
CINÉMATIQUE DE LA MISE EN PLACE DES NAPPES DE L'EMBRUNAIS ENTRE UBAYE ET HAUT DRAC

par Michel LATREILLE

Les nappes de l'Embrunais, dans le haut bassin de la Durance, constituent sans doute l'un des plus beaux exemples dans les Alpes de « tectogénèse gravitationnelle épidermale » (R. W. van BEMMELLEN).

L'étude détaillée de cette région, étayée de levés précis au 1:20 000¹, permet de fixer des modalités de mise en place des nappes, différentes suivant que l'on considère respectivement les montagnes situées au Nord et celles situées au Sud de la demi-fenêtre d'Embrun. Elle permet, de plus, de ne pas envisager dans le domaine Nord — que nous étudierons plus spécialement ici — le Flysch comme seul moteur de ce diastrophisme et de le considérer même, *dans certaines de ses manifestations*, plutôt comme additif non nécessaire à l'origine et au développement du phénomène.

Avant toute reconstitution chronologique de cette évolution tectonique, il me semble utile de considérer tout d'abord les grandes lignes structurales de cette région, en nous fondant sur quelques faits directement observables.

A l'examen de la carte, un trait frappe, commun à ces deux domaines N et S : l'accumulation des unités mésozoïques *au front* du recouvrement (les directions de plissements étant d'ailleurs identiques). Plus à l'Est, en effet, celles-ci se trouvent étirées et

¹ D. SCHNEEGANS pour le massif du Morgon. M. LATREILLE pour les massifs de Piolit et de Chabrières.

amincies sous forme de cicatrices entre les terres noires oxfordiennes et l'énorme masse de Flysch qui constitue, en fin de compte, la plus grande partie de la nappe². Ces lignes de cicatrices — sorte de cordon ombilical — sont les seuls témoins d'une connexion de ces unités avec leur zone de sédimentation originelle, dissimulée à l'affleurement par des unités mésozoïques de caractères tous différents. Il en résulte que l'on ne peut connaître ni la nature ni la situation de cette zone de sédimentation et de son socle paléozoïque.

Deuxième fait d'observation et première différence fondamentale entre les domaines Nord et Sud des nappes de l'Embrunais : leur structure intrinsèque.

En effet, le Morgon, naguère étudié par D. SCHNEEGANS, correspond, on le sait, à un vaste *synclinal couché* (Trias à Flysch noir) ouvert vers l'W (cette structure est, de plus, fort compliquée dans le détail).

Le massif de Piolit — formé, d'ailleurs, d'unités subbriançonnaises différentes de celles du Morgon — nous montre, au contraire, une *double structure anticlinale* également couchée vers l'W et compliquée d'un foisonnement de replis à valeur également anticlinale.

D'autre part, il faut retenir dans cette région la position aberrante, *en avant et au-dessous* du Mésozoïque de Piolit, d'affleurements fort importants et continus de Flysch à Helminthoïdes (dont j'ai récemment précisé les contours) : depuis la rive gauche du torrent des Réalons, au NW de Chorges (il disparaît à l'Est sous les formations quaternaires), ce Flysch à Helminthoïdes se développe dans le soubassement du plateau glaciaire des Ravels, au N de La Bâtie-Neuve, se prolonge au Nord vers le col de Moissière et la région d'Ancelle, puis au N de Pont-du-Fossé. Les derniers affleurements reconnus se rencontrent dans le ravin du Moulinet (au N de Serre-Eyrauds, rive gauche du Drac). Plus à l'Est, tout est masqué par des formations superficielles.

Rive gauche de la Durance, dans le massif du Morgon, au contraire, de tels affleurements de Flysch à Helminthoïdes sont totalement *absents en avant* des unités mésozoïques et au cœur du synclinal³.

² Ces empilements d'unités mésozoïques forment les massifs du Morgon, entre la Durance et l'Ubaye, et ceux de Chabrières et de Piolit, entre la Durance et le haut Drac.

³ Le Flysch à Helminthoïdes de la Tête de la Gypièrè repose sur le flanc inverse du synclinal du Morgon, ce qui implique une avancée de ce Flysch sur les unités mésozoïques après la formation et le renversement du synclinal.

