

Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale : datation et conséquences

Autor(en): **Meurisse, Marc**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **28 (1975)**

Heft 1

PDF erstellt am: **11.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-739788>

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.

DONNÉES NOUVELLES
SUR LES BRÈCHES ROUGES ÉOCÈNES
ET LA TECTOGENÈSE DE LA ZONE NORD-PYRÉNÉENNE
ORIENTALE.
DATATION ET CONSÉQUENCES.

PAR

Marc MEURISSE¹

La tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne à l'est du massif du Saint-Barthélémy est classiquement attribuée aux mouvements majeurs pyrénéo-provençaux (CASTÉRAS, 1933), dont l'âge probable bartonien, plutôt que lutétien, est maintenant admis. Très peu de sédiments tertiaires sont connus dans cette zone. Les plus anciens sont des brèches rouges continentales azoïques rapportées jusqu'ici à l'Eocène s.l. De nouveaux éléments de datation nous conduisent à considérer ces brèches comme *vitrolliennes*. Ces arguments, joints à d'autres, permettent de conclure à l'âge *fini-crétacé, et non bartonien, de la phase paroxysmale dans l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne orientale*.

Ce résultat amène à reconsidérer totalement plusieurs étapes capitales de l'histoire mésozoïque et cénozoïque de la partie orientale des Pyrénées.

Après un bref rappel historique des faits connus et des problèmes posés à propos de la structure et l'évolution des Pyrénées orientales, cet article résume l'essentiel des nouveaux résultats apportés sur cette région et en tire les principales conséquences.

1. HISTORIQUE

Deux phases de déformation souple, *syn-métamorphes* (phases « 1 » et « 2 »), ont été mises en évidence dans la zone nord-pyrénéenne orientale (CHOUKROUNE, MEURISSE, 1970). Les déformations cassantes (phase « 3 ») sont également contempo-

¹ Laboratoire de tectonophysique, Université P. et M. Curie, Place Jussieu 75230 Paris Cedex 05

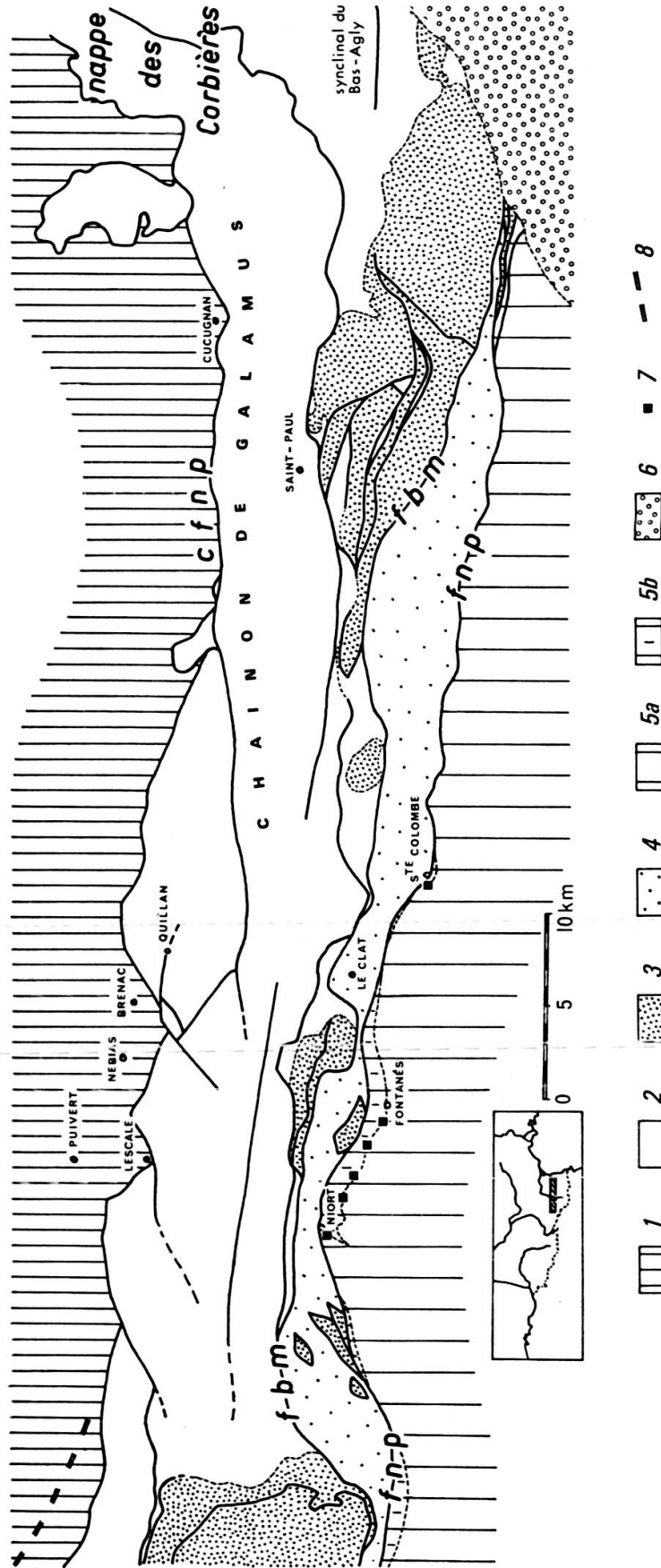


FIG. 1. — Carte structurale simplifiée.

