

# La zone ligure de l'Apennin septentrional

Objekttyp: **Chapter**

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

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

Heft 3

PDF erstellt am: **17.09.2024**

## **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.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions tous ceux qui nous ont généreusement prêté leur concours. Ce sont les professeurs P. BRÖNNIMANN et M. VUAGNAT de Genève, Prof. J. KLAUS et D<sup>r</sup> O. BÜCHI de Fribourg, D<sup>r</sup> E. GASCHE de Bâle, M<sup>me</sup> L. KOEHN-ZANINETTI et J. BERTRAND de Genève, D<sup>r</sup> M. BURRI et D<sup>r</sup> S. AYRTON de Lausanne, D<sup>r</sup> M. GOVI de Turin, D<sup>r</sup> A. DECANDIA, D<sup>r</sup> B. MONTEFORTI, Prof. G. GIANNINI, D<sup>r</sup> G. GIGLIA, Prof. R. NARDI, D<sup>r</sup> G. RAGGI, Prof. M. TONGIORGI de Pise, Prof. G. ZANZUCCHI de Parme, D<sup>r</sup> K. J. REUTTER de Berlin, et surtout C. CARON de Fribourg.

Que les professeurs H. BADOUX de Lausanne, R. MALARODA de Turin et L. TREVISAN de Pise trouvent ici l'expression de notre vive gratitude pour les critiques et suggestions qu'ils ont bien voulu nous faire après avoir lu le manuscrit de ce travail.

Enfin, nous tenons à remercier le Comité de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève d'avoir bien voulu accepter l'impression de ce travail dans son périodique les *Archives des Sciences*, dont les rédacteurs se sont acquis toute notre reconnaissance.

## PARTIE II

LA ZONE LIGURE DE L'APENNIN SEPTENTRIONAL<sup>1</sup>

## CHAPITRE PREMIER

## INTRODUCTION

L'ensemble ligure de l'Apennin est constitué par un complexe d'argiloschistes, d'ophiolites et de flysch, dont le plus caractéristique est le flysch à Helminthoïdes, qu'on retrouve en couverture anormale au-dessus des éléments des séries calcaires toscane et, en partie, ombrienne.

Reconnu comme allochtone et défini par STEINMANN (1913, 1925) sous le nom de « Ligurikum », il a été longtemps considéré par les géologues italiens comme une masse chaotique (les « argille scagliose ») résultant d'une série d'éboulements successifs à la faveur des pentes orogéniques qui se formaient dans le soubassement en suivant le déplacement de l'orogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne.

Les études récentes ont abouti à des conclusions différentes; selon les conceptions de l'Ecole de Pise, l'Apennin septentrional est en partie le résultat d'un empile-

<sup>1</sup> Pour tout ce qui concerne cette partie II, on se reportera à la carte tectonique de l'Apennin ligure (pl. V), ainsi qu'aux figures 1 et 2.

ment de nappes et l'ensemble ligure est lui-même constitué par plusieurs unités tectoniques.

Il représente dans l'Apennin le complexe structural le plus élevé et d'origine la plus interne. Cette origine doit être recherchée dans un vaste bassin de sédimentation d'où, selon les conceptions de LANTEAUME, sont également issus des éléments tectoniques à destination alpine, notamment la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes. Le bassin se situait donc dans une position interne, aussi bien par rapport aux Alpes que par rapport à l'Apennin.

Les unités tectoniques qui composent l'ensemble ligure sont constituées par des portions de séries décollées à différents niveaux compris entre le Malm et l'Eocène: il s'agit de nappes de couverture n'ayant gardé aucun rapport avec le socle originel qui n'est d'ailleurs pas connu directement. Nous nous bornerons ici à décrire uniquement les unités que l'on trouve dans l'Apennin ligure; ces unités peuvent subir des variations plus au Sud. Nous y distinguerons tout d'abord:

1. Une unité que nous pourrions définir comme « sub-ligure », constituée par une série exclusivement tertiaire et dont l'origine doit se situer à l'extérieur du domaine ligure, entre celui-ci et la zone toscane: il s'agit de l'unité des « argiles et calcaires » (« Kalk-Ton-Serie » de REUTTER, 1961)

2. Des unités ligures s. str. caractérisées par un flysch crétaé supérieur très développé et par une forte charge d'ophiolites.

Parmi ces dernières, nous distinguerons encore, surtout pour simplifier notre exposé:

2. a) Des unités ligures, qu'on retrouve sur les deux flancs de l'Apennin et dont l'origine et même la position paléogéographique dans le bassin ligure peuvent, dans une certaine mesure, être considérées comme bien définies, dans l'état actuel de nos connaissances: ce sont, dans l'ordre de superposition: l'unité du Monte Caio, l'unité du Monte Gottero et l'unité du Monte Antola.

2. b) Des unités qu'on trouve à l'extérieur des précédentes, sur le versant padan de l'Apennin, et dont l'origine est l'objet d'opinions assez différentes: ce sont principalement (nous faisons abstraction des unités mineures qui peuvent toujours se rattacher à celle-ci) l'unité, ou plutôt l'ensemble d'unités, du Monte Sporno-Farini d'Olmo-Monte Penice et l'unité du Monte Cassio. Ce sera un des buts de ce travail de leur donner une place dans la paléogéographie du bassin ligure.

### 1. L'UNITÉ DES « ARGILES ET CALCAIRES »

Elle constitue une pseudo-couverture de la nappe toscane et des éléments toscans externes (Bobbio-Cervarola-Trasimeno).

Elle est constituée par une série qui semble jusqu'ici entièrement comprise dans l'Eocène. Son terme le plus caractéristique est représenté par des argiloschistes noirs,

parfois rouges et verts, à intercalations de couches de calcaires, de calcarénites et de grès calcaires à Nummulites. Cette formation est parfois surmontée par des calcaires blancs à Globigérines et *Globorotalia* et par une formation détritique comprenant des conglomérats à éléments surtout cristallins, dont le ciment, d'une couleur verte caractéristique, est constitué par plus de 50% de matériel pyroclastique très frais avec une prédominance de cristaux idiomorphes d'andésine: les conglomérats de Petriagnacola (ZANZUCCHI, 1963 a).

