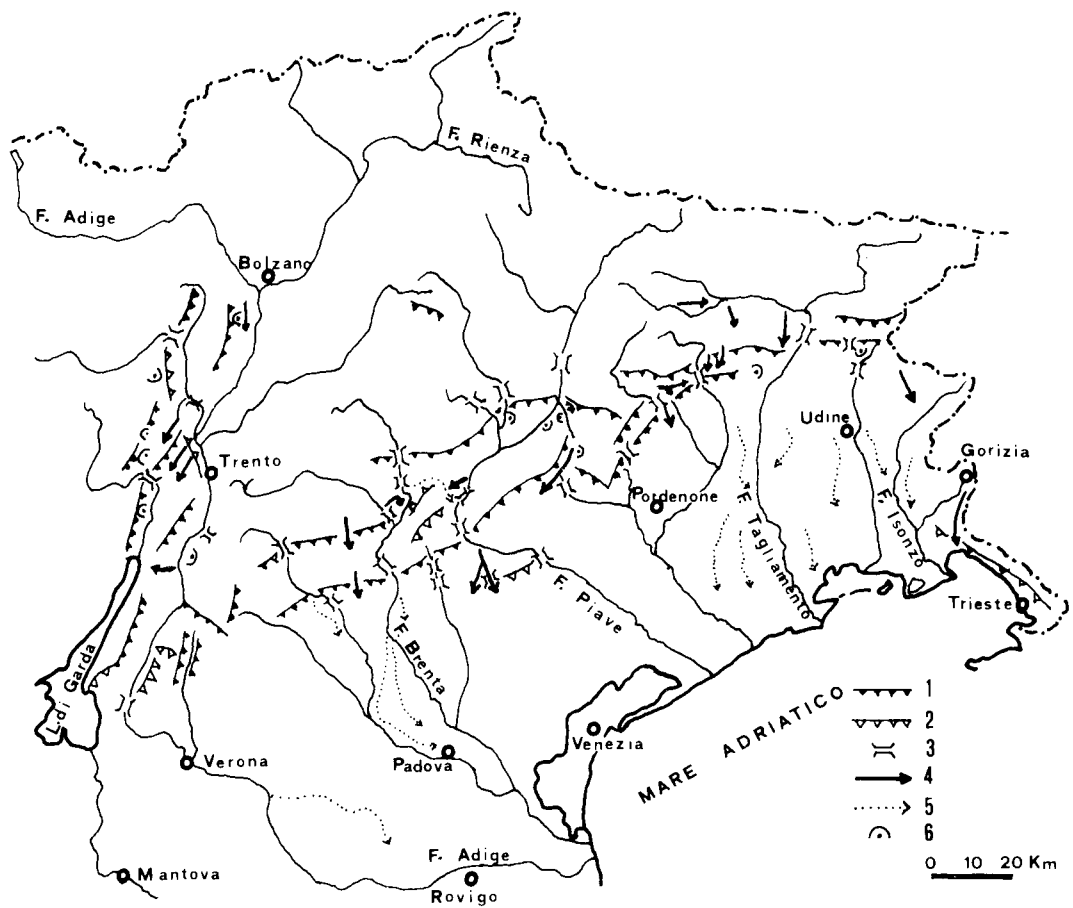
Nella fascia prealpina ora considerata appare aversi la massima attività neotettonica mediopleistocenica-olocenica, con netta diminuzione nell'area fra Linea della Valsugana e Linea della Pusteria, dove l'attività si ravviva lungo le linee NW-SE del sistema cadorino e per l'intenso sollevamento della zona assiale pennidica (PIANETTI & ZANFERRARI, 1980). Le evidenze di datazione sono di vario tipo, dalla dislocazione dei conglomerati Riss-Würm lungo la Linea Bassano-Valdobbiadene-Aviano (ZANFERRARI, PIANETTI *et al.*, 1980) con sollevamento dell'area prealpina e subsidenza della pianura (Fig. 69), all'abbandono del corso NS del paleo-Piave a Fadalto nel cataglaciaie Würm per riversarsi nella valle attuale che originariamente era quella del Cordévole, con un sollevamento complessivo post-piacenziano della Flessura Bassano-Valdobbiadene che può essere indicativamente valutato a 0,5-1 mm/anno (PELLEGRINI & ZANFERRARI, 1980). Anche la Linea di Belluno appare dislocare i depositi würmiani della valle del Piave (ZANFERRARI *et al.*, 1982). Inoltre si hanno importanti evidenze di tipo morfologico, come le scarpate recenti delle faglie sia valsuganesi che giudicariensi e scledensi, i rigetti di paleosuperfici carsificate del Mindel-Riss lungo la linea Schio-Bassano-Valdobbiadene-Montanè-Aviano, nonché le modificazioni della rete idrografica post-würmiana rispetto a quella precedente (Fig. 70).

Dal settore prealpino va tenuto distinto l'*Alto di Verona*, pur facente parte delle Prealpi in senso lato e comprendente il gruppo del Pasubio fino a Rovereto ed alla riva orientale dell'Adige, i Lessini, i Bèrici e gli Eugànei fra la Linea di Verona e la Linea di Schio. Esso appare caratterizzato da una posizione di alto tendente al sollevamento costante per tutta l'epoca plio-quadernaria, accompagnato in epoca mediopleistocenica fino ad olocenica dalla concomitante subsidenza lungo il proprio perimetro delimitato (Fig. 71) dalle linee di Schio e di Verona (PANIZZA *et al.*, 1981). Il sollevamento appare crescente da S a N, con fitta suddivisione in blocchi divisi da faglie a direzione sia giudicariense che scledense che valsuganese, con le interruzioni trasversali (SW-NE) marcate dal graben Vicenza-Montecchio e da quello Bèrici-Eugànei. Per una migliore valutazione di questo comportamento neotettonico bisogna tener presente che all'Alto di Verona appare corrispondere una profondità della Moho inferiore ai 30 km, e pertanto minore di quella delle zone circostanti e collegabile con quella dell'avampaese adriatico



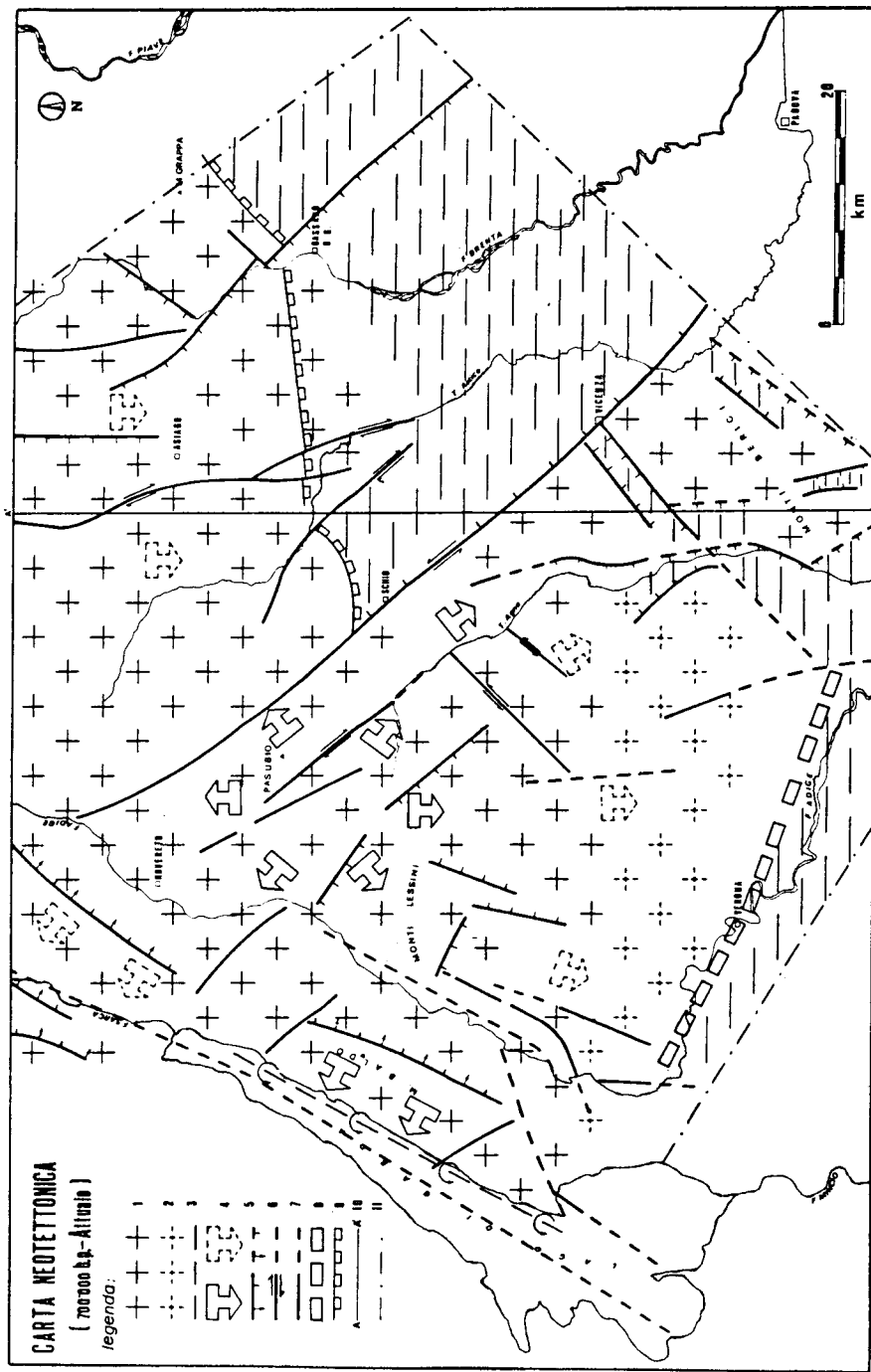
1 = Zona interessata da sollevamento relativo; 2 = Zona interessata da abbassamento relativo; 3 = Zona stabile certa (a) o incerta (b); 4 = faglia a prevalente componente verticale (trattini rivolti verso la zona abbassata, frecce secondo l'immersione del piano di faglia); 5 = faglia a prevalente componente orizzontale; 6 = faglia (certa o probabile) con caratteristiche non precisabili; 7 = flessura, certa o probabile (rettangoli verso la parte abbassata); 8 = asse di anticlinale (certa o probabile); 9 = asse di sinclinale, certa o probabile; 10 = numeri d'ordine di elementi tettonici lineari (24) ed areali (8).

Fig. 69 - Neotettonica del Pleistocene medio-superiore nel foglio Conegliano, da ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980).



1 = scarpate morfotettoniche di grandi dimensioni (> 500 m); 2 = scarpate morfotettoniche ben conservate di medie dimensioni; 3 = forre e/o tratti di valli antecedenti; 4 = paleovalli e antiche direzioni di scorrimento; 5 = paleoalvei e deviazioni fluviali; 6 = grandi frane, legate probabilmente a eventi sismici, in corrispondenza a strutture neotettoniche.

Fig. 70 - Modificazioni della rete idrografica e scarpate morfotettoniche recenti, da ZANFERRARI *et al.* (1982).



- 1) Zona interessata da sollevamento certo;
- 2) Zona interessata da sollevamento differenziato (freccia rivolta verso la parte meno sollevata);
- 3) Zona interessata da sollevamento probabile;
- 4) Zona interessata da abbassamento;
- 5) Faglia a prevalente componente verticale (trattini rivolti verso la zona abbassata, frecce secondo l'immersione del piano di faglia);
- 6) Faglia a prevalente componente orizzontale;
- 7) Faglia con caratteristiche non precisabili;
- 8) Fascia (certa o probabile) di deformazione non meglio precisabile;
- 9) Flessura (rettangoli verso la parte abbassata);
- 10) Traccia del profilo del modello crostale;
- 11) Limite dell'area studiata.

Fig. 71 - Neotettonica dell'Alto di Verona nell'intervallo Pleistocene medio-Olocene, da PANIZZA *et al.* (1981).

indeformato fra il delta del Po e la penisola istriana; essa è accompagnata da un alto gravimetrico anch'esso collegato con l'alto adriatico (SLEJKO *et al.*, 1986); è evidente l'opportunità di pensare che l'origine di questo alto vada cercata nell'avanzata durante la trascorrenza giudicariense dell'avampaese compreso fra Alpi ed Appennino, e pertanto con possibile datazione al Miocene sup.

Un altro settore può esser considerato quello della *pianura bresciana* fra Ad-da e Mella, dove sono riportate alcune anticlinali plioceniche sepolte con direzioni attorno a WNW-ESE parallele al margine prealpino (NEOTECTONIC MAP, 1984), nella stessa area in cui sono ubicate le anticlinali supramioceniche sepolte (PIERI & GROPPi, 1981) che esprimono il raccorciamento pedealpino S-vergente nella zona che collega le linee delle Giudicarie e di Voghera, come discusso nel cap. 3.1.5, così da esprimere una continuazione del raccorciamento stesso anche in epoca pliocenica. Fra Mella e Mincio sono invece riportate tre anticlinali plioceniche in direzione NE-SW, ossia secondo orientamenti giudicariensi.

Pressoché indisturbato appare il settore della pianura mantovana a S della plio-quadernaria Linea di Verona, con alcune strutture plioceniche sepolte a direzione E-W fra Guidizzolo e Villafranca, ma soprattutto con la Linea di Mantova mediopleistocenico-olocenica, anch'essa in direzione EW e probabilmente N-vergente (ZANFERRARI *et al.*, 1982) ossia già pedeappenninica, come discusso addietro nel cap. 3.2.8.

Infine si ha il settore neotettonicamente molto più movimentato della *pianura veneta* a S della linea Schio-Bassano-Valdobbiadene-Aviano; esso si trova in generale subsidenza pleistocenico-olocenica, con discesa verso E fra le scledensi linee di Schio e di Bassano, verso SSW ad E della Linea di Càorle e verso SW nella zona centrale rispetto a queste due (zona Castelfranco Veneto-Treviso-Motta di Livenza-Venezia-S. Donà di Piave), con le varie faglie plio-quadernarie di direzione scledense a componente prevalentemente verticale e subordinatamente trascorrente, con attività mediopleistocenico-olocenica riportata per la Linea di Sacile, per alcune blande pieghe fra Castelfranco Veneto e Treviso e per due linee di disturbo presso Oderzo e presso Motta di Livenza; tutte strutture a direzione WSW-ENE parallela al margine prealpino (ZANFERRARI *et al.*, 1982).

4. CONCLUSIONI SUL MODELLO GEOLOGICO

4.1. Introduzione

Dall'insieme delle evidenze geologiche descritte e discusse nei capitoli precedenti risulta un quadro nelle linee generali abbastanza ben conosciuto e che non appare lasciar posto a modelli particolarmente innovativi. Poiché modelli di quest'ultimo tipo sono invece apparsi in varie pubblicazioni recenti, diventa necessario discuterli e valutarli ai fini degli scopi del presente studio. È bene a questo proposito tener presente il particolare carattere della ricerca geologica, che a differenza di altre discipline presenta una molto grande difficoltà od anche impossibilità di verifica; ciò rende metodologicamente inutile, e perciò scorretto, il ricorso ad ipotesi che vadano sostanzialmente al di là di quelle suggerite dalla più semplice possibile sintesi dei dati, se è vero che ciò che distingue un'ipotesi di lavoro da una fantasia è la possibilità di materiale verifica. Quest'ultima viene talvolta offerta specialmente dalla ricerca petrolifera, che può spendere miliardi per pozzi profondi alcune migliaia di metri, ma simili spese vengono fatte solo in presenza di una solida e coerente documentazione di dati geologici e geofisici, non certo sulla base di speculazioni teoriche.

Viene qui di seguito dato un riassunto delle evidenze geologiche addietro esposte, così da ricavarne un quadro delle deformazioni che hanno prodotto la struttura tettonica attuale dell'area di studio, onde servire insieme con i dati della sismicità per un modello qualitativo del campo di stress su di essa agente.