Cette dualité de structure semble logiquement impliquer pour l'un et l'autre domaine des nappes de l'Embrunais une tectogénèse différente.



D. SCHNEEGANS, dans sa mémorable étude du massif du Morgon, a longuement décrit les styles tectoniques propres aux noyaux mésozoïques et à leur couverture de Flysch, insistant sur leurs rapports mutuels. Cet auteur met, à ce propos, l'accent sur l'importance du rôle joué par le Flysch comme « *traineau écraseur* » (cf. également E. HAUG déjà, puis M. GIGNOUX et L. MORET) vis-à-vis des cicatrices et comme « *moteur* » vis-à-vis de l'ensemble des unités mésozoïques à l'origine de leur déplacement. Il n'y a pas, semble-t-il, à y revenir. Par contre, cet auteur ne semble pas avoir suffisamment insisté sur un autre aspect du problème : *le refoulement devant la masse de Flysch des unités mésozoïques* expliquant, outre la formation d'un grand synclinal couché dans le massif du Morgon, l'empilement de plis au front du chevauchement. Une telle notion de poussée « par l'arrière » suppose certes une action dynamique par compression tangentielle ⁴, mais exclut la nécessité d'une couverture de Flysch recouvrant les unités mésozoïques du massif du Morgon au cours de leur écoulement. Rappelons qu'ici aucun affleurement de Flysch à Helminthoïdes n'a débordé le front des unités du Morgon, et que le cœur du synclinal couché ne renferme que du Flysch noir. Quoi qu'il en soit, il est manifeste, dans ce cas-ci, que le rôle propre des noyaux mésozoïques est réduit à peu de chose et l'on ne peut qu'admettre, avec D. SCHNEEGANS, l'aspect passif de leur déplacement par le Flysch après décollement de leur substratum.



Que s'est-il passé dans le domaine Nord ? Il est indéniable qu'une telle action du Flysch s'est manifestée de la même façon, mais, à mon sens, les divers stades d'évolution de la mise en place des unités subbriançonnaises de Piolite supposent une tectogénèse où le Mésozoïque a joué un rôle non négligeable, réduisant en contre-partie l'action du Flysch.

C'est cette histoire tectonique que je voudrais essayer de reconstituer ici ⁵. Elle semble, à grande échelle, être essentiellement

⁴ D. SCHNEEGANS a tendance à réduire cette action, estimant la masse de Flysch insuffisante à lui donner naissance.

⁵ En insistant sur le fait que cette reconstitution présente, malgré tout, un certain caractère schématique et ne doit pas être prise rigoureusement au pied de la lettre.

liée à une tectonique du socle. La première manifestation de celui-ci, d'origine probablement magmatique, va déclencher le phénomène. Le deuxième mouvement l'arrêtera, rétablira les équilibres provisoirement faussés. Il est donc de nature isostatique.

I. — Envisageons, dès lors, les stades d'évolution de la *première grande phase tectonique*.

— L'origine du processus de mise en place des nappes suppose naturellement la création d'un « plan de glissement » résultant de causes endogènes, vraisemblablement par des mouvements différentiels dans le sens vertical, pour lesquels on peut invoquer diverses hypothèses : cassure verticale affectant le socle, alignée NW-SE et basculant le compartiment occidental du domaine briançonnais; — plus profondément, intumescence provoquée par le front ascendant de migmatisation; — plus superficiellement, au contraire, conséquences de la tectonique embryonnaire des cordillères briançonnaises (mais c'est repousser le problème), etc.

Sans doute en relation avec ce stade initial, il faut envisager la formation de replis embryonnaires dans les unités mésozoïques, replis non encore caractérisés, mais qui vont impliquer déjà des décollements aux niveaux plastiques des gypses ou argilites du Trias et des schistes noirs oxfordiens. Dès ce stade, on peut envisager que le Flysch à Helminthoïdes reposait sur les unités subbriançonnaises. Sa présence semble, en effet, prouvée par un certain nombre de lambeaux d'érosion⁶, par un Flysch recouvrant ce Mésozoïque et recouvert lui-même par des unités plus internes, d'origine briançonnaise, et surtout par la longue bande de Flysch à Helminthoïdes affleurant au front des nappes.

