

Comparaisons et discussions

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.

helvétique. A ces deux unités étaient attribués, entre autres, tous les galets de calcaires pseudo-oolithiques et oolithiques d'âge Crétacé inférieur, ainsi que les calcaires organogènes plus ou moins oncolithiques-oolithiques du Malm. Or ces roches se retrouvent en éléments dans les poudingues de la Mocausa, si bien qu'il ne reste à la nappe des Préalpes Médiannes et à l'Ultrahelvétique que de rares galets dont l'attribution est certaine.

PARTIE VIII

COMPARAISONS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Au cours des sept parties précédentes, nous avons exposé un certain nombre de faits, connus ou inédits, concernant la géologie de régions apparemment indépendantes les unes des autres. Nous allons maintenant reprendre toutes ces observations, les discuter, les comparer et les grouper, tenter enfin la reconstitution d'une image synthétique d'ensemble. Nous suivrons le même chemin que dans les parties descriptives, partant de l'Apennin et aboutissant à la nappe de la Simme des Préalpes, après avoir passé par le Monferrat et le Canavese (voir cartes des planches IV et V).

Une telle démarche implique nécessairement la discussion de certains problèmes généraux concernant les Alpes; quelques-uns ont été abordés ici, d'autres effleurés seulement, d'autres encore volontairement laissés de côté pour des raisons fort diverses, dont la plus évidente réside dans le fait que notre but et nos moyens sont forcément limités.

CHAPITRE 2

LES RAPPORTS ENTRE DOMAINE INSUBRIEN ET DOMAINE LIGURE

1. LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE DANS L'APENNIN LIGURE

L'association des galets formant le conglomérat des Salti del Diavolo indique clairement une origine insubro-lombarde. Une alimentation directe à partir des zones insubrienne et lombarde et à travers la Plaine du Pô, qui a été envisagée par SAMES (1963 et 1965), n'est pas concevable si l'on considère, comme nous le faisons,

que l'Unité du Monte Cassio appartient au bassin ligure, donc qu'elle est interne par rapport à la zone toscane. En effet, cette alimentation aurait dû se faire à travers le bassin de la « scaglia » (zone toscane); or on ne trouve pas dans cette dernière formation des galets cristallins, ou même des faciès gréseux au cours du Crétacé supérieur. Le problème de l'alimentation des conglomérats se pose alors de façon aigüe.

Ce problème est lié d'autre part à la question plus générale de l'alimentation des autres formations détritiques à éléments cristallins de l'Apennin septentrional: conglomérats éocènes de Petriacola, grès de Ranzano et « macigno » oligocènes, etc... Les anciens auteurs résolvaient cette question en supposant l'existence d'une « Tyrrhénide », chaîne actuellement effondrée située dans la mer Tyrrhénienne. Cette conception n'est plus acceptable si on place cette chaîne à l'intérieur de la zone ligure, ceci pour les raisons suivantes. Il faut tout d'abord tenir compte de la présence du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes, dont l'origine, comme l'a montré LANTEAUME, ne peut être recherchée en ignorant le flysch du Genovesato (unité du Monte Antola); or il serait difficile de trouver une place pour une ride dans un tel cadre. De plus, une ride à l'intérieur de la zone ligure ne semble pas pouvoir résoudre le problème de l'alimentation des flysch externes oligocènes en Toscane et miocènes en Ombrie. Nous savons en effet que la phase ligure a plissé et exondé une grande partie de la zone ligure avant l'Oligocène, ce qui est prouvé par l'absence de sédimentation dans les unités les plus internes dès le Paléocène, ainsi que par la transgression en discordance des conglomérats de Ranzano sur ces mêmes unités. Les flysch externes, surtout formés de grès feldspathiques, n'ont certainement pas été alimentés par cette zone ligure émergée ou, à plus forte raison, par une ride encore plus interne.

Cependant, depuis la mise en évidence des mécanismes d'apport par courant de turbidité, ce problème semble ne plus inquiéter les auteurs; il nous paraît toutefois que sa solution, grâce à la seule intervention des courants de turbidité, et sans se préoccuper des distances que le matériel détritique aurait dû parcourir, n'est pas satisfaisante.

La comparaison avec les courants de turbidité des océans actuels, capables de parcourir des distances considérables, n'est pas nécessairement valable lorsqu'il s'agit des sillons étroits et très allongés du géosynclinal alpin. Il ne faut pas oublier que les courants de turbidité sont dépendants de la gravité et que, pour se déplacer, ils ont besoin d'une pente, si faible soit-elle. Et il est bien difficile de concevoir un sillon incliné toujours dans le même sens sur des centaines de kilomètres; la direction donnée par les figures de sédimentation à la base des couches n'indique nullement l'origine du matériel détritique, mais seulement la direction du courant au moment du dépôt; cette direction est presque toujours parallèle à l'allongement du sillon, ce qui semble très normal. Mais cela ne signifie aucunement que le dépôt primaire, non resédimenté, ne se soit pas fait à partir des bords mêmes du sillon. Une alimentation

longitudinale devient encore plus improbable lorsqu'on tient compte de la dimension des galets des conglomérats et des distances considérables qu'ils auraient dû parcourir sur des pentes nécessairement très faibles.

D'un autre côté, il ne faut pas perdre de vue le fait que les flysch de l'Apennin ne semblent pas toujours être des sédiments très profonds.

Tous ces problèmes peuvent se résoudre clairement si l'on suppose classiquement que l'alimentation des faciès détritiques ligures et toscans s'est faite à partir d'une ride émergée séparant les deux bassins. Cette ride peut parfaitement se placer entre la zone toscane et la zone ligure¹ et être actuellement cachée sous les nappes de recouvrement, entre la structure toscane de La Spezia et le Massif de Voltri.

La même ride qui a alimenté les conglomérats des Salti del Diavolo et les grès de Ostia en matériel insubro-lombard au cours du Crétacé supérieur peut aussi avoir fourni le matériel détritique des conglomérats éocènes de Petrignacola et des grès de Ranzano oligocènes d'un côté, de même que, de l'autre côté, elle a pu alimenter le « macigno » oligocène.

Les conglomérats de Petrignacola, d'après une étude inédite de C. GRATZIU, ont parfois une composition très semblable aux conglomérats des Salti del Diavolo, mise à part la présence d'un fort pourcentage de matériel pyroclastique qui indique un volcanisme actif contemporain du dépôt. Un examen des éléments des conglomérats intercalés dans la série des grès de Ranzano permet de constater qu'une partie des galets provient des formations ligures déjà émergées et qu'il s'y associe de nombreux éléments cristallins comprenant des granites de type Baveno. Dans le « macigno » par contre, des conglomérats à éléments cristallins très grossiers ne sont présents que dans les zones les plus internes, notamment dans la structure de La Spezia; l'état d'altération de ces conglomérats n'a pas permis jusqu'ici une étude suffisamment précise, mais on peut cependant remarquer que la présence de faciès particulièrement grossiers dans une partie relativement interne de la zone toscane semble indiquer une alimentation provenant précisément du côté interne. Alors que la plus grande part du matériel détritique des grès de Ranzano est de provenance ligure interne, le « macigno », lui, ne montre pas un tel matériel ligure.

Les deux bassins oligocènes devaient donc être séparés, l'alimentation de l'un et de l'autre en matériel cristallin pouvant être expliquée facilement par la présence de la ride médiane, composée de roches insubro-lombardes.

En résumé, nous pouvons dire qu'à l'Eocène et à l'Oligocène une partie au moins du matériel clastique provient d'un même domaine émergé, qu'il s'agisse de la zone toscane ou de la zone ligure. Ceci indique la permanence de cette ride depuis le Crétacé supérieur au moins et jusqu'à l'Oligocène.