L'unité forme en général une couverture mince (réduite parfois à quelques mètres) avec des accumulations locales pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Décollée au niveau de l'Eocène, elle forme, comme nous l'avons dit, une pseudo-couverture ayant entièrement suivi, après sa mise en place, les mouvements tectoniques des éléments toscans. Cette mise en place a eu lieu dans le bassin de sédimentation du « macigno » et des grès de Bobbio-Cervarola. La partie supérieure de ces derniers est en effet parsemée d'olistolites provenant de la série des « argiles et calcaires ».

La série des « argiles et calcaires » s'apparente par certains aspects aux faciès ligures, par d'autres à la « scaglia » toscane. Il est assez naturel de la considérer comme provenant d'une zone intermédiaire entre le domaine ligure et la zone de sédimentation toscane (P.ELTER, GRATZIU et LABESSE, 1964).

Certains auteurs, dont l'un d'entre nous (P.E., 1962) ont cru y voir une série diverticulée de la partie la plus externe des Ligurides. Dans l'état actuel des connaissances, cette conception se heurte à des difficultés qui concernent surtout les rapports entre les Ligurides et les grès de Ranzano dont nous parlerons plus loin. Il semble plus logique de considérer l'unité des « argiles et calcaires » comme étant issue d'un bassin sub-ligure externe par rapport au domaine ligure s. str.

## CHAPITRE 2

### LES UNITÉS LIGURES

#### 1. ENCADREMENT PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Ces unités sont liées paléogéographiquement entre elles par un élément dont P. ELTER et RAGGI (1965 *a* et *b*) ont montré récemment l'importance: **la ride du Bracco**.

Cette ride, formée essentiellement par des ophiolites et leur couverture sédimentaire, et comportant peut-être un noyau cristallin, a séparé, au cours du Crétacé, avec un maximum au Cénomaniens-Turonien, les bassins des flysch du Monte Gottero et du Monte Antola d'un côté (SW) et du flysch du Monte Caio de l'autre (NE), en fournissant le matériel des olistostromes qu'on trouve intercalés dans ces séries.



Elle a évolué ensuite, vraisemblablement au cours de l'Eocène, en une nappe comportant un flanc inverse, formé par la marge interne de la série du Monte Caio, et un flanc normal formé par la série du Monte Gottero, chevauché à son tour par la série plus interne du Monte Antola. La ride du Bracco peut donc être considérée comme un excellent exemple de géanticlinal à tectonique embryonnaire au sens d'ARGAND.<sup>1</sup>

Les unités du Monte Caio et du Monte Gottero sont devenues ensuite indépendantes par un cisaillement au niveau des ophiolites. Cette phase de mouvements tectoniques représente la tectogenèse ligure: elle a eu lieu à l'intérieur du bassin même et sa fin est marquée par le dépôt discordant des grès molassiques oligocènes de Ranzano (PIERI, 1961). Ce n'est qu'au cours du Miocène que cet ensemble déjà plissé et charrié se mettra en place définitivement en chevauchant la zone toscane par l'intermédiaire de l'unité sub-ligure des « argiles et calcaires » qui l'avait précédé.

## 2. L'UNITÉ DU MONTE CAIO

Elle se présente sous forme d'une série en grande partie renversée, au point qu'il serait tentant d'y voir un immense flanc inverse. En réalité ce rôle n'est joué que par sa marge interne, qui a formé, comme nous l'avons dit, un flanc inverse au cours de l'évolution de la ride du Bracco. Plus à l'extérieur, le renversement est dû à la présence d'autres plis couchés qui correspondent le plus souvent à de grands synclinaux; on n'observe que rarement des anticlinaux, ce qui nous fait soupçonner qu'ils ont été érodés en cours de plissement ou immédiatement après.

La série est constituée par un flysch à Helminthoïdes créacé sup.-paléocène et d'un « complexe de base » cénomanien-turonien (comprenant peut-être l'Albien en quelques points). Ce « complexe de base » n'est conservé, dans sa position stratigraphique, que dans les zones plus internes, le décollement s'étant produit dans la plupart des cas à la base du flysch. On le retrouve toutefois, sous forme d'une sorte d'accumulation de petits éléments tectoniques décollés et poussés vers l'avant, sur le dos renversé de la partie frontale de la nappe, dans la région de Berceto-Bardi.

Le « complexe de base » de la marge interne s'appuie, par un contact stratigraphique, sur les ophiolites du Malm-Néocomien issues de la ride du Bracco, par la seule intercalation de petites et rares lames de radiolarites et calcaires à Calpionelles.

Il est constitué ici par une série d'argiloschistes versicolores à niveaux de calcaires pélagiques et grès fins parfois très manganésifères. Dans ces argiloschistes s'intercalent

<sup>1</sup> Remarquons cependant que, si l'histoire tectonique du Bracco semble avoir commencé déjà au Jurassique inférieur (voir partie VIII), elle ne se marquait que par des mouvements verticaux; son évolution ultérieure en anticlinal dissymétrique, puis en nappe, n'a débuté qu'au Crétacé. Le correctif apporté par TRÜMPY (1957) aux conceptions d'ARGAND se trouve donc parfaitement vérifié ici.