- 1: zone sous-pyrénéenne; 2,3,4: zone nord-pyrénéenne; 2: zone nord-pyrénéenne externe;
- 3: massifs nord-pyrénéens (terrains hercyniens); 4: zone métamorphique; 5: zone axiale,
- a: terrains hercyniens, b: terrains secondaires; 6: Plio-Quaternaire du Rousillon,
- 7: affleurements d'albitophyres; 8: faille profonde.
- cfnp: chevauchement frontal nord-pyrénéen; fbn: faille bordière méridionale;
- fnp: faille nord-pyrénéenne.

raines d'un métamorphisme, caractérisé toutefois par des associations minérales différentes (CAPDEVILA, CHOUKROUNE, 1971).

Le métamorphisme anté-« 3 » a été qualifié de syn à tarditectonique (CHOUKROUNE, 1970). Mais il n'a pu être démontré qu'il comportait deux épisodes distincts dans le temps, ou bien qu'il avait débuté avec la phase 1 et s'était poursuivi de façon continue au-delà de la seconde phase.

La découverte de galets de Mésozoïque métamorphique dans le Vitrollien (MATTAUER, PROUST, 1967; FREYTET, 1970) montrait l'âge au plus vitrollien de la première phase, mais en toute rigueur, un âge éocène supérieur de la seconde phase ne pouvait être rejeté — d'autant plus qu'après érosion une « remontée » des niveaux structuraux pouvait rendre compte du style dissemblable de ces phases —. Enfin, les âges absolus mesurés sur des gneiss des Pyrénées orientales (VITRAC, ALLÈGRE, 1968) suggèrent une réhomogénéisation isotopique à l'Eocène supérieur. On pouvait dès lors se demander si celle-ci devait être imputée au métamorphisme de phase 2 plutôt qu'au métamorphisme de phase 3, ou aux deux ensemble.

La datation des plis les plus apparents de la zone nord-pyrénéenne (dans la zone métamorphique comme dans la couverture des massifs nord-pyrénéens ou les régions plus externes) est directement liée au problème essentiel de l'âge de la phase 2, responsable de ces structures (CHOUKROUNE, MEURISSE, 1970; MEURISSE, 1973).

Les brèches du chaînon d'Estagel reposant sur le flanc sud, *métamorphique*, du synclinal du Bas-Agly, MATTAUER et PROUST (1965, puis 1967) furent enclins à considérer que la phase majeure de plissement correspondait ici comme dans la zone métamorphique à la phase fini-crétacée mais cette idée ne fut par la suite pas reprise, développée, ou généralisée. Cependant, le fait que le métamorphisme ait atteint le synclinal du Bas-Agly, dû à la phase « 2 », ne peut constituer un argument décisif en faveur d'un âge fini-crétacé plutôt qu'éocène supérieur des plis de la phase 2.

Dans les régions voisines des Corbières et de l'arc de Saint-Chinian, Durand-Delga, Ellenberger, Mattauer, Proust et leurs élèves ont démontré l'existence de deux sous-phases d'âge éocène supérieur. Des plis souples sont apparus avant les chevauchements et les écaillages, une phase d'érosion intervenant entre ces deux événements tectoniques. Comme dans la zone nord-pyrénéenne des failles inverses et des cisaillements affectent de la même manière des plis préalablement érodés, ainsi que l'atteste la présence de brèches tectonisées discordantes sur les plis, il est tentant de rapporter la phase de plissement et les brèches à l'Eocène supérieur.

Pour revenir aux Pyrénées elles-mêmes, aucun fait nouveau n'avait permis jusqu'ici de lever l'indétermination quant à l'âge des structures majeures de la zone nord-pyrénéenne. Une datation indirecte de ces structures est toutefois possible par l'étude systématique des formations conglomératiques vitrolliennes à lutéliennes de l'Ouest du bassin de Quillan.

2. ÉLÉMENTS DE DATATION

A. DONNÉES APPORTÉES PAR LES POUINGUES ÉOCÈNES

1. REMANIEMENT D'ALBITOPHYRES

Un albitophyre — « mélaphyre » des anciens auteurs — (MORRE, THIÉBAUT, 1962) que nous avons découvert en galet dans un poudingue ilerdo-yprésien des environs de Lescale (sud de Puivert) s'avère particulièrement intéressant. Une telle roche volcanique ne peut provenir que du sud¹ où elle se présente en coulées interstratifiées dans le Trias inférieur de la couverture de la zone axiale, au voisinage de la faille nord-pyrénéenne. Elle affleure actuellement d'une part de Niort à Fontanès, d'autre part à proximité de Sainte-Colombe-sur-Guette.

Comme les albitophyres occupent là une même position structurale le long de la faille nord-pyrénéenne, dans une région ayant une histoire géologique commune, il en résulte que le galet de Lescale peut être originaire d'un point quelconque compris entre Niort et Sainte-Colombe.

a) *La zone métamorphique : aperçu structural* (MEURISSE, 1973) (fig. 2).