¹ A part son emplacement, cette ride peut très bien correspondre, si on le veut, à la « Thyrrhénide » des anciens auteurs. En outre, nos conclusions rejoignent celles, acquises de façon indépendante et dans une optique très différente de la nôtre, par le récent travail de BOCCALETTI et SAGRI (1966).

Il est bien évident que, si l'on admet la possibilité d'une prolongation du domaine insubro-lombard dans l'Apennin ligure, cette prolongation doit passer sous l'emplacement actuel de la Plaine du Pô, qui est une structure très récente; de plus, si cette prolongation, sous la forme d'une ride émergée dès le Crétacé supérieur, a constitué la marge externe du bassin ligure dans l'Apennin septentrional, il y a des chances pour que la même disposition se retrouve plus au N dans le Piémont et même dans les Alpes ¹.

2. LE BASSIN LIGURE DU MONFERRAT

Nous avons déjà vu dans la partie descriptive de ce travail que les termes visibles du soubassement anté-« gassinien » du Monferrat sont identiques à certaines séries ligures de l'Apennin, notamment au « complexe de base » et au flysch du groupe Monte Caio-Monte Cassio pour les termes crétacés, ainsi qu'au flysch du groupe Monte Sporno-Penice et à l'unité subligure des « argiles et calcaires » pour les termes paléocènes-éocènes (calcaires à ciment de Casale).

Mais les analogies avec l'Apennin ne s'arrêtent pas là: il y a de très nombreux points communs entre les « marnes du Monte Piano » et le « Gassinien » d'une part et entre les « grès de Ranzano » et le « Tongrien » d'autre part. De multiples raisons nous empêchent toutefois de pousser plus loin notre analyse comparative.

Si d'une part la phase tectonique du Pliocène a mis à jour une partie du soubassement de la série molassique du Monferrat, qui sans cela nous serait inconnu, elle a d'autre part rendu pratiquement impossible l'interprétation des rapports qui devaient exister avant le Pliocène entre les différentes parties de ce soubassement, à cause des clivages et du mélange chaotique qu'elle y a provoqués (ces terrains, rappelons-le, n'affleurent maintenant que dans des conditions extrusives et diapiriques). Cette impasse concerne aussi bien l'interprétation des rapports stratigraphiques originels entre les formations pré-« tongriennes », que celle des structures tectoniques profondes du Monferrat, antérieures à la phase tectonique pliocène. En effet, les discordances qu'on observe dans le Monferrat à des niveaux équivalents aux « marnes de Monte Piano » (= « Gassinien ») et aux « grès de Ranzano » (= « Tongrien ») nous montrent que la phase tectonique ligure de l'Apennin a également affecté cette région. Nous sommes cependant dans l'impossibilité d'établir si les conditions structurales déterminées par cette phase ligure ont été les mêmes dans ces deux domaines ou non. Il faut également tenir compte du fait que la tectonique des nappes ligures de l'Apennin (notamment en ce qui concerne les unités internes) a ultérieurement subi d'importantes modifications à la suite des déplacements de grande envergure de la phase toscane, laquelle a également affecté les parties pré-tortonniennes de la

¹ Le terme d'externe est employé ici par rapport à l'Apennin, ce qui correspond évidemment au contraire (= interne) dès que l'on se rapporte aux Alpes.

couverture molassique (le soi-disant « néo-allochtone »), alors que la série molassique du Monferrat semble par contre être demeurée bien en place.

En conclusion, on ne dispose pas d'éléments suffisants pour choisir entre ces deux hypothèses :

1) les parties actuellement visibles du soubassement du Monferrat constituaient à l'origine une série unique;

2) elles pourraient par contre se répartir entre plusieurs éléments tectoniques, caractérisés par des séries différentes et comparables aux unités ligures de l'Apennin, mais dont les rapports réciproques et l'existence même ne peuvent être établis.

Dans un cadre paléogéographique plus général, et malgré ces incertitudes, une constatation d'importance capitale doit être retenue: *le prolongement dans le Monferrat du bassin d'où sont issues plus au SE certaines unités ligures (Monte Caio-Monte Cassio, Monte Sporne-Penice, unité des « argiles et calcaires »). D'une manière plus générale, ce sont donc les séries ligures déposées du côté externe (par rapport à l'Apennin) de la ride du Bracco qui se prolongent dans le Monferrat.*

3. LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE ET LA RIDE DU BRACCO DANS LE MONFERRAT

Les formations les plus anciennes affleurant actuellement dans le Monferrat datent de l'Albien-Cénomani (« complexe de base » du type Caio-Cassio). Nous pouvons avoir une idée de la nature de leur substratum stratigraphique et de leur position paléogéographique, en examinant de plus près leurs faciès détritiques grossiers.

L'inventaire des éléments des brèches et conglomérats de Lauriano, tel qu'il a été donné dans la partie descriptive (partie IV), correspond presque point par point, même en ce qui concerne la présence d'éléments remaniés pénécotemporains du dépôt ainsi que de galets calcaires impressionnés, à l'inventaire dressé pour les conglomérats crétaqués des Salti del Diavolo de l'Apennin (unité du Monte Cassio); ceci confirme encore une fois l'identité parfaite au point de vue lithologique des faciès détritiques grossiers des deux régions et, par conséquent, l'identité de la source du matériel.

En conclusion, nous retiendrons les points suivants :

1) les faciès détritiques grossiers de Lauriano se retrouvent, identiques, dans le « complexe de base » de l'unité ligure du Monte Cassio;

2) dans les deux cas, le matériel détritique est d'*origine insubro-lombarde*;

3) les caractères sédimentologiques nous prouvent une alimentation à partir d'une ride partiellement émergée;

4) l'association de brèches et de conglomérats, ainsi que la présence d'olistolites, indiquent que le lieu de dépôt était relativement proche des bords de la ride; ces derniers devaient se présenter sous forme de falaises (vraisemblablement des escarpements de failles) et il est probable que des secousses tectoniques étaient à l'origine de la formation des brèches-olistolites, ainsi que de la resédimentation en eau profonde des conglomérats polygéniques (voir à ce sujet l'interprétation sédimentologique des conglomérats des Salti del Diavolo et de Lauriano dans SAMES, 1963 et 1965).

Quant à la position de cette ride, il nous semble plus logique de chercher son emplacement sur le *bord externe (par rapport à l'Apennin) du bassin ligure*, c'est-à-dire immédiatement au N du Monferrat actuel. L'absence de faciès « argiles à palombini », qui caractérise le Valanginien-Barrémien dans les parties moyennes et internes du sillon d'où sont issues les unités ligures de l'Apennin, ainsi que l'absence complète d'ophiolites (nous ne parlons ici que de la région de Lauriano), nous semblent confirmer cette manière de voir.

La présence de brèches ophiolitiques et d'olistolites de roches vertes (type « complexe de base » du Monte Caio) en d'autres points du Monferrat (Piancerreto, Marmorito) pourrait, dans cette optique, suggérer l'existence d'une deuxième ride, à matériel ophiolitique, bordant vers le S le bassin ligure du Monferrat. On aurait là le prolongement septentrional tout naturel de la ride du Bracco. Cela, il faut l'admettre, est beaucoup plus hypothétique.

La prolongation du domaine insubrien jusqu'aux abords du Monferrat et encore plus loin vers le SE constitue le substratum stratigraphique des séries ligures crétacées et plus récentes. Le Monferrat joue donc un rôle important dans la mise en évidence de cette étroite liaison entre domaine insubrien et domaine ligure; il représente le maillon essentiel de la chaîne que nous essayons de reconstituer et qui devait relier les Alpes et l'Apennin.

D'autres éléments militent en faveur de notre interprétation: l'examen de la série molassique oligocène du Monferrat, et plus particulièrement l'analyse pétrographique et sédimentologique de ses conglomérats (voir partie V), nous a déjà montré l'importance de cette liaison, ainsi qu'un reflet de l'extension géographique primitive du domaine insubrien et de sa couverture ligure.

