

Les déformations tectoniques superposées du Dévoluy méridional (Hautes-Alpes)

par Maurice GIDON, Hubert ARNAUD, Jean-Louis PAIRIS, Jean APRAHAMIAN, Jean-Pierre USELLE

RÉSUMÉ. — Les auteurs se sont attachés à démêler la part des divers types de déformations qui se sont succédé dans cette région connue pour avoir présenté deux phases de plissement.

D'une description faite suivant un plan régional ressortent les influences directrices à la fois d'une zone paléostratigraphique et paléogéographique d'orientation NNW SSE, et des érosions du début du Tertiaire qui ont provoqué l'apparition de phénomènes morphotectoniques. Sous cette double influence, les structures antésénoniennes NE-SW ont été tordues dans le sens dextre, puis rompues et écrasées dans des mouvements N-S particulièrement accusés dans la « bande de Veynes » ; ces déformations peuvent être considérées, quant à leur origine, comme liées aux chevauchements des « Ecailles de Digne ».

ABSTRACT. — The authors have paid particular attention to the relative importance of the varied types of deformation that succeeded each other in this region which is classically known as having been folded in the first time before the Upper Cretaceous, in the second time during the Tertiary.

After the regional description it appears that there has been much orientation resulting from the existence of a paleogeographic and paleostructural NNW-SSE lineament and from that of early tertiary erosions that did permit the appearance of morphotectonics. These two influences have resulted, first in twisting NE SW the presenonian structures in a right handed movement, next in breaking and squeezing them with N-S displacements that are particularly marked in the « Veynes stripe ». These strains may be considered as being connected with the origin of the overthrusts of the more southern « Ecailles de Digne » structure.

La région dont nous nous proposons de décrire la structure est située immédiatement à l'Ouest de Gap, au Nord de la Durance (fig. 1) ; elle constitue les confins méridionaux du massif du Dévoluy, entre la vallée du Grand Buëch et le massif des sources du Petit Buëch (feuilles Gap et Laragne au 1/50 000^e).

Elle est traversée en oblique, pratiquement dans sa partie médiane, par la vallée du Petit Buëch (affluent de rive droite de la Durance),

dont la coupe fournit une excellente base de départ pour l'étude structurale.

Il nous est apparu que son intérêt principal réside dans le fait que la chape sénonienne du massif du Dévoluy, si importante au Nord, est ici plus largement éventrée par l'érosion et laisse apparaître les structures affectant les terrains plus anciens sans y disparaître totalement comme plus au Sud : ainsi peut-on sans doute y analyser les rapports des déformations formées avant et après le dépôt du Sénonien mieux que partout ailleurs.