Cette zone a subi un raccourcissement très important entre la zone axiale et les massifs nord-pyrénéens ou leurs prolongements profonds. La phase 1 a engendré des mégastructures sub-isoclinales à double déversement, replissées par la phase 2. Il résulte de la disposition en éventail ainsi créée que les marges de la zone axiale et des domaines nord-pyrénéens plus externes ont supporté un empilement de plis couchés. Or, sur ces franges de la zone métamorphique actuellement limitée par deux accidents fondamentaux (faille nord-pyrénéenne et faille « bordière méridionale »), l'intensité du métamorphisme croît d'abord vers le haut, et d'autant plus que les plis rencontrés occupent dans l'édifice structural une position interne.

Le matériel métamorphique de ces plis a le plus souvent disparu par érosion, à la suite d'un jeu *en distension* des accidents marginaux ayant amené un exhaussement considérable des zones axiale et nord-pyrénéenne non métamorphique (externe). Il en subsiste cependant des vestiges à l'état de brèche. Un énorme volume de brèches « pyrénéennes » à ciment rouge à jaunâtre s'est en effet constitué au pied des escarpements de faille, en colmatant des dépressions karstiques et en remblayant même d'anciennes vallées de la zone métamorphique. Les affleurements les plus remarquables de ces brèches jalonnent maintenant la faille nord-pyrénéenne, où elles se

¹ Une alimentation plus lointaine à partir des seuls autres affleurements connus d'albitophyres, sur le bord septentrional du massif de l'Arize, ne peut être invoquée compte tenu de la coexistence de galets dont l'origine méridionale est manifeste (« Albien » et Jurassique métamorphiques en particulier).

trouvent coincées tectoniquement (manifestation de la phase cassante compressive de l'Eocène supérieur).

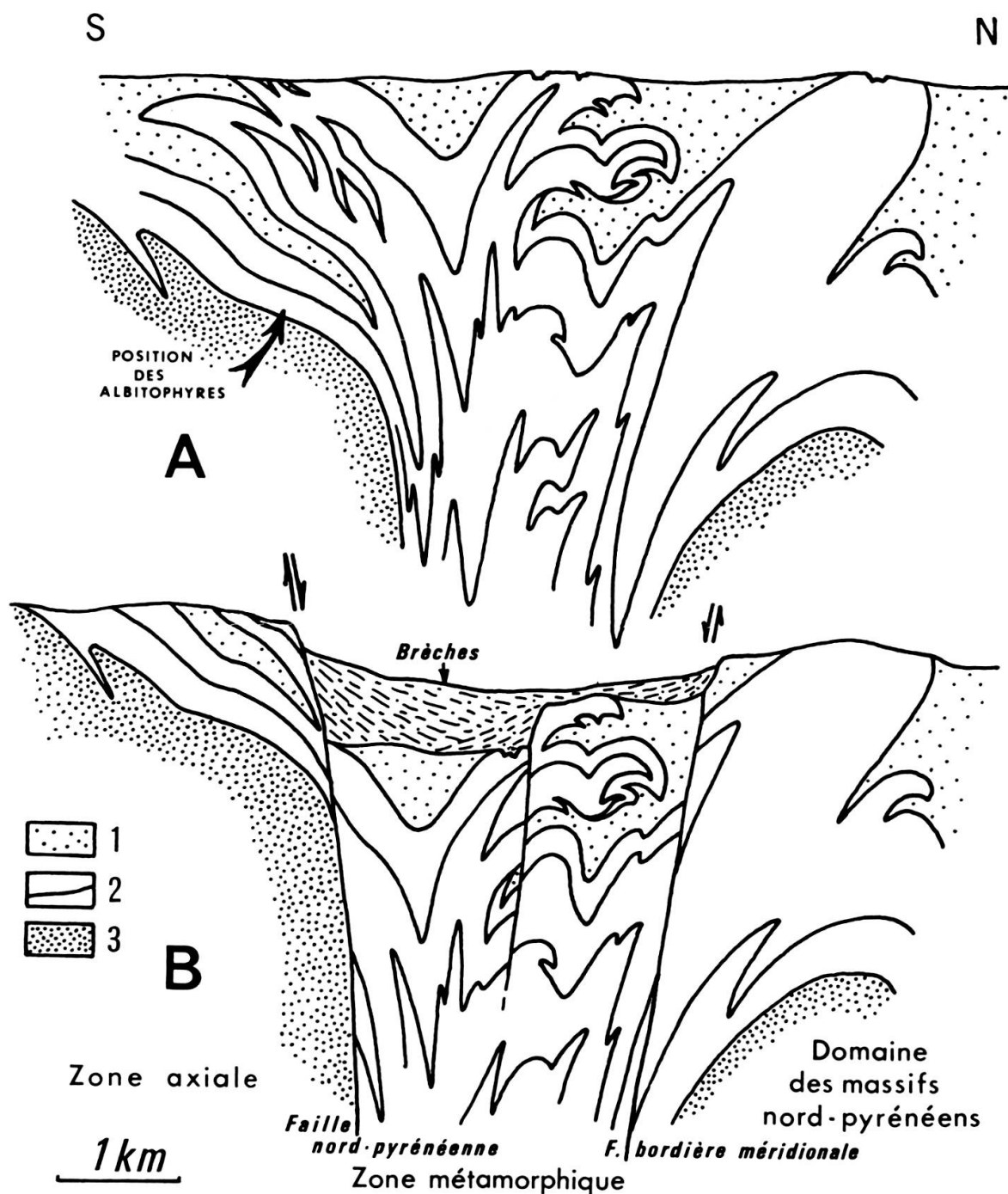


FIG. 2. — Structures fini-crétacées: coupe. A: état au Rognacien. B: état au Vitrollien. 1: Albien et Crétacé supérieur; 2: terrains secondaires anté-albiens; 3: terrains hercyniens.