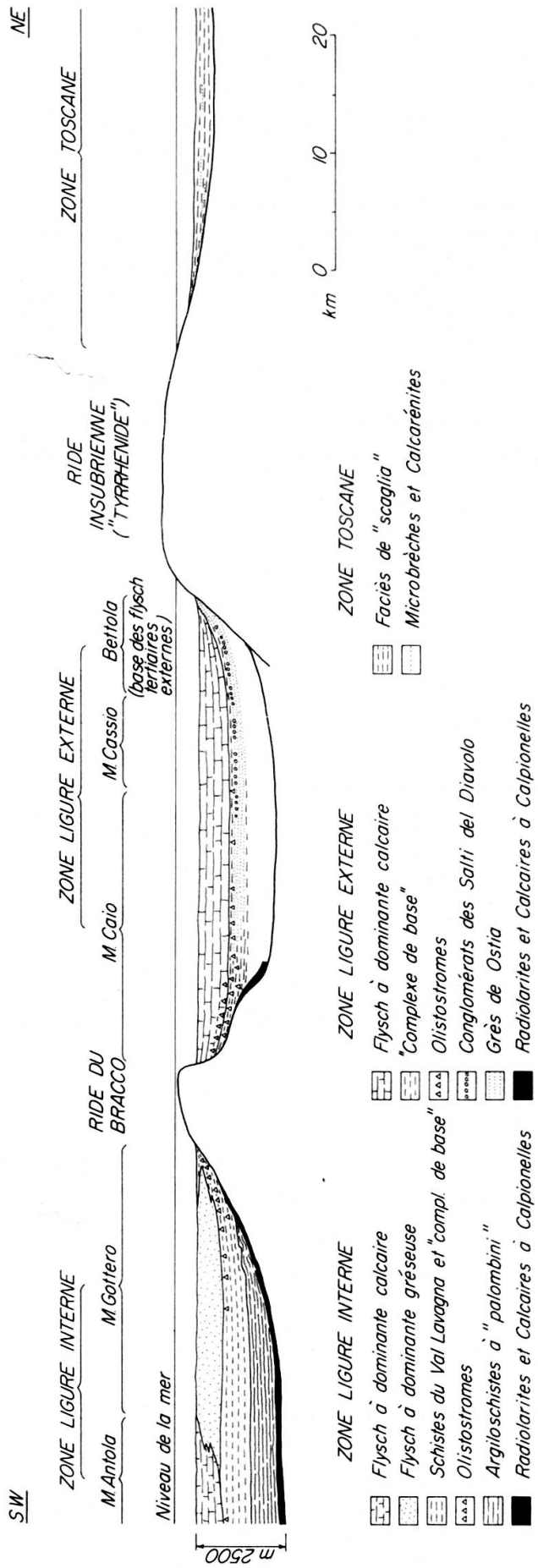


Fig. 1

Coupe schématique montrant la répartition des zones paléogéographiques de l'Apennin ligure au Crétacé supérieur. On a supposé dans ce schéma un passage latéral entre les grès du Monte Gottero et le flysch du Monte Antola, ceci en tenant compte de l'âge paléocène du sommet des grès (cf. PASSERINI, 1965). En fait un tel passage n'est jamais visible et notre coupe devra éventuellement être modifiée.

avec une fréquence variable, mais souvent d'une façon régulière, des couches de grès plus ou moins grossiers, à granoclassement marqué, dont la fraction détritique est constituée presque entièrement par des grains de diabase et de serpentine. A ces grès sont associés de gros bancs de brèche polygénique à ciment argileux abondant, dans lequel sont dispersés des éléments anguleux, non classés, mais parfois alignés selon un semblant de stratification. Les éléments sont surtout des fragments de « palombini » et, par fréquence décroissante, de radiolarite, de calcaires à Calpionelles, de roches vertes et de granites (il s'agit des granites qui sont habituellement associés aux roches vertes de l'Apennin <sup>1</sup>).

En étroite liaison avec les brèches, on trouve enfin une grande quantité de blocs d'ophiolites, parfois de granites, ainsi que des paquets d'« argille a palombini » pouvant atteindre de très grandes dimensions (jusqu'à plusieurs km) et qui ont été interprétés comme étant d'origine clastique (BORTOLOTTI, 1961, 1963). Tous les éléments des brèches, ainsi que les gros blocs isolés, dérivent du cortège des ophiolites ligures et de leur couverture sédimentaire.

Le « complexe de base » du Monte Caio peut être considéré comme un flysch dont la fraction détritique provient des ophiolites et de leur couverture sédimentaire et, plus précisément, de la partie de cette couverture qui correspond à la lacune entre les ophiolites et le « complexe de base ».

C'est cette observation qui a conduit P. ELTER et RAGGI (1965 *a* et *b*) à envisager une ride ophiolitique (la ride du Bracco) causée par des mouvements tectoniques précoces qui auraient eu leur maximum au Cénomaniens-Turonien.

Le « complexe de base » dans la région Berceto-Bardi est, comme nous l'avons dit, déplacé tectoniquement et désarticulé dans des lames tectoniques qui s'entassent les unes sur les autres. On peut toutefois reconstituer une petite série stratigraphique; celle-ci comporte, à la base du flysch, un complexe identique à celui que nous venons de décrire, truffé de blocs d'ophiolites de toutes dimensions. Ce complexe repose à son tour, par un contact tectonisé mais presque certainement stratigraphique originellement, sur un flysch gréseux également céno-mano-turonien, auquel les géologues de l'école de Berlin ont donné le nom de **grès de Ostia** (SAMES, 1963).

Il s'agit d'une série pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres, caractérisée par une alternance très monotone de grès un peu micacés à ciment calcaire et de marnes sableuses. Les couches gréseuses et marneuses ont sensiblement la même épaisseur qui peut varier d'un minimum de quelques centimètres à un maximum de 1 ou 2 mètres, l'épaisseur moyenne étant de 10 centimètres. Les grès, comme les marnes, présentent à l'affleurement une couleur d'altération beige qui rend la formation très facilement reconnaissable. A la cassure les grès sont généralement gris, parfois un peu verdâtres par la présence de chlorite d'altération des micas.

<sup>1</sup> A ces granites sont fréquemment associées (notamment près du Passo del Rastello, feuille La Spezia) des brèches granitiques qui ne manquent pas d'évoquer celles de Levone dans le Canavese (voir partie VI, paragraphe 3).

Ils sont nettement granoclassés et présentent souvent de belles figures de sédimentation (flute cast, convolute lamination, etc...), ainsi que de nombreuses pistes de limnivores sur les surfaces de base, dont certaines sont très caractéristiques: ayant quelques cm d'épaisseur, nettement trilobées, on les attribue au groupe connu sous le nom de *Scolicia* FENTON. Une autre caractéristique de ces grès réside dans une forte charge en éléments charbonneux, dont la plupart sont disposés à plat sur les surfaces des couches.