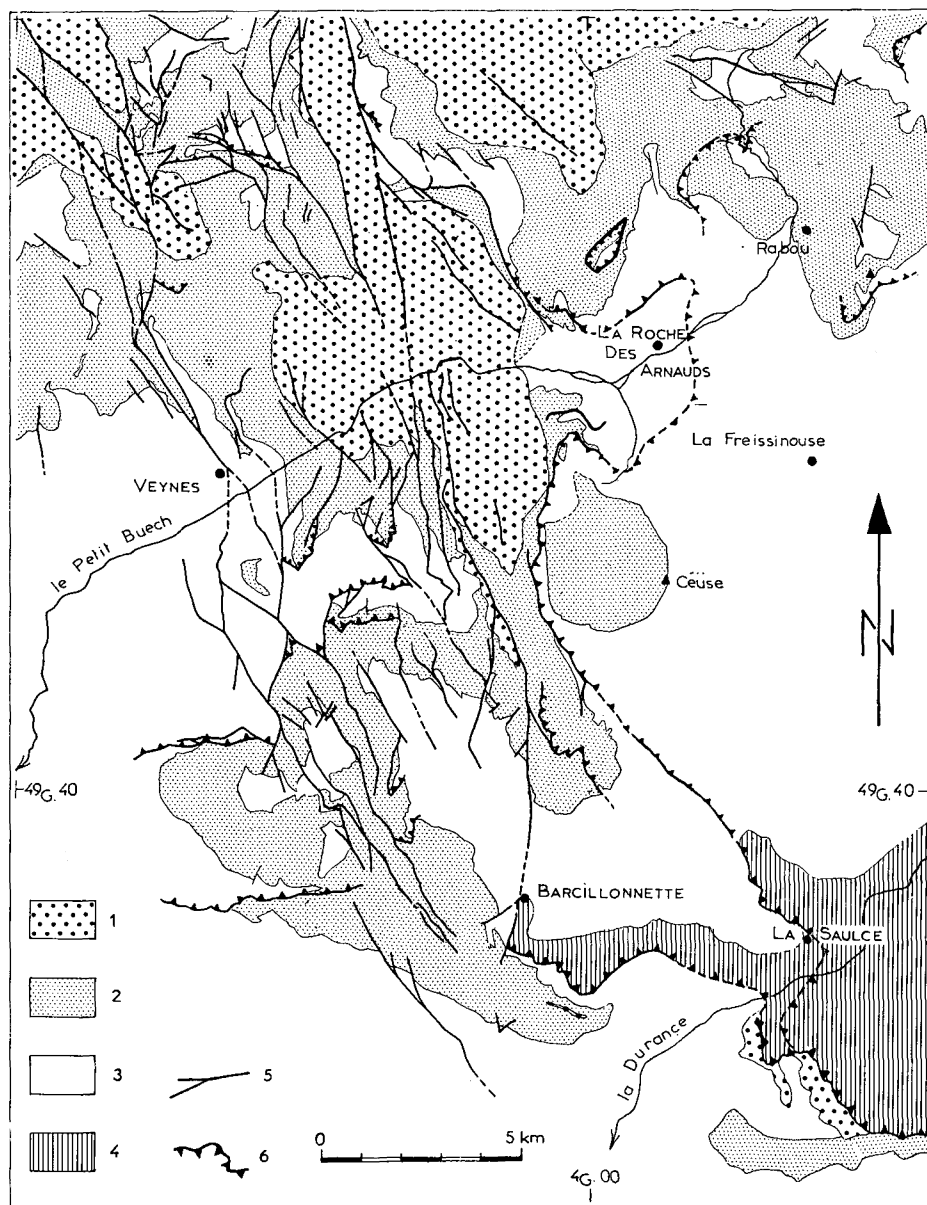


Fig. 1. — Le Dévoluy méridional : ensembles lithologiques et fracturation.

1, Terrains néocrétacés et tertiaires ; 2, Tithonique et Néocomien ; 3, Terres noires (« Argovien » et Bajocien supérieur y compris) ; 4, Dogger, Lias et Trias (écaïlles de La Saulce et de Barcillonnette) ; 5, Fractures à plans très redressés ; 6, Fractures dont le rejet présente une nette composante de chevauchement.

L'entaille du Petit Buëch (fig. 2) permet de reconnaître dans cette région trois secteurs bien individualisés que nous énumérerons du SW au NE :

a) L'extrémité aval de la coupe correspond à la *dépression anticlinale d'Aspres* ouverte dans les « Terres noires ». La bordure est de cette structure se voit dans la cluse de Veynes où le Titho-

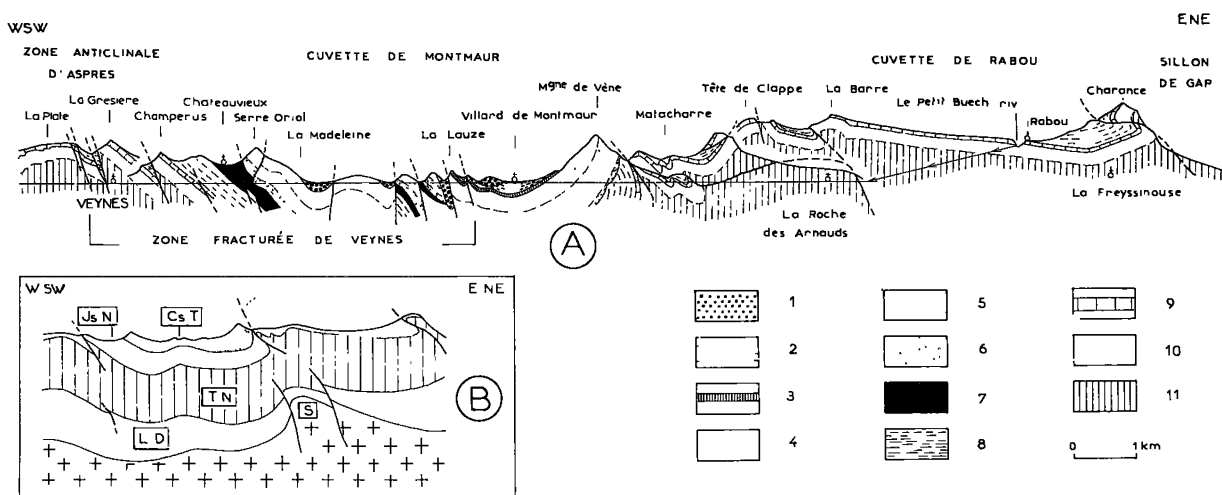


Fig. 2.

A : Coupe de la vallée du Petit Buëch (essentiellement en rive droite, sauf entre le Villard-de-Montmaur et la Madeleine).

1, Oligocène (molasse, conglomérats polygéniques et marnes rouges); 2, Priabonien marin (marnes à Globigérines); 3, Calcaires à Nummulites; 4, Maestrichtien (lauzes siliceuses); 5, Coniacien Campanien (lauzes marneuses); 6, Turonien (calcaires blancs); 7, Marnes apto-albiennes; 8, Néocomien (calcaires et marnes); 9, Tithonique (calcaires blancs lithographiques et poudingues calcaires); 10, Jurassique supérieur calcaire (Oxfordien terminal à Kimméridgien); 11, « Terres noires ».

B : Schéma montrant les relations probables entre le socle et la couverture dans la région de Veynes.