CHAPITRE 3

CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DE LA SÉRIE INSUBRIENNE DU CANAVESE

1. CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

D'après les faits exposés dans la partie VI, on peut résumer la série mésozoïque du Canavese de la façon suivante: Trias moyen, Sinémurien inférieur,

formations représentées dans le ciment des brèches de type « macchia vecchia », liasiques lorsqu'elles sont datées, série des radiolarites, calcaires à Calpionelles du Tithonique supérieur-Berriasien et argiles à « palombini » infracrétacées. En dessous des radiolarites, cette série correspond donc à une sédimentation de haut-fond typique avec niveaux condensés et discontinuités stratigraphiques, dont l'une, pouvant éventuellement correspondre à une émergence, se situe entre les dolomies du Trias moyen et les calcaires fossilifères du Sinémurien inférieur; il est possible qu'une autre lacune existe localement entre la « macchia vecchia » et les radiolarites.

Le caractère pélagique de la série des radiolarites et l'absence de faciès moins profonds qui puissent s'y substituer latéralement indiquent que des conditions de dépôts profonds se sont installées dans toute la marge insubrienne du Canavese à partir d'une date qui n'est pas fixée avec précision, mais qui est en tous cas antérieure au Tithonique supérieur et postérieure à la formation des brèches de type « macchia vecchia »; ce sillon recevait cependant des apports détritiques (intercalations micro-bréchiques granoclassées dans la série des radiolarites et calcaires à Calpionelles); il s'est maintenu durant tout le Tithonique supérieur et le Néocomien-Barrémien qui sont représentés, comme on l'a vu plus haut, par des faciès nettement pélagiques. Par contre, avant la formation de ce sillon, les conditions paléogéographiques étaient plus complexes; en effet, l'existence d'un seuil, qui en constitue l'aspect le plus remarquable, comporte nécessairement celle de sillons; l'évolution et l'origine même de ce seuil ont dû avoir été réglées par des mouvements le long de paléofailles, dont l'existence est d'ailleurs prouvée par les brèches tectoniques syngénétiques; ces mêmes mouvements ont dû déterminer, de part et d'autre du seuil, des zones effondrées suffisamment profondes pour que s'y déposent des sédiments nettement différenciés par rapport à ceux de la ride.

Tout ceci permet d'expliquer l'existence du sillon correspondant aux schistes et calcaires azoïques du torrent de Levone qui, très vraisemblablement comme on l'a vu, sont plus anciens que les radiolarites. Il faut cependant ajouter la remarque suivante: les calcaires et schistes azoïques, ainsi que la brèche associée aux granites de Levone représentent les affleurements les plus externes de la « zone du Canavese ». La brèche de Levone, d'autre part, présente des caractères très particuliers par rapport à ceux de la « macchia vecchia » des localités classiques. Il est par conséquent très probable que le seuil correspondant à la brèche de Levone et délimitant du côté interne le sillon des calcaires et schistes azoïques ne soit pas le même que celui de Montalto-Lessolo-Vidracco ¹.

En résumé, le Mésozoïque du Canavese indique l'existence de conditions paléogéographiques particulières entre le Trias moyen et le dépôt des radiolarites, caractérisées par une succession de seuils et de sillons et des différences de faciès très nettes,

¹ On doit alors envisager la possibilité d'un nouveau sillon, situé entre les seuils de Levone et de Montalto-Lessolo-Vidracco, dont les sédiments n'affleurent pas actuellement.

le tout étant réglé par une paléotectonique ayant joué à plusieurs reprises au cours de la sédimentation. L'évolution de la paléogéographie a déterminé ensuite, dès le Tithonique supérieur, le dépôt de sédiments pélagiques profonds de faciès uniforme sur toute l'étendue du Canavese.

2. CONSIDÉRATIONS STRUCTURALES

En faisant du Mésozoïque du Canavese et de son substratum la « racine » de la nappe de la Simme (ou « nappe rhétique »), E. ARGAND (1910) le considérait comme paléogéographiquement distinct du Sudalpin (ou « Dinarides »); et c'était la conséquence logique d'une conception que l'on retrouve dans d'autres interprétations postérieures de la « zone du Canavese » et selon laquelle: 1) la ligne insubrienne (ou du Canavese, ou du Tonale) matérialise la limite externe des Alpes méridionales (ou Dinarides) et 2) les nappes austroalpines doivent s'enraciner à l'extérieur de ou « dans » cette ligne insubrienne.

ARGAND plaçait la nappe de la Simme (et la « zone du Canavese ») dans le Pennique supérieur, STAUB (1924) la plaça tout d'abord dans l'Austroalpin inférieur puis (1958) dans l'Austroalpin moyen, etc... Pour ces auteurs, le Mésozoïque du Canavese ne pouvait avoir de relation avec le domaine sudalpin, puisque la ligne insubrienne les séparait. Inversément, et pour la même raison, BAGGIO (1963 et 1965) exclut toute possibilité de rattachement du Mésozoïque du Canavese à des unités penniques supérieures ou austroalpines en démontrant qu'il faisait partie des Alpes méridionales.

En réalité, la nécessité d'un choix rigoureux de ce genre est seulement apparente, puisqu'elle dépend d'une façon de concevoir les rapports entre domaines austroalpins et sudalpins qui ne se justifie pas au point de vue paléogéographique. Nous devons maintenant sortir quelque peu des limites du sujet traité ici pour en expliquer les raisons.

Puisque les Alpes méridionales se différencient de l'ensemble austroalpin par leur autochtonie, il apparaît logique, d'un point de vue exclusivement structural, d'attribuer à leur domaine tout ce qui est interne par rapport à la ligne insubrienne; cette ligne semble en effet être toute proche, et même coïncider, avec la limite externe d'un ensemble qui, du moins au niveau du socle, n'est pas chevauchant, ou représente tout au plus, dans ses confins les plus externes, la zone de transition à des chevauchements.

Cependant, les Alpes méridionales ne doivent pas être définies uniquement d'un point de vue structural, mais elles doivent correspondre, dans le cadre général de l'évolution paléogéographique des Alpes au Secondaire et au Tertiaire, à des aires de sédimentation plus internes que celles d'où sont issues les nappes austroalpines.

Ceci se vérifie dans les Alpes orientales, où les séries sudalpines *a*) sont bien délimitées du côté externe par la ligne insubrienne, *b*) se situent nettement en arrière des zones que l'on considère actuellement comme étant la patrie des nappes des Alpes Calcaires Septentrionales (FALLOT, 1954; TOLLMANN, 1963) et *c*) montrent des faciès qui, au cours du Jurassique et du Crétacé notamment, les placent dans une province paléogéographique bien différenciée par rapport aux séries austroalpines qui se sont déposées plus au N sous des faciès très différents.

Mais cette coïncidence entre définition structurale et définition paléogéographique des Alpes méridionales ne se vérifie plus lorsqu'on se déplace vers l'W. En effet, le système de grands décrochements des Giudicarie (ligne judiciaire), comme l'a montré TREVISAN (1939), substitue latéralement à la zone de Trente une autre zone de faciès qui correspond plus ou moins à ce que J. AUBOUIN (1963) a nommé « zone de Lombardie » et représente une zone isopique plus externe que la zone de Trente. La série lombarde est caractérisée par un Lias pélagique pouvant atteindre des épaisseurs énormes (3-4 km pour le seul Lias inférieur, comme vient de le montrer BERNOULLI, 1964), par un Dogger plus ou moins réduit, par les radiolarites du Jurassique supérieur et par les faciès pélagiques tithonique inférieur-barrémien de la « maiolica » qui sont beaucoup plus puissants ici que dans la zone de Trente où ils portent le nom de « biancone »; la série lombarde se termine enfin par environ 1500 m. d'un flysch crétacé moyen et supérieur surmonté de sa couverture éocène. En réalité, ce « sillon lombard » (AUBOUIN, 1963) est assez complexe, puisque, à l'E (Bresciano), les faciès pélagiques de la « scaglia rossa » se substituent au flysch crétacé et le Lias tend à devenir plus néritique, tandis qu'à l'W (Luganais), les faciès particuliers que nous avons déjà mentionnés (« brocatello », « macchia vecchia », etc...) indiquent l'existence de seuils interrompant la régularité du « sillon lombard » au cours du Lias.

