

Les conglomérats oligocènes

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Archives des sciences [1948-1980]**

Band (Jahr): **19 (1966)**

Heft 3

PDF erstellt am: **11.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

argiles vertes et grès du type « Ostia », comportant encore quelques lits conglomératiques; leur liaison avec des faciès assez typiques du « complexe de base » du Monte Cassio et par conséquent leur âge cénomanien-turonien, nous semblent donc très probables. Il peut s'agir d'un faciès latéral particulier des conglomérats décrits plus haut ou, plus probablement, d'un autre niveau d'âge légèrement différent mais faisant partie du même ensemble.

Les brèches-olistolites à éléments sédimentaires se classent, au point de vue de leur composition, en deux types. Le premier est presque entièrement formé de blocs de « maiolica » auxquels s'ajoutent de très rares éléments de radiolarites et, à la périphérie seulement, de roches cristallines. Cette brèche forme les deux pitons rocheux qui affleurent au voisinage de La Pietra, qui leur doit d'ailleurs son nom. Le deuxième type est représenté par un seul bloc, énorme (plus de 15.000 m³ visibles), pointant au milieu de la Regione Roncheia, quelques 200 m. au N de Cascina Boggetto, où il a été découvert par SISMONDA il y a plus de cent ans (1860). Dans sa partie SE et pour les 4/5^e environ, il est constitué par des dolomies ladiniennes blondes, fossilifères (cf. *supra*); le coin NW est par contre formé de calcaires spathiques beiges, très fossilifères (brachiopodes et lamellibranches du Carixien); vers leur contact avec la partie dolomitique du bloc, ces calcaires liasiques s'enrichissent en fragments de dolomie, ce qui témoigne de leur nature originellement transgressive. Jusqu'en 1930 environ, une carrière était ouverte dans la partie liasique du bloc, exploitée comme pierre à chaux et comme gravier.

PARONA s'est occupé à plusieurs reprises (1891, 1902, 1930) de ce bloc énigmatique, dont il a étudié la faune, montrant l'âge carixien et les affinités insubriennes des calcaires spathiques, ainsi que l'identité des dolomies avec celles d'Arona. Dans sa dernière note sur ce sujet (1930), PARONA interprétait ce bloc comme étant un « noyau » mésozoïque entraîné en surface par l'extrusion diapirique des « argiles écailleuses » et il y voyait la réapparition, au centre du Monferrat, de la « bande calcaire insubro-pédémontaine du Biellese-Canavese », au-delà de son enfouissement sous les dépôts tertiaires et quaternaires de la plaine du Pô.

PARTIE V

LES CONGLOMÉRATS OLIGOCÈNES

1. INTRODUCTION

La base de la série molassique du Monferrat, c'est-à-dire le « Tongrien », se présente sous deux faciès hétéropiques: d'un côté il s'agit de dépôts deltaïques grossiers, pouvant atteindre des puissances remarquables; de l'autre, il s'agit d'un

faciès grés-argileux à sédimentation rythmique. Ce dernier faciès correspond au dépôt, au large des deltas, de leur matériel plus fin repris en charge par des mécanismes divers, et caractérise les secteurs où le passage du « Tongrien » au « Gassinien » sous-jacent est continu.

Le faciès deltaïque grossier se rencontre plutôt dans les secteurs où le « Gassinien » fait défaut, ou bien il le couvre en légère discordance et en remanie les bancs calcaires plus résistants. L'étendue des faciès deltaïques est remarquable, non seulement dans les parties du Monferrat les plus voisines des Alpes (anticlinal de Gassino), mais aussi au centre (Piancerreto) et à son extrémité orientale (collines au Nord d'Alexandrie). Par rapport à la limite morphologique interne, actuelle, des Alpes, depuis le Groupe de Voltri jusqu'au Lac Majeur, la situation de tous ces dépôts deltaïques grossiers du « Tongrien » varie d'un minimum de 30 à un maximum de 80 km. La taille des galets est le plus souvent décimétrique et les blocs dépassant le mètre ne sont pas rares (à Piancerreto notamment, donc dans la partie du Monferrat la plus éloignée des Alpes!). La taille et le poids de ces éléments limitent la possibilité d'un transport, par des cours d'eau subaériens d'abord et par les courants marins ensuite, sur de longues distances; les phénomènes de resédimentation sont également à exclure, vu le caractère deltaïque du dépôt et l'absence de tout indice dans ce sens. La source de la plupart de ces éléments détritiques était par conséquent très proche de leur lieu de dépôt.