b) Conclusion

Le galet « yprésien » de Lescale prouve que les albitophyres affleuraient avant le Lutétien. Comme ces roches appartiennent au « synclinal de Niort » (CASTÉRAS, 1933) constitué de terrains non métamorphiques ou épimétamorphiques (Cénomano-

Turonien), il faut en déduire que les plis qui surmontaient immédiatement ce synclinal — atteints davantage par le métamorphisme —, étaient eux aussi érodés dès le Lutétien.

En bordure de la zone axiale, des reliefs de Secondaire métamorphique, en cours de démantèlement, ont alimenté les brèches présentes de Niort à Sainte-Colombe qui remanient du Jurassique métamorphique. Ces brèches se sont par conséquent formées *avant le Lutétien*.

Puisque les brèches sont pénécontemporaines d'un jeu de la faille nord-pyrénéenne ayant amené par ailleurs celle-ci à trancher les structures 1 et 2, il en découle l'âge anté-lutétien de la phase 2.

Il apparaît dès lors raisonnable de considérer la phase 2 comme *fini-crétacée*.

2. REMANIEMENT DE BRÈCHES.

Les poudingues du « Sparnacien » de Nébias, de même que ceux de Brenac, vitrolliens, renferment de petits galets de brèche polygénique à ciment rouge comparable aux brèches déjà décrites. Des éléments de calcaire métamorphique très cristallin et de calcaire non métamorphique coexistent notamment dans un galet vitrollien.

L'âge des brèches est donc précisé (vitrollien à anté-vitrollien), tandis que la phase 2, antérieure à ces mêmes brèches, voit son âge fini-crétacé confirmé.

B. SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS CORRÉLATIFS.

Nous pouvons tenter d'établir, à la lumière des travaux de P. Freytet, une chronologie plus fine des événements qui émaillent la limite Crétacé-Eocène. En effet, les sédiments corrélatifs sous-pyrénéens ont dû enregistrer les phénomènes tectorogéniques des domaines plus internes.

Nous avons montré que les brèches ne résultaient pas de la destruction de reliefs apparus lors des phases 1 ou 2, mais d'un épandage de piedmont le long de failles dénivelant une surface d'érosion postérieure aux plis. Il faut donc s'attendre à observer dans les bassins septentrionaux au moins deux « décharges détritiques » distinctes, et des sédiments intermédiaires biostasiques, reflets d'un arrière-pays aplani et karstifié.

Alors que les grès d'Alet (dont la partie supérieure est datée du Fuvélien) sont alimentés au Campanien par le massif du Mouthoumet rajeuni, les dépôts qui les surmontent appartiennent à une nouvelle décharge détritique en provenance cette fois du *Mésozoïque nord-pyrénéen* (FREYTET, 1973). La décharge suivante, vitrollienne, dont la source est également méridionale, en est séparée par les calcaires à faune de Rognac caractérisant une période de biostasie. Ainsi, deux décharges (et

deux seulement) sont corrélables avec des événements qui intéressent la zone nord-pyrénéenne: nous retrouvons bien la succession espérée.

Les brèches correspondant à la seconde décharge ne peuvent donc être que vitrolliennes, et les phases 1 et 2 anté-rognaciennes. Autrement dit, les structures plissées se sont formées après le Campanien terminal, et compte tenu des incertitudes chronostratigraphiques, avant le Bégudo-Rognacien supérieur — époque du parachèvement de la surface d'érosion —.

3. CONSÉQUENCES

A. ASPECTS DE LA TECTOGENÈSE FINI-CRÉTACÉE DANS LES DOMAINES INTERNES ET EXTERNES, RELATIONS AVEC LE MÉTAMORPHISME.

Bien que l'existence d'une seule décharge détritique entre le Campanien et le Vitrollien ne permette pas d'exclure la possibilité au Bégudo-Rognacien inférieur de deux phases tectoniques laissant entre elles le temps d'une érosion importante, il nous paraît vraisemblable que la majeure partie du matériel détritique s'est déposée après le plissement 2. Les relations cristallogénèse — déformations au cours des phases 1 et 2, font songer à un continuum métamorphique (CHOUKROUNE, 1970) plutôt qu'à deux métamorphismes l'un et l'autre syn à tardi-tectonique.

La modification du style des déformations 1 et 2 ne semble pas, par conséquent, devoir être uniquement expliquée par une accalmie tectonique prolongée ayant permis une érosion notable avant la reprise, lors de la phase 2, de structures initialement profondes.