4.2. Evoluzione strutturale nell'area di studio

Il punto di partenza per il quadro di deformazione dell'attuale struttura crustale dell'area di studio (e pertanto deformazione postorogena o neotettonica che dir si voglia), come pure per un quadro geodinamico attuale, è allo stato delle conoscenze la collisione fra il blocco continentale europeo e quello africano-adriatico, come già ricordato. Ogni quadro strutturale pre-collisionale è privo di significato ai fini della geodinamica attuale, in primo luogo perché relativo a configurazioni geografiche e geofisiche anteriori al ciclo di apertura e chiusura tetidea e quindi a campi di stress completamente differenti da quello attuale; in secondo luogo perché se ne sa troppo poco. Qualsiasi discorso sul significato geodinamico attuale di strutture pre-collisione, antiche o peggio «ancestrali», contiene l'implicita pretesa di far saltare la «plate tectonics», che non è tanto una teoria quanto una sintesi delle conoscenze geologiche attuali; queste considerazioni si rendono necessarie nel presente studio perché proprio a proposito dell'area qui presa in esame si ha molta recente letteratura costituita da discorsi di questo tipo, come addietro ampiamente riferito.

Si è visto che nell'area di studio la zona di collisione presenta una sutura terminale (Lineamento Periadriatico) che diverge da quella pre-terminale (fronte

austroalpino) a partire dal Bregaglia (ossia dal meridiano di Bergamo) verso E. Questo andamento del fronte austroalpino potrebbe avere il significato di una componente W della convergenza che ha dato luogo alla collisione, così come sembra averlo anche la trascorrenza destra attribuita al Lineamento Periadriatico (v. cap. 3.1.2). Nei tempi post-collisionali la convergenza Africa-Europa sembra svolgersi principalmente in senso NS, come suggerisce la neoalpina compressione ad anticlinale della struttura a falde mesoalpina, nonché il progressivo-schiacciamento della struttura ad S alpino-appenninica-maghrebide con i conseguenti due oroclini piemontese e calabrese e con le connesse strutture neotettoniche alpine ed appenniniche ampiamente riassunte e discusse in OGNIBEN (1985). Alla luce di questa evoluzione, piuttosto che ad una componente W della convergenza Africa-Europa anche la componente destra della collisione mesoalpina e della trascorrenza periadriatica potrebbe risalire a fattori di forma del promontorio africano-adriatico, così come la neoalpina rotazione antioraria della Penisola e del Blocco Corso-Sardo; fin qui nel complesso si rimane in un quadro più o meno accettato dalla generalità degli studiosi.

A pura compressione NS dovrebbe risalire l'inizio della deformazione dei sistemi bresciano, valsuganese e friulano (v. cap. 3.2.1, 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4) a partire probabilmente dal passaggio Oligocene-Miocene (fase mesoalpina finale o neoalpina iniziale, o più in dettaglio fase insubrica principale), come dimostrano i tagli e le deviazioni di queste strutture da parte delle deformazioni trasversali a partire dal Miocene alto (fase insubrica tardiva).

La componente destrorsa non appare più nemmeno nella formazione del saliente giudicariense nel Messiniano in coincidenza temporale con le deformazioni appenniniche della fase toscana ed in coincidenza spaziale con la zona di collisione dell'Arcipelago Toscano e con il semiarco di deformazione dell'Appennino Settentrionale. La trascorrenza giudicariense ed i sovrascorrimenti della Valtrompia e del sottosuolo lombardo sembrano attestare una sollecitazione principale massima NS, con trascorrenze secondo piani di taglio NE-SW e sovrascorrimenti a vergenza S e direzione EW (salva la diversa ricostruzione da parte degli specialisti locali, v. cap. 3.1.3, 3.1.4, 3.1.5, 3.2.5).

I sovrascorrimenti bresciani, valsuganesi e friulani appaiono continuare a deformarsi durante il Neogene, assumendo configurazioni strutturali a pieghe-faglie S-vergenti con piccoli ricoprimenti frontali e con pieghe-faglie N-vergenti al bordo settentrionale del sinclinorio dolomitico (v. Fig. 49, 55, 56, 57, 58 per lo stile strutturale e Fig. 46, 47, 48, 57, 58 per la relativa distribuzione, come ampiamente discusso addietro specialmente nel cap. 3.2.3).

Segue l'importante fase suprapliocenica (cap. 3.2.1) che dagli autori risulta in realtà più o meno continua fino ad oggi, e si esprime in riattivazione delle linee longitudinali della zona prealpina-pedealpina (praticamente della Linea della Valsugana e sue continuazioni friulane nonché delle linee che seguono verso S), ed inoltre dando luogo ad un sistema trasversale NW-SE (sistema scledense, o di Schio, v. cap. 3.2.5), sviluppato soprattutto nelle strutture sepolte della pianura dove secondo gli autori mostra componenti sinistre dalla Linea di Schio verso E e componenti destre dalla Linea di Càorle verso E (dove si può piuttosto parlare di sistema dinarico della zona udinese e delle Alpi Giulie). Alla fase supraplioc-

nica viene inoltre attribuita gran parte della componente di sovrascorrimento E-vergente delle faglie giudicariensi.

Ancor più recenti delle strutture scledensi sembrano essere secondo gli autori le strutture del sistema cadorino essenzialmente pleistoceniche e dirette da NS a NNW-SSE in una stretta fascia di disgiunzione nell'angolo fra le strutture valsganesi dirette WSW-ENE e quelle friulane dirette EW. Si è ricordato addietro (cap. 3.2.7) che questo sistema potrebbe avere un significato di fratture di tensione parallele alla sollecitazione principale massima.

Sempre alla fase suprapliocenica vengono ascritte le strutture pedeappenniniche più avanzate verso N come quelle che rientrano nell'area del presente studio (cap. 3.2.8), che sono pieghe-faglie N-vergenti dovute alla compressione NS. L'opposta vergenza di strutture pedeappenniniche e pedealpine è dovuta solo all'opposto gradiente altimetrico, e fra i due sensi di deformazione si ha una struttura di svincolo rappresentata dalla Linea di Schio secondo CAVALLIN & GIORGETTI (1983), che col nome di modello dinamico riassumono in realtà il quadro di movimento e deformazione strutturale. L'efficace raffigurazione di questi autori (v. addietro Fig. 19) richiama con la massima evidenza una sollecitazione principale massima NS, con produzione di piani di taglio NE-SW (giudicariensi) e NW-SE (scledensi-dinarici) che non potrebbero avere le componenti sinistrorse indicate nella figura per le linee di Schio, di Bassano e di Montebelluna.

4.3. Il modello strutturale quale risulta dal presente studio

Evidenze geologiche e relative interpretazioni fin qui discusse appaiono condurre per la zona in istudio ad un modello strutturale coerente con quello della geologia classica e pienamente adattabile anche alla plate tectonics. Da N verso S si ha che: 1) le Alpi s.s. rappresentano l'edificio a falde costruito in fase mesoalpina dal sovrapporsi sul margine continentale europeo di terreni provenienti da S, sia secondo il «Bau der Alpen» di STAUB (1924) che secondo il meccanismo di collisione dei blocchi continentali europeo ed africano dopo consumazione dell'interposta area oceanica tetidea; 2) appena a S si ha il Lineamento Periadriatico formatosi come frattura fra la crosta ispessita dal corrugamento a falde e la crosta africana non ispessita e non coinvolta nel meccanismo della collisione; 3) segue verso S la zona delle Alpi Meridionali a piegamento retroflesso in fase neoalpina di fronte all'ostacolo rappresentato dalla zona alpina di crosta ispessita. Entro il piegamento sudalpino sono visibili anche strutture di rottura trasversale che per lo più si arrestano di fronte alla crosta ispessita alpina, tranne che per il rigetto sinistro di 80 km in corrispondenza della Linea delle Giudicarie, le cui cause vanno forse ricercate nelle relazioni spaziali con il semiarco dell'Appennino Settentrionale e con la zona di collisione dell'Arcipelago Toscano.

La retroflessione sudalpina non risulta fino ad oggi raggiungere un grado di deformazione paragonabile a quello della zona di collisione, ed appare esser rimasta allo stato di prevalenti pieghe-faglie autoctone con piani di rottura subverticali od inclinati a forte angolo, senza sovrascorrimenti nella zona dolomitica se

non strettamente locali fino a pochi km al nucleo di singole strutture anticlinali o sinclinali sovraspinte verso S, e soprattutto di livello estremamente superficiale entro le alcune centinaia di m dalla superficie o poco più. Questo significa che lo stato di compressione dei livelli elevati della crosta non veniva scaricato mediante superfici di scollamento profonde alla base della copertura od entro il basamento, o addirittura alla base della crosta come si vede nella Zona d'Ivrea, ma si esplicava nella deformazione a pieghe che arrivava a sovrascorrimenti solo in superficie dove era minima la pressione di confinamento. Lo schema di questo modello può esser richiamato in planimetria dalla Fig. 46 (v. addietro) e come sezione trasversale schematica dalla Fig. 49 da LEONARDI (1965). Il fatto che questa rappresentazione provenga dalla geologia classica anteriore alla plate tectonics dice che le evidenze geologiche visibili in una zona da tempo ben conosciuta fin nei particolari non permettono variazioni interpretative, a meno che non si rendano disponibili nuove evidenze. Veri sovrascorrimenti per faglia inversa a medio angolo d'inclinazione si osservano in Friuli, ma non si giunge mai a poter parlare di alloctonia, ossia di trasporto sopra zone paleogeografiche differenti da quelle originarie.

Anche la struttura crustale sembra concordare col modello classico della geologia di superficie, per quel che finora risulta, perché sembra che l'ispessimento della crosta inferiore sudalpina riguardi il settore centro-orientale delle Alpi Meridionali, ossia la zona retrostante all'Austroalpino dato dalla crosta superiore africana, che da qualche parte deve pure aver lasciato dietro di sé la relativa crosta inferiore; i termini crosta superiore e crosta inferiore vengono qui regolarmente intesi nel senso delle due zone crustali separate dalla discontinuità di Conrad, con velocità sismiche rispettivamente minori (crosta superiore) e maggiori (crosta inferiore) di 6,5 km/sec, e non nel senso di CAVALLIN & GIORGETTI (1983) dove a p. 81 la crosta superiore vien fatta arrivare ai 7,2-8 km/sec.

Fra i dati interpretativi forniti dalla sismica a rifrazione si può ricordare (v. cap. 3.1.5), fino a nuovo avviso, anche il livello elevato della Moho dell'alto di Verona nei confronti della vicina zona Valtrompia-Adamello, la quale mostra spessori crustali che più ad E si ritrovano solo a N del Lago Lagorai, a quanto sembra, confermando per questa via la trascorrenza della Linea delle Giudicarie.

4.4. Altri recenti modelli strutturali basati sulla sintesi delle evidenze

Il modello di PANIZZA *et al.* (1981) ha scopi sismotettonici, e comprende un'estesa porzione meridionale dell'area del presente studio. Vengono ricordate le strutture giudicariensi, valsuganesi e scledensi nonché l'Alto di Verona (= complesso tabulare dei Lessini) e vien richiamata la funzione sinsedimentaria delle faglie mesozoiche che delimitano la Ruga di Trento. La formazione delle pieghe principali vien fatta risalire al Miocene, e tutto l'insieme strutturale vien attribuito a spinte all'incirca NW-SE, con risultanti WNW nella zona del M. Baldo (e pertanto le faglie giudicariensi vengono prese in considerazione solo come sovrascorrimenti E-vergenti) e NNW nelle fasce Schio-Bassano e Asiago-Grappa, dove que-

sto orientamento è attribuito alla preesistenza della Linea della Valsugana con lato N fortemente rialzato.

Seguono dati di dettaglio sulla neotettonica da 700.000 anni b.p. ad oggi, e poi dati sulla struttura crustale, il cui ispessimento dalla Valsugana verso N viene attribuito a raddoppiamento della crosta inferiore, a quanto sembra di capire. Nel quadro di graduale salita verso N di tutta l'area, alla struttura valsuganese corrisponderebbe un ruolo di fossa tettonica per apertura sul retro di una zolla scivolata verso S (evidentemente non vien tenuto conto dei chiari caratteri compressivi della Linea della Valsugana, della Linea di Belluno e delle relative prosecuzioni verso E, come riportati nel cap. 3.2.3).

La struttura descritta col modello vien attribuita alla collisione continentale in senso NS, cui vien riferito l'ispessimento crustale fra Trento e Bolzano ed il distacco della parte superiore del margine continentale adriatico a livello della crosta inferiore (sembrerebbe voler dire che la crosta superiore del margine adriatico è andata a formare l'Austroalpino, mentre la crosta inferiore è rimasta indietro a far parte del Sudalpino venendo sovrascorsa dalla crosta retrostante, che risulta pertanto ispessita).

A livello della crosta superiore si ha «una situazione geologico-strutturale abbastanza semplice con assenza quasi totale di fenomeni di alloctonia e di falde tettoniche, tale da permettere con buona approssimazione una correlazione fra tettonica superficiale e tettonica profonda. Inoltre i piani di faglia appaiono sensibilmente vicini alla verticale». Queste considerazioni significano l'adozione del modello a pieghe autoctone, che viene dagli autori suddiviso in varie unità strutturali e fasce sismotettoniche.

Il modello di ZANFERRARI *et al.* (1982) considera l'evoluzione plio-quadernaria dell'Italia nord-orientale dal Garda alle Alpi Giulie. Nel «settore alpino», comprendente la zona alpina s.s. ed il Sudalpino fra la Linea delle Giudicarie N, la Linea della Valsugana e la Linea di Tramonti (= Pinedo-Avasinis), prevale il sollevamento isostatico mentre risulta subordinata la deformazione compressiva SSE-NNW dovuta all'avanzata verso N della crosta adriatica. Il «settore prealpino» corrisponde alla zona fra Linea delle Giudicarie S ed Adige, alle Prealpi a S delle Linee della Valsugana e di Tramonti ed alla zona triestina, e vi si osserva il più rapido ed intenso sollevamento pliocenico-quadernario, dovuto ad intensa deformazione compressiva con massimo raccorciamento crustale nel Friuli centrale, con sovrascorrimenti verso SE (Giudicarie), verso SSE e S (Veneto-Friuli) e verso SW (zona udinese-giulia): con questi sovrascorrimenti coesiste un insieme di faglie subverticali con maggiori o minori componenti trascorrenti dirette NW-SE nelle Giudicarie, fra NW-SE e NS nelle Prealpi veneto-friulane, NE-SW nella zona udinese-giulia; tutto l'insieme denuncerebbe uno stress compressivo massimo SSE-NNW. Nell'Alto di Verona (= Lessini-Bèrici-Eugànei) si ha moderato sollevamento crescente verso N e differenziato per fitta divisione in blocchi dovuta a faglie subverticali a direzione giudicariense, scledense e valsuganese. Nella pianura prevale la subsidenza crescente verso S nelle pianure mantovana e veneta; in quest'ultima sono note faglie sepolte dirette NW-SE, spesso con componenti trascorrenti, nonché blande pieghe sepolte dirette WSW-ENE.

Il motore geodinamico della deformazione è visto sempre nella compressione

SSE-NNW, databile all'inizio del Miocene a N della Valsugana, e con progressiva migrazione verso SSE dalla Linea di Belluno (Mio-Pliocene) alla Linea Bassano-Valdobbiadene-Aviano (Plio-Pleistocene) alla Linea di Sacile (Pleistocene). Alto di Verona e pianure adiacenti costituiscono l'avampaese dei sovrascorrimenti verso SE nelle Giudicarie, verso S nel Veneto e verso SW nell'Udinese, e ciò per gli autori significa spinta da SSE. Vengono messe in rilievo le differenze di comportamento tettonico fra il settore corrispondente alla piattaforma trentina (= Ruga di Trento) e quello comprendente il bacino bellunese-carnico (= Bacino Bellunese-Giulio) e la piattaforma friulana (= Ruga Friulana), poiché la particolarmente comprimibile successione del Bacino Bellunese-Giulio dà luogo ai raccorciamenti cristali più intensi. Nel quadro della spinta SSE-NNW, alle faglie verticali dirette NW-SE sotto le pianure veneta e friulana viene attribuita l'acquisizione suprapliocenico-pleistocenica di una componente più o meno notevole di trascorrenza prevalentemente sinistrorsa dalla Linea di Schio alla Linea di Montebelluna, sempre destrorsa dalla Linea di Cadorle verso E (cosa meccanicamente tutt'altro che chiara). La Linea della Valsugana e la sua continuazione di Tramonti (= Linea Pinedo-Avasinis), la Linea dell'Alto Tagliamento ecc. vengono considerate come sistemi di pieghe, pieghe-faglie e sovrascorrimenti formati in epoche sempre più recenti da N verso S nel quadro della tettonica post-collisione. Le faglie giudicariensi sono viste come faglie inverse, talora con sovrascorrimenti e basculamenti che formano depressioni di «angolo di faglia» come quella del Garda. Infine sono considerate come piccole faglie trascorrenti oppure normali quelle NNW-SSE della giunzione cadorina, resesi evidenti in epoca medio-suprapleistocenica.