Les grès de Ostia peuvent être définis comme des sub-grauwackes (PETTIJOHN) dont la fraction gréseuse est formée par des grains de quartz et, nettement subordonnés, de feldspath, biotite et muscovite. A ces éléments s'ajoutent des grains de roches sédimentaires (calcaires fins, calcaires organogènes, radiolarites) et quelques éléments volcaniques. La série gréseuse peut contenir de temps en temps des couches de calcarénites qui sont souvent fossilifères et contiennent une microfaune avec l'association *Ticinella roberti-Rotalipora apenninica*.

Les grès deviennent parfois grossiers (1-2 mm) et, surtout dans la partie supérieure, on peut y trouver des microconglomérats souvent caractérisés par la présence de petits galets dolomitiques à patine jaune. Un de ces microconglomérats, affleurant près du Monte Cavallo, vers le contact avec le « complexe de base », s'est révélé être une sub-grauwacke grossière à ciment calcaire et éléments polygéniques de quelques mm de diamètre qui sont nettement arrondis; les gros grains, formés par un seul minéral, sont en quartz, plagioclases surtout acides, orthose altérée avec quelques lamelles de muscovite et biotite; on note en plus des éléments de roches:

a) *crystallines* : roches intrusives acides avec l'association quartz-plagioclase-orthose, schistes quartzeux à muscovite, gneiss acides, roches effusives acides.

b) *sédimentaires* : ils sont plus abondants et on note, en ordre de fréquence décroissant:

calcaires très fins à Calpionelles,  
calcaires grumeleux à grain grossier,  
dolomies contenant parfois des fantômes d'oolithes,  
radiolarites et calcaires siliceux à spicules de spongiaires,  
fragments de tests de mollusques,  
calcaires à grandes oolithes.

Le ciment est constitué par de la calcite grossièrement cristallisée.

Le flysch du Monte Caio est un flysch à Helminthoïdes typique, à dominante calcaire, constitué par une succession de turbidites pouvant atteindre un millier de m. d'épaisseur. Les couches montrent une séquence fondamentale constituée de trois termes:

a) une calcarénite plus ou moins gréseuse à la base (calcaire détritique grumeleux à spicules de spongiaires parfois très nombreux et autres débris d'organismes); la fraction gréseuse y est caractérisée par des grains de quartz, des plagioclases altérés, quelques paillettes de mica et accessoirement des grains plus ou moins rares de glauconie; on y trouve souvent des foraminifères pélagiques mal conservés, parmi lesquels les *Globotruncana* permettent une datation du Sénonien<sup>1</sup>. La calcarénite est de couleur foncée ou grise avec une patine d'altération rousse. Les bases des bancs s'ornent de figures de sédimentation (flute casts, etc...), de pistes diverses, rarement d'empreintes d'Inocérames et, tout à fait exceptionnellement, d'ammonites indéterminables.

b) un calcaire gris, gris-foncé ou noir, devenant progressivement plus marneux et se débitant en plaquettes vers le haut. En surface, il représente une patine d'altération gris-blanchâtre à grandes taches ocreuses, jaunes et rousses très caractéristiques.

c) un argiloschiste gris-foncé ou verdâtre, contenant fréquemment des laminites détritiques reproduisant souvent la séquence de base à petite échelle et des minces couches de grès micacés.

Ce flysch montre une certaine variabilité latérale le long de la transversale de l'Apennin, surtout en ce qui concerne les proportions relatives des trois termes de la séquence: dans les zones internes, la partie calcaire (*b*) est dominante; les couches, avec bien entendu des exceptions, montrent une partie calcarénitique assez mince (parfois de quelques centimètres seulement) et peu distincte; le terme calcaire est constitué par un pourcentage élevé de carbonate de calcium et ne devient marneux que dans la partie la plus haute; les argiloschistes sont aussi réduits si bien que les couches calcaires sont peu espacées; la couleur est en général très sombre, voire noire, avec une patine gris-blanchâtre.

Vers l'extérieur, sur le versant padan, la dominante devient marneuse. Les couches sont très nettement espacées par plusieurs mètres d'argiloschistes gris foncés, verdâtres, contenant des laminites nombreuses (*c*); la base calcarénitique est très bien visible grâce à sa patine rousse qui la différencie nettement; le terme calcaire (*b*) est marneux dès sa base et tend à se débiter entièrement en plaquettes; la couleur à la cassure est grise et devient rapidement blanchâtre par altération; le rapport d'épaisseur entre calcarénite et calcaire marneux est en moyenne autour de 1 à 7; l'aspect d'ensemble est imposant, l'espacement des couches et les couleurs contrastées permettent d'apercevoir de loin la stratification et même la polarité des couches.

Le flysch du Monte Caio est en grande partie sénonien; au sommet on trouve parfois un passage graduel à une formation de calcaires et marnes rougeâtres, où ZANZUCCHI et BARBIERI (1965) ont signalé une microfaune paléocène.

<sup>1</sup> Suivant l'usage courant, nous incluons le Maestrichtien dans le Sénonien.



A la base du flysch du Caio, surtout en Ligurie, on trouve encore des intercalations de brèches ophiolitiques et des blocs d'ophiolites et de granite provenant de la ride du Bracco.

### 3. L'UNITÉ DU MONTE GOTTERO

Elle est constituée par une série décollée au niveau des ophiolites et comporte souvent un deuxième niveau de décollement à la base du flysch gréseux crétacé-paléocène qui a déterminé un début de diverticulation. La série, qui est généralement normale, présente de bas en haut la succession suivante:

#### 1. *Malm-Berriasien*:

- a) ophiolites en grandes masses comprenant des serpentinites, des lherzolites et des péridotites, des gabbros, des spilites et des diabases à pillows.
- b) radiolarites et jaspes rouges et verts, parfois avec une forte teneur en manganèse <sup>1</sup>.
- c) calcaires blancs, gris, roses, souvent à silex, à Calpionelles et radiolaires.

Ces deux dernières formations contiennent parfois des intercalations de tufs basiques ainsi que de petites lentilles de diabase.