Cs-T, Crétacé supérieur-Tertiaire; Js-N, Jurassique supérieur calcaire Néocomien; T.N., « Terres noires »; L-D, Lias-Dogger; S, Socle.

nique forme une dalle presque plane qui traverse la vallée perpendiculairement et se trouve redoublée par un système de failles directionnelles (*redoublement de Veynes*). On observe facilement, de la vallée même, dans les pentes de Champérus, que le plan de ce redoublement est extrêmement redressé. Au-delà vers l'amont et jusqu'à l'éperon sénonien de la Madeleine, les couches conservent sensiblement la même disposition monoclinale.

La partie orientale de ce secteur anticlinal, dotée d'une fracturation subméridienne, constitue un ensemble structural allongé dans le sens N-S que nous appellerons « *bande de Veynes* ».

b) En amont de la Madeleine, on entre dans une grande zone à valeur synclinale, à ossature constituée d'un Sénonien puissant et à cœur tertiaire : c'est la *cuvette de Montmaur*, dont les flancs nord (au Nord de Montmaur) et sud (rive gauche du Petit Buëch) sont fortement

redressés. De cette cuvette se détachent, vers le Nord en rive gauche du torrent de la Béoux, et vers le Sud en direction de Châtillon-le-Désert, deux diverticules particulièrement longs et étroits de terrains tertiaires.

c) Une dernière zone, à valeur anticlinale, apparaît sur la marge orientale de la région considérée; elle est caractérisée par une remontée des « Terres noires » qui affleurent très largement jusque sur les confins occidentaux du Dôme de Rémollon, et par l'apparition, essentiellement au sein des séries jurassiques, d'un grand plan de chevauchement qui se développe vers le Sud (« *chevauchement de Céüse* »). Ce grand chevauchement entraîne un écaillage et des replis, bien visibles dans le tithonique, depuis la N. 94, en rive droite du Petit Buëch au Nord de la plaine des Arnauds, et en rive gauche dans les pentes de Combe Noire.

Nous étudierons successivement :

- la structure des zones essentiellement anticlinales qui constituent la *bande de Veynes*, en progressant du Sud au Nord ;
- les deux zones fondamentalement synclinales qui délimitent la bande de Veynes, la *zone de Montmaur* à l'Est, et à l'Ouest une zone qui ne montre de Sénonien et de Tertiaire qu'au Nord de Buech, dans la haute vallée d'Agnielles (*zone de Recours*) ;
- enfin, la zone du *chevauchement de Céüse*.

I. — Les secteurs anticlinaux de la Bande de Veynes.

Ils peuvent être répartis, du Sud au Nord, en trois domaines : méridional, médian et septentrional.

A) Le secteur méridional.

Ce secteur englobe trois structures assez bien individualisées que nous examinerons du NE au SW :

- l'aire anticlinale d'Espréaux ;
- l'aire anticlinale de Villaret-Aujourd'hui ;
- l'aire synclinale de la crête des Selles.

1. L'aire anticlinale d'ESPRÉAUX.

Il s'agit d'une zone allongée dans le sens NW-SE, où l'érosion a éventré les structures jusqu'au niveau des « Terres noires ». Elle ne correspond pas, toutefois, à un simple pli d'axe NW-SE : l'étude des flancs de cette structure montre en effet une disposition très composite qui doit être interprétée comme le résultat de la déformation d'un ancien anticlinal d'axe N 75°¹. Ce pli s'observe effectivement entre la crête de Maragache et le Château de Châtillon-le-Désert, point où sa voûte est tronquée et scellée par la transgression oligocène (ce qui prouve l'ancienneté du pli). Vers le SW, les flancs tithoniques du pli s'écartent à partir de la crête de

Maragache pour prendre une direction sensiblement N 120°, s'alignant ainsi sur un axe anticlinal perceptible au niveau des « Terres noires » à Espréaux même. En outre, les flancs de cette structure se redressent à plusieurs reprises, suivant la direction N 160°, contre des plans de cassure de même direction, au prix de flexures synclinales brutales à fort plongement nord. En certains points la cassure ne se produit pas complètement et se trouve remplacée par une simple flexure anticlinale de même signification. Ces accidents traduisent certainement une compression tardive par rapport à la fracturation. En effet, la disposition des crochons le long des plans de fracture indique un déplacement senestre (fig. 3), qui ne peut rendre compte des flexures synclinales.

Enfin si le flanc ouest de la structure d'Espréaux est également redressé à la verticale suivant la direction N 160°, cela semble dû, comme dans les cas précédents, principalement au serrage qui a plaqué ces couches contre une grande faille N 160° (faille du col du Villaret). Ce flanc occidental présente en outre, à la Tête des Quarante, un repli, d'axe vertical ou renversé (selon les niveaux), qui semble interprétable comme une ancienne structure N 75° basculée : il nous paraît vraisemblable que celui-ci prolonge l'anticlinal de Maragache par l'intermédiaire du pli oblique N 120° des « Terres noires » d'Espréaux.