Si può far presente che la particolare comprimibilità della successione bellunese-giulia ha certamente avuto una funzione nell'orientare la deformazione e nel determinare il forte raccorciamento di copertura del Friuli centrale, anche se probabilmente non si tratta della riduzione addirittura ad 1/3 della sezione originaria come secondo gli autori. Bisogna infatti tener conto dell'evidente obliquità delle originarie zone isopiche del margine africano-adriatico rispetto al successivo Lineamento Periadriatico che viene da esse attraversato secondo fronti dirette WSW-ENE dal Sudalpino all'Austroalpino.

Va messa in rilievo questa circostanza poiché può falsare l'ottica in cui viene vista la tettonica compressiva del Sudalpino centro-orientale, facendola attribuire ad una spinta da SE parallela alle strutture dinariche recenti, che invece mostrano forti componenti di deformazione verso SW, meglio conciliabili con una spinta attorno a NS.

4.5. Recenti modelli strutturali svincolati dalle evidenze

A parte il preconcetto della non trascorrenza giudicariense ampiamente discusso addietro, i modelli riassunti nel capitolo precedente costituiscono sintesi di evidenze descritte nella letteratura, come intende essere anche il modello descritto nel cap. 4.3. Negli ultimi tempi sono però apparsi dei modelli che propon-

gono un grande sovrascorrimento sudalpino esteso a porzioni crustali di dimensioni anche maggiori delle grandi falde alpine; questo sovrascorrimento viene giustificato mediante ipotesi teoriche, non con evidenze strutturali, e contrasta nettamente sia con lo stile strutturale che con la limitata tettonizzazione delle Alpi Meridionali, che non mostrano evidenze di metamorfismo alpino, e nemmeno estesa cataclasi o milonitizzazione o diaforesi del Cristallino ecc.

ARISI ROTA & FICHERA (1985) esibiscono una «interpretazione magnetica» dell'Italia che dà luogo per la zona del presente studio ad un modello che nell'esposizione degli autori non appare legato tanto all'interpretazione stessa, quanto a preferenze teoriche. La zona viene attraversata dal loro profilo N. 1 (Fig. 72), che segnala la risalita del basamento cristallino dalla pianura padana verso il Veneto sud-occidentale dove raggiunge i 5 km sotto il mare. «Sotto le Dolomiti orientali basamento cristallino e tavolato porfirico atesino affiorano, ma la connessione col profondo basamento del Veneto sud-occidentale sembra avvenire con una situazione tettonica complessa di basamento traslato e sovrascorso, piuttosto che mediante sprofondamento per faglie normali verso S. Questa assunzione è appoggiata anche dai dati gravimetrici; malgrado l'affiorare di formazioni di alta densità (basamento e carbonati mesozoici) le anomalie di Bouguer mostrano una diminuzione di 80 mGal verso N sotto le Alpi Centrali, spiegabile solo con lo sprofondamento del basamento e della successione autoctona della pianura padana, considerando le Alpi Meridionali come parte delle unità sovrascorse».

Probabilmente per Alpi Centrali vengono qui intese le Alpi s.s. in generale. Gli autori non sembrano tener conto degli ispessimenti crustali con i relativi valori di velocità sismiche finora risultanti dalle interpretazioni dei profili DSS, che per tutti gli altri autori giustificano l'andamento delle anomalie di Bouguer senza ricorrere per le Alpi Meridionali a livelli di coperture autoctone profonde, che non sono giustificabili in assenza di riconosciuti orizzonti a velocità sismiche inferiori a 6 km/sec, quali sono stati invece riconosciuti a N del Lineamento Periadriatico.

Prodotto recente di un nutrito gruppo di specialisti dell'area italiana nord-orientale è il modello di SLEJKO *et al.* (1986), steso come sintesi dei più aggiornati dati geologici e geofisici. L'insieme di basamento e copertura paleozoica e permomesozoica risulta nell'Italia NE costituito dai seguenti sistemi strutturali più o meno attivi anche nel Quaternario (Fig. 73): a) sistema delle Giudicarie a sovrascorrimenti vergenti ESE; b) sistema di Schio a faglie NW-SE per lo più verticali; c) sinclinorio dolomitico meno deformato delle zone circostanti, con strutture da WSW-ENE ad EW e faglie destre recenti NW-SE; d) sistema della Valsugana a sovrascorrimenti vergenti SSE che interessano il basamento lungo le Linee della Valsugana e di Bassano-Valdobbiadene e la molassa neogenico-quadernaria più a S; e) sistema del Tagliamento a sovrascorrimenti vergenti a S, col massimo raccorciamento crustale della zona; f) sistema dinarico a sovrascorrimenti vergenti SW che nella piana friulana tagliano il sistema del Tagliamento.

Per la struttura crustale vien riportato un forte aumento della profondità della Moho verso N in tutti i profili DSS, con circa 30 km sotto l'avampaese padano-adriatico, con una discesa a flessura fino a 40 km sotto le Prealpi (v. addietro Fig. 43 riportata anche da SLEJKO *et al.*, 1986), e con ulteriore discesa fino a 50

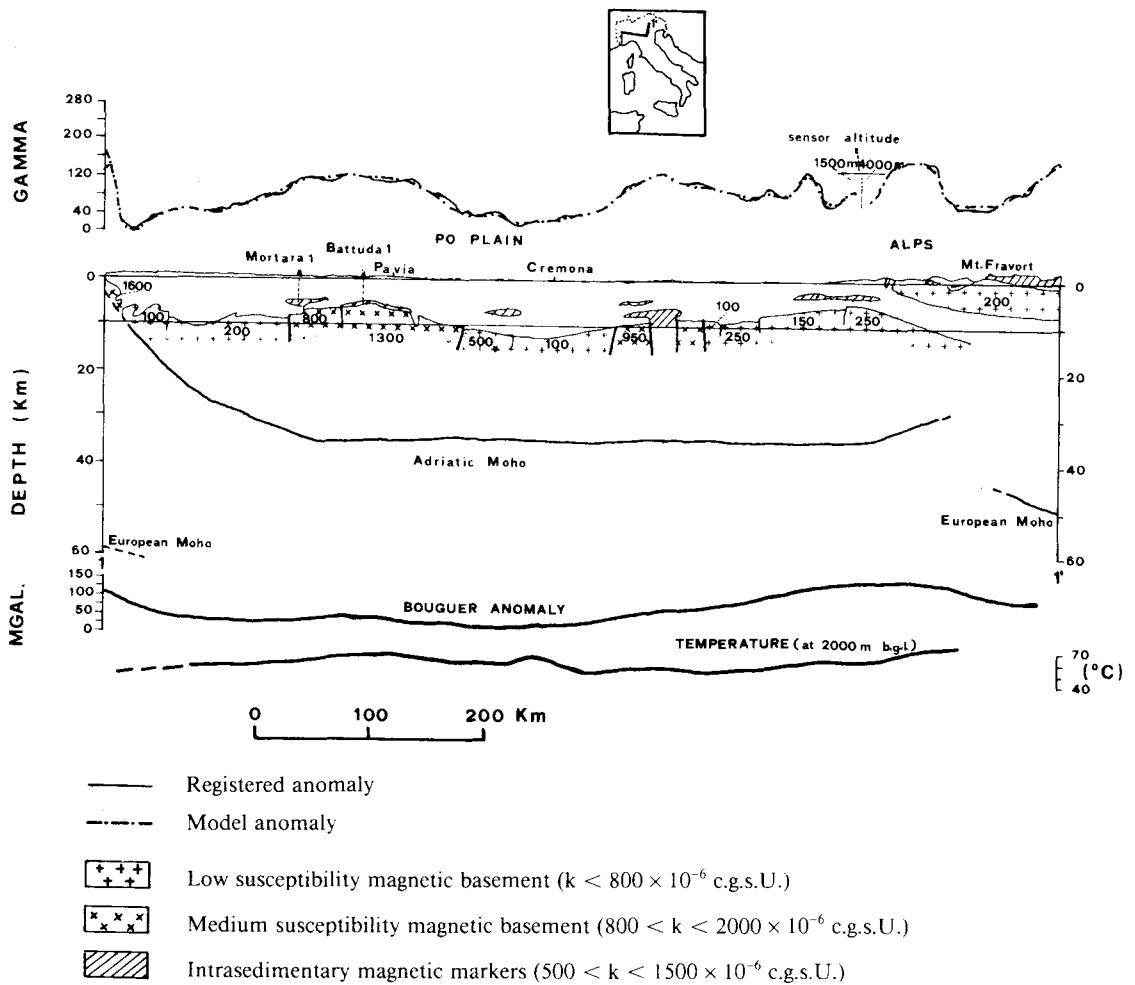


Fig. 72 - Profilo tra la Zona del Canavese ed il Trentino, con alloctonia delle Alpi Meridionali traslate sopra la successione autoctona della pianura padano-veneta, secondo ARISI ROTA & FICHERA (1985).



COMITATO NAZIONALE DELLE RICERCHE
GRUPPO NAZIONALE PER LA DIFESA DEI TERREMOTI
U. R. I. A. SISMOTETTONICA DELLE ALPI

**NORTH EASTERN ITALY
MIDDLE PLIOSTOCENE-OLOCENE
TECTONIC MAP**

- OUTCROPPING IMPROVED
- MAP
- ARTICLINE AXIS (arrow according to axis dip)
- SYNCLINE AXIS (arrow according to axis dip)
- THRUST (arrowhead on uppermost line)
- NORMAL FAULT (arrowhead on downthrown side)
- REVERSE FAULT (arrowhead on upthrown side; arrow indicates dip of the fault plane)
- STRIKE - SLIP FAULT
- FAULT OF UNDEFINED TYPE OF MOVEMENT
- DEFORMATION BELT (Structure of deformation zone)
- AREA SUBJECTED TO STRESS AND ARTICULATED DEFORMATION WITH RESULTING INCREASE OF RELIEF ENERGY
- AREA SUBJECTED TO PREVAILING UPLIFTING
- AREA SUBJECTED TO MILD UPLIFTING AND/OR DEFORMATION
- AREA SUBJECTED TO PREVAILING LOWERING
- AREA SUBJECTED TO INITIAL LOWERING AND SUBSEQUENT MAJOR UPLIFTING
- AREA SUBJECTED TO MOVEMENT VARYING IN DIRECTION AND INTENSITY WITH RESULTING UPLIFTING
- TILTING (arrow towards vertically lowered area)
- Border of the mountain

From ZAMPARATI et al. (1982) and AMBROSETTI et al. (1981) with modifications.

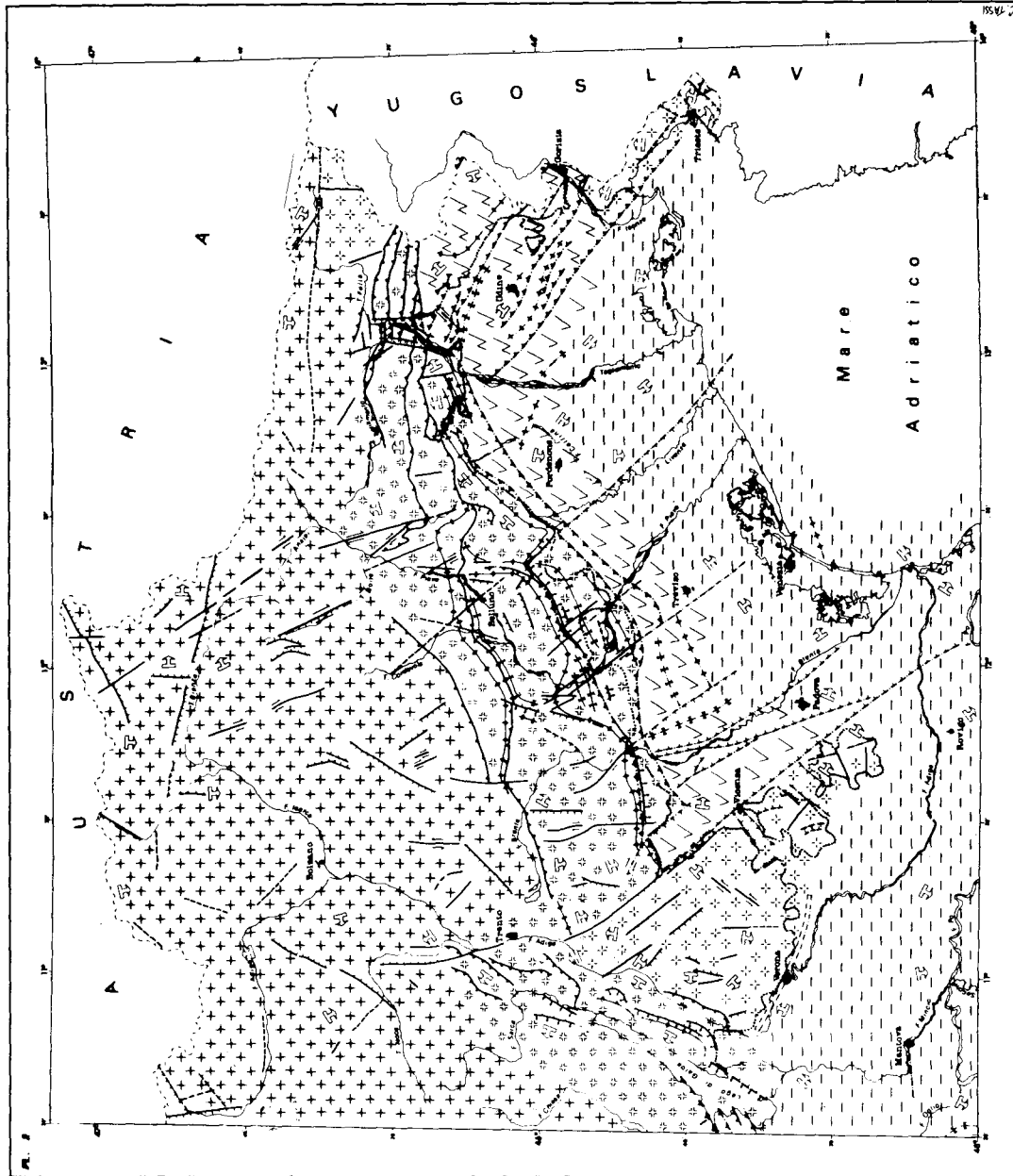


Fig. 73 - Neotettonica mediopleistocenica-olocenica nell'Italia nordorientale, da SLEJKO et al. (1986).

km fra la Val Venosta e Lienz, da dove risale verso il confine austro-bavarese fino a 30-35 km. L'approfondimento della Moho sotto le Alpi è confermato dall'andamento negativo delle anomalie di BOUGUER. In corrispondenza dell'alto gravimetrico di Verona la Moho è a quasi 30 km e scende verso S con dolce monoclinale fino ai 35-40 km dall'avanfossa appenninica, mentre ai lati scende bruscamente verso il sistema di Schio ad E ed il sistema delle Giudicarie a W. «La correlazione con i dati aeromagnetici permette di confermare che il basamento è coinvolto in una situazione tettonica complessa lungo il fronte sudalpino, ed in ogni caso trasportato e sovrascorso sul basamento e la copertura dell'avampae- se adriatico, in corrispondenza del sistema della Valsugana e di quello del Tagliamento». In altre parole viene adottato senza migliori spiegazioni il modello di ARISI ROTA & FICHERA (1985).