Il est donc certain qu'au moment du décollement des unités mésozoïques sur le plan de glissement créé, le Flysch recouvrait le domaine subbriançonnais septentrional⁷.

C'est donc un décollement de *l'ensemble Mésozoïque-Flysch d'un seul bloc* qui se produit, au niveau d'un Trias supérieur indéterminé (invisible dans le subbriançonnais de Piolit) peut-être intermédiaire entre le type dauphinois et le type Morgon (gypses-argilites). Les unités briançonnaises (La Pousterle-Chabrières) sont, elles, décollées au niveau des gypses suprawerféniens.

Les replis embryonnaires amorcés dans le premier stade d'évolution vont s'accroître, donnant lieu à la formation de noyaux

⁶ J'ai complété les contours de ces lambeaux témoins sur les plans au 1:20 000^e.

⁷ Nous n'envisagerons pas ici le problème de l'origine du Flysch à Helminthoïdes.

anticlinaux très couchés, affectant non seulement le Mésozoïque, mais se retrouvant dans le *Flysch* dont les structures, à très grande échelle, sont moulées sur celles du Mésozoïque, conditionnées par elles.

En fait, il y a certainement dysharmonie de détail entre ces deux ensembles au niveau du *Flysch* noir.

Etant décollé et plissé, cet édifice Mésozoïque-*Flysch* est, dès lors, *en équilibre instable*, d'autant que cet ensemble est hétérogène. Ses matériaux constitutifs ont des propriétés mécaniques différentes. Il va se dissocier et réagir de la façon suivante :

Les différents niveaux plastiques ont joué dès l'amorce du phénomène de glissement, et la partie superficielle de l'édifice (*Flysch*), non contrainte, va glisser la première *par gravité*, se décollant au niveau argileux du *Flysch* noir. Les modalités du phénomène sont les suivantes :

Très tôt il se produit une rupture dans le sens vertical de la couverture de *Flysch*, grosso modo à la clef de voûte de l'« *anticlinal mésozoïque* » (image schématique et simplifiée). La partie externe de ce *Flysch*, « libérée », va de suite glisser en avant, l'arrêt de cette lame de *Flysch* sera déterminée par le concours d'« une résistance à l'avancement » (voir plus loin) et de la perte d'énergie dynamique propre à cette masse.

Ce stade d'évolution tectonique me paraît capital; il en résulte une *dénudation tectonique* des noyaux mésozoïques : le massif de Piolit ne peut donc apparaître comme décapé de sa couverture de *Flysch* par la seule érosion.

Ouvrons une parenthèse et envisageons cet ensemble mésozoïque maintenant apparent : il se compose d'une *partie inférieure* essentiellement calcaire et rigide : Lias-Dogger-Callovien, et d'un *ensemble supérieur* : Tithonique-Crétacé inférieur - Crétacé moyen et Néocrétacé, surtout calcschisteux et stratifié. Entre ces deux ensembles, un niveau platique, favorable au décollement de l'ensemble supérieur : les *schistes noirs oxfordiens*⁸.

Ces deux ensembles vont réagir mécaniquement de façon différente : la partie inférieure calcaire de façon cassante (failles du Cirque de Rouanne-Haute). Nous n'y reviendrons pas; l'ensemble supérieur suivant un style très souple, type *Flysch*. A ce propos nous soulignerons que, vraisemblablement, les noyaux de Dogger, au cours des stades initiaux, n'ont peut-être pas été ployés véritablement en voûte anticlinale (il n'y en a aucune preuve à l'affleu-

⁸ R. BARBIER et J. DEBELMAS (Thèses) ont noté l'existence d'un niveau de décollement analogue en Maurienne et dans le Briançonnais.

rement), mais plutôt écaillés, en lames tendant à percer l'ensemble souple supérieur (Mésozoïque et Flysch) qui, lui, dessinera le véritable mouvement anticlinal.