Pour interpréter correctement les données qu'on peut tirer de l'étude de ces conglomérats oligocènes, il faut essayer d'imaginer quelles étaient les conditions structurales et morphologiques du Monferrat à l'époque de leur dépôt; ceci, en faisant rigoureusement abstraction de ce qui est dû aux mouvements tectoniques, aux phases d'érosion et de sédimentation, ayant successivement intéressé l'ensemble du Monferrat et des régions avoisinantes. Il faudra donc souligner un certain nombre de considérations:

Le « Tongrien » du Monferrat est strictement homologue des « Grès de Ranzano » dans l'Apennin septentrional ainsi que du « Tongrien » des Alpes ligures, c'est-à-dire qu'il correspond à des formations transgressives et post-orogéniques, reposant sur des structures déjà achevées (par la « phase ligure » et la « phase alpine paroxysmale » respectivement). Il n'y a aucune raison pour penser que le Monferrat n'ait pas été atteint par une phase tectonique importante à cette époque; la présence et le caractère mêmes des conglomérats « tongriens » dans cette région nous le démontrent.

Il devait par conséquent exister, tout près ou au cœur même du Monferrat, des secteurs exondés où était mis à nu le soubassement profond, déjà affecté par cette phase tectonique. Ces zones exondées, atteintes un peu en retard par la transgression « tongrienne » ont pu représenter la source d'une partie importante de ces dépôts deltaïques, notamment en ce qui concerne les éléments de plus grande taille.

La limite morphologique Alpes-plaines du Piémont a été façonnée après le « Tongrien », par le jeu combiné de l'érosion tertiaire et quaternaire et de saccades tectoniques qui se sont poursuivies jusqu'au Pliocène, voire même jusqu'au Quaternaire (GABERT 1963). Il n'y a donc aucune raison pour faire terminer les parties les plus internes du bâti structural alpin avec cette ligne morphologique, qui recoupe obliquement leurs limites. Il est par contre tout à fait admissible qu'à l'origine ces unités internes (zone insubrienne en premier lieu, et zone Sesia) se prolongeaient bien au-delà de cette limite, en suivant la courbure de l'arc alpin, en direction du Monferrat et des régions limitrophes (cuvette pliocène d'Asti, Langhe), dont elles représenteraient en fin de compte le soubassement s.l. (voir le schéma structural, pl. IV).

2. LES CONGLOMÉRATS « TONGRIENS »

L'analyse pétrographique des conglomérats « tongriens » va maintenant nous montrer le bien-fondé de ces hypothèses.

L'étude détaillée de ces conglomérats dans tout le Monferrat n'étant pas encore achevée, nous nous bornerons à l'examen de trois stations, choisies à l'extrémité occidentale (anticlinal de Gassino) et au centre de cette région (Piancerreto).

Dans l'anticlinal de Gassino le « Tongrien » atteint une puissance de 500 mètres; trois horizons conglomératiques principaux, à faciès deltaïque, y sont séparés par des niveaux marno-sableux peu puissants. Notre première station se trouve dans le premier niveau conglomératique, sur le flanc SE de l'anticlinal, au Km 35 de la route de La Rezza (feuille topographique au 25.000^e « Settimo torinese », point de coord. 074951). Les conglomérats, très frais, affleurent sur plus de 20 mètres de puissance dans la tranchée de la route. Les galets sont tous bien roulés, de taille variable entre 2 et 50 cm (5-15 cm en moyenne); des lits plus ou moins grossiers alternent assez régulièrement et, dans chacun, le classement est assez bon. Suivant leur source, les éléments peuvent être regroupés de la façon suivante:

a) Zone des schistes lustrés: marbres micacés sombres, jaspes métamorphiques à veines d'épidote, dolomies cristallines (?); ils sont tous très rares (moins de 5%) et petits.

b) Zone Sesia: gneiss albitiques, micaschistes à glaucophane, amphibolites, éclogites, quartzites filoniens (?); au total ils ne dépassent pas 15-20%.