Per DOGLIONI (1986) il sinclinorio delle Dolomiti, compreso fra la S-vergente Linea della Valsugana e le N-vergenti Linee di Funés e di Piano delle Erbe che tagliano sedimenti miocenici, sarebbe trasportato per almeno 10 km verso S in corrispondenza della Linea della Valsugana, come nelle Fig. 59, 60, 61 addietro riprodotte e discusse, con la conclusione (cap. 3.2.3) che si tratta di un modello teorico senza sufficienti dati di appoggio.

La situazione appare ulteriormente avanzata nel senso degli sviluppi puramente teorici col modello di ROEDER (1985). Un punto fondamentale di questo sul quale non si può consentire, perché ignora la meccanica geologica e perché applicato ad allontanarsi dalle evidenze, consiste nel considerare quali fenomeni elastici quelli della geodinamica con le relative lentissime deformazioni, fondando su «poveramente vincolati valori» di questo tipo la misura di profondità ed estensione degli sconosciuti sottoscorrimenti e sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali. Con ben altro rigore analitico la meccanica geologica almeno da SCHMIDT (1932) in poi giunge a riconoscere che nelle deformazioni tettoniche i fenomeni elastici interessano solamente singole porzioni costitutive delle strutture geologiche, venendo nell'insieme oscurati dai fenomeni plastici di scala incomparabilmente maggiore e dominati dalle forze di massa.

L'avanfossa appenninica da 4,5 MA ad oggi e l'avanfossa alpina miocenica della Gonfolite vengono da ROEDER (1985) considerate come «flessure elastiche per carico». La prima registrerebbe il carico del sovrascorrimento appenninico verso NE ed E, provocando come reazione elastica il sollevamento periferico di Alpi Centrali, Adamello, piattaforma di Verona, arco di Vicenza, Istria, soglia medio-adriatica, Gargano e Puglia. La seconda dovrebbe invece avere in precedenza registrato un simile carico da parte delle Alpi, e dato che è completamente sconosciuta viene calcolata sul medesimo modello della prima. Su basi di tale evidenza e precisione viene dedotto che la crosta dell'avampae- se padano deve estendersi verso N sotto le Alpi per un minimo di 50 km. Pertanto «ci sono forti argomenti geodinamici per l'esistenza di una fascia sudalpina di piega-sovrascorrimento (fold-thrust belt) con più di 50 km di trasporto; tuttavia la relativa evidenza geologica è debole» e pertanto si procede col «metodo speculativo della geologia comparativa di fold-thrust belts meglio conosciuti». Questo ingenuo induzionismo viene illustrato mediante la descrizione delle varie zone del fold-thrust belt secondo la «teoria della rampa» (ramp theory); è una teoria che non teme

smentite, in quanto costruita col metodo La Palisse, per cui le superfici di sovrascorrimento se non sono parallele alle strutture coinvolte (flat), allora sono discordanti (ramp), ed il relativo scollamento basale se non viene a giorno, allora si esaurisce in sottosuolo (blind thrusting). Se le Alpi Meridionali fossero fatte generalizzando secondo un modello ricavato altrove, allora alla fronte della zona alloctona dovrebbe seguire nelle Prealpi una «foothills belt dolcemente piegata ma di stile strutturale piuttosto incerto» al di sopra di uno scollamento basale per il quale «sono disponibili solo la deduzione logica e dati sismici di povera qualità», ed il quale a sua volta implica logicamente un sovrascorrimento cieco (blind thrusting) entro il Bacino Padano ed eventualmente fino alla zona subappenninica; «il livello stratigrafico dell'assunto scollamento non è conosciuto. A SE del fronte sudalpino fra Schio ed il Friuli esso è sospettato ovunque». In altre parole il piegamento delle Prealpi può non estendersi al basamento e limitarsi a gran parte della copertura, come è abbastanza noto almeno da molti decenni sotto il termine di «piegamento disarmonico».

In base a queste applicazioni di leggi dell'elasticità, di generalizzazioni comparative, di deduzioni logiche e di evidenze che non ci sono, si ha che «uno dei motivi di ricerca petrolifera nelle Alpi Meridionali è la successione sedimentaria che può estendersi sotto le parti alloctone delle Alpi Meridionali corrugate secondo il modello fold-thrust belt» (Fig. 74). Esistenza e profondità di questa successione autoctona profonda sono per ora «puramente speculative e vincolate, sebbene vagamente, dal modello di flessura elastica per carico (elastic load flexure)».

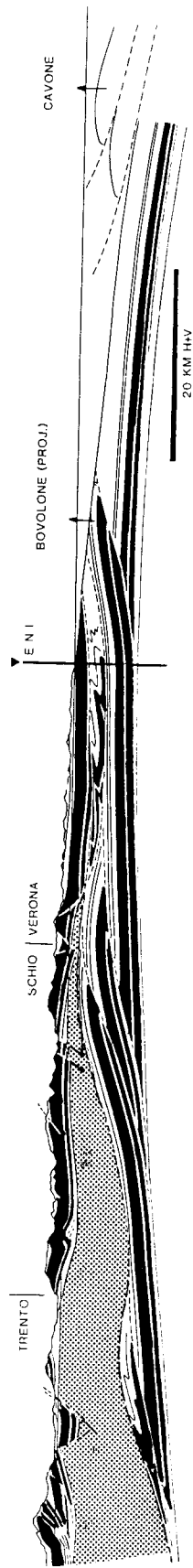
Su queste basi di speranza che le Alpi Meridionali abbiano ubbidito alla teoria, e malgrado i vezzi di slang americano da esso esibiti (pop-up geometry, piggyback, ecc.) il modello di ROEDER (1985) non verrà certamente adottato da società petrolifere non aventi scopi di beneficenza, e non appare consigliabile nemmeno come modello sismotettonico di carattere anche lontanamente operativo.

4.6. Indicazioni geologiche per il modello dinamico

4.6.1. Quadro della deformazione

Dal punto di vista meccanico, nell'area di studio allo stato delle conoscenze si ha oggi una struttura quale si è formata con la collisione mesoalpina, la conseguente formazione della zona crustale ispessita delle Alpi s.s., la sua rottura rispetto alla retrostante crosta africana mediante la trascorrente destra del Lineamento Periadriatico, l'avanzata neoalpina della stessa crosta africana nel saliente delle Alpi Meridionali orientali mediante la trascorrente sinistra delle Giudicarie venuta ad affiancare le trascorrenti destre del sistema dinarico, evidentemente in risposta ad una sollecitazione principale massima in direzione intermedia ai due sistemi.

In base alle indicazioni della neotettonica recente addietro riassunte (v. cap. 3.3), la deformazione di questa struttura appare aver proceduto nel tempo dalla catena alpina verso l'avampaese africano-adriatico, producendo dall'Oligocene al-



Grigio = Basamento e Paleozoico; nero = Trias medio-sup. e Giura; bianco = Cretaceo, Terziario e Quaternario; linee a tratti = faglie.

Fig. 74 - Modello delle Alpi Meridionali fra il Trentino e la piana veronese secondo ROEDER (1985).

to-Miocene basso ad oggi un insieme di piegamenti e rotture longitudinali rispetto alla catena (sistemi bresciano-valsuganese-friulano) con evidenze di attività sempre più recente verso la zona prealpina-pedemontana, dove dal Pleistocene medio ad oggi appaiono concentrati sollevamento, piegamento e fagliamento. Queste indicazioni della geologia di superficie sono confermate dal fatto che nella stessa zona è concentrata la sismicità (SLEJKO *et al.*, 1986) come visibile in Fig. 75, dove le fasce di attività sismica sono in esatta corrispondenza della zona prealpina-pedemontana con accenni di estensione trasversale in direzione giudicariense all'altezza del Garda ed in direzione dinarica all'altezza di Udine-Gorizia, così da riprodurre verso l'avampese l'andamento del saliente Giudicarie-Pusteria-Dinaridi.

L'attività sismica appare limitata a profondità focali entro i 20 km, dimostrando che la struttura meccanica attualmente sotto sforzo ed in via di deformazione è rappresentata dalla sola crosta.

Le indicazioni geologiche sulle strutture di faglia appaiono in qualche misura confermate anche dai relativamente scarsi studi sui meccanismi focali, cui corrispondono appunto i movimenti delle faglie (SLEJKO *et al.*, 1986). Come addietro descritto, le strutture valsuganesi e friulane sono prevalentemente faglie inverse a vergenza SSE o S, mentre le trascorrenti giudicariensi e dinariche mostrano accentuate componenti di raccorciamento verso l'interno del saliente sudalpino orientale, che vengono descritte come vergenze ESE per la zona giudicariense e SW per la zona dinarica. Appare più che verosimile che tutte le strutture siano dovute ad un medesimo sforzo diretto fra NNW-SSE e NS, e che le deformazioni di sovrascorrimento visibili nelle strutture giudicariensi e dinariche non siano in realtà tanto perpendicolari alle strutture stesse, quanto piuttosto parallele allo sforzo anzidetto, venendo tuttavia dalla preesistenza delle superfici trascorrenti obbligate a manifestarsi geometricamente come componenti normali alle superfici stesse; gli studi locali mostrano in generale un accentuarsi delle vergenze di sovrascorrimento verso ESE e rispettivamente SW in epoche plioceniche e pleistoceniche, di fronte all'età ancora miocenica accettata per i grandi sistemi trasversali giudicariense e dinarico e per le relative trascorrenze. I pochi meccanismi focali disponibili mostrano in realtà anche un persistere delle trascorrenze ai due lati della fronte prealpina (Fig. 76); si notano infatti soprattutto meccanismi di faglia inversa con assi di compressione NS nella zona prealpina (soprattutto grazie agli studi sul terremoto friulano del 1976), mentre si hanno alcuni meccanismi trascorrenti per la zona gardesana, di senso sinistro per i piani attorno a NS o rispettivamente destro per quelli attorno a EW, ed alcuni meccanismi di trascorrenza NW-SE destra (o NE-SW sinistra) verso E nella zona friulana.

Un altro elemento del sistema di deformazione neotettonico, o della fase neoalpina che dir si voglia, è rappresentato dal trasversale sistema cadorino, descritto come uno stretto fascio di piani di rottura per lo più verticali con direzione da NS a NNW-SSE in corrispondenza della deviazione dagli assi longitudinali valsuganesi a quelli friulani, ed in parte risalenti al Miocene alto, in parte molto recenti, da alto-pleistocenici ad attuali (v. cap. 3.2.7), con o senza componenti trascorrenti sia destre che sinistre. Se si rimane nell'ambito della teoria della deformazione, dal testo sullo stato plastico dei materiali di NADAI (1927 e successive

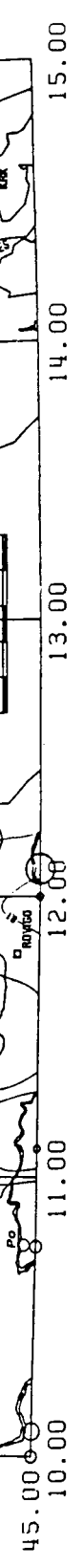


Fig. 75 - Epicentri dei terremoti di intensità del VI grado MCS o maggiore nel periodo 0-1983 ed isolee di attività sismica secondo Rizmitchenko, da SLEJKO *et al.* (1986).

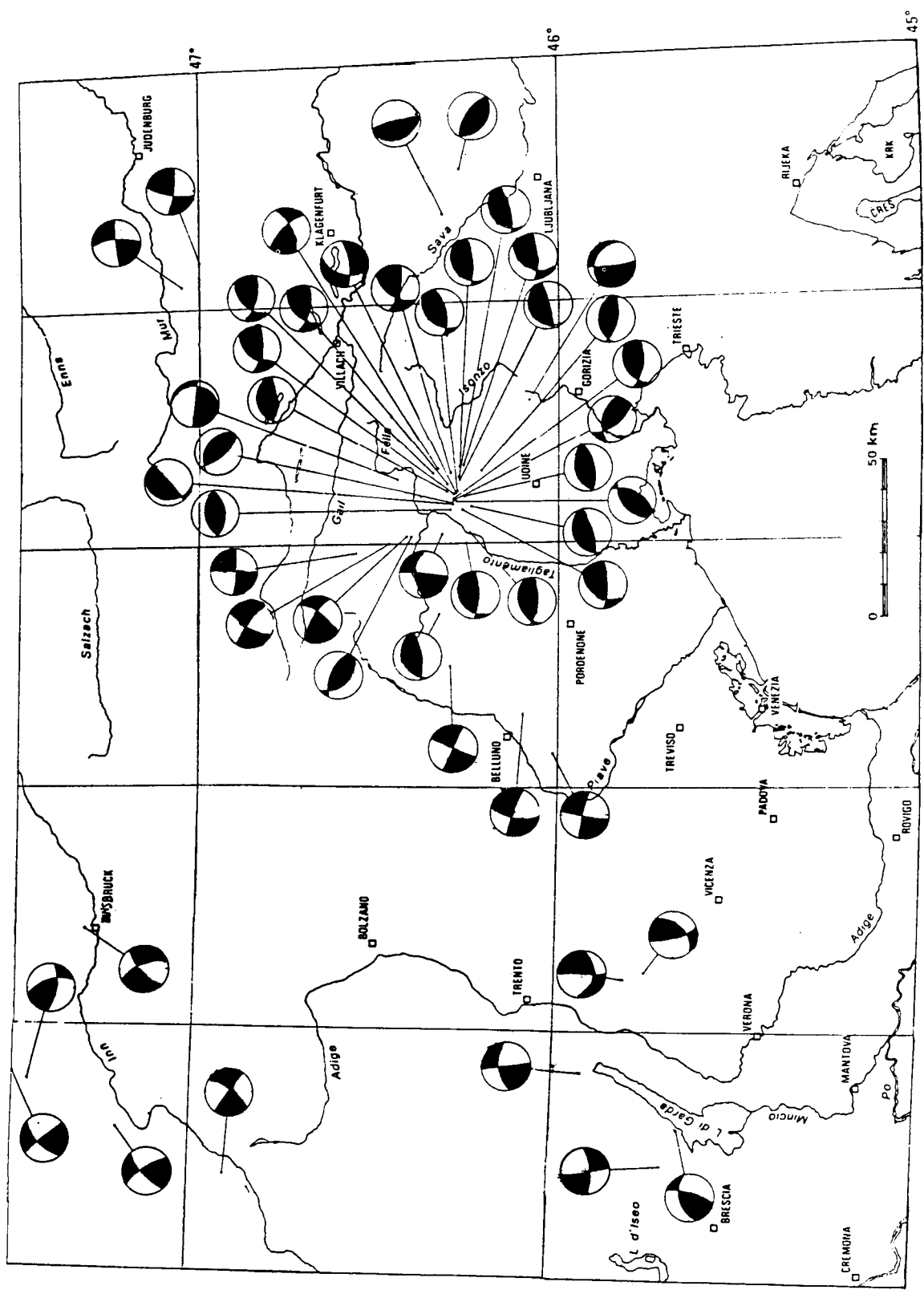


Fig. 76 - Meccanismi focali dei principali terremoti del 20° secolo, da SLEJKO *et al.* (1986).

traduzioni inglesi) all'insuperato testo di meccanica geologica di SCHMIDT (1932) ed alle conclusioni del testo di ANDERSON (1951) riassunte in OGNIBEN (1978), le fratture cadorine hanno tutta l'aria di fratture di tensione parallele alla sollecitazione principale massima.

Questa verrebbe pertanto a definirsi come orientata da NS (Friuli) a NNW-SSE (zona veneto-dolomitica), con piani di taglio ad intersezione orizzontale (tradottisi in faglie inverse) perché interessanti relativamente minori spessori crustali nelle strutture valsuganesi e friulane (e bresciane, orobiche ecc.), e con piani di taglio ad intersezione verticale (da cui si sono originate le faglie trascorrenti) perché interessanti maggiori spessori crustali nelle faglie giudicariensi e dinariche, nelle quali tuttavia si rendono visibili anche le componenti di faglia inversa soprattutto verso l'alto dove vengono in gioco minori spessori crustali e quindi viene a diminuire la pressione litostatica confinante, e le relative vergenze sono solo apparentemente perpendicolari alle strutture, in realtà probabilmente più vicine a NS. S'intende che in tutto questo processo di deformazione gioca il particolare aspetto della meccanica geologica dove si osservano soprattutto i piani di scivolamento sviluppatasi verso il carico minore («ins Freies», SCHMIDT, 1932), mentre rimangono tutt'al più allo stato di microstrutture i piani di scivolamento ad essi coniugati, pur essendosi ambedue originariamente impostati sui perfettamente equivalenti piani di taglio dell'elissoide di stress.