2. *Berriasien-Barrémien*: *Formation des « argiles à palombini »*. Argiloschistes sombres à intercalations assez régulières de bancs de calcaires plus ou moins siliceux, d'une épaisseur moyenne de 30-40 cm (dépassant rarement 1 m.), de fréquence variable, mais le plus souvent espacés de 1 à 3 m. Ces calcaires dits « palombini » contiennent des radiolaires, des fantômes de petites Globigérines et, vers la base de la formation, quelques Calpionelles. L'épaisseur totale peut atteindre 200-300 m.

3. *Crétacé moyen-supérieur*: *Formation des « schistes du Val Lavagna »*. Schistes argilo-silteux, un peu sériciteux, gris jaunâtre, souvent rubanés en couches régulières de quelques centimètres: gris vert-gris beige; ces schistes se débitent facilement en dalles et contiennent des intercalations de grès fins gris foncé, finement lités, un peu calcaires, plus fréquents vers le haut de la formation. L'épaisseur, variable, peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

4. *Albien (?) — Paléocène*: *Série des grès du Monte Gottero*. Puissante série d'un flysch constitué par de gros bancs de grès feldspathiques grossiers granoclassés, alternant avec des argiloschistes intercalés de laminites du même grès. A différents niveaux, mais surtout à la base, la formation contient des intercalations versicolores

<sup>1</sup> On trouve parfois, notamment dans la région du Monte Chiappozzo (feuille Pontremoli au 1:100 000), des microbrèches à éléments de granite intercalées dans la série des radiolarites. Ceci rend encore plus facile la comparaison de cette série avec le coupe du Bric Filia dans le Canavese (voir partie VI, § 2).

de schistes rouges, verts, bleutés, noirs, avec des petits lits de calcaires siliceux, de calcarénites et de grès souvent très manganésifères. Ces intercalations deviennent plus importantes vers le NW et finissent par remplacer latéralement les grès en se confondant alors avec les schistes du Val Lavagna sous-jacents.

Du point de vue de l'âge, la première intercalation versicolore a fourni une microfaune albienne (DALLAN et RAGGI, 1961) dont, à notre avis, on ne peut exclure le remaniement. Plus haut, on retrouve des microfaunes cénomano-turonien-nes (*Rotalipora apenninica*, *Ticinella roberti*, *Pithonella ovalis*); ces microfaunes persistent jusqu'au sommet de la série, ce qui avait conduit REUTTER (1961) à envisager un âge albo-cénomani- en pour l'ensemble des Grès du Monte Gottero.

Toutefois, PASSERINI (1965) a récemment signalé des Globorotalidés paléocènes dans les argiles versicolores sommitales, ce qui ferait supposer que les Grès du Monte Gottero sont en partie maestrichtiens et se terminent dans le Paléocène.

Dans les zones internes, la série du Monte Gottero est relativement complète (l'absence locale de quelques termes pouvant être attribuée à la tectonique) à partir des ophiolites basales. A l'approche de la ride du Bracco elle tend à se réduire par l'apparition d'une lacune progressivement plus étendue des termes sédimentaires inférieurs. Les termes supérieurs (à partir des schistes du Val Lavagna) s'enrichissent en même temps de brèches grossières formées aux dépens des terrains qui ont disparu et reposent donc directement sur les roches vertes.

De ce fait, il résulte que la série du Monte Gottero est étroitement liée à celle du Monte Caio par l'intermédiaire des roches vertes du Bracco.

#### 4. L'UNITÉ DU MONTE ANTOLA

Elle constitue la grande « dalle » de flysch à Helminthoïdes du Genovesato, s'étendant de Chiavari à Varsi à travers le massif du Monte Antola.

Elle s'appuie, le long de son bord externe (Val Lavagna, Val Trebbia), en discordance sur les autres unités par l'intermédiaire de son « complexe de base » constitué d'argiloschistes versicolores avec localement quelques blocs clastiques d'ophiolites et de brèches à éléments de « palombini ».

A sa marge interne, dans la zone Sestri-Voltaggio, la série semble se compléter vers le bas (IBBEKEN, 1962 et GÖRLER, 1962) par une succession analogue à celle du Monte Gottero (à l'exclusion des grès) qui comprendrait en plus des termes jurassiques et triasiques à la base.

Par sa position, l'unité du Monte Antola est à la fois interne et occidentale par rapport au Monte Gottero. Elle se rattache à cette série par une partie de ses termes stratigraphiques et par la présence de brèches dans le « complexe de base ». D'un autre côté, comme l'a montré LANTEAUME (1962), elle est étroitement liée au flysch à Helminthoïdes à destination alpine des Alpes Maritimes.



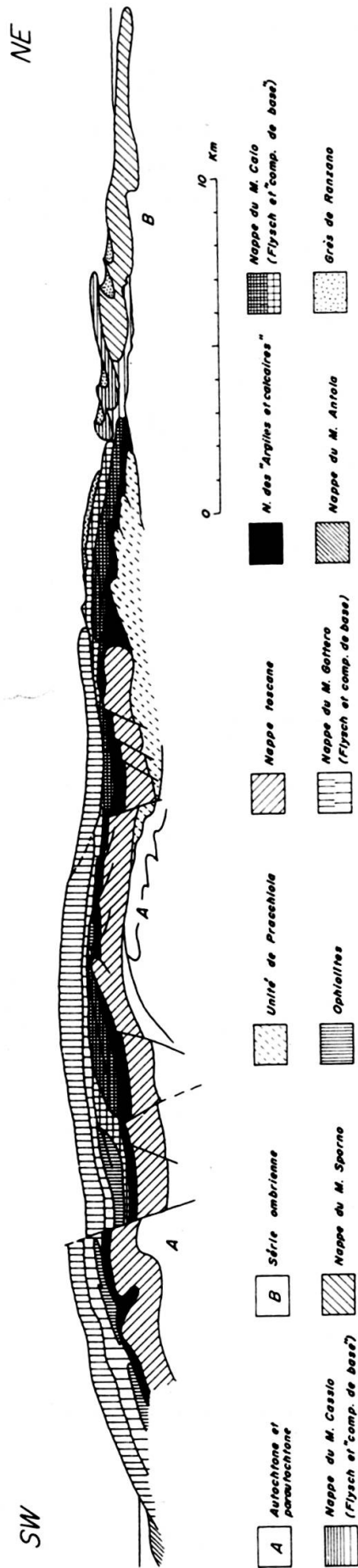


Fig. 2

Coupe schématique à travers l'Apennin ligure montrant les rapports entre les différentes unités tectoniques. Le tracé de la coupe (SW-NE) correspond à la ligne Levanto-Fornovo Taro. La présence d'éléments se rapportant à la zone ombrienne est ici purement hypothétique et correspond, en partie, à la situation que l'on observe beaucoup plus loin, dans les régions situées à l'E de Florence.