c) Serpentes et lherzolites, pouvant venir des schistes lustrés, des masses ultramafiques insérées dans la zone Sesia près de Lanzo et même de la zone insubrienne (Canavese); très rares (5% ou moins).

d) Roches pré-triasiques du socle insubrien: « gabbros » et « gabbrodiorites » de la zone d'Ivrée (rares); granites rouges, rosés, verts et blancs, parfois cataclasés, identiques à ceux de Baveno, du Biellese et du Canavese (Belmonte) (de loin les plus abondants); tufs et ignimbrites rhyolitiques; conglomérat écrasé à cachet houiller (les affleurements les plus proches se trouvent dans le Biellese; un seul bloc a été observé); conglomérats du type « verrucano alpin » (très abondants).

e) Roches mésozoïques de la série du Canavese: dolomies triasiques grises, analogues à celles de Montalto Dora; grès à ciment de calcaire spathique rosé (Lias de Montalto); calcaires gris comparables à ceux du Torrent de Levone; radiolarites rouges; calcaires beiges à Calpionelles; calcaires « palombini ».

f) Roches crétacées à faciès ligure, connues à l'affleurement dans le Monferrat pour la plupart : conglomérats et grès arkosiques grossiers du type Lauriano-Val Baganza ; grès micacés gris à ciment calcaire (type « grès d'Ostia ») ; calcaires marneux à Fucoïdes ; calcaires gréseux et grès-calcaires blonds du flysch sénonien ; grès feldspathiques grossiers gris, compacts (subgrauwackes), ayant probablement fait partie du même flysch sénonien.

g) Calcaires à Nummulites, etc., issus du « Gassinien » sous-jacent (deux galets sur tout l'affleurement).

Les éléments de roches siliceuses anté-triasiques (socle insubrien et zone Sesia) représentent 60-75 % environ.

Une deuxième station a été prise à 1 km de la précédente, dans le deuxième horizon conglomératique et à peu près sur l'axe de l'anticlinal ; elle se situe dans une ancienne carrière près de Tetti Roba, entre Castiglione et Cordova (feuille topo. « Settimo », coord. 063947). Au point de vue sédimentologique, il n'y a pratiquement pas de différence et l'inventaire des roches est encore le même (plusieurs types y font cependant défaut). Les éléments sédimentaires carbonatés atteignent ici par contre le 75% ; dans une forte proportion, il s'agit de blocs parallélépipédiques à peine émoussés, mesurant $25 \times 15 \times 8$ cm en moyenne, de calcaires gréseux et de grès calcaires blonds du flysch sénonien. Un galet de calcaire nummulitique « gassinien » a également été observé. Si l'on compare ces conglomérats du « Tongrien » de Gassino avec ceux, post-aquitaniens, de la même région, ou avec les alluvions actuelles des fleuves qui descendent des Alpes en face des Collines de Turin (Doire Ripaire, Stura de Lanzo, Orco, Chiusella), on est frappé par leur composition tout à fait différente : dans ces derniers les roches penniques (gneiss, micaschistes et éclogites de la zone Sesia ; schistes lustrés, roches vertes, gneiss des massifs Dora-Maira et Grand Paradis) prennent une importance de plus en plus remarquable au fur et à mesure que l'on monte dans la série, alors que le rôle des éléments insubiens et « ligures » devient extrêmement faible, voire nul.

La troisième station a été prise à Piancerreto, tout près de la masse serpentineuse, dans la première carrière que l'on rencontre en montant. Les conglomérats qui viennent buter par faille contre la serpentine, au NE, seront analysés d'abord. Il s'agit d'un horizon très puissant, entièrement conglomératique, sans stratification nette, à éléments bien roulés allant de quelques centimètres à plus d'un mètre. Suivant leur source ils peuvent être regroupés de la façon suivante :

a) Zone Sesia : amphibolites à glaucophane et gneiss albitiques, rares et n'atteignant pas 5%

b) Socle pré-triasique insubrien : « diorites » d'Ivrée (rares) ; granites rouges, rosés, verts et blancs, particulièrement semblables à ceux du Canavese et très abondants, aussi en blocs métriques (il est bon de rappeler que les affleurements les plus voisins — Canavese et Biellese — se trouvent à 55 km d'ici) ; rhyolites (rares) ; « verrucano alpin » (très abondant).