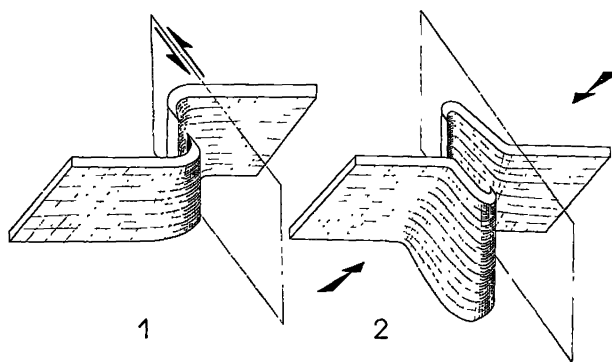


Fig. 3. — Les crochons composites du flanc nord de l'anticlinal d'Espréaux (tectonogramme schématique).

1, Formation de crochons à axes fortement pentés par simple coulissement senestre ; 2, Serrage selon une direction oblique par rapport au plan de fracture (associé aux crochons senestres).

¹ Toutes les indications d'azimut sont données en degrés, comptés à partir du Nord dans le sens des aiguilles d'une montre.

En définitive, la structure d'Espréaux correspond donc à un ancien pli N 75° qui a été tordu et en partie déplié selon la direction N 120° avant d'être fracturé puis écrasé suivant une direction N 160°.

2. L'AIRE ANTICLINALE DE VILLAURET-AUJOUR.

L'aire anticlinale de Villaret-Aujourd'hui montre deux anticlinaux N 75° encore bien reconnaissables : l'anticlinal de La Plane au Nord. et, au-delà du synclinal intermédiaire de Clausonne, l'anticlinal d'Aujourd'hui au Sud.

a) L'anticlinal de La Plane.

Il est crevé de façon à donner deux boutonnières de « Terres noires », l'une dans le haut vallon de Villaret, l'autre dans le vallon de la Maraize. Les déformations que cette région a subies, bien que moins intenses, sont de même genre que celles de la zone anticlinale d'Espréaux :

1° Une distorsion selon la direction N 120° se manifeste entre la gorge de la Maraize (le Gouravour) et la ligne Pibonnet - La Plane, dans le flanc nord de l'anticlinal de La Plane ; ce dernier se termine d'autre part, en direction du SW, par plongement de sa voûte dans le synclinal transverse de Pré-Gerbier (orienté N 120°) ; il s'y déplie alors entièrement, car le Tithonique, au-delà, dans les falaises du Roc de Longue Dent, possède une simple allure monoclinale. Ainsi, le synclinal de Pré-Gerbier venant raccorder entre eux les synclinaux N 75° qui encadrent l'anticlinal de La Plane (synclinal de Tré-Maroua au Nord et de Clausonne au Sud), on aboutit à une disposition en gouttière semi-circulaire qui enveloppe complètement la terminaison périclinale de l'anticlinal de La Plane.

2° Une fracturation N 150° est parfaitement décelable : d'une part à l'entrée de la gorge de Villaret (flanc ouest de la Tête d'Avette au-dessus de la ferme Donnaves), le flanc septentrional de l'anticlinal de La Plane est décalé de près de 1 km vers le Nord par la faille de Pibonnet² ; d'autre part, dans les pentes domi-

² Cette fracture paraît se poursuivre vers le Nord, à travers les « Terres noires », au delà de l'interruption de la vallée de Saint-Auban, pour se raccorder par le col de la Bachassette, et au-delà du Buëch, à l'une des failles des redoublements de Veynes, la faille de Combe Noire.

nant à l'Est la ferme de Villaret, les couches se disposent monoclinalement le long de cassures N 150° (Tête du Roux - Le Puy), tant et si bien que l'anticlinal de La Plane n'est plus discernable et que l'on doit admettre qu'il s'est produit ici un *dépliage total de sa voûte*.

Au Nord de Villaret, le flanc septentrional de l'anticlinal subit une série d'inflexions brutales plus ou moins rompues, suivant cette même direction³ ; elles traduisent des mouvements analogues mais qui ne sont pas allés jusqu'à la rupture : les crochons indiquent là encore une composante de déplacement vers le Nord.

3° Enfin, le secteur du col de Villaret montre une *disposition synclinale subméridienne* soulignée à l'évidence par l'existence d'une dépression remplie de marnes apto-albiennes. En fait, le synclinal correspond à une grande fracture N 150°, qui est parallèle à son flanc ouest mais biseaute, du Nord vers le Sud, son flanc oriental ; de la sorte ce synclinal peut apparaître comme le résultat de l'aplatissement et du redressement contre ce plan de fracture de l'ancienne voûte de l'anticlinal de La Plane

b) L'anticlinal d'Aujourd'hui.

Ce dernier pli est chevauchant vers le Sud ; le Tithonique, disposé en grandes dalles structurales sur le flanc nord, dessine une tête anticlinale au pic d'Aujourd'hui même et vient se laminer, sur le versant sud, contre le plan de chevauchement (très redressé d'ailleurs) ; de la sorte, à l'Ouest du sommet, le Kimméridgien repose directement, en flanc inverse, sur les assises normales du Crétacé inférieur de la marge nord du synclinal de la crête des Selles (sommet de Beynon).