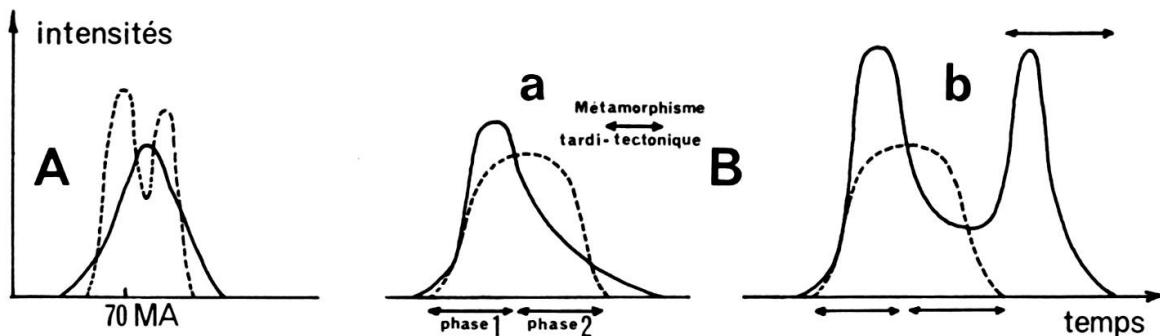


FIG. 3. — Schéma montrant l'évolution dans le temps de l'intensité du métamorphisme (trait plein) et de la contrainte tectonique (pointillés). Les intensités sont exprimées en unités arbitraires.

A: figure tirée de CHOUKROUNE 1970.

Aux deux phases correspondent deux maxima de la contrainte tectonique.

B: schéma proposé. L'existence d'un seul maximum a été supposée ici;

a: hors des secteurs les plus métamorphiques; b: dans les secteurs les plus métamorphiques.

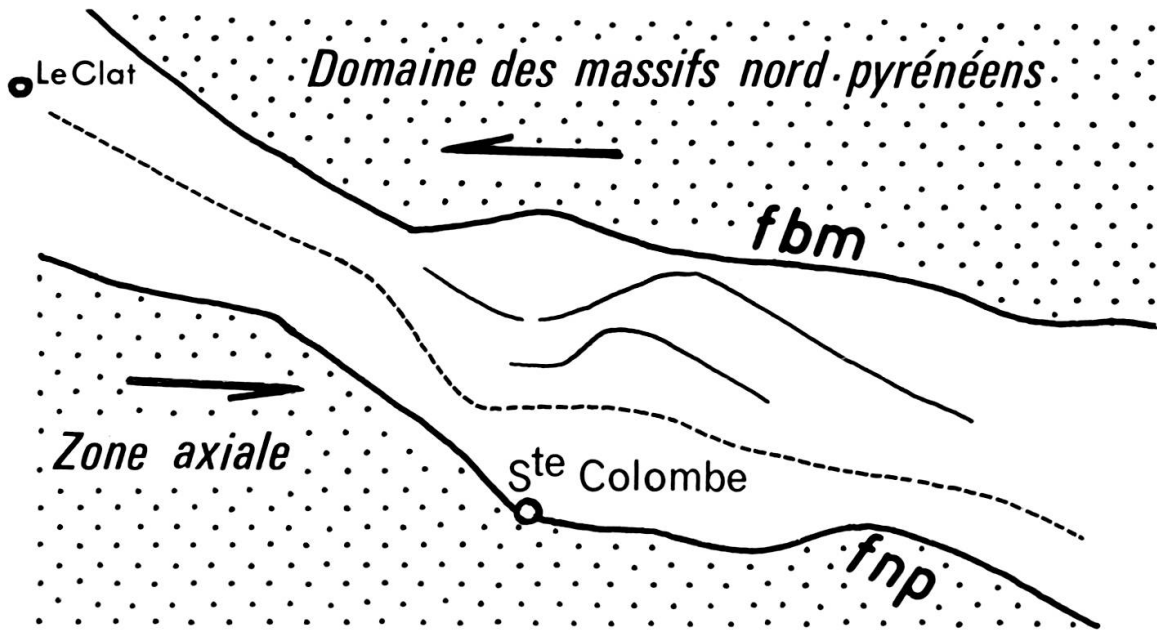


FIG. 4. — Allure d'axes de plis 1 dans la zone métamorphique indiquant un serrage accompagné d'un coulissage sénestre. En pointillés, axe de l'éventail de plis 1.

Une autre interprétation peut être envisagée.

Tout d'abord, il importe de bien distinguer la zone métamorphique, alors à gradient thermique élevé, des régions voisines à gradient plus faible. Dans la zone métamorphique, ces gradients bien que forts ont pu être variables, tandis qu'ailleurs ils ont dû conserver une valeur sensiblement constante, mais sans doute plus élevée que la normale.

Voyons quel est le rôle de la contrainte tectonique. Si l'on suppose que celle-ci a diminué au cours de la phase 2 pour expliquer à elle seule la variation de style dans la zone métamorphique, il faut en déduire que dans les domaines nord-pyrénéens externes où le gradient thermique aurait été à peu près identique pendant les deux phases, la phase 1 devrait être essentiellement responsable des plis. Or, c'est la phase 2 qui l'est.