L'ensemble que nous venons de décrire offre un cadre assez harmonieux où tous les éléments apparaissent étroitement liés au point de vue paléogéographique. C'est en tenant compte de ce cadre que nous devons chercher une solution au problème de l'origine des autres éléments ligures qu'on retrouve sur le côté externe, padan, de l'Apennin.

##### 5. LES FLYSCH DU GROUPE MONTE SPORNO — PENICE

Dans la zone externe de l'Apennin ligure, le long de la Plaine du Pô, on trouve, dans une série de structures plus ou moins alignées, un puissant flysch éocène qui, selon les localités et les auteurs qui les ont étudiées, a pris des noms différents: Monte Sporno, Monte Dosso, Farini d'Olmo, Pietra dei Giorgi et Monte Penice.

Ce flysch est formé par une association monotone de calcarénites à Nummulites, Alvéolines et Discocyclines, de calcaires blancs à Globigérines et Globorotalidés, de marnes et d'argiles blanchâtres, verdâtres, parfois rouges, et de grès.

Au Monte Penice, où seul l'Eocène est représenté (LABESSE et MAGNÉ, 1963), le flysch est lié stratigraphiquement aux « argiles et calcaires » et s'appuie tectoniquement sur la formation sub-toscane de la fenêtre de Bobbio. Son origine interne par rapport à la zone toscane est ici clairement prouvée.

Dans la région de Farini d'Olmo, Pietra dei Giorgi et Monte Dosso, le flysch Eocène passe vers le bas à un flysch à Helminthoïdes crétacé supérieur du type Monte Caio, dont on observe parfois un peu du « complexe de base » du type argiles versicolores (BRAGA, 1965). Vers le haut, d'après le même auteur, il est surmonté par les grès oligocènes de Ranzano par l'intermédiaire d'une formation d'argiles bariolées (marnes du Monte Piano) dont l'âge est éocène supérieur, le tout étant en concordance. A l'exception du Monte Penice, cette série n'affleure qu'en fenêtre sans que son substratum soit visible.

Cette situation a conduit plusieurs auteurs à y voir un autochtone externe par rapport à la zone toscane. Cette conception est soutenable si on examine la question dans un cadre très local, mais elle se heurte à de grandes difficultés si on essaie de la replacer dans le contexte général. Il est en effet très difficile de trouver une place pour ces flysch dans le cadre paléogéographique externe où les séries toscanes, ombriennes et abruziennes forment un ensemble paléogéographique étroitement lié et harmonieux.

Même si on ne voit pas toujours une liaison directe entre les différentes structures, celles-ci sont relativement bien alignées et le flysch éocène se présente toujours sous des faciès très semblables, voire identiques.

On peut, si l'on veut, admettre qu'il puisse être distribué dans diverses sous-unités tectoniques, mais il est tout à fait invraisemblable qu'il soit originaire de zones de sédimentation tout à fait différentes. L'origine interne et le substratum

tectonique du flysch du Penice sont connus, nous l'avons vu plus haut; si l'on admet, comme nous le faisons, une équivalence paléogéographique entre ce flysch du Penice et le flysch Farini d'Olmo-Monte Sporno, il en résulte une origine interne pour ce dernier aussi.

En concevant les choses de cette façon, l'unité (ou les unités) en question, liées à la fois aux « argiles et calcaires » et au flysch à Helminthoïdes, ne peuvent provenir que d'un sillon éocène situé à la marge externe du bassin du Flysch à Helminthoïdes, entre celui-ci et la zone toscane.

## 6. L'UNITÉ DU MONTE CASSIO

Elle est constituée par une série de klippes alignées le long de la marge padane. Ces klippes flottent en général sur un substratum constitué par différents termes d'éléments tectoniques rattachables au Monte Sporno-Monte Penice, externes par rapport au front de l'unité du Monte Caio.

C'est seulement dans le Val Baganza que la grande klippe qui forme le synclinal du Monte Cassio semble chevaucher partiellement sur l'unité du Monte Caio. Cette observation avait conduit l'un de nous (P.E., 1960) à envisager une origine interne et à rattacher le Monte Cassio à la nappe du Monte Antola. Mais récemment ZANZUCCHI (1963b) a montré que ce chevauchement peut être interprété comme étant dû à une tectonique transversale et qu'il n'a qu'une importance très locale. Il s'ensuit que la question de l'origine du Monte Cassio est encore ouverte et rien n'empêche de le considérer comme externe par rapport au Monte Caio.

La série comprend, de bas en haut :

1. Des grès à microfaune cénomanienne-turonienne inférieure qui, tout en étant un peu plus calcaires, réalisent le faciès des Grès de Ostia.
2. Au sommet des grès, des conglomérats polygéniques grossiers, formant quelques intercalations lenticulaires: ce sont les **Conglomérats des Salti del Diavolo (ou du Val Baganza)**.
3. Des argilites versicolores (s'intercalant déjà dans la partie supérieure des grès) avec des bancs de calcarénites et de calcaires verts, gris verts, gris clairs, des calcaires marneux et des grès plus ou moins grossiers. Les calcarénites contiennent parfois des Orbitolines. Les argilites emballent en outre des blocs (olistolites) de roches vertes, d'argiles à « palombini », de calcaires à Calpionelles et de radiolarites, lesquelles sont parfois liées stratigraphiquement à des schistes à *Aptychus* (ZANZUCCHI, 1961).
4. Un flysch à Helminthoïdes néocrétacé présentant des analogies très marquées avec la partie la plus externe du flysch du Monte Caio (fig. 3).