Sur le versant nord, l'anticlinal est crevé par la vallée de la Maraize, ce qui permet de constater que son axe est orienté dans l'ensemble selon une direction proche de N 75°. Immédiatement en rive droite du torrent, le flanc sud du pli est cassé et tordu vers le Nord par une fracture, prolongement de celle de Pibonnet, qui montre donc encore ici une composante senestre. Plus à l'Est encore, d'autres cassures de même orientation délimitent plusieurs lames néocomiennes, redressées suivant une direction iden-

³ Il s'agit d'un dispositif très analogue à celui des « kink bands », mais de dimension décamétrique.

tique à celle des failles ; ces fractures prolongent vers le Sud celles de Villaret.

Vers le SW, les deux flancs de l'anticlinal d'Aujourd changent rapidement de direction dans les pentes qui dominent Savournon, passant ainsi de N 75° à N 120° : le flanc nord se raccorde ainsi au flanc ouest du synclinal de Pré-Gerbier, le flanc sud, en dessous de la surface de chevauchement se raccorde au bord ouest d'un synclinal plus méridional qui constitue le prolongement de celui de Pré-Gerbier, le synclinal de la crête des Selles.

Ainsi, l'anticlinal d'Aujourd apparaît-il comme un fragment de structure ancienne conservé dans le cœur d'un synclinal N 120° ; il y est d'ailleurs tordu de façon à présenter une arcature à concavité nord.

Le chevauchement vers le Sud qui l'affecte ne se prolonge pas en direction de l'Est au-delà des plans de cassures N 150° de la rive droite de la Maraîze, il en résulte qu'il doit s'être manifesté par suite de l'exagération tardive d'une structure moins accentuée initialement : tout se passe comme si le fragment de structure ancienne d'Aujourd avait subi un déplacement relatif vers le Sud entre les plans de cassures convergents qui le délimitent.

3. L'AIRE SYNCLINALE DE LA CRÊTE DES SELLES.

Elle est constituée par un grand synclinal d'axe N 120°, à ossature tithonique et remplissage de marnes apto-albiennes (avec même une étroite lame d'Oligocène en son cœur à l'Ouest du pic de Crigne).

Le synclinal est constitué, pour son flanc occidental, par le prolongement méridional des couches que nous avons vu tourner sous la Montagne d'Aujourd ; son flanc est n'est autre que le prolongement méridional de la retombée ouest de la structure d'Espréaux.

Les structures de direction N 75° y sont pratiquement indécélables (sans doute à cause du dépliage dont nous avons déjà noté les effets plus au Nord). Toutefois, dans le flanc est, qui est fortement redressé, et même renversé dans ses parties les plus hautes, on observe des structures à déversement sud qui correspondent vraisemblablement à d'anciens plis d'axes N 75° ; telle est en tout cas la direction qu'un rabattement à l'horizontale de ce flanc synclinal conduirait à

leur donner (montagne de Rochefort et pentes au SW de Barcillonnette).

Le Néocomien, entre le cœur du pli et son flanc oriental renversé, est haché par les mêmes failles N 160° (qui sectionnent plus au Nord l'anticlinal d'Aujourd) contre lesquelles il tend à se disposer monoclinalement⁴ En direction du Sud on constate, grâce au relèvement axial, que les failles s'amortissent dans les niveaux inférieurs du Néocomien ; le synclinal devient régulier et simplement déversé vers l'Ouest. Le dispositif fracturé semble donc correspondre ici à un écaillage de cœur de pli : l'axe de la structure plongeant vers le Nord, l'expulsion du contenu synclinal se fait dans cette direction. Ainsi les mouvements à composante de coulissement N-S observés plus au Nord naissent dans le synclinal N 120° des Selles ; nous y voyons une conséquence du serrage tardif, croissant du Nord vers le Sud, qui a également causé la déformation du flanc est du synclinal : ce dernier est en effet tordu suivant la direction N 160, ce qui amène le cœur synclinal à se pincer vers le Sud d'autant plus que le renversement du *flanc* oriental s'accroît dans cette direction sous l'avancée du chevauchement de Barcillonnette.

B) *Le secteur anticlinal médian.*

La région avoisinant la vallée du Buëch est constituée par une zone anticlinale éventrée par l'érosion jusqu'au niveau des « Terres noires » dans les dépressions d'Aspres et de Châteauneuf-d'Oze. Cette dernière jouxte par ses confins méridionaux le Nord des structures anticlinales de Villaret et d'Espréaux dont elle est séparée par l'accident du Saix.

Là encore, la simplicité apparente de ces grandes boutonnières de « Terres noires » masque une réelle complexité des structures.

1. L'AIRE ANTICLINALE DE CHATEAUNEUF-D'OZE.

L'élément structural fondamental paraît être, ici encore, un pli E-W (phase antésénonienne).