Un aspetto particolare della zona sudalpina è l'orientamento delle vergenze dei piani della deformazione, come sempre determinato dall'altimetria, siano essi piani assiali di pieghe o superfici di frattura. Le strutture longitudinali in discesa dalla catena alpina alla zona depressa veneto-padano-adriatica mostrano vergenze S; le vergenze SSE sono quelle delle strutture giudicariensi in discesa dall'Ademello alla valle dell'Adige; le vergenze SW sono quelle dinariche in discesa dalle Alpi Giulie alla zona depressa udinese-adriatica; praticamente senza vergenza appaiono le fratture cadorine, espressione di una tensione EW normale all'asse di sollecitazione principale massima, che da esse appare confermato come orientato in uno stretto settore da NS a NNW-SSE. Non trovano evidentemente molto posto in questo quadro le alternative fra sovrascorrimento e sottoscorrimento crustale, e nemmeno i modelli di Alpi Meridionali alloctone sopra una successione profonda padano-adriatica.

Riassumendo, le evidenze geologiche della deformazione forniscono almeno cinque principali vincoli per un tentativo di modello dinamico delle presenti condizioni dell'area di studio: I) la progressione cronologica della deformazione dalla catena alpina all'avampaese africano-adriatico, con presente concentrazione nella zona prealpina-pedemontana; II) la limitazione della sismicità ai primi 20 km della crosta; III) i piani di scivolamento del possibile elissoide di deformazione, rappresentati da piani inversi S-vergenti (piani assiali di pieghe e faglie inverse) a partire dal passaggio Oligocene-Miocene in poi; da piani verticali formati in una più definita fase all'incirca supramiocenica con trascorrenza sinistra nella parte occidentale dell'area (faglie giudicariensi) e destra in quella orientale (faglie dinariche), mentre in epoca suprapliocenica-pleistocenica sembra prevalere la componente S-vergente in tutte le superfici di frattura già esistenti; IV) la mancanza di vergenza nelle faglie del sistema cadorino, forse dovuta ad un loro ca-

rattere di fratture di tensione; V) la dipendenza della vergenza dall'altimetria, con senso costantemente dalle zone più elevate a quelle più depresse.

4.6.2. *Discussione critica delle trascorrenze sinistre scledensi*

Come sintesi delle evidenze le conclusioni di cui sopra sono abbastanza vicine a quelle degli specialisti della zona sudalpino-orientale e veneta, ben riassunti in ZANFERRARI *et al.* (1982), ma non si accordano con un punto particolare dei vari lavori di neotettonica, e cioè con la pronunciata trascorrenza sinistra attribuita alle faglie NW-SE (scledensi) dalla Linea di Schio a quella di Nervesa parallelamente alla trascorrenza destra attribuita alla Linea di Càorle ed a quelle udinesi-dinariche che la seguono verso E, e con l'attribuzione sia di queste che di quelle ad una medesima spinta parallela alle strutture stesse. Queste trascorrenze vicine, contemporanee, parallele ed in senso opposto non si spiegano da un punto di vista meccanico, e nemmeno si spiega che siano originate da una spinta ad esse parallela. Non si vede che cosa possa separare il comportamento meccanico della zona Schio-Nervesa da quello della zona Càorle-piana udinese: potrebbe trattarsi solo di fratture di tensione parallele alla spinta, ma non dovrebbero in questo caso mostrare trascorrenze pronunciate, né ordinatamente distribuite in due sistemi.

Può ben darsi che dopotutto si tratti solamente di fratture di tensione dovute ad una spinta NW-SE, anche considerato che non si possono controbattere evidenze specifiche con la sola teoria senza una base di contrarie osservazioni. Tuttavia lo scrivente deve qui cercare una spiegazione meccanica del quadro di deformazione, e questo appare dalle evidenze condensarsi nella rappresentazione di una tettonica compressiva neoalpina espressa da faglie inverse S-vergenti sul lato frontale, trascorrenze sinistre sul lato W e trascorrenze destre sul lato E dell'arco sudalpino orientale, ossia da piani di scivolamento riferibili ad un ben definito senso di sollecitazione principale massima con la stessa direzione delle fratture cadorine. Si è pertanto dovuto fare il tentativo di verificare quanto viene riportato come evidenza relativa alle trascorrenze sinistre nel sistema scledense ed in particolare nella Linea di Schio, almeno nei limiti di una discussione critica.

Nella Carta Tettonica delle Alpi Meridionali 1:200.000 il foglio più importante a questo proposito è quello di Schio (BARBIERI *et al.*, 1981), dove vien messo in evidenza uno sviluppatissimo sistema di faglie NW-SE. Indubbiamente la planimetria mostra molti rigetti sinistri, ma anche destri, nonché un andamento a pieghe più o meno normali alle faglie NW-SE: come è noto, una superficie di discontinuità verticale che attraversi una piega produce apparenti rigetti destri e sinistri, rispettivamente sui due lati della piega stessa, e nel foglio Schio tutto l'insieme del sistema NW-SE appare compatibile anche con faglie non trascorrenti sinistre, che potrebbero fornire un quadro diverso ad un nuovo rilevamento privo di questo orientamento a priori che può averlo influenzato, come per altri casi è esperienza comune dei geologi. Per quanto riguarda la faglia principale del sistema, o Linea di Schio, vengono riportate componenti prevalentemente verticali, come visibile anche nella gravimetria. È pertanto ben possibile che l'avanzata

verso NW della pianura a fianco della scarpata di Schio corrisponda ad un semplice abbassamento.

A parziale giustificazione di una critica riguardante rilievi geologici senza ricorrere alla verifica di campagna, si può notare che nello stesso foglio Schio la dislocazione sinistra della Faglia della Valsugana per oltre 2 km ad opera della Faglia della Val di Centa (BARBIERI *et al.*, 1981) non corrisponde al rilevamento fatto dallo scrivente a scopi minerari sulle carte catastali 1:2880 (OGNIBEN, 1966) e pertanto in estremo dettaglio, e qui addietro riprodotto a piccola scala nella cartina di Fig. 52; il rilevamento quasi certamente al 25.000 quale dev'essere stato fatto per il Foglio Schio può aver condotto il rilevatore ad un equivoco ben possibile per chi guarda la Val di Centa da lontano.

DE ZANCHE *et al.* (1978) riportano i dati di superficie del foglio Schio come già visto sopra, con dati morfologici interpretati in conformità con i dati geologici.

Per PIANETTI & ZANFERRARI (1980) le faglie di Bassano e di Montebelluna sepolte nella pianura sono soprattutto faglie dirette con non specificate evidenze di trascorrenza sinistra rilevabili in superficie nell'area prealpina ed in sottosuolo in una carta del top del Pliocene inferiore dell'AQUATER (1978), che in realtà mostra solo il rigetto abbassato a NE della Linea di Bassano; inoltre la componente verticale delle faglie NW-SE risulta crescente da E a W e massima al margine orientale degli Euganei. ZANFERRARI, GIRARDI *et al.* (1980) non forniscono dati precisi di evidenza, e pongono soprattutto l'accento sull'abbassamento verticale del lato NE delle faglie di Schio, Padova W, Padova E, con lievi componenti di trascorrenza sinistra, mentre la faglia di Bassano vien fatta ribassare sul lato SW, contrariamente alle carte AQUATER (1978) che in realtà appaiono costituire il dato originario per questi studi.

PELLEGRINI & ZANFERRARI (1980) riportano una sinistrorsa Linea del Medone presso Belluno, che in realtà appare solamente separare un'area abbassata a W e rialzata ad E, e pertanto con un rigetto sinistro probabilmente solo apparente.

ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980) riportano come dato più importante il troncamento della Linea di Sacile da parte della faglia di Montebelluna ed il suo spostamento sinistro da parte della faglia di Nervesa, oltre agli indizi morfotettonici prodotti da quest'ultima nella zona del Montello. I dati di sottosuolo provengono da AQUATER (1978) e da non disponibili linee sismiche AGIP. La Linea di Sacile vien data come inversa ad alto angolo con lato sollevato NW, e come tale il suo abbassamento a W da parte delle faglie NW-SE (Nervesa, Montebelluna) risulta creare rigetti solo apparentemente sinistrorsi, in realtà tali da mostrare a SW una parte originariamente più elevata, e quindi più avanzata verso SE, della superficie di faglia vergente a SE. È l'inverso di quanto succede per le linee da quella di Schio a quella di Bassano, che abbassano la successione delle Prealpi scendente verso SE sotto la pianura, creando successivi apparenti rigetti sinistri di una superficie inclinata a SE mediante una gradinata di faglie scendenti a NE.

Rimane pertanto la possibilità che in realtà dalla Linea di Schio a quella di Nervesa non vi sia un vero sistema di trascorrenze sinistre, ma che queste vengano simulate dall'avanzare della pianura verso NW in corrispondenza della Linea di Schio e di quelle che la seguono verso NE, nonché dall'intersezione della

Linea di Nervesa con i due tratti della Linea di Sacile rispettivamente rialzato a NE ed abbassato a SW. Naturalmente la cosa non si risolve così facilmente, ed ai fini di un quadro della deformazione e del relativo campo di stress occorrerà riesaminare tutte le evidenze relative, data anche l'estrema facilità di interpretare male le linee trascorrenti come è esperienza comune.

In conclusione, il quadro dinamico risulterebbe radicalmente chiarito e meccanicamente comprensibile se oltre alle vergenze SSE-S (bresciane, valsuganesi, friulane e componenti di sovrascorrimento nelle faglie giudicariensi e dinariche) si avessero componenti di trascorrenza sinistra essenzialmente a W dell'Alto di Verona nel sistema giudicariense, e di trascorrenza destra essenzialmente ad E dello stesso alto nel sistema di faglie NW-SE scledense-dinarico, che non verrebbe più ripartito in due gruppi di meccanicamente incongrue trascorrenze vicine e parallele ma rispettivamente sinistre e destre. Si tratterebbe allora di un insieme di piani di scivolamento dovuti ad un campo di stress con sollecitazione principale massima normale alle direzioni dei sovrascorrimenti, ad angolo acuto rispetto alle trascorrenze, e parallela al sistema delle fratture di tensione cadorine comprese in uno stretto settore fra NS e NNW-SSE. Allo stato delle conoscenze questo sistema di sollecitazione rimane incompatibile solo con le trascorrenze sinistre scledensi, mentre spiega molto bene il carattere dell'alto crustale e gravimetrico di Verona che viene a rappresentare un cuneo avanzante dell'avampaese relativamente indeformato.

4.6.3. Caratteristiche del quadro dinamico

Un punto fondamentale nella ricerca geodinamica sulle Alpi Meridionali è costituito dall'evidenza che nell'epoca post-collisionale (dall'Oligocene alto ad oggi) la deformazione sudalpina avanza dal Lineamento Periadriatico all'avampaese padano-adriatico per mezzo di grandi pieghe di direzione parallela alla catena alpina e di ampiezza (o lunghezza d'onda come in questo caso si può effettivamente dire, a differenza che in molte recenti descrizioni di anomalie gravimetriche) nell'ordine di grandezza all'incirca della diecina di km, come si vede dalla distanza di molti nuclei sinclinalici fra di loro, ed in progressione temporale ossia in linea di massima con impostazione di ogni piega dopo quella che la precede sul lato N e prima di quella che segue sul lato S, come appare dalla decrescente età di deformazione secondo gli specialisti della zona.

Questo tipo di deformazione implica almeno due importanti aspetti del problema. Il primo è che si tratta di deformazione plastica di spessori crustali proporzionali all'ampiezza delle pieghe stesse, come visto già da SMOLUCHOWSKI (1909) per casi come quello dei gessi serpentini, e da SCHMIDT (1932) applicato alle pieghe alpine, ed infine da RAMBERG (1981) che calcola la lunghezza d'onda dell'impostazione della deformazione della crosta sulla base di ben definiti spessori delle sue varie zone e delle proprietà note per i relativi materiali, sempre nell'ambito della meccanica visco-plastica secondo NADAI (1927). Che la deformazione mostri vergenza S significa semplicemente che c'è uno squilibrio altime-

trico fra il lato N sollevato ed il lato S abbassato di essa, tale da aggiungere componenti gravitative ai fenomeni di piegamento (shortening) di spessori crustali più o meno ampi nell'ordine di una o poche migliaia di m; al di sotto di questi piegamenti le possibili geometrie di deformazione plastica diventano materia puramente speculativa. Appare privo di significato definire la deformazione come un sovrascorrimento da N od un sottoscorrimento da S; tranne che per la componente dovuta al potenziale gravitativo la spinta ha un senso semplicemente NS e le componenti della deformazione sono essenzialmente relative. Parlare di sottoscorrimento della crosta adriatica da S verso N, come in vari lavori recenti, acquista significato di sola retroflessione S-vergente, come vien detto più avanti, e richiede l'individuazione di punti fissi di riferimento.

Il secondo importante aspetto del problema riguarda il punto d'applicazione della spinta NS, e di conseguenza la stessa natura di essa. La progressività da N a S della deformazione sembra a prima vista significare che la spinta venga prodotta come forza tangenziale di superficie dalla catena alpina, che pertanto dovrebbe essere in deriva verso S, così da produrre nell'antistante crosta africano-adriatica una prima piega impostata in base allo spessore dei materiali interessati ed elevata altimetricamente fino al limite permesso dal potenziale gravitativo, che non può eccedere la resistenza fondamentale dei materiali; questa prima piega una volta formata dovrebbe trasmettere la spinta alpina ad una seconda piega e così via verso l'avampaese africano-adriatico. La spinta sarebbe in questo caso dovuta a forze tangenziali di superficie, sia pure complicate da tutte le componenti dovute alla gravità come forza di massa e come derivanti e subordinate forze di superficie in relazione con la forma delle strutture.

Non sembra tuttavia che fra la crosta indeformata dell'avampaese africano-adriatico e la struttura ispessita della crosta alpina si possa attribuire proprio a quest'ultima la mobilità della deriva. Infatti gli studiosi della tettonica alpina, nonché quelli della relativa modellistica (NEUGEBAUER *et al.*, 1980; WALLNER & NEUGEBAUER, 1985) finiscono sempre per adottare soluzioni fissiste, privilegiando nelle Alpi le spinte verticali di natura isostatica su quelle tangenziali, ed attribuendo lo stress e la relativa sismicità nell'avampaese svizzero-germanico al potenziale gravitativo della catena con effetti preponderanti rispetto a quelli di natura tangenziale e quindi di deriva secondo la plate tectonics. Non per nulla le zone di maggior profondità della Moho vengono dai geofisici correntemente chiamate «zone di radici».

Il quadro geodinamico della regione italiana mostra un campo di deformazione compressiva NS troppo esteso, comprendente tutto l'arco appenninico e tutto l'avampaese padano-adriatico-ionico, per poterlo riferire a qualcosa come spinte gravitative di origine alpina. In base a questo fatto, ed in base alle relazioni fra plate tectonics e sismicità mediterranea, è necessario allo stato delle conoscenze ammettere una deriva di convergenza fra Africa ed Europa (2 cm/anno secondo MCKENZIE, 1972). La soluzione dei problemi posti dai vari vincoli che si affacciano quando si mettono assieme proprietà dei materiali, velocità dei fenomeni geodinamici, forza di massa della gravità e forze di superficie da essa suscitate come reazioni isostatiche e potenziali laterali, può stare nell'attribuire il piegamento sudalpino alla deriva verso N dell'avampaese africano-adriatico, che viene

a deformarsi contro l'ostacolo della struttura crustale ispessita alpina mediante piegamento progrediente per onde successive verso S. Anche NEUGEBAUER *et al.* (1980) osservano che gli stress orizzontali dall'avampaese (in questo caso da S) contro la catena alpina non potrebbero influire sul suo sollevamento, perché prima della catena verrebbe sollevato l'avampaese.