c) Roches mésozoïques à cachet insubrien, particulièrement voisines, voire identiques, à la série du Canavese : brèche à éléments de dolomies triasiques grises et ciment polyphasé de calcaires spathiques rosés et de schistes argilo-gréso-hématitiques rouges (« Macchia vecchia » des carrières de Montalto, Lessolo et Vidracco), plusieurs blocs, dont un dépassant le mètre ; radiolarites rouges ou noirâtres, et schistes siliceux décalcifiés de la même couleur ; calcaires « palombini ».

d) Roches vertes non métamorphiques, à cachet ligure : lherzolites, diabase à texture ophitique, spilites microgrenues rouges et vertes, spilites variolitiques (ne dépassant pas 10% au total).

e) Roches d'âge crétacé-éocène à faciès ligure, connues à l'affleurement dans le Monferrat : calcaires marneux et marnes siliceuses claires, friables, en blocs non émoussés de très grande taille; calcarénites à gravillons de calcaires à Calpionelles; calcaires à Fucoïdes; grès grossiers gris, compacts (subgrauwackes).

f) Roches carbonatées légèrement métamorphiques et d'âge vraisemblablement mésozoïque, mais d'origine inconnue; calcaires recristallisés noirs, albitisés, à lits micacés et à patine brune, évoquant certains faciès très calcaires et peu métamorphiques des schistes lustrés; ils sont relativement abondants (plus du 5%), en blocs de 30-50 cm criblés de trous de Lithodomes; marbres clairs à lits phylliteux, évoquant les « marbres chloriteux » du Briançonnais interne (ce qui n'implique nullement une pareille origine).

Les éléments insubriens (*b,c*) sont de loin les plus abondants.

Dans les placages de « Tongrien » directement transgressifs sur la masse serpentineuse, l'inventaire est encore le même, mais les galets de lherzolite, comme il fallait s'y attendre, deviennent beaucoup plus abondants.

Dans les trois cas envisagés, l'ensemble des faciès insubriens (socle et couverture, du Trias au Barrémien) et des faciès ligures (Albien-Cénomaniens à Eocène) dépasse aisément 75-80%. Tout se passe donc comme si le soubassement s.l. du Monferrat, ayant alimenté ces conglomérats, était constitué :

- par un socle anté-triasique de type insubrien particulièrement riche en granites du type Baveno-Belmonte (Canavese);
- par un Trias et un Jurassique de type insubrien, pratiquement identiques à ceux du Canavese;
- par un Crétacé de type ligure, débutant par les « argiles à palombini » (qui sont aussi le terme le plus récent actuellement conservé dans le Canavese) et comportant une assez forte charge d'ophiolites, sous la forme soit d'épanchements sous-marins d'âge Tithonique-Néocomien, soit d'olistolites et de brèches dans le « complexe de base » cénomanien.

La présence de roches venant de la zone Sesia jusqu'à Piancerreto, bien qu'en quantité nettement subordonnée, nous montre également que cette unité pouvait se prolonger bien plus au SE que sa limite actuelle avec la plaine du Piémont, en bordant vers le S et le SW cet ensemble insubro-ligure et en passant à peu près sous l'emplacement actuel de la cuvette pliocène d'Asti (voir notre schéma structural, pl. IV)¹.

Ces conclusions diffèrent sensiblement des interprétations adoptées jusqu'ici, depuis les anciens auteurs, qui situaient entièrement à l'intérieur des limites morphologiques actuelles des Alpes et de l'Apennin la source de tout le matériel détritique tongrien, pour arriver à BEETS, qui n'admet une origine locale que pour les galets

¹ La persistance d'une ride ou d'un haut fond de direction EW sur cet emplacement, au cours du Miocène, pourrait expliquer les différences très remarquables qui existent entre les séries miocènes des Langhe et des Collines de Turin.

ligures et fait venir tout le reste des unités penniques, ou à GABERT (1963), qui considère, à la suite de BEETS, Alpes et Monferrat comme étant deux domaines complètement étrangers, quoique limitrophes.