Ce sillon se poursuit vers le NE, au-delà de la ligne insubrienne, ce qui est confirmé par les analogies de faciès entre séries lombardes et séries austroalpines qui ont été signalées depuis longtemps par HAUG (1908-1911), qui ont été confirmées ensuite par les études de DE SITTER et DE SITTER-KOOMANS (1949) et tout récemment par celles de BERNOULLI (1964).

Nous y ajouterons les considérations suivantes : les nappes austroalpines peuvent être considérées dans leur ensemble comme directement ou indirectement dérivées d'un bloc austro-sudalpin unique, dont la partie externe, correspondant aux nappes, a chevauché la zone pennique (Gb. DAL PIAZ, 1936; FALLOT, 1954). On peut admettre que l'ampleur des chevauchements diminue latéralement vers l'W, jusqu'à s'annuler complètement dans le secteur des Alpes Pennines-Alpes Graies; mais les parties externes du bloc unique austro-sudalpin n'ont pas disparu pour autant; elles doivent en effet s'intégrer graduellement, à commencer par leurs éléments les plus internes, aux parties non chevauchantes du bloc, celles-ci s'élargiront donc progressivement vers l'extérieur. C'est ce que l'on constate effectivement si notre hypothèse du pro-

longement du sillon lombard dans le domaine austro-alpin est exacte: à l'E de la ligne judiciaire, les Alpes méridionales sont représentées, à leur marge, par la zone de Trente; ensuite elles s'élargissent progressivement vers l'W en englobant graduellement le domaine austroalpin qui devient ainsi partie intégrante des Alpes méridionales et constitue la « zone de Lombardie ».

En définitive, on arrive à la conclusion suivante: les définitions structurale et paléogéographique des Alpes méridionales ne coïncident pas et le domaine lombard, sudalpin au point de vue structural, doit plutôt être rapproché paléogéographiquement du domaine austroalpin.

A la lumière de ces considérations disparaissent les incompatibilités qui avaient été érigées entre appartenance austroalpine et appartenance sudalpine ou dinarique de la « zone du Canavese ». Les analogies, prétendues ou réelles, du Mésozoïque du Canavese avec la zone de Lombardie, que BAGGIO (1963 et 1965) a soulignées, n'ont donc pas la valeur démonstrative que voudrait leur attribuer cet auteur; en effet, les affleurements de Mésozoïque du Canavese ne peuvent pas être seulement les parcelles préservées de l'érosion d'une série sudalpine entièrement autochtone qui n'a aucun rapport avec des lambeaux de recouvrement austroalpins; et inversement, les termes de confrontation nécessaires pour essayer d'établir la position paléogéographique du Mésozoïque du Canavese ne sont plus limités aux seules nappes austroalpines et de la Simme, mais englobent également des séries sudalpines qui ont le sensible avantage d'être plus proches.

3. RAPPORTS ET DIFFÉRENCES ENTRE LE MÉSOZOÏQUE INSUBRIEN ET LA ZONE DE LOMBARDIE: LE BASSIN LIGURE DU CANAVESE ET LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE

La couverture mésozoïque du domaine lombard n'est représentée, dans son secteur le plus proche du Canavese, que par les lambeaux de Crevacuore, Sostegno, Monte Fenera et Maggiora, où malheureusement l'érosion n'a épargné que le Trias moyen et, plus localement, sa couverture transgressive attribuée au Domérien par PARONA (1924). La situation n'est guère plus favorable vers l'E, dans les lambeaux de Gozzano, qui sont constitués par des calcaires liasiques à faciès de « brocatello » (Pliensbachien inférieur, selon PARONA, 1924) reposant sur les volcanites permienes. Dans les affleurements de la rive occidentale du Lac Majeur, seul le Trias n'a pas été érodé (dolomie d'Arona attribuée au Trias moyen par PARONA, 1892): il faut donc traverser ce lac pour trouver des séries plus complètes.

Des hétéropies marquées et des phénomènes de resédimentation caractérisent ici les dépôts liasiques. D'après les interprétations récentes de WIEDENMAYER (1963) et BERNOULLI (1964), ces phénomènes ont été déterminés par une paléotectonique qui a joué à plusieurs reprises et qui, en modelant une topographie mouvante et complexe de seuils et de sillons, en a réglé les conditions de sédimentation.

Comme on l'a vu plus haut, c'est un cadre paléogéographique assez semblable qui semble avoir régné à la même époque dans le Canavese.

Mais il faut souligner des différences considérables entre zone lombarde et couverture mésozoïque du domaine insubrien. Tout d'abord, l'absence actuelle dans la « zone du Canavese » du Trias supérieur et du Rhétien et surtout la présence de faciès particuliers, à savoir les brèches granitiques, les calcaires et schistes azoïques de Levone.

En ce qui concerne les termes post-liasiques, le Luganais-Varesotto est caractérisé par une distribution plus uniforme des faciès pélagiques qui contraste avec la paléogéographie tourmentée des périodes précédentes. Nous avons constaté une évolution semblable dans le Canavese, où l'on note cependant une différence importante: le caractère typiquement ligure des calcaires à Calpionelles, limités comme dans l'Apennin au Tithonique supérieur-Berriasien, auxquels succède le faciès des « argiles à palombini », typiquement ligure lui aussi. La présence très probable d'ophiolites associées aux radiolarites est également un caractère ligure. Il est impossible de comparer directement les terrains post-barrémiens du Luganais avec ceux du Canavese, puisque ces derniers ne sont plus représentés à l'affleurement; on peut cependant y parvenir indirectement en considérant certains aspects du Monferrat et de l'Apennin que nous avons exposés au cours du chapitre précédent et que nous rappellerons brièvement.

L'étude du Monferrat et de l'Apennin nous a révélé l'existence d'une ride constituée de terrains insubro-lombards qui a alimenté dès la fin du Crétacé inférieur les conglomérats interstratifiés dans les flysch ligures; il est tout à fait logique d'admettre que cette ride n'était pas restreinte à l'Apennin et au Monferrat, mais qu'elle se prolongeait dans les Alpes; les effets combinés de la tectonique tertiaire et de l'érosion quaternaire ne nous permettent pas de situer exactement sa position, mais il est cependant certain, vu l'inventaire pétrographique des galets, qu'elle se rattachait en même temps au domaine lombard et au domaine insubrien; il est donc vraisemblable de la situer à la limite de ces deux domaines. Une telle position s'intègre fort bien dans le cadre paléogéographique d'ensemble, comme nous allons le voir.

En effet, le Luganais-Varesotto appartient déjà à un domaine à sédimentation continue depuis le Jurassique supérieur (radiolarites) jusqu'au Paléocène, voire à l'Eocène inférieur, tout d'abord en faciès pélagique puis, dès la fin du Crétacé inférieur et pendant tout le Crétacé supérieur, en faciès flysch. Comme AUBOUIN (1963) l'a mis en évidence, ce flysch représente le remplissage terrigène d'un sillon par des apports provenant de l'W; vers l'E, les dépôts deviennent de moins en moins détritiques et passent finalement aux faciès pélagiques de la « scaglia » néocrétacée du secteur oriental de la « zone de Lombardie ». Il n'y a pas trace de ride dans ce vaste domaine qui s'étend du Lac Majeur au Lac de Garde; c'est donc à l'W du Lac Majeur qu'on doit rechercher son emplacement.