⁴ Chaque compartiment monoclinale, le plus souvent penté à l'Est, présente néanmoins sur son bord occidental un crochon anticlinal relativement court ; plus que de vrais plis, il semble y avoir ici des compartiments écrasés et de ce fait quelque peu repleyés entre plusieurs plans de failles.

L'existence d'une ancienne voûte anticlinale érodée, orientée à peu près suivant cette direction, s'observe en effet clairement à l'Est de Châteauneuf-d'Oze dans les ravins descendant de Châtillon-le-Désert et de La Pigne : la transgression de l'Oligocène s'y effectue sur les calcaires de l'Oxfordien terminal au point le plus haut de la voûte ; en direction de l'Ouest, cette structure est malheureusement trop rapidement déformée pour que sa direction puisse être précisée :

a) L'allongement général de la bande de « Terres noires » de Châteauneuf-d'Oze entre ses flancs tithoniques et néocomiens s'oriente d'abord à peu près suivant la direction N 120° avant de passer à N 70° à l'Ouest du village ; en définitive elle acquiert une arcature à convexité nord, qui se moule sur celle du flanc nord de la structure d'Espréaux ; cette disposition paraît due à l'intervention de *déformations relativement tardives selon la direction N 120°* ; aucune structure bien définie de cette direction ne peut toutefois être décrite ici.

b) La rive droite de la vallée du Drouzet montre à l'évidence un *système de cassures* fortement pentées à l'Est, de direction moyenne N 170°. Ces cassures ne traversent pas le flanc sud de la structure, ou n'y présentent qu'un rejet extrêmement faible (quasi-continuité de la dalle des calcaires du Malm aux environs du pont des Rostagnons).

Le flanc nord de l'anticlinal montre, par contre, des rejets horizontaux de l'ordre du kilomètre dans le sens senestre ; de plus, les couches y prennent des directions N 150° fort voisines de celles des plans de failles, avec une disposition à peu près isoclinale (et des crochons d'axes subméridiens, comme dans le synclinal des Selles).

c) En rive gauche du Drouzet, les couches du flanc nord subissent comme l'ensemble de la structure un changement de direction, passant de N 150° (Le Chazal, La Garde) à des directions voisines de N 70° (NW de Châteauneuf-d'Oze). Ce mouvement est en partie dû au jeu de cassures dont les directions sont comprises entre N 160° et N 20° (la plus importante, orientée N 160°, peut être appelée *faille du Drouzet*). La rencontre de ces plans de directions différentes donne lieu à des structures assez remarquables, telle celle du « *coin chevauchant* » de La Garde (fig. 4) compris entre deux branches de la faille du

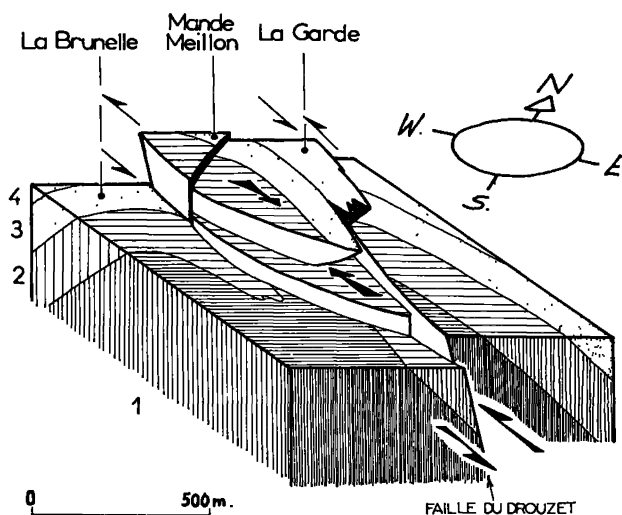


Fig. 4. — Le coin tectonique chevauchant de La Garde (NE de Châteauneuf-d'Oze). Bloc tectonogramme un peu schématisé.

1, « Terres noires » ; 2, « Argovien » marno calcaire ; 3, « Séquanien » - Tithonique (corniche calcaire du Malm) ; 4, Néocomien.

Drouzet au Nord de Châteauneuf-d'Oze : il s'agit d'un bloc rigide constitué de couches en série monoclinale allant du Malm à l'Hauterivien, et qui repose de toutes parts vers le Sud, sur les « Terres noires » ; sa disposition ne peut s'expliquer que par le déplacement vers le Sud d'un panneau découpé dans les couches du flanc nord de la structure, et refoulé, à la façon d'une étrave, en direction du cœur anticlinal par l'effet des mouvements de coulissements N-S.

Ce refoulement des parties hautes du flanc nord vers le Sud nous paraît également responsable, à l'Ouest de la faille du Drouzet, de la présence d'accidents qui traduisent de manières différentes un mouvement de même sens ; il s'agit (fig. 5) :

— *des replis déversés vers le Sud* dans l'« Argovien »⁵ à l'Ouest du Serre-Genis et des Charancs (Ouest de Châteauneuf-d'Oze) ;

⁵ Le terme « Argovien » est employé ici pour désigner les calcaires argileux et les marnes de l'Oxfordien supérieur (zone à *Transversarium*) surmontant les « Terres noires », et exploités autrefois comme couches à ciment aux environs de Veynes.