Notons enfin que les cassures intéressant l'ensemble inférieur n'affectent jamais les structures de l'ensemble souple. Elles doivent s'amortir très rapidement dans le niveau intermédiaire des schistes noirs oxfordiens.

Quelle va être alors l'évolution de cet ensemble ?

**

Nous avons ainsi une double voûte anticlinale (Rouanne-Basse et Rouanne-Haute) partiellement décapée de sa couverture de Flysch (qui devait être assez mince). Le flanc NE de l'anticlinal de Rouanne-Haute est sans doute subhorizontal ou légèrement incliné vers l' « intérieur ». Le flanc SW de l'anticlinal de Rouanne-Basse au contraire en pente raide vers l' « extérieur » (extérieur et intérieur par rapport à la direction d'écoulement). Ces unités mésozoïques vont continuer à glisser vers l'W, le Flysch également.

Considérons alors successivement les deux flancs de cette double formation anticlinale.

Flanc Nord-oriental.

Nous savons que le Flysch, du point de vue spatial, est dissocié et que la partie externe a glissé en avant. Il est évident que du côté interne ce Flysch s'écoule toujours et, ce faisant, va atteindre le bombement anticlinal mésozoïque qui, lui-même continuant à glisser, va se plisser suivant de petits plis anticlinaux couchés presque à l'horizontale. Ils vont se trouver recouverts par le Flysch qui aura sur eux une double action directe⁹.

1° *Tronçonnement, donc écaillage* par rupture tangentielle des charnières anticlinales à noyaux d'Oxfordien (le Dogger participe parfois à ces écailles) et par suite *superposition* de ces écailles.

2° *Etirement et laminage*, donc réduction d'épaisseur de la série, continuant à s'écouler se plisse pour son propre compte, dysharmoniquement, indépendamment de l'ensemble mésozoïque (cf. D. SCHNEEGANS) en *s'accumulant sur lui-même* (d'où la hauteur des versants de Flysch).

⁹ Initialement, nous avons vu l'inverse se produire, les structures anticlinales du Mésozoïque s'étant « transmises » à la couverture de Flysch.

Flanc Sud-occidental.

Ce flanc se trouve hors de portée de toute action directe du Flysch que l'on a vu s'écouler en avant.

La partie mésozoïque continue son écoulement; en conséquence, la partie supérieure de l'ensemble mésozoïque va être affectée d'une tectonique quasi propre, dont l'origine est son décollement de l'ensemble inférieur, au niveau de l'Oxfordien. Il y a formation de plis très souples, le cœur des anticlinaux étant le plus souvent formé d'Oxfordien, avec fréquent laminage du Tithonique et de ses zones siliceuses. Le Dogger ne participe pas à ces anticlinaux, et la dysharmonie est ici manifeste. Il y a ainsi formation d'un empilement, d'une cascade de plis (coupes des ravins du Dévezet et du Sapet, versant S et SW de Piolit et de l'Aiguille) impliquant de plus le concours de deux phénomènes : *l'un actif*, la poussée de Flysch qui s'exerce toujours à l'arrière (nous rejoignons ici la tectonique du Morgon); *l'autre passif* : une résistance à l'avancement due à la présence du Flysch à Helminthoïdes glissé en avant, précédemment. Aussi, au cours de ce même stade, les plis souples vont recouvrir ce Flysch qui, outre le froissement de détail, *sera replié sur lui-même, en un synclinal ouvert vers l'W*¹⁰ (c'est le Flysch, visible au front des nappes dont il est question au début de cet article). Il ne s'agit donc pas d'un flanc inverse d'anticlinal encapuchonné. Et c'est au fond l'unité mésozoïque qui joue ici un rôle actif vis-à-vis du Flysch. Ce dernier subit sans doute des laminages (comme dans le cas inverse où le Flysch étire le Mésozoïque).

En fin de compte, on n'observera pas, dans cet ensemble mésozoïque Sud-occidental, de redoublements tectoniques par écaillage et par suite pas de réduction d'épaisseur de la série, mais un empilement de replis, sur elle-même, d'une *dalle unique* formant ce flanc d'anticlinal. Nous avons là une confirmation tangible que le Flysch du soubassement des unités de Piolit s'est écoulé dans un stade très précoce et a été sans action sur le Mésozoïque, puisque nous ne trouvons, dans cette partie du massif de Piolit, aucune des manifestations notées sous la masse de Flysch recouvrant le flanc NE de l'anticlinal de Rouanne-Haute : écaillage, réduction d'épaisseur, etc.