Une telle position permet d'expliquer facilement les différences de faciès constatées dans les terrains post-berriasiens entre le Canavese et le domaine lombard. Au Crétacé supérieur, nous avons donc un bassin oriental, « lombard », où se déposait le flysch du Lughanais, alimenté et limité vers l'W par une ride émergée. A l'W de cette ride s'ouvrait un nouveau bassin qui doit représenter la prolongation du bassin des flysch ligures du Monferrat et de l'Apennin. Le Canavese s'est donc séparé du domaine lombard pour poursuivre de façon autonome sa propre évolution paléogéographique et structurale. On peut faire coïncider avec le Malm le début de cette séparation, au vu de la présence d'ophiolites dans le Canavese qui, si elles sont mésozoïques, doivent être associées de façon primaire aux radiolarites; la présence d'intercalations microbréchiques granoclassées dans la série des radiolarites du Canavese (coupe du Bric Filia) indique également la proximité d'une terre émergée au Tithonique supérieur-Berriasien. La différenciation paléogéographique est ensuite tout à fait nette dès le Valanginien et son accentuation au Crétacé moyen-supérieur a été vraisemblablement précipitée par la surrection définitive de cette *ride insubro-lombarde*.

CHAPITRE 4

LE CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ORIGINEL DE LA NAPPE DE LA SIMME S. L.

1. RECONSTITUTION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE LA SIMME S. L. ET DE SON SUBSTRATUM

Les données permettant une telle reconstitution sont:

- 1) la composition lithologique et l'âge des flysch,
- 2) les éléments des faciès grossiers des flysch,
- 3) les écailles mésozoïques anté-flysch.

La présence de ces dernières dans le flysch peut s'expliquer de diverses manières, qui d'ailleurs ne s'excluent pas mutuellement: écailles glissées dans le bassin lors du dépôt des flysch et provenant d'escarpements de faille ou de falaises bordant la mer (olistolites), écailles arrachées au substratum du flysch lors du départ de la nappe, ou encore écailles formées à partir d'un « corps de nappe » primitivement continu qui se serait désarticulé lors de la progression de cette immense masse plastique vers et dans les bassins externes des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes (voir TRÜMPY et BERSIER, p. 161).

Les données permettant une reconstitution stratigraphique peuvent donc avoir une zone d'origine assez étendue au point de vue paléogéographique, zone qui recouvre le substratum proprement dit du bassin où se déposait le flysch, les flancs de ce bassin, les rides exondées aux bords (ou au milieu ?) du bassin, rides qui fournissaient aux cours d'eau le matériel que ces derniers roulaient jusqu'aux deltas et que des mécanismes divers reprenaient en charge pour le sédimenter définitivement dans les profondeurs du bassin. D'autre part, nos données résultent d'une synthèse de l'ensemble de la nappe de la Simme s. l. et il est probable que des variations latérales de faciès existent, aussi bien au niveau des flysch qu'au niveau des terrains soumis à l'érosion qui alimentaient les conglomérats. En ce qui concerne ces derniers, seul le matériel compact et résistant au transport est parvenu jusqu'au bassin, donc jusqu'à nous; tous les niveaux tendres des zones d'alimentation ont disparu et c'est autant de lacunes dans notre série stratigraphique reconstituée.

Tout ceci nous oblige donc à considérer, du moins pour l'instant, nos divers éléments de reconstitution comme un tout et la série stratigraphique ainsi rétablie n'est qu'un reflet synthétique d'une vaste province paléogéographique et non pas l'image réelle d'une (ou de plusieurs) série(s) stratigraphique(s). Nous en voulons pour preuve le fait que le même étage peut être représenté par des faciès très différents; c'est le cas :

1) du Lias inférieur-moyen à faciès soit profond (« Fleckenmergelkalke », « Kieselkalke »), soit néritique (« brocatello », « macchia vecchia »);

2) du Malm à faciès soit profond (radiolarites, « rosso ad Aptici », « maiolica »), soit périrécifal (calcaires oolithiques-oncolithiques);

3) du Crétacé inférieur à faciès soit profond (« maiolica », argiles à « palombini »), soit périrécifal (calcaires oolithiques et coralligènes à Orbitolines et Miliolites).

Le schéma que l'on propose ci-dessous apporte quelques compléments et précisions à ceux que SPECK (1953, p. 112) et TRÜMPY et BERSIER (1954, p. 160) ont déjà publiés.

Termes visibles dans les différentes sous-unités de flysch de la Simme s. l. :

Sénonien : flysch gréso-calcaire à rares niveaux conglomératiques; faciès Flysch à Helminthoïdes ou Plattenflysch.

Turonien-Cénomaniens-Albien (?) : flysch schisteux versicolore et manganésifère, schisto-gréseux, gréseux, conglomératique; faciès de la « Manche », des « Grès à Hiéroglyphes », de la « Mo-causa », etc.

Termes visibles sous forme d'olistolites, d'écailles diverses ou de galets :

Aptien (?) - Barrémien-Berriasien : schistes et calcaires fins à Calpionelles; faciès des argiles à « palombini ».

Aptien-Néocomien : calcaires pseudo-oolithiques, oolithiques, lumachelliques, à Orbitolines et Miliolites; faciès « sub-urgonien ».

Berriasien-Tithonique supérieur : calcaires fins à Calpionelles et *Aptychus*, à niveaux siliceux et intercalations de schistes sombres et de turbidites; faciès « maiolica ».

Tithonique moyen (?): calcaires noduleux à *Saccocoma* et *Aptychus*; faciès « rosso ad Aptici ».

Malm : calcaires oolithiques et oncolithiques à Clypéines et foraminifères.

Tithonique-Dogger (?): radiolarites, ophiolites et brèches ophiolitiques.

Dogger inférieur (?)-*Lias inférieur* : calcaires siliceux et marneux, tachetés, spongolithiques, à silex; faciès « Allgäu », « medolo », « Fleckenmergelkalke », « selcifero », etc.

Lias moyen-Lias inférieur : calcaires colorés noduleux, oolithiques-pseudo-oolithiques, spatiques, graveleux, lumachelliques, bréchiques; faciès « brocatello », « Hierlatzkalk », « Steibergkalk », etc.

Lias : grès sombres, grès arkosiques, grès rouges, partie gréseuse du ciment des brèches à faciès « macchia vecchia ».

Rhétien : calcaires et lumachelles divers, souvent dolomitiques; faciès lombard.

Norien (?): dolomie saccharoïde, brèches dolomitiques; faciès « Dolomie principale ».

Trias supérieur-Trias moyen : calcaires divers, dolomitiques, à Diplopores et foraminifères.

Trias inférieur-Permien supérieur : quartzites, grès feldspathiques, arkoses, grès arkosiques; faciès « Servino-Verrucano ».

Permien moyen-Permien inférieur : porphyres quartzifères, granophyres, tufs, arkoses, grès arkosiques.

Carbonifère supérieur (?): arkoses, grès arkosiques.

Socle hercynien : granites de type Baveno, granites divers, gneiss divers, migmatites, mica-schistes divers, schistes et grès micacés, marbres, porphyrites, serpentinites, etc.

Les fossiles permettent d'assurer certaines des datations proposées ci-dessus, d'autres sont hypothétiques et reposent sur des comparaisons de faciès; on fera la part des unes et des autres en se reportant aux descriptions détaillées de la partie VII.