— du chevauchement des Ararys au SE de Châteauneuf-d'Oze, à la faveur duquel les « Terres noires » très redressées (flanc sud) reposent sur l'« Argovien » repley du même flanc. Ce chevauchement se suit en direction de l'Ouest au moins jusqu'aux abords du col des Verniers.

2. L'AIRE ANTICLINALE D'ASPRES.

Le secteur du col des Verniers et de la montagne d'Oule effectue le raccord entre les zones anticlinales de Châteauneuf-d'Oze et celle d'Aspres ; il correspond de nouveau au passage d'un réseau de fractures qui ne fait en réalité que prolonger vers le Nord celles du col de Villaret - Saint-Auban-d'Oze ; ces failles, d'orientation analogue aux précédentes (N 160° à N 20°), se recoupent suivant des angles de 30° à 50°, en délimitant des blocs losangiques ; certains, comme celui du point 1532 à l'Est du col d'Oule, pré-

sentent une avancée de leur extrémité méridionale vers le Sud, suivant un dispositif en « coin chevauchant » comparable à celui de La Garde.

D'autres blocs losangiques, celui de la montagne d'Oule et celui du col de la Bachassette (qui sont d'ailleurs contigus), sont fortement repleyés par des plis bien dessinés de direction axiale voisine de N 120° ; ce repliement se limite à ces deux seuls compartiments : on ne le retrouve pas en effet dans les blocs adjacents, car la direction des couches y est différente (soit N 70°, soit N 160° suivant les cas). Il s'agit sans doute de traces exceptionnellement conservées dans des blocs postérieurement peu déformés, de la phase de plissement N 120° que nous avons déjà décelée par ailleurs.

Vers le Nord, en direction de la cluse de Veynes, ce système de cassures vient constituer le dispositif des *redoublements de Veynes* déjà évoqué plus haut ; toutefois, la direction N 160° y devient nettement prédominante, com-

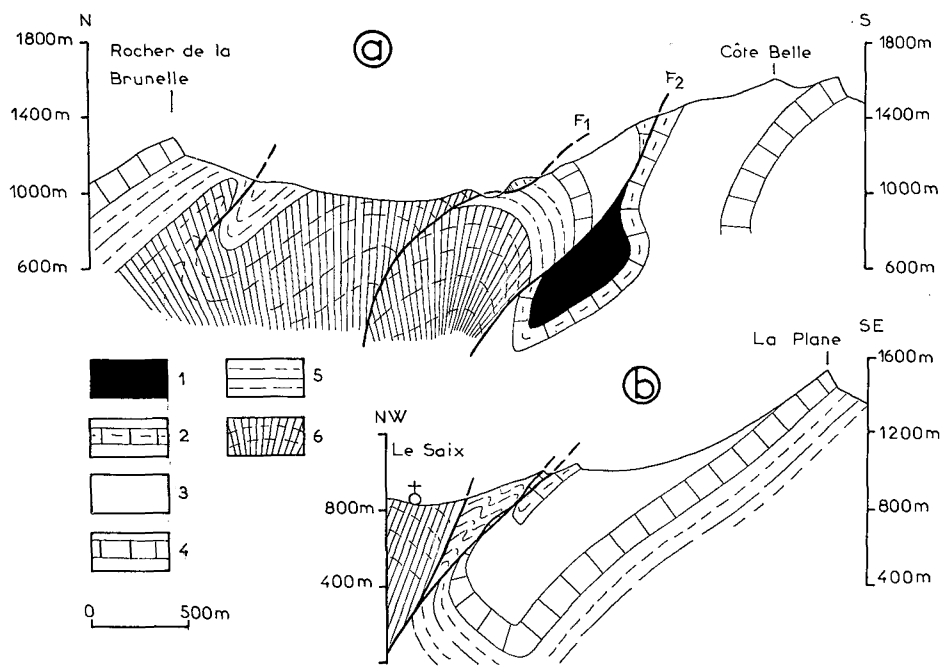


Fig. 5. — Coupes perpendiculaires à l'accident du Saix : a, au niveau de Châteauneuf-d'Oze ; b, au niveau du Saix.

1, Marnes bleues apto-albiennes ; 2, Barrémien ; 3, Néocomien ; 4, Jurassique supérieur calcaire ; 5, « Argovien » marno-calcaire ; 6, « Terres noires ».

F 1, Chevauchement des Ararys ; F 2, Faille de Côte Belle.

mune à toutes les failles vraiment importantes et continues de ce secteur : *faille de Champerus*, *faille du col de Combe Noire*, *failles de Courselle* et de *la ferme de Serre* (d'Est en Ouest).

Le long de ces fractures, les assises présentent la même disposition directionnelle qu'en rive droite du Drouzet ou dans le synclinal des Selles ; leur décalage y indique également l'existence d'une composante de rejet horizontal senestre.