3. LES CONGLOMÉRATS CHATTIENS ET AQUITANIENS

La série qui fait suite au « Tongrien » correspond aux dépôts d'un bassin molassique marin qui a occupé le domaine du Monferrat jusqu'à la fin du Miocène. La répartition horizontale et verticale des faciès, l'épaisseur de la série pouvant dépasser 2.000 mètres, sa continuité dans la plus grande étendue du domaine (interrompue par la présence de hauts fonds et de discontinuités dans la partie orientale du Monferrat seulement), indiquent qu'il s'agit d'un bassin subsident qui a atteint la profondeur d'un millier de mètres vers la limite Aquitanien-Burdigalien (faciès des marnes siliceuses à *Bathysiphon* et Ptéropodes). Des faciès détritiques grossiers interstratifiés à plusieurs niveaux de la série indiquent d'autre part la persistance de zones exondées au voisinage du bassin.

Nous nous limiterons dans ce travail à l'examen du Chattien et de l'Aquitaniens et nous n'aborderons pas les termes plus récents pour lesquels nous manquons encore de données suffisamment précises. Les premiers niveaux conglomératiques postérieurs au « Tongrien » sont interstratifiés dans une formation d'âge chattien-aquitaniens, dont les parties moyenne et sommitale sont bien datées par *Miogypsinoïdes complanatus* et *Miogypsina gunteri*, respectivement. Les conglomérats sont surtout développés à l'extrémité occidentale du Monferrat, dans les Collines de Turin, où la présence de ces niveaux détritiques grossiers (ainsi que d'autres plus récents, burdigaliens et helvétiens) a provoqué de longues discussions concernant leur genèse et l'origine de leur matériel. On trouvera un excellent résumé de toutes ces discussions, centrées sur la difficulté de faire venir des Alpes des blocs de 10 m³, dans l'ouvrage de GABERT (1963).

Les conglomérats chattiens et aquitaniens ont une composition globale qui varie beaucoup d'un point à l'autre¹; en gros on peut y distinguer des roches ligures mélangées en proportions variables (0-30%) avec du matériel alpin. Ce dernier est représenté par les mêmes constituants non ligures qui entrent dans la composition des conglomérats tongriens sous-jacents (voir plus haut): roches siliceuses du socle insubrien et formations sédimentaires de sa couverture mésozoïque (série du Canavese), schistes cristallins pré-triasiques et ultramafites mésozoïques de la zone Sesia, roches piémontaises. Leurs proportions ont toutefois changé sensiblement, en particulier en ce qui concerne les ultramafites, qui y jouent un rôle très important (de 30 à 99% suivant les stations).

¹ L'étude des galets, jadis effectuée par PERETTI (1928), a été récemment reprise par l'un de nous (C. S.) avec la collaboration des élèves de l'Institut géologique de Turin.

Parmi les roches sédimentaires à cachet insubrien apparaissent, entre autres, des types tout à fait caractéristiques de la marge occidentale de ce domaine: brèches granitiques à rares éléments triasiques, identiques à la brèche de Levone, et calcaires « palombini », très abondants.

Les éléments ligures sont représentés à leur tour par des faciès qui nous sont désormais familiers: brèches et conglomérats polygéniques du type Lauriano; brèches à éléments de calcaires à Calpionelles; brèches à éléments d'ophiolites non métamorphiques (Iherzolites et spilites) correspondant à celles de Piancerreto; argilites versicolores, calcaires marneux verts, calcarénites, grès gris à débris charbonneux, etc..., évoquant les faciès albiens-turonien associés à ces mêmes brèches et conglomérats; calcaires marneux et calcarénites gréseuses à patine blonde des flysch sénoniens et éocènes du Monferrat, etc...

Comme l'a montré BEETS (1940) ces conglomérats dessinent un certain nombre de deltas sous-marins successifs, axés à peu près WNW-ESE. Des blocs de plusieurs m³ y sont mélangés à des galets décimétriques et à du gravillon centimétrique, le tout étant pris dans un ciment tantôt gréseux, tantôt pélitique (paraconglomérats ou tilloïdes). Les roches d'origine piémontaise s'y présentent généralement sous la forme de galets parfaitement roulés et émoussés, ayant sans doute subi un transport torrentiel préalable; leur proportion décroît assez sensiblement suivant les regroupements par taille, avec l'augmentation de celle-ci. Les roches insubriennes et les faciès ligures forment inversement la plupart des blocs dépassant un demi-mètre; ceux-ci sont souvent mal roulés et semblent s'être écroulés dans la mer depuis une côte en falaise. Ce fait est particulièrement évident dans le cas des faciès ligures, des calcaires à Calpionelles et des « palombini », qui sont en plus criblés de trous de Lithodomes. Tout cela est en accord avec une origine plus lointaine des roches piémontaises, par rapport aux faciès insubriens et ligures, qui devaient par contre affleurer le long d'une côte toute proche. Enfin, l'examen des structures sédimentaires (granoclassement vertical fréquent bien qu'à peine ébauché, typique des fluxoturbidites; chenaux d'érosion sous-marine; coulées de boue entraînant les plus gros blocs et remplissant ces chenaux; empreintes en croissant, flute casts, etc...), actuellement étudiées par l'un de nous (C.S.), nous montre d'abord qu'il s'agissait de deltas sous-marins et ensuite que les apports détritiques se sont tous faits du même côté, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est, des Alpes vers les Collines de Turin.