Ceci nous amène à penser que le facteur prépondérant fut le gradient thermique. On sait d'ailleurs (ARTHAUD, MATTAUER, 1969) que le gradient thermique influe davantage sur le style de la déformation que ne le fait une variation de la contrainte tectonique.

Le style des structures 2 de la zone métamorphique s'expliquerait alors par une nette diminution du gradient thermique et non uniquement par une diminution de la contrainte tectonique. Notons qu'un éventuel accroissement de la contrainte tectonique lors de la phase 2 serait tout à fait hypothétique.

Nous pensons même que les phases 1 et 2 ne correspondent pas nécessairement à deux paroxysmes distincts, mais peuvent traduire un effort tectonique continu s'accompagnant d'un métamorphisme de gradient variable. Il serait alors plus correct

de parler d'une seule phase fini-crétacée, caractérisée dans les régions métamorphiques par une zone à schistosité offrant deux « faciès tectoniques » successifs (fig. 3).

Dans la zone nord-pyrénéenne non métamorphique, le plissement majeur pourrait avoir débuté quand se formaient les structures 1 de la zone métamorphique, et acquérir son allure définitive (plis synschisteux) au moment où ces structures 1 étaient replissées.

Ou bien le plissement majeur est exclusivement contemporain de la phase 2: dans ce cas les contraintes tectoniques n'auraient été transmises au domaine nord-pyrénéen externe qu'après la phase 1, une fois réalisé le très important serrage de la zone métamorphique. Cette zone aurait en quelque sorte joué un rôle tampon en se raccourcissant plus tôt que les aires voisines moins déformables. Ainsi les plis 1 et 2 de la zone métamorphique ne sont-ils pas en général homoaxiaux. Les directions 1 soulignent la différence de comportement mécanique d'avec les domaines bordiers. Les plis 1 ont en effet tendance à mouler ces derniers de manière telle que leur géométrie indique un serrage accompagné d'un coulissage sénestre de la zone axiale par rapport à la zone nord-pyrénéenne non métamorphique¹ (fig. 4). Par contre les directions 2 sont nettement moins dispersées et se rapprochent de l'orientation générale WNW-ESE des failles nord-pyrénéenne et bordière méridionale, qui est aussi celle des plis de la zone nord-pyrénéenne non métamorphique. L'effet tampon a cessé; les zones bordières peuvent être plissées à leur tour tandis que le contraste mécanique entre elles et la zone métamorphique qui se cicatrise devient moins marqué (en raison de la diminution du gradient thermique).

Dans les secteurs les plus métamorphiques, la nature de la cristallogenèse tardicinématique implique cependant un brusque accroissement du gradient thermique à nouveau comparable au gradient qui régnait pendant la phase 1. Ailleurs dans la zone métamorphique un tel accroissement ne semble pas s'être produit. Nous verrons plus loin que ce phénomène peut être expliqué (§ E).

B. INTENSITÉS RESPECTIVES DES PHASES FINI-CRETACÉE ET BARTONIENNE.

Une conséquence essentielle est l'existence, dans l'ensemble de la zone nord-pyrénéenne, de *plis majeurs fini-crétacés*. Si des structures anté-vitrolliennes sont connues depuis plus de dix ans au Sud de Cucugnan (LEMPÉRIÈRE, 1961; MATTAUER, PROUST, 1962), elles ne sont pas attribuables à *une* faille ou à *une* ébauche de pli; mais bien *au* pli définitif (synclinal de Saint-Paul de Fenouillet) — et à *la* faille dont le rejeu fut amorcé dès l'Albien, et qui deviendra le chevauchement frontal nord-pyrénéen.

¹ Ceci tient à une disposition particulière des « plaques » ibérique et européenne que nous décrirons par ailleurs.

La phase éocène supérieur ne s'est traduite qu'exceptionnellement par des plis (Garumnien de Cucugnan par exemple). Elle se manifeste surtout par des failles inverses. L'importance même de certaines d'entre elles nous paraît avoir été trop exagérée: les grandes fractures « pyrénéennes » s'avèrent être dans leur quasi totalité d'anciens accidents aux jeux multiples et complexes, ayant souvent rejoué en faille normale au Vitrollien avant leur reprise (non ultime d'ailleurs) à l'Eocène supérieur. Les déplacements le long de ces failles furent alors assez faibles, comparés à ceux qui les précédèrent. De nombreuses observations dans la zone nord-pyrénéenne nous incitent à penser que la surface aquitanienne ou la surface polygénique oligo-miocène (MEURISSE, MICHAUX, SIGÉ, 1969; MEURISSE, 1973; DE BEAUMONT, MEIN, 1973) ne furent là jamais très éloignées des topographies fini-vitrollienne, ou même rognacienne. Ceci implique une érosion relativement modérée de la zone nord-pyrénéenne depuis les mouvements tectorogéniques de la limite Crétacé-Eocène, et en contrepartie une érosion forte de la zone axiale pour rendre compte de l'épaisseur des sédiments éocènes, en particulier du Lutétien (bombement épigénétique de la chaîne).

Ces conclusions n'intéressent évidemment que la zone nord-pyrénéenne orientale; l'importance de la tectogenèse bartonienne est manifeste dans les secteurs externes de la chaîne, la nappe des Corbières et la partie occidentale des Pyrénées.