Se si ammette che l'elemento mobile della deformazione sia l'avampaese africano-adriatico anziché la catena alpina, non si vede verso S quale possa essere il punto d'applicazione di eventuali spinte tangenziali verso N di superficie o di contorno che dir si voglia, a meno di ammettere che la crosta terrestre sia data da materiali a comportamento elastico, e cioè completamente differente da quello che mostrano le lente deformazioni geotettoniche. Non resta allora che pensare a forze tangenziali di massa, e quindi alla deriva inerziale nella rotazione terrestre, come già riassunto e discusso in OGNIBEN (1985).

La cosa non è tuttavia così semplice, perché si ha anche un chiaro quadro di strutture di sovrascorrimento simmetriche dalle Alpi e dall'Appennino Settentrionale verso il Bacino Padano-Veneto, alla cui subsidenza forse contribuisce la spinta tangenziale compressiva verso l'asse del bacino (v. cap. 3.2.8). Le conoscenze della meccanica geologica sono ancora troppo arretrate perché si possa escludere che il carico dei sedimenti del bacino, contrapponendosi alle componenti verticali della deformazione del proprio substrato, permetta la trasmissione di spinte orizzontali per un centinaio di km e più dall'Appennino Settentrionale verso le Alpi; ciò non potrebbe verificarsi se entrasse in gioco solo il basso limite di cedimento dei materiali di copertura e di basamento costituenti il substrato del bacino.

Si può concludere che allo stato delle conoscenze è possibile che le forze di massa inerziali entro l'area Alpi Meridionali-Bacino Padano-Veneto si sommino a variabili componenti tangenziali di superficie generate dallo spostarsi verso N e NNE della catena appenninica settentrionale. Considerazioni dello stesso tipo possono farsi anche per la flessione verso NE ed E degli archi appenninici, per forze di superficie generate dalla deriva di massa della placca africano-mediterranea verso l'elemento resistente «catena appenninica». La deformazione di questa è autoregolantesi, nel senso che verso l'alto si limita per mezzo dei potenziali laterali dovuti al cedimento sotto il proprio peso, con l'effetto complessivo di prolungare le componenti orizzontali della deformazione.

5. REFERENZE CITATE

- ACCADEMIA NAZIONALE LINCEI (1959) - *I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale* - Atti Conv. Milano 30 Sett.-5 Ott. 1957, 2 v., 727 p., 10 tav. allegate.
- ACCORDI B. (1955) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio Ferrara* - Serv. Geol. d'Italia, Roma.
- AGIP S.p.A. (1982) - *Lessico delle formazioni del bacino padano orientale* - in «Guida alla geologia del margine appenninico-padano», CREMONINI F. & RICCI LUCCHI F. eds., Mem. Soc. Geol. Ital. v. 24, Suppl. D (Guide Geol. Regionali), p. 205-236, 22 fig.
- AHORNER L. (1975) - *Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe* - Tectonophysics, v. 29, p. 233-249.
- ANDERSON E.M. (1951) - *The dynamics of faulting and dyke deformation with application to Britain* - Oliver & Boyd, London, 206 p., 39 fig., 1 tab.
- AQUATER (1978) - *Interpretazione dei dati geofisici delle strutture plioceniche e quaternarie delle pianure padana e veneta* - Relaz. per ENEL, S. Lorenzo in Campo, 13-8-1978, 45 p., 45 tav.
- ARGAND E. (1924) - *La tectonique de l'Asie* - C.R. XIII Congr. Géol. Int., Belgique (1922), Brussels, v. 1, p. 171-372, 27 fig.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù - Cevedale - Corno dei Tre Signori* - Rdc. Soc. Ital. Mineral. Petrol., v. 36, n. 1, p. 65-89, 9 fig.
- ARISI ROTA E. & FICHERA R. (1985) - *Magnetic interpretation connected to «geo-magnetic provinces»: the Italian case history* - 47 Meeting Eur. Ass. Expl. Geoph., June 4-7, 1985, Budapest, 31 p., 11 fig.
- AUBOUIN J., BOSELLINI A. & COUSIN M. (1965) - *Sur la paléogéographie de la Vénétie, au Jurassique* - Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara, v. 1, n. 5, p. 147-158, 2 fig.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN B., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZULIAN T. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 4, Merano* - Serv. Geol. d'Italia, Roma, 161 p., 2 tav., 4 tab.
- BARALDI F., CARTON A., CASTALDINI D., PANIZZA M., PELLEGRINI P. & SORBINI L. (1980) - *Neotettonica di parte dei fogli Peschiera del Garda (48), Verona (49), Mantova (62) e di tutto il foglio Legnago (63)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 643-655, 2 fig., 4 tav.
- BARALDI F. & PELLEGRINI M. (1976) - *Falde acquifere della provincia di Mantova* - C.N.R., Quad. IRSA, vol. 28, n. 6, p. 186-209, 7 fig.
- BARBIERI G., CASTELLARIN A., DE ZANCHE V. & SEDEA R. (1981) - *Foglio 36 Schio* - in «Carta Tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogr. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 113-119, 1 fig.
- BARBIERI G., DE ZANCHE V., MEDIZZA F. & SEDEA R. (1982) - *Considerazioni sul vulcanismo terziario del Veneto occidentale e del Trentino meridionale* - Rdc. Soc. Geol. Ital., v. 4 (1981), n. 3, p. 267-270, 1 fig.
- BARTOLOMEI G., CORSI M., DAL CIN R., D'AMICO C., GATTO G.O., GATTO P., NARDIN M., ROSSI D., SACERDOTI M. & SEMENZA E. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 21 Trento* - Serv. Geol. d'Italia, Roma, 79 p., 1 fig.

- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1986) - *Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 26 (1983), p. 341-359, 10 fig., 2 tab.
- BECCALUVA L., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E. & SCOLARI A. (1979) - *Geochemistry and petrology of dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications* - N. Jahrb. Geol. Pal., Mh. 1979 (6), p. 321-339, 11 fig., 2 tab.
- BERNINI M., CLERICI A., PAPANI G., SGAVETTI M. & TELLINI C. (1980) - *Carta Neotettonica d'Italia - Revisione dei fogli 72 (Fiorenzuola d'Arda), 73 (Parma), 83 (Rapallo), 84 (Pontremoli) (p.p.), 85 (Castelnuovo ne' Monti) (p.p.), 86 (Modena) (p.p.), 96 (Massa) (p.p.). Note illustrative* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. II, p. 881-914, 24 tav.
- BIANCHINI G. & SEMENZA E. (1965) - *Studi geologici nello Zoldano meridionale* - Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. Sc. Geol. Paleont., v. 4, n. 2, p. 27-57, 15 fig., 2 tav.
- BÖGEL N. (1975) - *Zur Literatur über die «Periadriatische Naht»* - Verh. Geol. Bdsanst, Jahrg. 1975, p. 163-199, 2 fig., 1 tab., Wien.
- BONI A. (1979) - *Note giudicariensi. 1) La struttura geologica attorno alla Linea delle Giudicarie. 1a) La struttura geologica ad Ovest della Linea delle Giudicarie* - Att. Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 27, p. 133-171.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. & SASSI F.P. (1976) - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 13, p. 165-225, 4 fig.
- BOSELLINI A. (1965) - *Lineamenti strutturali delle Alpi meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpidica* - Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., Ann. 28, v. 15, n. 3, p. 5-68, 21 fig.
- BOSELLINI A. & DOGLIONI C. (1986) - *Inherited structure in the hangingwall of the Valsugana Overthrust (Southern Alps, Northern Italy)* - Jour. Struct. Geol., v. 8, n. 3/4, 3 p., 3 fig.
- BOSELLINI A., MASETTI D. & SARTI M. (1981) - *A Jurassic «Tongue of the Ocean» infilled with oolitic sands: the Belluno trough, Venetian Alps, Italy* - Marine Geology, v. 44, n. 1/2, p. 59-95, 25 fig.
- CADISCH J. (1953) - *Geologie der Schweizer Alpen* - 480 p., 53 fig., 2 tav., Wepf & Co., Basel.
- CADROBBI M. (1942) - *Nuovo affioramento del Retico lungo la riva nordoccidentale del Garda ed alcune idee sulla tettonica della sponda occidentale da Riva a Limone* - St. Trentini Sc. Nat., Anno 23, p. 1-51, fig. 5, tav. 2.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)* - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, v. 29, p. 1-38, 17 fig., 5 tav.
- CALVINO F. (1955) - *Considerazioni idrogeologiche sulla distribuzione della salinità nelle acque artesiane della bassa pianura padano-veneta* - IX Conv. Idraulica e Costr. Idrauliche, Trieste.
- CAPPONI G., EVA C. & MERLANTI F. (1981) - *Some considerations on seismotectonics of the Western Alps* - Boll. Geofis. Teor. Appl., v. 22, n. 87, p. 223-240, 8 fig., 2 tab.
- CARULLI G.B., CAROBENE L., CAVALLIN A., MARTINIS B. & ONOFRI R. (1980) - *Evoluzione strutturale plio-quadernaria del Friuli e della Venezia Giulia* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 356, p. 489-545, 3 fig., 25 tav.
- CARULLI G.B., GIORGETTI F., NICOLICH R. & SLEJKO D. (1982) - *Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geologiche Regionali), p. 361-370, 8 fig.
- CASSINIS G. (1980) - *Motivi strutturali emersi da un profilo condotto nelle Prealpi Bresciane, tra il Passo di Croce Domini e Salò* - Rdc. Soc. Geol. Ital., v. 2 (1979), p. 13-14, 1 fig.
- CASSINIS G. (1982) - *Note geologiche sull'area all'intersezione tra Linea delle Giudicarie Sud e Linea della Val Trompia* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geologiche Regionali), p. 97-102, 2 fig.

- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1981a) - *Foglio 35 Riva* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 124-134, 2 fig.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1981b) - *Foglio 47 Brescia* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 161-165, 1 fig.
- CASSINIS G. & FORCELLA F. (1981) - *Foglio 34 Breno* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000». CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 166-173, 1 fig.
- CASSINIS R. (1981) - *The structure of the earth's crust in the Italian region* - in «Sedim. basins Medit. margins», WEZEL F.C. ed., Proc. C.N.R. Int. Conf. Sedim. Basins, Urbino, Oct. 20-22, 1980, p. 19-31, 5 fig.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & ZINI E. (1984) - *Shallow seismicity and seismic velocity distribution as determined by DSS in the Italian region* - in «The O.G.S. Silver Anniversary Volume 1985-1983», BRAMBATI A. & SLEJKO D. eds., p. 49-59, 5 fig. (Boll. Geofis. Teor. Appl., v. 2, n. 3).
- CASTALDINI D., GASPERI G., PANIZZA M. & PELLEGRINI M. (1979) - *Neotettonica dei fogli 74 (Reggio nell'Emilia) (p.p.) e 75 (Mirandola) nell'intervallo da 18.000 b.p. all'Attuale (Interv. V)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, Pubbl. n. 251, p. 317-332, 5 tav.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra «piattaforma veneta» e «bacino lombardo», a nord di Riva del Garda* - Giorn. Geologia, v. 37 (1970), s. 2, n. 1, p. 11-212, 18 fig., 20 tav.
- CASTELLARIN A. (1977) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretacico* - Boll. Soc. Geol. Ital., v. 95 (1976), p. 501-511, 2 fig.
- CASTELLARIN A. (1979) - *Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino* - Rdc. Soc. Geol. Ital., v. 1 (1978), p. 21-23, 3 fig.
- CASTELLARIN A. (1980) - *Jurassique et Cretacé* - in «Introduction à la géologie générale d'Italie», 26 Congr. Géol. Int. Paris 1980, Livret - Guide G 13, p. 65-70, 4 fig.
- CASTELLARIN A. ed. (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl. 441, 200 p, 45 fig.
- CASTELLARIN A. (1982a) - *Lineamenti ancestrali sudalpini* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geologiche Regionali), p. 41-55, 8 fig.
- CASTELLARIN A. (1982b) - *La scarpata tettonica mesozoica Ballino-Garda (fra Riva e il Gruppo di Brenta)* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds, Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geol. Regionali), p. 79-95, 14 fig.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorimenti lungo la «Linea Ancona-Anzio», dal Lias medio al Pliocene* - Geol. Romana, v. 17, p. 161-189, 12 fig.
- CASTELLARIN A. & GATTO G.O. (1981a) - *Foglio 20 Adamello, F. 9 Cevedale (pro parte)* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl., n. 441, p. 135-149, 2 fig.
- CASTELLARIN A. & GATTO G.O. (1981b) - *Foglio 21 Trento* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geod., Sottopr. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 148-154, 1 fig.
- CASTELLARIN A., GATTO G.O., & SEMENZA E. (1981) - *Foglio 10 Bolzano* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogram. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 155-160, 1 fig.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1979) - *Struttura e significato della Linea delle Giudicarie Sud* - Rdc. Soc. Geol. Ital. v. 2, p. 29-32, 2 fig.

- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1986) - *Il sistema tettonico delle Giudicarie, della Val Trompia e del sottosuolo dell'alta pianura lombarda* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 26 (1983), p. 31-37, 2 fig.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds. (1982) - *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geologiche Regionali), X + 386 p., 219 fig., 18 tab.
- CAVALLIN A. & GIORGETTI F. (1983) - *Elementi geologici e geofisici per un modello geodinamico dell'Italia nordorientale e suoi rapporti con l'Appennino* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24 (1982), p. 78-87, 3 fig.
- CAVALLIN A. & MARTINIS B. (1982) - *Gli scorrimenti del margine settentrionale della piattaforma carbonatica adriatica* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, Suppl. C (Guide Geologiche Regionali), p. 349-359, 7 fig.
- COFFIN R.C. & DE FORD R.K. (1934) - *Water of the oil and gas bearing formations of the Rocky Mountains* - in «Problems of Petroleum Geology», A.A.P.G. Spec. Publ., Tulsa.
- COLACICCHI R., PASSERI L. & PIALI G. (1970) - *Nuovi dati sul Giurès Umbro-Marchigiano e ipotesi per un suo inquadramento regionale* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 9, n. 4, p. 839-874, 21 fig., 1 tav.
- CORNELIUS H.P. & FURLANI - CORNELIUS M. (1930) - *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass* - Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math. Nat. Kl., v. 102, p. 207-302, 16 fig., 1 tab., 2 tav.
- COZZAGLIO A. (1923) - *Significato e limiti dei fenomeni di carreggiamento osservati nelle Prealpi bresciane* - Comment. Ateneo Brescia, 14 maggio 1922, p. 68-160, 21 fig., 1 carta geol.
- DAL PIAZ G.B. (1942) - *Geologia della bassa valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce, con considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige* - Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trident., v. 5, n. 2, p. 179-360, 9 fig., 6 tav., 1 carta geol., Trento.
- DAL PIAZ G.B. (1959) - *Il bacino quaternario polesano-ferrarese e i suoi giacimenti gassiferi* - in «I giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale», ACC. NAZ. LINCEI, vol. I, p. 433-474, 4 tab.
- DAL PIAZ G.B. & BIANCHI A., (1934) - *Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe* - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 10, 485 p., 92 fig., 31 tav.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. & SCOLARI A. (1979) - *Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal Northwestern Alps* - Mem. Sc. Geol. Padova, v. 32, 16 p., 9 fig., 3 tab.
- DEICHMANN N., ANSORGE J. & MUELLER S. (1986) - *Crustal structure of the Southern Alps beneath the intersection with the European Geotraverse* - Tectonophysics, v. 126, p. 57-83, 18 fig.
- DE SITTER L.U. (1956) - *A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites in connection with the excursion of the «Società geologica italiana» to the Western Dolomites in September 1955* - Geol. Mijnb, n.s., v. 18, n. 3, p. 70-77, 7 fig., Leiden.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) - *The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy* - Leidse Geol. Mededl., v. 14 B, p. 1-257, 38 fig., 31 tav., 8 tav. f.t.
- DE VECCHI G.P., GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1976) - *Aspetti petrogenetici del vulcanismo terziario veneto* - Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, v. 30, 33 p., 7 fig., 3 tab.
- DE ZANCHE V., MIETTO P. & SEDEA R. (1978) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 36 (Schio) e 49 (Verona)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, Pubbl. n. 155, p. 181-188, 4 tav.
- DOGLIONI C. (1985) - *The overthrusts in the Dolomites: ramp-flat systems* - Ecl. Geol. Helv., v. 78, p. 335-350, 18 fig.
- DOGLIONI C. (1986) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps-Northern Italy)* - Jour. Struct. Geology (in stampa), 20 p, 20 fig.
- DOGLIONI C. & CASTELLARIN A. (1986) - *A geologic schematic cross-section of the Southern Alps* - Rdc. Soc. Geol. Ital., v. 8 (1985), p. 35-36, 1 fig.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana* - in «Guida alla geologia del margine appenninico-padano», CREMONINI F. & RICCI LUCCHI F. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., n. 24, Suppl. D, (Guide Geol. Regionali), p. 47-58, 11 fig.