5. Un flysch paléocène-éocène semblable aux flysch du groupe Monte Sporno-Penice mais d'épaisseur beaucoup plus faible et passant, d'une façon apparemment concordante, à la série oligocène des grès de Ranzano (PIERI, 1961).



Fig. 3

Vue du flysch à Helminthoïdes sénonien de l'Unité du Monte Cassio.  
Rive gauche du Val Baganza. (Photo H. Masson)

Mise à part cette partie sommitale, la série est donc très semblable à celle de l'unité du Monte Caio. L'élément caractéristique est toutefois donné par les conglomérats des Salti del Diavolo qui méritent une étude particulière.

#### 7. LES CONGLOMÉRATS DES SALTI DEL DIAVOLO

Ils ont été l'objet d'une belle étude de SAMES (1963 et 1965). D'autre part, des recherches inédites ont été effectuées par l'un de nous (P.E.) en collaboration avec C. GRATZIU.

Les conglomérats forment plusieurs intercalations lenticulaires dont la principale, puissante de plusieurs dizaines de mètres, est celle des Salti del Diavolo, dans le Val Baganza. Le conglomérat est ici formé par des galets de dimensions moyennes comprises entre 2 et 10 cm., avec toutefois des éléments qui peuvent mesurer plus d'un mètre

de diamètre (SAMES signale un bloc de granite de trois mètres de diamètre). Les petits éléments sont généralement très bien arrondis; les plus grands le sont beaucoup moins. Tous ces éléments sont différents des séries de l'Apennin ligure, sauf quelques fragments de couches et des gros galets mous qui ont visiblement été arrachés aux formations immédiatement sous-jacentes (grès de Ostia, argilites versicolores). Il n'existe pas un véritable classement des éléments; on peut toutefois remarquer que, sur l'épaisseur totale du banc, les gros galets sont cantonnés vers la base, tandis qu'au sommet, le conglomérat devient moins grossier pour passer ensuite à un grès relativement fin. Par contre, un granoclassement très net, du type des turbidites, s'observe dans les bancs mineurs du conglomérat qui précèdent ou suivent le niveau principal, et qui sont formés par un microconglomérat ayant visiblement la même composition.

Les éléments de roches cristallines sont nettement subordonnés aux éléments de roches sédimentaires; celles-ci sont en très grande majorité des roches siliceuses; on a nettement l'impression que les roches ont été sélectionnées au cours de l'érosion et du transport selon leur résistance à l'usure, si bien que le conglomérat a un cachet franchement résiduel. Même en tenant compte de cette restriction, on peut essayer de reconstituer une série stratigraphique très sommaire qui a alimenté le conglomérat: nos conclusions rejoignent celles de SAMES quant à l'origine austro-alpine des éléments.

Enumérés dans l'ordre chronologique (présumé ou certain), les galets étudiés dessinent le cadre suivant:

#### PRÉ-TRIAS:

- a) granites et pegmatites à feldspath rose, du type Baveno;
- b) gneiss à deux micas et kinzigites à biotite, sillimanite (partiellement altérée en muscovite), un peu de cordiérite et quelques petits grenats;
- c) ignimbrites quartzifères roses et tufs porphyriques de type permien;
- d) micaschistes divers.

#### TRIAS:

- a) quartzites plus ou moins micacés verdâtres;
- b) dolomies claires ou grises avec parfois des fantômes d'oolithes;
- c) calcaires dolomitiques presque complètement silicifiés, très riches en Diplopores et foraminifères (semblables au Ladinien d'Arona);
- d) calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques graveleux, parfois dolomitiques, de type rhétien probable;
- e) dolomies lumachelliques avec rares fantômes de Diplopores.

#### LIAS:

- a) calcaires siliceux et calcaires à silex verdâtres ou foncés, un peu détritiques (filets argileux, grains de quartz, rares paillettes de muscovite et de biotite chloritisée); ces calcaires contiennent des foraminifères benthiques (*Textularia* sp., Valvulinidés, Miliolidés) et de très nombreux radiolaires et spicules de spongiaires en partie épigénisés par de la calcite; la roche est imprégnée par du quartz microcristallin qui peut devenir prépondérant; on observe alors des îlots de calcaire non silicifié et de nombreux rhomboèdres de calcite isolés, à structure zonée, mise en évidence par des impuretés;
- b) calcaires spathiques grossiers gris ou rosés, à grosses entroques.



## MALM:

- a) calcaires un peu siliceux, à très nombreux spicules de spongiaires calcaires et siliceux, radiolaires, foraminifères benthiques et prismes d'échinodermes. On y note également de fréquentes sections de *Stomiosphaera moluccana* WANNER, des *Saccocoma-Lombardia* probables et des « Protoglobigérines »;
- b) radiolarites vertes.

## TITHONIQUE-NÉOCOMIEN:

- a) calcaires blancs à silex du type « maiolica », à Calpionelles et *Saccocoma-Lombardia*.

## CRÉTACÉ INFÉRIEUR:

- a) calcaires fins, blancs ou gris clair, à fantômes de petites Globigérines primitives;
- b) calcarénites un peu gréseuses à galets mous et pseudo-oolithes d'un calcaire grumeleux fin, à nombreuses Calpionelles et Textularidés; la fraction détritique siliceuse de ces calcarénites est peu abondante: surtout quartz, rares plagioclases et biotite chloritisée; on note en outre quelques fragments de roches diverses parmi lesquelles des roches effusives et des schistes micacés; le ciment, abondant, est constitué par de la calcite largement cristallisée.

## CHAPITRE 3

## CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Dans les pages précédentes, nous avons exposé quelles étaient les étroites liaisons paléogéographiques existant entre les différentes unités ligures. Ces liaisons n'intéressent pas seulement les unités internes (Monte Antola, Gottero et Caio), dont l'origine ligure n'est actuellement mise en discussion par personne, mais elles s'étendent aussi aux unités ligures externes du Monte Cassio et du Monte Sporno-Penice.

En particulier, il existe une forte ressemblance entre la partie la plus externe de l'unité du Monte Caio et l'unité du Monte Cassio. Toutes deux comprennent en effet des grès de Ostia à la base, des argiles versicolores à olistolites et un flysch à Helminthoïdes tout à fait semblable.