C. COMPORTEMENT DU « SOCLE » HERCYNIEN

Il serait surprenant que le plissement fini-crétacé nord-pyrénéen, généralement accompagné de schistosité, n'ait pas affecté les séries paléozoïques susceptibles d'être déformées souplement.

De même, l'éventualité de schistosités post-hercyniennes dans la zone axiale doit à nouveau être discutée en précisant cette fois la part des structures fini-crétacées et tertiaires. Rappelons par exemple l'existence au front de la zone axiale, du synclinal fini-crétacé de Niort et des synclinaux sub-isoclinaux qui lui succèdent au Sud, accompagnés d'une schistosité commune au matériel carbonifère et permotriasique des plis (MEURISSE, 1973).

D. DÉFORMATIONS ANTÉCÉNOMANIENNES

Le bassin de Quillan et le synclinorium de Saint-Paul ne doivent pas leur structure à une phase unique de plissement. Des plis précoces orientés NW-SE à WNW-ESE s'observent sur leur bordure septentrionale. Quelques-uns sont sommairement cartographiés sur la feuille n° 254 Quillan à 1/80 000. Excepté la déformation synclinale reconnue à l'est de Quillan et qui fit l'objet d'âpres discussions au sujet du style de la phase antécénomaniennne, aucun de ces plis ne pouvait être daté avec cer-

titude. Selon BOUILLIN (1967), la phase antécénomaniennne « a pu affecter d'une façon importante la zone nord-pyrénéenne », dans un secteur où précisément cet auteur a mis en évidence de tels plis. Mais il était tout aussi possible de les considérer à l'époque comme fini-crétacés, puisqu'on admettait classiquement un plissement généralisé de la région à l'Eocène supérieur.

Or, même si l'on suppose que la phase 2 fini-crétacée est seule responsable du plissement de la zone nord-pyrénéenne externe, il semble exclu que la phase 1 ait engendré ces plis précoces car elle ne peut expliquer de manière satisfaisante, ni leur direction, ni leur localisation, ni surtout leur amortissement en direction du Sud-Est.

Comme l'Albien paléontologiquement daté est le terrain le plus récent affecté par tous ces plis, nous les rapportons à la tectonique antécénomaniennne. Mais nous n'y voyons pas la trace d'une importance tectogénèse de cet âge intéressant la majeure partie du domaine pyrénéen. La signification réelle des mouvements antécénomaniens a été analysée par Mattauer et Proust, et le modèle proposé auparavant a été, depuis, maintes fois infirmé.

Les plis précoces en question seraient liés selon nous au jeu en décrochement d'un accident fondamental, jusqu'ici insoupçonné, qui s'identifierait à l'Est de Quillan au chevauchement frontal nord-pyrénéen, et s'en écarterait à l'Ouest (fig. 1). Ainsi s'expliqueraient l'accroissement de la déformation au voisinage de la faille dans le bassin de Quillan et le chaînon de Galamus, et la complication tectonique des assises antécénomaniennes dans les petites Pyrénées. *Nous nous bornerons à souligner ici l'importance d'un tel accident dont les conséquences géologiques sortent très largement du cadre de cette étude régionale.*

E. AGE DES ROCHES VERTES DE LA ZONE MÉTAMORPHIQUE ORIENTALE

Les données dont nous disposons permettent une datation précise de la mise en place des lherzolites et des ophites.

Les ophites que nous avons étudiées sont intrusives dans des terrains préalablement plissés par les phases 1 et 2. *Elles ne sont donc pas triasiques*, et nous faisons nôtres les conclusions de ZWART (1954) sur l'existence de deux types d'ophites, les unes triasiques, les autres contemporaines des lherzolites. Les ophites sont de plus antérieures au stade final de l'élaboration de la surface d'érosion du Bégudo-Rognacien supérieur, qui recoupe l'un des pointements ophitiques. Elles sont à fortiori antérieures aux brèches vitrolliennes qui les remanient (ouest du Clat), de même que les lherzolites (Bestiac).

La mise en place définitive des ophites se serait donc effectuée au Bégudo-Rognacien inférieur, au cours d'une décompression succédant à la phase ultime (2) du serrage fini-crétacé.

On constate en effet à proximité d'une ophite (est du Clat), mais en dehors de l'auréole de contact, une dipyrisation des plagioclases de certaines roches métamorphiques, ainsi que la formation de globules de dipyre et de diopside d'autant plus nombreux et volumineux que l'on se situe près d'un joint de la roche. En outre, du diopside se rencontre souvent à l'intérieur des fractures.

La présence de ce diopside, équant, caractérise un métamorphisme de haut grade tarditectonique. On peut donc se demander si le métamorphisme de ce type n'est pas à mettre en relation avec le voisinage de roches vertes connues ou non à l'affleurement, ces dernières n'étant d'ailleurs probablement pas la cause directe du métamorphisme, roches vertes et métamorphisme étant plutôt les effets d'une même cause.