¹⁰ C'est ce qui se produit à plus grande échelle dans la région Réotier-Plan de Phasy où les unités briançonnaises chevauchent le Flysch glissé en avant et reployé en une profonde charnière synclinale bien visible en face de St-Clément, sur la rive gauche de la Durance (cf. J. DEBELMAS, Thèse).

En résumé, nous pouvons donc imaginer le massif de Piolit comme une double voûte anticlinale couchée vers l'W, élaborée dès les premiers stades de l'évolution tectonique (dans lesquels le Flysch n'intervient nullement). Cette formation anticlinale, au cours de son glissement vers l'W, n'a pas été modelée par le Flysch; elle se débarrasse au contraire, très vite, d'une partie de cette couverture — il n'y a donc plus « surcharge » de Flysch — et subit sur ses arrières la poussée de la masse de Flysch qui écaille et lamine la partie orientale, tout en provoquant, par contre-coup amorti, un froncement de la partie externe de l'anticlinal mésozoïque. Celle-ci, tout en glissant, se plisse pour son propre compte de façon intense, dysharmoniquement par rapport aux noyaux de Dogger. Enfin il n'y a pas étalement des unités mésozoïques mais empilement souple, du fait d'une résistance à l'avancement.

Ainsi, l'action dynamique du Flysch, incontestable certes, semble surajoutée à celle d'un mécanisme qui, une fois déclenché, se trouve seulement accéléré par une telle action qui en hypertrophie les manifestations.

**

Mais il y a plus. Nous n'avons en effet envisagé, jusqu'ici, que les unités à faciès subbriançonnais du massif de Piolit. Or nous savons qu'il existe dans cette région un certain nombre de lambeaux de recouvrement d'origine briançonnaise, reposant mécaniquement sur l'unité de Piolit ou parfois emballés dans le Flysch noir.

C'est ainsi que se présentent les klipptes de la région des Estaris, au Nord d'Orcières, qui, décollés au niveau des gypses suprawarféniens, se trouvent intriqués dans la vaste zone de Flysch noir qui, telle une coulée de boue, s'est étalée dans la région d'Orcières sur un substratum priabonien autochtone. Ce qui me paraît fondamental ici, c'est l'absence totale de Flysch à Helminthoïdes, même sous son faciès gréseux (toutes possibilités d'érosion mises à part naturellement). Et je ne pense pas qu'il soit possible d'imaginer le Flysch noir, niveau plastique « incohérent », comme *moteur* susceptible d'« extirper » les unités briançonnaises de leurs « racines »¹¹ et de les déplacer vers l'W. A mon sens, un tel phénomène de glissement par gravité, *passif*, n'a supposé à l'origine qu'un décollement et, une fois le mécanisme déclenché, ces klipptes

¹¹ Je souligne à dessein cette expression « extirper de ses racines », action généralement attribuée au Flysch à Helminthoïdes.

briançonnaises n'ont pas subi l'action d'un agent secondaire, *klippes et Flysch noir glissant de concert, sans interactions.*

Nous avons donc ici la preuve que la présence d'un *Flysch* (gréseux, à *Helminthoides*) *n'est pas nécessaire comme moteur de la mise en place des unités mésozoïques, soit par surcharge, soit par poussée vers l'arrière.*

Quant aux klippes de la Pousterle, de Chabrières et de La Fourche, elles sont un magnifique exemple d'unités véritablement entraînées *passivement* sous le Flysch après décollement de leur substratum siliceux¹². A la lumière de ce que l'on vient de voir, on peut néanmoins se demander si le Flysch était vraiment nécessaire, ici encore (il agit dans ce cas « *par surcharge* ») dans le déplacement de ces klippes briançonnaises qui, une fois coupées de leur zone d'origine, pouvaient glisser par leurs propres moyens comme les klippes des Estaris, de même composition lithologique. Ici, comme à Piolit, le Flysch a surtout accentué le phénomène, augmentant sans doute la valeur du déplacement de ces lambeaux de chevauchement.