Les microconglomérats du Monte Cavallo se trouvent dans la même position que les conglomérats des Salti del Diavolo et on remarque immédiatement une forte analogie dans leurs composants.

Il en résulte très probablement que les flysch du Monte Cassio sont tout simplement le prolongement de la partie externe du Monte Caio et, de ce fait, constituent avec la base crétacée du flysch éocène du Monte Sporno-Penice, la zone marginale externe du bassin du flysch à Helminthoïdes.

La différence entre les unités ligures internes et externes doit être recherchée surtout dans le fait que les premières ont subi au cours de l'Eocène une importante phase tectonique (phase ligure) qui n'a pas atteint les secondes. Dans celles-ci, la sédimentation a continué au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, voire jusqu'à

l'Helvétien, pour cesser seulement au moment où tout l'ensemble est venu se mettre en place sur la zone toscane (phase toscane).

Cette situation peut expliquer d'autres caractères différents, par exemple la présence d'un clivage de fracture très net dans les « complexes de base » des unités internes, lequel manque complètement dans les unités externes dont le « complexe de base » n'a subi qu'une seule phase tectonique et se présente sous la forme d'argilites très peu diagénisées.

D'autres géologues, et SAMES (1963 et 1965) en particulier, ont interprété d'une façon différente les rapports entre les unités ligures externes en s'inspirant d'une conception autochtoniste ou du moins en n'admettant que des charriages très limités.

C'est ainsi que SAMES envisage pour les unités externes un bassin de sédimentation « émilien », séparé du bassin ligure par la zone toscane. Ces deux bassins se rejoindraient au NW par disparition de la zone toscane ce qui expliquerait les analogies de faciès.

Le bassin « émilien » serait donc externe par rapport à la zone toscane et parallèle à la Plaine du Pô.

Différentes objections nous font difficilement accepter cette interprétation :

1. Une partie des éléments tectoniques que SAMES considère comme « émiiliens » repose, directement ou indirectement, sur l'unité des « argiles et calcaires ». L'origine interne (par rapport à la zone toscane) de cette unité est admise par REUTTER et SAMES (1964). On doit donc en conclure que ces éléments supérieurs doivent provenir d'une zone plus interne que la zone toscane, à moins d'envisager un rétrocharriage. Mais, lorsqu'on tient compte du déversement des plis vers la Plaine du Pô, rien ne permet de considérer un tel mouvement comme probable.

2. La présence d'ophiolites dans les séries « émiiliennes » devrait être expliquée par un magmatisme dans ce même bassin. En réalité, ces ophiolites sont associées à des brèches formées par des éléments typiquement ligures et, comme l'a montré BORTOLOTTI, doivent elles-mêmes être considérées comme des olistolites englobés dans les terrains du Crétacé supérieur. Tout indique une provenance ligure qui, dans l'hypothèse de SAMES (existence d'un bassin « émilien ») aurait dû se faire en glissant à travers la zone de sédimentation de la « scaglia toscana » ; or, dans celle-ci, on ne trouve aucune trace du passage des ophiolites.

3. Le bassin « émilien » devrait, d'après SAMES, se situer à la bordure externe de la zone toscane. En réalité, la zone toscane passe vers l'extérieur à la zone ombrienne et les deux séries sont semblables et étroitement liées entre elles. En effet, on connaît depuis longtemps la migration progressive des faciès gréseux de l'intérieur vers l'extérieur des zones toscanes-ombriennes : les faciès gréseux sont oligocènes dans la zone toscane (macigno) et miocènes dans la zone ombrienne, les grès oligomiocènes du Monte Falterona faisant la transition aussi bien stratigraphique que géographique ; ces faits furent mis en évidence par MIGLIORINI (1945) et confirmés



encore tout récemment par NARDI (1965) avec une interprétation un peu différente. On ne comprend donc pas quelle serait la place d'un bassin « émilien » avec son flysch à Helminthoïdes néocrétacé dans cet ensemble parfaitement harmonieux.

4. On ne peut considérer le problème de la position paléogéographique des Ligurides sans tenir compte des rapports entre l'Apennin septentrional et les Alpes méridionales. AUBOUIN (1960 et 1963) a montré les correspondances existant entre les zones isopiques des Alpes méridionales et celles de l'Apennin. Les conceptions d'AUBOUIN peuvent être discutées dans le détail, mais il est cependant évident que l'Apennin septentrional se relie aux Alpes méridionales s.l. à travers la Plaine du Pô, laquelle n'est qu'un accident tardif lié à des mouvements plio-quadernaires. Un bassin « émilien », parallèle à la Plaine du Pô ne serait donc pas simplement externe par rapport à la zone toscane, mais complètement transversal aux zones isopiques de l'ensemble Apennin-Alpes méridionales, ce qui est tout à fait inconcevable.

On doit nécessairement conclure de cette discussion que tous les éléments à affinités ligures comportant un flysch à Helminthoïdes néocrétacé proviennent d'un même domaine de sédimentation, interne par rapport aux séries toscanes de l'Apennin.

Une origine non ligure de l'unité du Monte Cassio étant ainsi exclue, le problème de l'alimentation des conglomérats se pose d'une façon aigüe et ne peut pas être abordé dans le cadre restreint de l'Apennin. Nous y reviendrons plus loin, dans la dernière partie de ce travail.

## PARTIE III

### LE SOUBASSEMENT DU MONFERRAT

#### 1. INTRODUCTION

Par Monferrat, au sens géologique du terme, nous entendons la région qui s'étend au S du Pô, entre Turin et la confluence du Tanaro, et qui est caractérisée par la réapparition, au-delà de la cuvette pliocène d'Asti et de la plaine quadernaire d'Alexandrie, de la bordure molassique oligo-miocène des Alpes ligures et de l'Apennin septentrional.

Cette réapparition est liée à l'existence de déformations tectoniques ayant affecté le Monferrat au Pliocène et ayant provoqué l'extrusion diapirique des termes les plus récents (néocrétacés) du soubassement de la molasse. Ce style tectonique particulier (anticlinaux ayant plus ou moins évolué vers des diapirs, dans le noyau