- EXNER C. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Lineamentes* - Verh. Geol. Bdsanst., Jahrg. 1976, H. 2, 64 p., 13 fig., Wien.
- FERRARI A. (1982) - *Note stratigrafiche sull'area veneto-trentina (dal Triassico superiore al Cretacico)* - in «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», CASTELLARIN A. & VAI G.B. eds., Mem. Soc. Geol. Ital., v. 24, suppl. C (Guide Geol. Regionali), p. 59-66.
- FUGANTI A. (1975) - *Lithostratigraphic successions and tectonic evidences in the Trentino-Tyrolese and western Venetian Alps* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, p. 51-66.
- FUGANTI A. & MORTEANI G. (1965) - *La geologia dei dintorni di Roncegno (Trento)* - St. Trentini Sc. Nat., sez. A, v. 42, n. 2, p. 5-80, 8 fig., 16 tav., 3 carte allegate.
- FUGANTI A., MORTEANI G. & UNGARO S. (1965) - *Studio sedimentologico e micropaleontologico del Terziario di Castel Tesino (Trento) in relazione al tettonismo del «cristallino di Cima d'Asta»* - St. Trentini Sc. Nat., v. 42, p. 274-300, 18 fig., 1 tav.
- GAETANI M. (1986) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 26 (1983), p. 105-118, 6 fig.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOUL F. (1981) - *Foglio 33 - Bergamo* - in «Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000», CASTELLARIN A. ed., C.N.R., Prog. Final. Geodin., Sottoprogr. Modello Strutturale, Pubbl. n. 441, p. 174-178, 1 fig.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps* - Rdc. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., v. 66, p. 411-416, 1 fig.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *Le manifestazioni «andesitiche» polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino* - St. Trentini Sc. Nat., N.S., v. 53, n. 5A, p. 21-47, 9 fig., 4 tab.
- GEMELLI F., GILBERTI NEVIANI E., PELLEGRINI M. & RAGNI A. (1975) - *Le acque sotterranee ad elevato contenuto alogenico della bassa pianura modenese-mantovana (Pianura Padana)* - C.N.R., Quad. I.R.S.A., v. 34, n. 1.
- GIESE P. (1985) - *The structure of the upper lithosphere between the Ligurian Sea and the Southern Alps. Part B: The consolidated crust and the uppermost mantle* - Proc. Second Europ. Geotrav. Project, The Southern Segment, GALSON D.A. & MUELLER S. eds., p. 143-153, 9 fig.
- GIESE P. & MORELLI C. (1975) - *Crustal structure in Italy* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, p. 453-489, 25 fig., 1 tab.
- GIESE P., REUTTER K.J., JACOBSHAGEN V. & NICOLICH R. (1982) - *Explosion seismic crustal studies in the Alpine Mediterranean region and their implications to tectonic processes* - in «Alpine - Mediterranean Geodynamics», BERCKHEMER H. & HSÜ K. eds., Amer. Geophys., Un. & Geol. Soc. America, Geodyn. Series, v. 7, p. 39-73, 28 fig.
- GRÜNENFELDER M. & KÖPPEL V. (1980) - *Geochronological data* - Schweiz. Geol. Komm. (26 Congr. Géol. Int.), «Geology of Switzerland, a guide-book», part A, p. 87-93, 1 fig.
- HERITSCH F. (1915) - *Die Bauformel der Ostalpen* - N. Jahrb. Miner. Pal., v. 1, p. 47-67.
- ISTITUTO GEOLOGIA UNIVERSITÀ MODENA (1979) - *Metodologie e primi risultati di neotettonica nel Modenese e territori limitrofi* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 19 (1978), p. 551-562, 3 fig.
- ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP (1978) - *Preliminary interpretation of the profile HD across the Eastern Alps* - Boll. Geofis. Teor. Appl., v. 20, n. 79, p. 287-302, 11 fig., 1 tab.
- ITALIAN EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP & INSTITUTE OF GEOPHYSICS ETH ZURICH (1981) - *Crust and upper mantle structures in the Southern Alps from deep seismic sounding profiles (1977, 1978) and surface wave dispersion analysis* - Boll. Geofis. Teor. Appl., v. 13, n. 92, p. 297-330, 27 fig., 8 tab.
- JANOSCHEK W.R. & MATURA A. (1980) - *Outline of the geology of Austria* - Abh. Geol. Bdsanst., v. 34 (26 Congr. Géol. Int.), p. 7-98, 20 fig., 14 tab., 1 tav., Wien.
- LEONARDI P. (1965) - *Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti* - Mem. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 8, v. 7, sez. 2, n. 3, p. 85-212, 26 fig.

- LEONARDI P. (1968) - *Le Dolomiti, Geologia dei monti tra Isarco e Piave* - 2 vol., 1019 p., 519 fig., 74 tav., Manfrini, Rovereto.
- MARTINIS B. (1975) - *The Friulian and Julian Alps and Prealps* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, p. 17-49, 19 fig.
- MINOR H.E. (1934) - *Oil-field water of the Gulf Coastal Plain* - in «Problems of Petroleum Geology» A.A.P.G. Spec. Publ., Tulsa, U.S.A.
- MCKENZIE D. (1972) - *Active tectonics of the Mediterranean region* - Geophys. Jour. R. Astr. Soc., v. 30, p. 109-185, 38 fig., 4 tab.
- MONTRASIO A. & TROMMSDORF V. (1986) - *Guida all'escursione del massiccio di Val Màsino - Breaglia, Val Malenco occidentale, Sondrio* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 26 (1983), p. 421-434, 8 fig.
- MORGANTE S. (1947) - *Ricerche geochimiche sulle falde idriche profonde della provincia di Ferrara* - Rdc. Soc. Mineral. Ital., v. 4, p. 54-70, 3 fig.
- NADAI A. (1927) - *Der bildsame Zustand der Werkstoffe* - Springer, Berlin.
- NANNI T. & ZUPPI G.M. (1986) - *Acque salate e circolazione profonda in relazione all'assetto strutturale del fronte adriatico e padano dell'Appennino* - presentato al Congresso Soc. Geol. Ital. 1986.
- NEOTECTONIC MAP OF ITALY (1984) - Scala 1:500.000, C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, 6 fogli, Litogr. Art. Cartogr., Firenze.
- NEUGEBAUER H.J., BROTZ R. & RYBACH L. (1980) - *Recent crustal uplift and the present stress field of the Alps along the Swiss Geotraverse Basel - Chiasso* - Ecl. Geol. Helv., v. 73, n. 2, p. 489-500, 7 fig.
- NYLAND E., (1976) - *Body force equivalent calculations for subsidence in the Po valley* - Rev. Pure Appl. Geophys. v. 114, p. 95-107, 7 fig., 1 tab.
- OBERHAUSER R. ed. (1980) - *Der geologische Aufbau Osterreichs* - Geol. Bdsanst, 701 p., 164 fig., 1 tav., Springer Verlag, Wien - New York.
- OGNIBEN L. (1966) - *Nota sul Cristallino antico e sul giacimento di pirite di Calcerànica (Trento)* - Atti Symp. Int. Giac. Minerari delle Alpi, Reg. Trentino-Alto Adige, 11-18 Sett. 1966, p. 911-927, 13 fig., 2 tav.
- OGNIBEN L. (1967) - *Il Cristallino antico ed il giacimento di pirite di Agordo (Belluno). (Nota riassuntiva)*. Atti Giornata Studi Geominerari, Ist. Tecn. Minerario, Agordo, 7 ottobre 1967, p. 63-66, 2 tav.
- OGNIBEN L. (1973) - *Conclusioni sullo stato attuale delle conoscenze sulla geologia dell'Appennino* - in «Moderne vedute geol. Appennino», Acc. Naz. Lincei, Quad. n. 183, p. 367-447, 31 fig.
- OGNIBEN L. (1978) - *The broad geodynamical frame of Friulian seismicity* - Proc. Spec. Meeting 1976 Friuli Earthq. & Antiseism. Des. Nuclear Install., Rome, Italy, 11-13 Oct, 1977, v. 1, p. 25-37, 5 fig.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico «conservativo» della regione italiana* - ENEA, Roma, 357 p., 208 fig., 2 tav.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. eds. (1975) - *Structural Model of Italy* - C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, 502 p., 168 fig., 1 tab., 2 tav., 4 carte allegate.
- PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981) - *Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa* - Rdc. Soc. Geol. Ital., v. 4, p. 587-603, 8 fig.
- PASQUARÈ G. (1973) - *Rapporti tra Appennino ed Alpi Centrali* - in «Moderne vedute geol. Appennino», Acc. Naz. Lincei, Quad. n. 183, p. 147-162.
- PASQUARÈ G. (1975) - *Geological summary of Central Alps* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, p. 121-148, 10 fig.
- PAVONI N. (1980) - *Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland* - Rock Mechan., Suppl. 9, p. 63-68.

- PELLEGRINI G.B. & ZANFERRARI A. (1980) - *Inquadramento strutturale ed evoluzione neotettonica dell'area compresa nei fogli 23 Belluno, 22 Feltre (p.p.) e 24 Maniago (p.p.)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 359-396, 9 tav.
- PELLEGRINI M., COLOMBETTI A. & ZAVATTI A. (1976) - *Idrogeologia profonda della pianura modenese* - C.N.R., Quad. IRSA, v. 28, n. 7, p. 214-243, 6 fig., 5 tav.
- PELLEGRINI M. & VEZZANI L. (1979) - *Faglie attive di superficie nella Pianura Padana presso Correggio (Reggio Emilia) e Massa Finalese (Modena)* - Geogr. Fis. Dinam. Quat., v. 1, p. 141-149, 6 fig.
- PELOSO G.F. & VERCESI P.L. (1982) - *Stratigrafia e tettonica della porzione di SW del Gruppo di Brenta tra la Val Rendena e la Val d'Algone (Trentino occidentale)* - Mem. Sc. Geologiche, v. 35, p. 377-395, 4 fig., 1 carta geol., Padova.
- PIANETTI E. & ZANFERRARI A. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 51-Venezia e 52 - S. Donà di Piave (p.p.) ed evoluzione pliocenico-quadernaria della pianura e dell'area prealpina del Veneto orientale* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 463-487, 8 tav.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy* - C.N.R., Prog. Final. Geodin., Pubbl. n. 414, 13 p., 10 fig., 7 tav.
- RAMBERG H. (1981) - *Gravity, deformation and the Earth's crust* - 2 Ed., Academic Press, London, 452 p., 291 fig., 32 tab.
- RATHORE J.S. (1980) - *Evidence for sinistral movements along the Judicarian Line drawn from a study of magnetic fabrics in the regions of Mt. Croce and Asten (South Tyrol)* - Geol. Rdsch., v. 69, n. 3, p. 678-694, 6 fig., 1 tab.
- RATHORE J.S. & BECKE M. (1980) - *Magnetic fabric analyses in the Gail valley (Carinthia, Austria) for the determination of the sense of movements along this region of the Periadriatic Line* - Tectonophysics, v. 69, p. 349-368, 7 fig., 1 tab.
- RATHORE J.S. & HEINZ H. (1979) - *Analyse der Bewegungen an der Umbiegung der «Periadriatischen Naht» (Insubrische Linie/ Pusterer Linie) in der Umgebung von Mauis (Südtirol)* - Geol. Rdsch., v. 68, n. 2, p. 707-720, 4 fig., 2 tab.
- RICCHIUTO T., ZUPPI G.M., BORTOLAMI G.C. & OLIVERO G.F. (1984) - *Po valley brines in relation to hydrocarbons migrations* - in: «Abstract of ECO 4 VIII», Terra Cognita, Special Issue, Spring 1984, p. 32.
- ROEDER D. (1985) - *Geodynamics of Southern Alps* - Seminar Paper Univ. Milano, Nov. 28, 1985 (Anschutz Corp. - Expl. Res. Division, Denver, Colo., U.S.A.), 22 p., 13 fig.
- ROSSI P.M. (1975) - *Structural and stratigraphical pattern of the Lombardy Southern Alps* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. n. 90, p. 67-119, 8 fig.
- SANDER B. (1925) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone* - 60 p., Soc. Coop. Tipografica, Padova.
- SAURO U. (1979) - *Dati preliminari sulla neotettonica del Foglio 48 (Peschiera) (p.p.)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 251, p. 251-259, 1 fig., 3 tav.
- SAURO U. & MENEGHEL M. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 21 (Trento) (p.p.), 35 (Riva) (p.p.), 36 (Schio) (p.p.), 49 (Verona) (p.p.)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottoprog. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 331-357, 9 tav.
- SCHMIDT W. (1932) - *Tektonik und Verformungslehre* - Geb. Borntraeger, Berlin, 209 p., 49 fig.
- SCHWINNER R. (1913) - *Der Südostrand der Brentagruppe* - Mitteil. geol. Ges. Wien, 1913, p. 197-223, 2 tav.
- SCHWINNER R. (1917) - *Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambinotales* - Verh. geol. Reichsanst., 1917, n. 9, p. 145-164.
- SEMENZA E. (1959) - *Osservazioni sulla tettonica del fianco sinistro della Valle del Piave nel tratto tra Lozzo e Pieve di Cadore* - Rdc. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 8, v. 27, 2 sem., n. 6, p. 397-404, 2 tav.