Tous ces faits indiquent la présence d'une côte escarpée, située sur l'emplacement de la plaine quaternaire qui sépare actuellement les Collines des Alpes. Nous rejoignons en cela les résultats de GABERT (1963)¹, avec une différence importante en ce

¹ Mais seulement en ce qui concerne les conglomérats miocènes, puisque nous ne pouvons pas accepter les conclusions de cet auteur sur l'origine des conglomérats du « Tongrien ». Nous devons également faire remarquer que GABERT signale des conglomérats dans l'Eocène supérieur des Collines de Turin, qui ne sont pas autre chose que le « Tongrien » (ceci à la suite de PREVER qui attribuait au Bartonien le « Tongrien » de SACCO).

qui concerne la constitution de cette côte: des formations identiques aux flysch ligures post-néocomiens du Monferrat y jouaient un rôle important, à côté des roches prolongeant dans ce secteur, actuellement disparu, la zone Sesia et les parties les plus externes du domaine insubrien (zone du Canavese).

PARTIE VI

LE SECTEUR PIÉMONTAIS DU DOMAINE INSUBRIEN

1. LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE DU CANAVESE; SITUATION TECTONIQUE

Les roches sédimentaires qui affleurent actuellement dans le Canavese représentent les lambeaux les plus occidentaux, les plus externes et les mieux conservés, de la couverture du secteur piémontais de la zone insubrienne.

Avec leur socle pré-triasique, ces roches font partie de la « zone du Canavese » des auteurs, comprise entre la zone Sesia et la « zone d'Ivrée » et longeant un accident tectonique d'importance majeure (la ligne insubrienne ou du Tonale) qui, à l'Ouest du Lac de Côme, prend aussi le nom de ligne du Canavese. Cette ligne a toujours été considérée comme interne par rapport à la « zone du Canavese », séparant celle-ci de la zone insubrienne. Cependant, d'après les recherches récentes de BAGGIO (1963 *a*, 1963 *b*, 1965 *a*, 1965 *b*), le socle de la « zone du Canavese » ne montre pratiquement aucune différence substantielle par rapport à celui du domaine insubrien. Ses constituants sont en effet représentés par des granites analogues aux granites insubiens (Biellese, Baveno, etc.); par des rhyolites et des tufs parfaitement comparables aux volcanites permienes du Biellese-Val Sesia et du Lac Majeur-Luganais; par des gabbros et gabbrodiorites identiques à ceux de la « zone d'Ivrée »; enfin par des schistes cristallins, parfois granitisés, qu'on retrouve dans toute la zone insubrienne.

D'autre part, des contacts anormaux caractérisent aussi bien la limite externe (avec la zone Sesia) que la limite interne (avec la « zone d'Ivrée ») de la « zone du Canavese ». Entre les deux, il est par conséquent plus logique que ce soit la limite externe qu'il faut faire coïncider avec un accident tectonique majeur, étant donné qu'elle sépare deux ensembles nettement différenciés: socle insubrien du Canavese d'un côté, schistes cristallins de la zone Sesia de l'autre. C'est précisément la conclusion, à laquelle nous souscrivons, qui est celle de BAGGIO.

Par la constitution de son socle pré-triasique et sa position plus interne par rapport à la ligne du même nom, la « zone du Canavese » apparaît ainsi liée au domaine insubrien, dont elle représenterait la partie marginale externe. Au point de vue structural, la « zone du Canavese » est caractérisée par un écrasement à peu