2. AFFINITÉS LIGURES DES FLYSCH CRÉTACÉS DE LA SIMME S. 1.

Le caractère ligure des flysch de la nappe de la Simme s.l. nous fournit l'indication la plus importante en vue de la restitution du cadre paléogéographique de cette nappe. A. GUILLAUME, BERNHEIM et HAAS (1962) ont souligné la remarquable ressemblance de leur « flysch III » des Gets avec les argiles à « palombini » de l'Apennin ligure; plus récemment SAMES (1963 et 1965) a mis en évidence les analogies entre certains faciès des flysch Simme de la région du Jaunpass et les grès de Ostia des séries ligures. Nous avons pu nous-mêmes nous convaincre du caractère ligure de l'ensemble des flysch néocrétacés de la Simme s.l., compte tenu d'une certaine variabilité des faciès, qui existe d'ailleurs également dans les flysch de l'Apennin.

Le flysch à Helminthoïdes (ou Plattenflysch) sénonien de la nappe de la Simme s.l. ne diffère pratiquement pas des flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire de Ligurie; il n'est toutefois pas possible de le rapprocher d'un faciès plutôt que d'un autre, dans l'état actuel de nos connaissances du moins.

Par contre, on peut comparer facilement et même dans les détails, tous les faciès albo(?)-cénomano-turonien de la Simme s.l. avec ceux, contemporains,

du « complexe de base » de l'ensemble Monte Caio-Monte Cassio : les argiloschistes versicolores et manganésifères sont, ici comme là, associés aux mêmes séries schisto-gréseuses et gréseuses. La position stratigraphique et les faciès des termes conglomératiques (Mocausa, Hundsrück, Salti del Diavolo, etc...) présentent aussi certaines analogies.

En particulier, le flysch de la nappe des Gets dans son ensemble et le « complexe de base » du Monte Caio se comparent très aisément ; ces analogies, qui deviennent parfois des identités frappantes, se situent aussi bien au niveau des flysch renfermant les lentilles qu'au niveau des lentilles elles-mêmes. Il nous semble par conséquent fort probable que les lentilles anté-flysch de la nappe des Gets sont en fait des olistolites tout à fait semblables à ceux qui caractérisent le « complexe de base » du Monte Caio. Et cela nous conduit tout naturellement à penser que cet ensemble des Gets est lié paléogéographiquement à la surrection d'une ride qui représenterait, dans le bassin de la Simme s.l., quelque chose d'analogue à la ride du Bracco dans le bassin ligure de l'Apennin.

Nous concluerons en insistant sur les grandes ressemblances entre les flysch de la Simme et les séries ligures de l'Apennin, en particulier celles du Monte Cassio-Monte Caio. Nous insisterons également, et par voie de conséquence, sur les analogies qui devaient exister entre les bassins où se sont sédimentés ces deux ensembles, en rappelant que le bassin ligure devait se prolonger dans le Canavese, après avoir passé dans le Monferrat, où affleurent également des terrains comparables aux flysch de la Simme, mais malheureusement dans des conditions trop défavorables pour permettre des comparaisons aussi fructueuses que celles que nous venons de faire entre Simme et Apennin ; notons toutefois que les conglomérats de la Mocausa sont identiques à certains des faciès grossiers visibles dans le Monferrat (conglomérats du Rio Novarese, Lauriano).

3. NATURE ET ORIGINES DES « ÉCAILLES » ANTÉ-FLYSCH DE LA SIMME S.L.

On vient de voir que les lentilles emballées dans le flysch de la nappe des Gets proviennent probablement d'une ride comparable à celle du Bracco, c'est-à-dire d'un géanticlinal formé essentiellement par des ophiolites et leur couverture sédimentaire (radiolarites, argiles à « palombini ») et comportant un noyau cristallin avec couverture mésozoïque réduite (granite et série liasique de la Rosière).

JAFFÉ (p. 14) a déjà donné un excellent résumé de l'évolution chronologique de la suite granite-calcaires-diabases actuellement visible sous forme d'olistolite dans le secteur de la Rosière ; il nous est possible de compléter et de corriger ce schéma avec l'interprétation suivante :

Après l'arénisation du granite hercynien, intervient le dépôt d'une série de calcaires néritiques liasiques qui remanient l'arkose et, peut-être, des dolomies

triasiques actuellement cachées par la couverture quaternaire ou, plus probablement, enlevées par une phase d'érosion précédant le dépôt des calcaires liasiques. Tout au long du Jurassique inférieur (et moyen?), le secteur actuellement visible à la Rosière devait correspondre à un haut-fond partiellement émergé (dépôts de calcaires néritiques parfois gréseux), balayé par des courants (hard-ground et surfaces de dissolution silico-phosphatées), hâché par un réseau de failles affectant aussi bien les couches déjà indurées que les sédiments en voie de dépôt (brèches à ciment polyphasé, écrasements et recristallisations importants). Ce jeu incessant et simultané de dépôts, d'érosions et de saccades tectoniques ne nous a laissé qu'une série très mince, condensée et lacunaire, parfois même absente puisque le magma diabasique s'est localement épanché directement sur le granite.

Examinons maintenant séparément le cas des lentilles isolées dans le flysch de la nappe de la Simme s. str. La plus remarquable est celle de la Gueyras, dont nous avons décrit la série stratigraphique (partie VII, chapitre 3) et qui suggère les comparaisons suivantes, en grande partie déjà formulées par SPECK (1953, p. 112):

Niveau 1: peut très facilement se rapprocher des calcaires bioclastiques d'âge liasique inférieur-moyen du type Hierlatz (zone insubrienne, austroalpin en général: WIEDENMAYER, 1963);

Niveaux 2-6: rappellent presque sans doute possible les faciès « lombardische Kieselkalke », « Allgäuschichten », « medolo », « selcifero » (BERNOULLI, 1964);

Niveaux 7-11: série d'affinité typiquement lombarde: (GRÜNAU, 1959; BERNOULLI, 1964);

Niveau 12: le passage radiolarites-« maiolica » est exactement semblable à celui que décrit PASQUARÈ (1960) à Bellavista (Tessin);

Niveaux 13-15: très proches des calcaires à Calpionelles du Canavese, la présence de niveaux spathiques et microbréchiques rappelant par certains côtés la coupe du Bric Filia récemment décrite par BAGGIO (1963).

L'ensemble de la coupe a un cachet insubro-lombard indubitable qui est totalement étranger à la ride du Bracco et à son équivalent probable dans le domaine de la Simme s. l.

Les écailles de type Gueyras peuvent être de natures diverses, comme on l'a vu. S'il s'agit d'olistolites, elles pourraient provenir de la ride insubro-lombarde dont on a mis en évidence le rôle important dès le Crétacé inférieur à la limite entre les domaines lombard et insubrien. La série stratigraphique de la Gueyras, avec ses caractères mixtes, mi-lombards, mi-insubriens, pourrait fort bien s'intégrer dans ce cadre paléogéographique. S'il s'agit d'un « corps de nappe » dissocié ou d'écailles entraînées lors du départ de la nappe des flysch, elles doivent alors provenir du substratum proprement dit du flysch, donc du domaine insubrien, et plus probable-

ment de sa marge interne. Dans ce cas, les caractères insubro-lombards de la série de la Gueyras peuvent fort bien s'expliquer par la sédimentation nettement hétéro-pique qui, on l'a montré, a régné sur la marge insubrienne interne entre le Trias et le dépôt des radiolarites.

De toutes manières, une localisation précise du lieu d'origine de nos écaïlles ne peut être donnée, dans l'état actuel de nos connaissances du moins, pour les raisons suivantes: 1) les séries de la marge insubrienne interne ne sont plus (ou seulement partiellement) conservées à cause de l'érosion; 2) les séries de type Gueyras sont pincées avec des contacts anormaux dans les flysch céno-mano-turonien; 3) leur série stratigraphique semble s'arrêter avec le Berriasien et nous n'en connaissons donc pas les termes infracrétacés qui permettraient un choix définitif entre le domaine lombard (faciès « maiolica » tithonique-barrémien) et le domaine insubrien (faciès « maiolica » tithonique-berriasien suivi du faciès argiles à « palombini » néocomien-barrémien).