- SEMENZA E. (1974) - *La fase giudicariense, nel quadro di una nuova ipotesi sull'orogenesi alpina nell'area italo-dinarica* - Mem. Soc. Geol. Ital., v. 13, p. 187-226, 12 fig.
- SEMENZA E., BIANCHIN G. & MAZZEO G. (1984) - *Geologia dei monti a S di Costa Veduggia (Cadore sudorientale)* - Ann. Univ. Ferrara (N.S.), Sez. Sc. Geol. Paleont., v. 8, n. 11, p. 145-151, 2 fig., 4 tav.
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E. & ZANFERRARI A. (1986) - *Seismotectonic model of Northeastern Italy: an approach* - Proc. Int. Symp. «Eng. Geol. Probl. in seismic areas», Bari, April 13-19, 1986, 11 p., 2 fig., 3 tav.
- SMOLUCHOWSKI M. (1909) - *Über ein gewisses Stabilitätsproblem der Elastizitätslehre und dessen Beziehungen zur Entstehung von Faltengebirgen* - Abh. Akad. Wissensch. Krakau, Math. Kl., v. 3.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen* - Beitr. Geol. Karte Schweiz, n.s., v. 52, p. 1-272, 70 fig., 2 tav.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino Settentrionale ed Alpi Occidentali* - in «Moderne vedute geol. Appennino», Acc. Naz. Lincei, Quad. n. 183, p. 119-145, 2 fig.
- STURANI C. (1975) - *Explanatory notes on the Western Alps (from the Sestri-Voltaggio line to the Val d'Ossola)* - in «Structural Model of Italy», C.N.R., Quad. Ric. Scientif. N. 90, p. 149-174.
- TOLLMANN A. (1978) - *Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleiches der Triasfazies* - Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., v. 4, p. 179-192, 1 fig.
- TREVISAN L. (1938) - *Il fascio di fratture tra l'Adige e la «Linea delle Giudicarie» e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello* - St. Trentini Sc. Natur., Anno 19, n. 2, 11 p., 3 fig.
- TREVISAN L. (1939) - *Il gruppo di Brenta (Trentino occidentale)* - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 13, 128 p., 36 fig., 1 carta geol.
- TRÜMPY R. (1980) - *An outline of the geology of Switzerland* - Schweiz. Geol. Komm. (26 Congr. Géol. Int.), «Geology of Switzerland, a guide-book», part A, 104 p., 46 fig., 1 tav.
- ULCIGRAI F. (1966) - *Caratteristiche petrografiche e sedimentologiche della serie del Monte Brione e considerazioni sul tettonismo oligocenico* - St. Trentini Sc. Nat., v. 43, n. 1, p. 120-148, 24 fig.
- VECCHIA O. (1957) - *Significato del fascio tettonico giudicario-atesino. Dal Benaco a Merano: un problema geologico* - Boll. Soc. Geol. Ital., v. 76, p. 81-135, 13 fig.
- VENZO G.A. (1958) - *La «Linea di Trodena» e la struttura geologica della regione Occlini - Altipiano di Lavazè (Trentino Alto Adige)* - St. Trentini Sc. Nat., Anno 35, n. 2-3, p. 99-106, 3 fig.
- VENZO S. (1940) - *Studio geotettonico del Trentino meridionale-orientale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo* - Mem. Ist. Geol. Padova, v. 14, 86 p., 1 fig., 6 tav., 1 carta geol., 1 carta profili.
- WALLNER H. & NEUGEBAUER H.J. (1985) - *Foreland seismotectonics and the Alpine fold belt* - Terra Cognita, v. 5 (abstract).
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982) - *Evoluzione tettonica dell'Italia nord-orientale* - Mem. Sc. Geologiche, v. 35, p. 355-376, 9 fig., 3 carte neotettoniche, Padova.
- ZANFERRARI A., GIRARDI A., PIANETTI F. & SEDEA R. (1980) - *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 50-Padova (p.p.) e 64-Rovigo (p.p.)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 437-461, 8 tav.
- ZANFERRARI A., PIANETTI F., MATTANA U., DALL'ARCHE L. & TONIELLO V. (1980) - *Evoluzione neotettonica e schema strutturale dell'area compresa nei fogli 38-Conegliano, 37-Bassano del Grappa (p.p.) e 39-Pordenone (p.p.)* - C.N.R., Prog. Fin. Geodin., Sottopr. Neotettonica, Pubbl. n. 356, Pt. I, p. 397-435, 12 tav.
- ZUPPI G.M., OLIVIERO G.F., BORTOLAMI G.C. & RICCHIUTO T. (1985) - *Acque salate ed acque termali nel bacino padano* - in «Energia geotermica: prospettive aperte dalle ricerche del C.N.R.», Prog. Fin. Energia, Sottoprog. En. Geotermica, P.E.G. Edit., Roma.

6. ELENCO DELLE ILLUSTRAZIONI

- Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'area di studio.
- Fig. 2 - Semifinestra pennidica della Val Malenco, da MONTRASIO & TROMMSDORF (1986).
- Fig. 3 - Sezioni trasversali semplificate attraverso il Pennidico della Val Malenco (Middle Penninic + Malenco Ultramafics) e del Prätigau (North Penninic), la Falda della Margna, il Complesso Liguride (Falda del Platta), il Complesso Grigionide (Sella basement rocks + Lower Austroalpine) ed il Complesso Austridico (Upper Austroalpine) da TRÜMPY (1975).
- Fig. 4 - Sezioni trasversali della finestra dei Tauri, da JANOSCHEK & MATURA (1980), modificato.
- Fig. 5 - Schema geologico dei Grigioni centrali e meridionali, con le falde pennidiche (Penninic in general, Malenco ultramafics), la Falda della Margna, il Complesso Liguride (Platta-Arosa), il Complesso Grigionide (Lower Austroalpine), il Complesso Austridico (Upper Austroalpine) ed il Sudalpino (Southern Alps), da TRÜMPY (1980).
- Fig. 6 - Schema della finestra della Bassa Engadina, da TRÜMPY (1980).
- Fig. 7 - Schema delle falde austridiche nelle Alpi Centrali, da TRÜMPY (1980).
- Fig. 8 - Distribuzione dei filoni andesitici nelle falde dell'Austroalpino Centrale, dalla Linea delle Giudicarie alla finestra della Bassa Engadina, da GATTO *et al.* (1976).
- Fig. 9 - Ruga Insùbrica-Catena Oròbica nelle Alpi Meridionali piemontesi-lombarde, da CASTELLARIN & VAI (1982), modificato.
- Fig. 10 - I terreni triassici dell'Adamello meridionale: 1) basamento cristallino; 2) sedimenti e vulcaniti permiane; 3) Servino e Carniola di Bovegno; 4) successione dal calcare di Angolo alla Formazione di Wengen; 5) Formazione di Esino, Formazione di Breno; 6) Dolomia Principale; 7) Plutone dell'Adamello; 8) dislocazioni (da GAETANI, 1986).
- Fig. 11 - Schema della distribuzione dei flysch cretacei nelle Alpi Meridionali, da CASTELLARIN (1977). Le frecce indicano le direzioni delle paleocorrenti secondo differenti autori.
- Fig. 12 - Schema delle facies del Giurassico superiore delle Alpi Meridionale, da AUBOIN *et al.* (1965).
- Fig. 13 - Sezione schematica attraverso il Trentino alla fine del Trias, da LEONARDI (1965). a) basamento; b) vulcaniti paleozoiche; c) Permo-Werfeniano; d) Strati di Livinallongo; e) Strati di La Valle e di S. Cassiano; f) Ladinico e Carnico calcareo-dolomitici; g) Raibliano; h) Dolomia Principale; i) Retico.
- Fig. 14 - Il margine continentale africano-adriatico nel tardo Giurassico, da TRÜMPY (1980).
- Fig. 15 - Carta della base del Pliocene a cura dell'AGIP Mineraria (da ACC. NAZ. LINCEI, 1959).
- Fig. 16 - Schema della successione litostratigrafica nella Pianura Padana Orientale, da DONDI *et al.* (1982).
- Fig. 17 - Schema strutturale del Plio-Quaternario nel Bacino Padano, da PIERI & GROPPI (1981).
- Fig. 18 - La linea di Schio fra le strutture N-vergenti pedeappenniniche e quelle S-vergenti veneto-friulane, da CAVALLIN & GIORGETTI (1983).
- Fig. 19 - Intrusioni oligoceniche lungo il Lineamento Periadriatico, da TOLLMANN (1978).
- Fig. 20 - Sovrapposizione della crosta africano-adriatica sulla crosta europea nel Piemonte occidentale, da GIESE & MORELLI (1975).
- Fig. 21 - Il Lineamento Periadriatico (= Linea del Tonale) lungo la semifinestra valtellinese, da MONTRASIO & TROMMSDORF (1986). A=anticlinale di Passo d'Ur; B=sinclinale di Passo Roggione; C=anticlinale di Lanzada.

- Fig. 22 – Zona assiale del corrugamento alpino con le relative anomalie di Bouguer.
- Fig. 23 – Strutture E-W rigettate da trascorrenti sinistre nel Trentino Occidentale secondo TREVISAN (1939).
- Fig. 24 – Ipotetica trascorrenza sinistra dal Garda fino a Parma secondo TREVISAN (1938).
- Fig. 25 – Paragneiss e micascisti milonitici (15) della Linea delle Giudicarie nella bassa Val d'Ultimo (Ultental), da DAL PIAZ (1942).
- Fig. 26 – Profili trasversali rispetto alla Linea delle Giudicarie nella bassa Val d'Ultimo (Ultental), da DAL PIAZ (1942).
- Fig. 27 – Schema della «giunzione atesina» fra Linea delle Giudicarie e Linea della Pusteria, da DAL PIAZ (1942).
- Fig. 28 – Schema dell'evoluzione paleotettonica e dei rapporti stratigrafici del passaggio laterale tra Bacino Lombardo e Ruga di Trento, da CASTELLARIN (1972).
- Fig. 29 – Linea delle Giudicarie Sud secondo CASTELLARIN & SARTORI (1979).
- Fig. 30 – Sezioni geologiche attraverso la Linea delle Giudicarie Sud (v. Fig. 29), da CASTELLARIN & SARTORI (1979).
- Fig. 31 – Strutture del sistema Giudicarie-Valtrompia, da CASTELLARIN & VAI (1982).
- Fig. 32 – Cartina geologica e sezioni trasversali della Linea del Sabiòn, da CASTELLARIN & VAI (1982).
- Fig. 33 – Sezioni trasversali alla Linea delle Giudicarie nel tratto tra Prezzo e Bondo, da CASTELLARIN & VAI (1982).
- Fig. 34 – Cartina geologica della zona di passaggio dalla Linea delle Giudicarie alla Linea della Valtrompia, da CASSINIS (1982).
- Fig. 35 – Sezione geologica (A-A' della Fig. 34) attraverso la Linea della Valtrompia (LVT), da CASSINIS (1982).
- Fig. 36 – Le pieghe sepolte supramioceniche pedealpine nel settore Adda-Oglio della Pianura Padana, da PIERI & GROPPI (1981).
- Fig. 37 – La monoclinale pedealpina non piegata nel settore Chiese-Mincio della Pianura Padana, da PIERI & GROPPI (1981).
- Fig. 38 – Distribuzione ed affinità seriale del magmatismo orogenico filoniano di epoca alpina, da BECCALUVA *et al.* (1986).
- Fig. 39 – Zone di raddoppiamento crustale delle Alpi Meridionali Orientali, dell'orocline piemontese e dell'Arcipelago Toscano, da CASSINIS *et al.* (1984). 1=Moho elevata; 2=Moho depressa; 3=crosta alpino-europea; 4=crosta corso-ligure; 5=crosta intermedia toscana; 6=crosta sud-tirrenica; 7=crosta africano-adriatica.
- Fig. 40 – Profilo crosta-mantello nelle Alpi Centrali, da TRÜMPY (1980).
- Fig. 41 – Modello crustale secondo i dati sismici, dall'estremo S dei Bèrici a Cima d'Asta, da PANIZZA *et al.* (1981).
- Fig. 42 – Anomalie di Bouguer e profondità della Moho lungo i profili Sudalp A-01 (Lago Maggiore-confine jugoslavo) e Lago Bianco-Verona, da DEICHMANN *et al.* (1986). Nel primo la Linea delle Giudicarie si trova al km 160, nel secondo la Linea della Valtrompia si trova al km 154.
- Fig. 43 – Modello crustale secondo i dati sismici da Lavariano (12 km S di Udine) alla Gail, con gli ipocentri sismici, da CARULLI *et al.* (1982).
- Fig. 44 – Schema tettonico dei fogli Adamello e Cevedale (p.p.) della Carta Tettonica delle Alpi Meridionali, da CASTELLARIN (1981), con la Linea delle Giudicarie (lg) e la Linea della Vedretta dei Camosci (g) costituente la prosecuzione della Linea Ballino-Garda, e come questa in funzione di limite fra il bacino lombardo e la Ruga di Trento.
- Fig. 45 – Andamenti strutturali nella Falda dell'Oetztal (Austri) presso la «giunzione atesina», da BAGGIO *et al.* (1971).
- Fig. 46 – Schema strutturale dell'area del presente studio.

- Fig. 47 – Schema strutturale delle Alpi Meridionali lombarde, da ROSSI (1975).
- Fig. 48 – Schema strutturale del sistema valsuganese.
- Fig. 49 – Sinclinorio delle Dolomiti, da LEONARDI (1965).
- Fig. 50 – Le linee di Trödena, di Stava e di Varena, da LEONARDI (1965).
- Fig. 51 – Sezioni attraverso la Linea della Valsugana nella zona di Roncegno, da FUGANTI & MORTEANI (1965).
- Fig. 52 – Cartina geologica della zona Vigolo Vattaro-Caldonazzo-Centa con l'estremo W della Linea della Valsugana, che corre tra Cristallino e Mesozoico fino ad 1 km a SW di Centa, proseguendo ed attenuandosi verso SW entro il Mesozoico. Da OGNIBEN (1966).
- Fig. 53 – Sezione attraverso la Linea della Valsugana a Passo Cereda, da LEONARDI (1968).
- Fig. 54 – Sezione attraverso la Linea della Valsugana nel sottosuolo della Miniera Valle Imperina (Agordo), da OGNIBEN (1967).
- Fig. 55 – Sezioni attraverso la Linea della Valsugana presso Forno di Zoldo (Belluno), da BIANCHIN & SEMENZA (1965).
- Fig. 56 – Sezioni attraverso la Linea del Piave (V) fra Lozzo e Pieve di Cadore, da SEMENZA (1959). Le faglie I, II, III, IV, VI, VII, VIII possono essere considerate delle parallele o vicarianti rispetto al disturbo principale V.
- Fig. 57 – Sezione trasversale attraverso la Linea della Valsugana (= Linea della Valsugana N) e la Linea di Belluno (= Linea della Valsugana S) all'altezza di Strigno, da VENZO (1940), modificato.
- Fig. 58 – Sezione trasversale attraverso la linea della Valsugana (= F4) e la Linea di Belluno (= Linea della Valsugana S), 2 km a E di Castello Tesino; da VENZO (1940), modificato.
- Fig. 59 – Sezioni trasversali attraverso la linea della Valsugana all'altezza di M. Còppolo e dell'Antelao nell'interpretazione di BOSELLINI & DOGLIONI (1986). Per confronto vien riprodotta al di sotto la sezione di M. Còppolo secondo VENZO (1940), vicina a quella riprodotta nella Fig. 58.
- Fig. 60 – Sezione trasversale attraverso la Linea della Valsugana a Passo Cereda, nell'interpretazione di DOGLIONI (1986). Per confronto vedasi la Fig. 53 riproducente la stessa sezione.
- Fig. 61 – Sezione schematica delle Alpi Meridionali nella zona Dolomiti-Pianura Veneta, da DOGLIONI & CASTELLARIN (1986).
- Fig. 62 – Schema strutturale del sistema friulano EW e del sistema dinarico NW-SE, da CAVALLIN & MARTINIS (1982).
- Fig. 63 – Schema strutturale del sistema giudicariense.
- Fig. 64 – Ipotesi di «deformazione plastico-rigida» dei terreni del Bacino Lombardo attorno agli elementi rigidi dell'Adamello e della catena sudalpina lombarda, da CASTELLARIN & SARTORI (1986).
- Fig. 65 – Schema strutturale del sistema scledense.
- Fig. 66 – Schema strutturale del sistema cadorino.
- Fig. 67 – Neotettonica del Pleistocene medio-superiore nella «monoclinale mantovana», da BARALDI *et al.* (1980).
- Fig. 68 – Neotettonica dell'intervallo Pleistocene medio-Olocene, da NEOTECTONIC MAP OF ITALY (1984).
- Fig. 69 – Neotettonica del Pleistocene medio-superiore nel foglio Conegliano, da ZANFERRARI, PIANETTI *et al.* (1980).
- Fig. 70 – Modificazioni della rete idrografica e scarpate morfotettoniche recenti, da ZANFERRARI *et al.* (1982).
- Fig. 71 – Neotettonica dell'Alto di Verona nell'intervallo Pleistocene medio-Olocene, da PANIZZA *et al.* (1981).

Fig. 72 - Profilo tra la Zona del Canavese ed il Trentino, con alloctonia delle Alpi Meridionali traslate sopra la successione autoctona della pianura padano-veneta, secondo ARISI ROTA & FICHERA (1985).

Fig. 73 - Neotettonica mediopleistocenica-olocenica nell'Italia nordorientale, da SLEJKO *et al.* (1986).

Fig. 74 - Modello delle Alpi Meridionali fra il Trentino e la piana veronese secondo ROEDER (1985).

Fig. 75 - Epicentri dei terremoti di intensità del VI grado MCS o maggiore nel periodo 0-1983 ed isolinee di attività sismica secondo Riznitchenko, da SLEJKO *et al.* (1986).

Fig. 76 - Meccanismi focali dei principali terremoti del 20° secolo, da SLEJKO *et al.* (1986).