F. AGE DE LA RECRISTALLISATION DES BRÈCHES VITROLLIENNES

Le ciment des brèches est fréquemment recristallisé, à tel point que l'on peut difficilement déterminer sur le terrain si la brèche elle-même est ou n'est pas métamorphique. Lorsque le ciment renferme des minéraux de métamorphisme, en réalité détritiques, la recristallisation rend en effet la distinction malaisée.

Or, les brèches que nous avons observées en galet dans le Vitrollien de Brenac (et le « Sparnacien » de Nébias) sont recristallisées. Nous en concluons que leur recristallisation, dont on aurait pu supposer l'âge éocène supérieur, s'est en fait produite en partie sinon en totalité au *Vitrollien*.

4. CONCLUSION

La découverte de quelques galets a contribué à la datation, avec une précision jusqu'ici inespérée, de nombreux phénomènes. Non seulement elle remet en cause les idées reçues sur la tectonique nord-pyrénéenne, mais encore elle ouvre la voie vers un champ d'investigations bien plus vaste que ne le laissait prévoir l'examen de certaines formations conglomératiques tertiaires.

On ne peut enfin manquer d'être frappé par l'analogie, déjà soulignée par MATTAUER et PROUST (1967), entre les Pyrénées, le Languedoc et la Provence. Deux traits communs apparaissent maintenant clairement: la phase « maestrichtienne » de Provence se fait largement sentir dans les Pyrénées et correspond souvent aux déformations souples les plus importantes; d'autre part les brèches vitrolliennes et les mouvements qui sont à leur origine se retrouvent dans la majeure partie de l'édifice pyrénéo-provençal ¹.

¹ Nous avons déjà insisté (1973) sur la généralité de tels phénomènes de bréchification dans les Pyrénées orientales et centrales, ainsi que sur la position des brèches; ce point de vue a été adopté par P. Choukroune dans un travail récent (décembre 1973).

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD, F. et M. MATTAUER, (1969). Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 268, Sér. D, pp. 1161-1164.
- BEAUMONT, G. de et P. MEIN. (1973). Découverte du genre *Broiliana* Dhem (*B. dehmi* n.sp.) *Procyonidae*, *Carnivora*, dans le Burdigalien inférieur de Serre de Vergès, Pyrénées Orientales. *Arch. Sc. Genève*, vol. 26/1, pp. 98-102.
- BOUILLIN, J.P. (1967). Etude géologique de la région de contact entre zones nord et sous-pyrénéennes, de Cubières à Cucugnan (Aude). *Thèse 3^e Cycle*. Paris.
- CAPDEVILA, R. et P. CHOUKROUNE. (1971). Sur la présence de filons à zéolite et préhnite dans le Secondaire métamorphique de la zone nord-pyrénéenne orientale. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 12, pp. 277-278.
- CASTÉRAS M. (1933). Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 37, n° 189.
- CHOUKROUNE, P. (1970). Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (P.O.) Feuille au 1/50.000 Saint-Paul de Fenouillet. *Bull. B.R.G.M.* 2^e sér., sect. 1, n° 4, pp.49-63.
- (1972). Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bull. Soc. géol. France*, t. 14, n° 1-5, pp. 3-11.
- (1973). La brèche de Lherz dite « d'explosion liée à la mise en place des lherzolites » est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque (Pyrénées Ariégeoises). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 277, Sér. D., pp. 2621-2624.
- et M. MEURISSE (1970). Phases de déformation superposées dans le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne sur la transversale du massif de Salvezines (Aude). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, Sér. D, pp. 14-17.
- FREYDET, P. (1970). Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. *Thèse Sc. Orsay*.
- (1973). Le Languedoc au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur: évolution des principaux éléments structuraux (rides et sillons), migration des aires de sédimentation, rôle des phases précoces dans la tectogenèse. *Bull. Soc. géol. France*, t. 13, n° 5-6, pp. 464-474.
- LEMPÉRIÈRE, P. (1961). Etude géologique de la région de Duilhac — Cucugnan (Aude). *Dipl. Et. Sup., Montpellier*.
- MATTAUER, M. et F. PROUST (1962). Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. 5, fasc 1, pp. 5-11.
- et F. PROUST (1965). Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées Orientales. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, pp. 132-133.
- et F. PROUST (1967). L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. *C.R. Coll. Biogéographie du Crétacé-Eocène de la France méridionale. Travaux Lab. Géoch. Biosphère. Ec. Prat. Htes Etudes, Paris*, pp. 9-20.
- MEURISSE, M. (1973). Etude structurale de la zone nord-pyrénéenne orientale. *Thèse 3^e Cycle, Paris*.
- J. MICHAUX et B. SIGÉ (1969). Un remplissage karstique à Micromammifères du Miocène inférieur à la Serre de Vergès, près St-Arnac (Pyrénées-Orientales). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, fasc. 5, pp. 166-167.
- MORRE, N. et J. THIEBAUT (1962). Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. France*, t. 4, n° 4, pp. 539-546.
- VITRAC, A. et C.J. ALLEGRE (1968). Présence de roches précambriennes dans les Pyrénées Orientales françaises — Correctif. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 267, Sér. D, pp. 2280-2283.
- ZWART, H.J. (1954). Sur les lherzolites et ophites des Pyrénées. *Leidse Geol. Med.*, t. 18, pp. 281-286.

Manuscrit remis le 15 février 1974.