**

Enfin, les unités traînées sur le substratum mésozoïque (unité de Piolit) vont le raboter, l'écailler et le laminier suivant un style comparable à celui que nous avons noté à propos des rapports du Flysch et du flanc NE de l'anticlinal de Rouanne-Haute.

1° *Sous la klippe de Chabrières* : écaillage de la série de Piolit, sur l'arête de la Croix du Vallon aux Croix de Viandre.

2° *Sous la klippe de la Pousterle* :

a) Col de la Gardette : même phénomène.

b) Dans la région de Piolit, à l'W de la klippe : c'est ce recouvrement qui va déterminer les replis isoclinaux secondaires dans l'unité de Piolit, visibles des sources de la Rouanne, au col de Charges, ainsi que les *froncements anticlinaux ultimes déterminant la culmination de Piolit.*

Dans un stade contemporain se produit la superposition de l'ensemble Piolit-Chabrières sur l'unité de St-Apollinaire.

Les grandes unités étant, dès lors, en place, cette première phase tectonique va se terminer par des tassements différentiels (en marches d'escalier descendant du SE au NW) des ajustements de la surface de base des klippes au nouveau profil topographique

¹² Il ne s'agit d'ailleurs pas ici de noyaux anticlinaux mais de lames horizontales comprises entre deux niveaux plastiques.

de l'unité qui les supporte : Failles de l'Oucane - La Fourche, Serrière des Rougnoux - La Pusterle, etc...

**

II. — *Le deuxième grand mouvement du socle* intervient alors, arrêtant l'écoulement, modifiant les équilibres.

Contrairement à l'origine de la phase 1, cette tectonique profonde n'est pas réalisée au point de départ de l'écoulement, mais à son front.

Nous y distinguerons deux manifestations semblables, dans des régions différentes :

1° *Au Nord des nappes : Surrection du massif cristallin du Pelvoux* qui élève la cote de base de la nappe à 2600 m, dans la région des Estaris — Sommet Drouvet (ailleurs environ 1200-1300 m) déterminant même un écoulement, vers l'extérieur du massif, de sa couverture de Grès du Champsaur (arête Pointe de Prelles - Pointe des Estaris par ex.) et peut-être même un glissement du Flysch noir qui les surmonte sur le vaste glacis dominant Orcières, au Nord.

2° *A l'W des nappes : « Surrection » du Cristallin de Remollon - St-Etienne-d'Avançon*¹³ qui « renverse » le plan d'écoulement des nappes vers l'Est¹⁴ (tout en déterminant ou achevant la formation de l'hémidôme de Remollon). Cette pente descendante du plan de glissement vers sa direction d'origine ne serait donc pas due, à mon avis, à des « compressions internes » auxquelles font appel LUGEON et SCHNEEGANS.

Le début de cette phase de surrection est vraisemblablement à l'origine de l'arrêt du phénomène d'écoulement. Nous avons noté plus haut que l'empilement de plis du massif de Piolit impliquait une résistance à l'avancement pour laquelle nous avons invoqué la présence du Flysch glissé au front des nappes. On voit ici que cette résistance à l'avancement semble pouvoir être recherchée également dans un obstacle créé par la surrection du socle, ou peut-être certains reliefs déterminés lors des mouvements anté-nummulitiques qui ont affecté les zones dauphinoise et ultra-dauphinoise.

¹³ La tectonique qui fait intervenir le Trias gypseux de la région Saint-Etienne-d'Avançon - Notre-Dame-du-Laus est sans doute en relation avec cette phase de surrection (?).

¹⁴ On notera en effet que la cote de base des nappes, au front de celles-ci (au N de Chorges - La Bâtie-Neuve) est d'environ 1200-1300 mètres et qu'elle s'abaisse ensuite progressivement en direction de la fermeture de la demi-fenêtre d'Embrun où cette cote ne dépasse pas 900-950 mètres (vallée de la Durance entre Châteauroux et St-Clément).