4. ORIGINE DES ÉLÉMENTS DES CONGLOMÉRATS

Nous avons déjà vu que les zones d'origine des galets pouvaient être très étendues au point de vue paléogéographique et nous pouvons, dans cet ordre d'idée, distinguer quatre lots de galets dont certains sont plus ou moins caractéristiques de l'une ou l'autre des sous-unités de la nappe de la Simme s. l.:

1) galets de type flysch dérivant vraisemblablement du remaniement des couches déjà déposées; association caractérisant surtout la nappe du Flysch à Helminthoïdes;

2) galets ayant la même composition que les olistolites du flysch des Gets, donc vraisemblablement la même origine (ophiolites, granites, etc...); ils ne sont abondants que dans la Nappe des Gets;

3) galets de roches sédimentaires à faciès insubro-lombard (Trias-Néocomien) et de leur soubassement permo-carbonifère (volcanites permien, grès arkosiques et arkoses) ou plus ancien (granites, migmatites, schistes cristallins); cette association, surtout les éléments sédimentaires, caractérise la nappe de la Simme s.str.;

4) galets d'origine inconnue (calcaires du Malm et du Crétacé inférieur, à faciès périrécifal), trouvés seulement et rarement dans la nappe de la Simme s. str.

Nos quatre lots indiquent donc des provenances différentes: des couches immédiatement sous-jacentes aux niveaux détritiques grossiers (1) et de deux rides distinctes présentant, l'une une constitution semblable à la ride du Bracco de l'Apennin (2), et l'autre séparant le domaine insubrien du domaine lombard (3); quant aux calcaires périrécifaux du lot 4), nous devons leur trouver une autre origine. Il s'agit en effet

de faciès complètement étrangers à la ride du Bracco et nous devons aller jusque sur la ride frioulane pour en retrouver de semblables dans le domaine austro-sudalpin. Il est toutefois vraisemblable que ces galets dérivent plus simplement de la ride insubro-lombarde elle-même. Nous avons vu en effet que cette ride n'est actuellement plus visible à l'affleurement (du moins dans son intégrité), mais seulement remaniée sous forme de galets dans des formations d'affinité ligure. Rien n'empêche d'admettre qu'au Malm et au Crétacé inférieur se déposaient localement des sédiments périrécifaux sur les parties hautes de cette ride (cf. aussi les galets de calcaire crétacé à polypiers et *Archaeolithothamnium* dans les conglomérats polygéniques associés au « complexe de base » de Lauriano, dans le Monferrat).

5. PALÉOGÉOGRAPHIE DU BASSIN DE LA SIMME S.L.

De ce qui précède, nous retiendrons que le bassin des flysch crétacés de la Simme s.l. a été partiellement alimenté par une ride se situant entre la zone insubrienne et la zone lombarde et que les ophiolites et granites des flysch des Gets doivent provenir d'une ride différente, comparable à celle du Bracco. Par analogie avec l'Apennin, on peut admettre que cette deuxième ride délimitait extérieurement (par rapport aux Alpes=intérieurement par rapport à l'Apennin) le bassin des flysch et que ses relations avec les flysch des Gets devaient être très étroites, comme elles le sont entre le « complexe de base » du Monte Caio et la ride du Bracco.

En conclusion, nous pouvons esquisser maintenant un modèle de la paléogéographie du bassin d'où sont issues les masses allochtones de la Simme s.l. :

1) Ce bassin se situait sur la prolongation du bassin néocrétacé ligure de l'Apennin et du Monferrat; plus exactement, il semble correspondre au secteur compris dans l'Apennin, entre la ride du Bracco et la prolongation méridionale de la ride insubro-lombarde, laquelle a alimenté les conglomérats du Val Baganza. Il est bien entendu que la validité de cette localisation relativement précise est limitée par la possibilité de variations longitudinales des conditions paléogéographiques et par l'éventualité que le flysch à dominante calcaire sénonien de la Simme s.l. (nappe du Flysch à Helminthoïdes ou du Plattenflysch) ne provienne pas de la couverture stratigraphique normale des flysch céno-mano-turonien. Nous estimons cependant que ces deux possibilités, et surtout la deuxième, sont peu vraisemblables.

2) Ce bassin présentait des liaisons paléogéographiques étroites avec la couverture de la zone insubrienne et avec la ride insubro-lombarde.

3) Le substratum même du bassin nous reste en grande partie inconnu. Si les écailles du type Gueyras sont des écailles arrachées tectoniquement lors du départ de la nappe et non des olistolites, on peut alors en déduire que la série stratigraphique du substratum était proche de celle du Canavese, tout en présentant des caractères de type lombard.

6. LA PATRIE DE LA NAPPE DE LA SIMME S.L.

La patrie de la Simme doit donc coïncider avec la prolongation du bassin ligure dans les Alpes. Ce sont les affleurements mésozoïques du Canavese, en tant que restes épargnés par l'érosion d'une zone certainement plus large qui matérialisent actuellement cette patrie. Les considérations qui suivent semblent confirmer la validité de cette hypothèse, formulée sous une forme un peu différente il y a plus de cinquante ans par E. ARGAND (1910) et souvent reprise depuis (voir notamment FALLOT, 1956).

La nappe de la Simme doit s'enraciner à l'extérieur des séries lombardes du Luganais-Varesotto, car elle ne peut pas dériver de la couverture néocrétacée de ces séries. Seul le Mésozoïque du Canavese remplit les conditions paléogéographiques nécessaires pour être compris dans les « racines » de la Simme. Il occupe en effet une situation externe par rapport à la ride insubro-lombarde qui a contribué à l'alimentation de la Simme. Ses termes les plus récents (argiles à « palombini » du Néocomien-Barrémien) peuvent parfaitement correspondre au substratum stratigraphique immédiat des flysch décollés de la nappe. En outre, les affleurements les plus externes du Canavese (région de Levone) sont caractérisés par des ophiolites vraisemblablement associées à des radiolarites et par une brèche particulière (la brèche de Levone) qui relie directement le couple radiolarites-ophiolites à un socle granitique. Ces rapports stratigraphiques inhabituels rappellent ceux qui semblent avoir caractérisé d'une part la ride du Bracco dans l'Apennin et d'autre part la ride analogue dont on a signalé le rôle important dans le domaine de la Simme s.l.

Il est peut-être prématuré d'identifier le seuil de Levone avec la ride qui a alimenté les flysch des Gets en éléments détritiques et en olistolites, mais cette éventualité mérite d'être envisagée, surtout à la lumière de nos observations dans le secteur de la Rosière où les rapports granite-ophiolites sont clairement visibles et caractérisés par une paléotectonique synsédimentaire jurassique typique des seuils du domaine insubrien. La coupe de la Rosière est d'autre part très importante parce qu'elle permet d'expliquer l'absence de termes d'âge intermédiaire entre granites et ophiolites qui semble avoir caractérisé également la ride du Bracco dans l'Apennin et dans sa prolongation septentrionale.

Nous ne discuterons pas ici le problème de la délimitation occidentale du bassin ligure de la Simme-Canavese. C'est un problème très actuel, puisque l'on tend depuis quelques années à enraceriner dans le domaine piémontais interne (ou « ultra ») les flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye-Embrunais (BARBIER *et alii*, 1960-1963, chap. III et V); d'autre part R. TRÜMPY a proposé récemment de séparer de la nappe de la Simme s.l. les flysch des Gets et de les élever au rang d'unité nouvelle et indépendante (« nappe

du Col des Gets »), qui serait le pendant occidental des couvertures secondaires de la nappe de Sella: nappe de la Platta de la Basse-Engadine et zone d'Arosa des Alpes de Schwytz et des Grisons (HANTKE et TRÜMPY, 1964; TRÜMPY, 1965); cette nouvelle unité, version moderne de la « nappe rhétique » de STEINMANN, est attribuée (avec un point d'interrogation, il est vrai) au domaine pennique et enracinée dans le « Hochpenninikum », entre Mont-Rose et Dent-Blanche. Ces problèmes ne peuvent être résolus actuellement avec certitude au niveau des racines, à cause de la disparition presque totale de la couverture de la zone Sesia; par contre, au niveau des nappes, des arguments indiscutables apparaîtront certainement en faveur de l'une ou l'autre des interprétations proposées par ces auteurs ou par nous-mêmes, mais il faudra attendre pour cela les résultats des travaux actuellement en cours sur ces zones¹ (Ubaye-Embrunais, Préalpes romandes et chablaisiennes, Ibergereg, Grisons). Cependant, on peut déjà formuler un argument qui tend à exclure les flysch des Gets du « Hochpenninikum »: les caractères très particuliers de la série liasique de la Rosière ne rappellent en rien ceux des schistes lustrés.

En formulant le voeu que nos collègues étudiant ces régions veuillent bien porter une attention critique au présent travail, nous désirons encore souligner trois points:

a) L'étroite liaison paléogéographique existant dans l'Apennin entre deux formations comparables au Flysch des Gets d'une part et au flysch céno-manoturonien de la Simme s. str. d'autre part; ces deux formations apparaissent dans le domaine ligure comme étant des variations de faciès au sein d'une même série stratigraphique et, en partie aussi, d'une même unité tectonique (complexe du Monte Caio-Monte Cassio).

b) Le caractère plus vraisemblablement pennique supérieur qu'austroalpin inférieur de la nappe de la Dent-Blanche et de la Zone Sesia, ce qui n'oblige par ailleurs nullement à considérer cette nappe comme étant plus externe que la Zone d'Arosa et la nappe de la Platta, puisque, comme on l'a vu, la « frontière » entre domaine pennique et domaine austroalpin n'est pas une ligne idéale tracée sur une carte et puisqu'il faut soigneusement faire la part de ce qui est d'ordre structural ou d'ordre paléogéographique dans les définitions de ces deux domaines.

c) Dans ce cadre général, le secteur le plus externe du Canavese (seuil de Levone) semble correspondre à la zone de passage à un autre domaine qui, on est tenté de le supposer sur la base de la présence des ophiolites, se rattache aux parties les plus internes du domaine pennique; les résultats récents obtenus par NICOLAS (1966) dans cette zone s'intègrent particulièrement bien dans le schéma que nous proposons ici.

¹ La question des galets de roches vertes dans les poudingues molassiques devra également être revue (HANTKE et TRÜMPY, p. 617), de même que, par voie de conséquence, la cinématique des nappes préalpines.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

1. INTRODUCTION

Une conclusion fondamentale se dégage de tout ce qui a été exposé jusqu'ici: le domaine ligure de l'Apennin se prolonge dans le Monferrat et, au-delà, dans les Alpes proprement dites, où il constitue la nappe de la Simme s.l. et ce qui reste de sa patrie dans le Canavese. Des relations paléogéographiques étroites relient ces éléments que l'on considérait jusqu'ici comme étant complètement étrangers l'un à l'autre: soubassement ligure du Monferrat et Canavese, nappe de la Simme et Monferrat, complexe ligure de l'Apennin et domaine insubrien.

Les caractères actuels de ces différentes parties du domaine ligure restent néanmoins nettement différenciés, malgré cette communauté d'origine. Cela est dû au fait que leur évolution paléogéographique et structurale n'a pas été la même à partir d'une certaine époque que l'on ne peut pas préciser rigoureusement, d'autant plus que son âge a pu varier d'un point à l'autre, mais qui est en tous cas postérieure au dépôt des flysch néocrétacés. Nous consacrerons pour terminer quelques lignes à ces différentes évolutions paléogéographiques et tectoniques, en nous limitant toutefois aux cas particuliers de la Nappe de la Simme et de l'Apennin.

2. EVOLUTION STRUCTURALE DE LA NAPPE DE LA SIMME S.L.
ET DES APENNINS

Ici les différences dépendent avant tout de la destination alpine de la nappe de la Simme qui, dès le début de sa translation, a progressé en sens opposé aux mouvements des masses allochtones ligures¹. On peut à cela donner deux explications:

Dans une première interprétation, on peut admettre que la nappe de la Simme représente la prolongation des flysch crétaqués des Alpes Maritimes et de leur poursuite dans l'Ubaye-Embrunais. Selon LANTEAUME (1962), ces flysch à destination alpine sont issus d'un vaste bassin ligure commun aux Alpes et à l'Apennin et ils sont vraisemblablement plus externes (par rapport aux Alpes = plus internes par rapport à l'Apennin) que ceux des éléments à destination apennine. Dans ce cas, la nappe de la Simme s.l. n'aurait en commun avec le complexe ligure de l'Apennin

¹ Le terme de « sens opposé » pouvant prêter à confusion si on considère l'aspect géographique actuel de l'ensemble Alpes-Apennins, nous rappellerons ici que « interne » par rapport aux Alpes correspond à « externe » par rapport aux Apennins.

que son origine à partir d'un grand bassin commun. Nous avons vu cependant que les constituants de la Simme s.l. se situent, au moins au niveau des flysch céno-manoturonien, sur la prolongation septentrionale du bassin ligure et, plus précisément, de la portion de ce bassin d'où sont issues les unités les plus externes (par rapport à l'Apennin) du complexe ligure de l'Apennin, c'est-à-dire les nappes du Monte Caio-Monte Cassio.

Dans une deuxième interprétation, on peut invoquer un changement longitudinal de l'évolution structurale du domaine ligure consistant dans l'inversion complète du sens des déversements tectoniques: les unités correspondant à la même zone du bassin ligure commun ont progressé vers l'E dans l'Apennin et vers l'W ou le N (selon la courbure de l'arc alpin) dans les Alpes. En faveur de cette deuxième hypothèse, nous noterons: 1) la position vraisemblablement très interne (par rapport aux Alpes) de la zone de patrie de la Simme, à proximité de la ride insubro-lombarde délimitant le bassin ligure du côté interne; 2) l'absence de toute trace d'éléments ligures déversés vers l'E sur le domaine austro-sudalpin, dans des régions où l'érosion ne saurait être tenue pour responsable de leur disparition.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Ne seront cités ici que les travaux dont il a été question dans le texte.

- ARBENZ, K., 1947. Geologie des Hornfluhgebieten (Bernser Oberland). *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 92.
- ARGAND, E., 1910. Sur la racine de la nappe rhétique. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 24, 2^e partie.
— 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale. *Comm. géol. suisse*, carte sp. 64.
- AUBOUIN, J., 1960. Essai sur l'ensemble alpino-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 2.
— 1963. Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 5.
- BADOUX, H., 1960-1963. A propos des Préalpes du Chablais. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Soc. géol. France*, tome II.
— 1967. Introduction à la géologie de la Suisse, in *Guide géologique de la Suisse*, 2^e éd., Wepf, Bâle.
— et GUIGON, Y., 1958. Présence du flysch céno-manien dans les Préalpes valaisannes. *Eclog. geol. Helv.*, 51, 2.
— et WEIDMANN, M., 1963. Sur l'âge du Flysch à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Eclog. geol. Helv.*, 56, 2.
- BAGGIO, P., 1963a. Osservazioni geologiche sulla zona del Canavese nel tratto Cuornè-Issiglio. *Atti Acc. Sc. Torino*, 97.
— 1963b. Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese s. s. *Atti Ist. ven. Sc. Lett. Art.*, 121.
— 1965a. Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuornè. *Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Art.*, 121.
— 1965b. Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s. s. nella zona di Montalto Dora. *Mem. Ist. geol. Padova*, 25.