La *faille de Combe Noire* est la plus importante, car elle se poursuit loin vers le Nord en se divisant d'ailleurs (à environ 1 km au Nord du col) en deux branches, dont l'une (de direction N 160°) rejoint, par Agnielles, le flanc est de la montagne de Durbonas ; l'autre (de direction N 20°) s'engage en oblique dans la structure sénonienne et oligocène de Chatajaille ; elle interrompt auparavant le synclinal de La Martine, à cœur de marnes apto albiennes, d'axe N 70° environ, qui prolonge vers l'Est la cuvette de La Faurie. Bien dessiné dans le compartiment ouest, ce synclinal est indiscernable dans le compartiment est (La Grésière). Entre les deux branches de la faille, au Sud de Bertaut, les couches jurassiques forment un « *coin* » soulevé et plové en anticlinal subméridien.

A l'Ouest de la faille de Serre, les assises prennent brutalement une direction transversale au plan de faille et forment, dans les montagnes de La Plate et de Chabreyret, une dalle⁶ orientée N 75° (flanc nord de l'anticlinal d'Aspres) : ici encore le changement d'orientation des couches de la voûte des plis les plus anciens se fait en grande partie par le jeu des cassures méridiennes.

En définitive, la zone anticlinale d'Aspres n'a d'autre prolongement vers l'Est que celui constitué par la structure de Châteauneuf-d'Oze. Il est clair, au simple examen de la carte que si les limites méridionales de ces deux structures sont à peu près dans le prolongement l'une de l'autre, par contre leurs flancs septentrionaux présentent un très net décalage dextre qui ne peut donc être que l'indice d'une *torsion d'ensemble* dans ce sens.

La formation des plis N 120°, qui sont conservés dans le secteur de raccord de ces deux zones et

se soupçonnent sans être vraiment observables à l'Est de Châteauneuf-d'Oze, doit être attribuée à cette torsion.

3. LA FAILLE DU SAIX.

Cet accident cassant, que l'on suit depuis le SW (rive gauche du torrent de Pourrette au droit de Chabestan) jusqu'à l'E-NE (ravin du Drouzet), présente un rejet d'ensemble correspondant à un soulèvement du compartiment septentrional.

Subverticale à l'Ouest, la faille offre rapidement en allant vers l'Est un tracé capricieux sur la surface topographique : elle est décrochée et rejetée vers le Nord par le système des fractures de la « bande de Veynes », en même temps que, à la faveur des mouvements le long de ces cassures, son plan bascule, ce qui la rend chevauchante, soit vers le Sud, soit vers l'Ouest.

Dès la rive gauche du torrent de la Maraize (au Sud du Saix), la faille chevauche vers le Sud et recoupe en oblique le synclinal de Tré-Maroua ; ainsi les « Terres noires » d'Aspres reposent-elles sur le Crétacé inférieur du flanc nord renversé de ce synclinal (fig. 5). Elle se heurte alors vers l'Est à la faille de Pibonnet et s'en trouve rejetée vers le Nord, comme tout le compartiment compris entre cet accident et la faille de Villaret ; son plan se vrille, redevenant vertical, pour suivre le tracé de la faille de Pibonnet, et bascule ensuite vers l'Ouest.

Au-delà de la faille de Villaret qui ramène de plus d'un kilomètre vers le SE le tracé de la faille du Saix, celle-ci, fortement pentée vers l'Est à Saint-Auban-d'Oze, se dédouble, aux abords sud du col des Verniers, en deux branches qui isolent entre elles un panneau de Jurassique et de Néocomien vertical appartenant au flanc sud de la structure de Châteauneuf-d'Oze. Les deux fractures sont tordues dans le mouvement d'ensemble à convexité nord que subit le secteur d'Espréaux ; en même temps leur plan se rabat à nouveau vers le Sud, de telle sorte que réapparaît un mouvement chevauchant dans cette direction.

La plus méridionale de ces cassures voit son rejet diminuer vers l'Est et s'annuler, avant d'atteindre le vallon du Drouzet, dans le synclinal du ravin d'Espinasse (qui disparaît quant à lui, scellé suivant sa direction originelle N 75° sous l'Oligocène du synclinal de Châtillon-le-Désert).

⁶ Affectée de flexures brutales suivant des plans méridiens (disposition identique à celles observables au Nord de Villaret).

La fracture nord n'est autre que le chevauchement des Ararys (fig. 5). Cet accident n'existe plus au-delà de la faille du Drouzet : ce qui nous conduit à admettre que le chevauchement N-S des Ararys trouve son équivalent dans le coulissement senestre de la faille du Drouzet. De ce fait, ce coulissement est beaucoup plus important sur le flanc nord de la structure de Châteauneuf-d'Oze que sur le flanc sud où il est négligeable : le mouvement de coulissement se convertit donc ici en chevauchement (fig. 6), accentuant et rompant une ancienne structure (cette disposition n'est pas sans rapport avec celle en « coin chevauchant »).

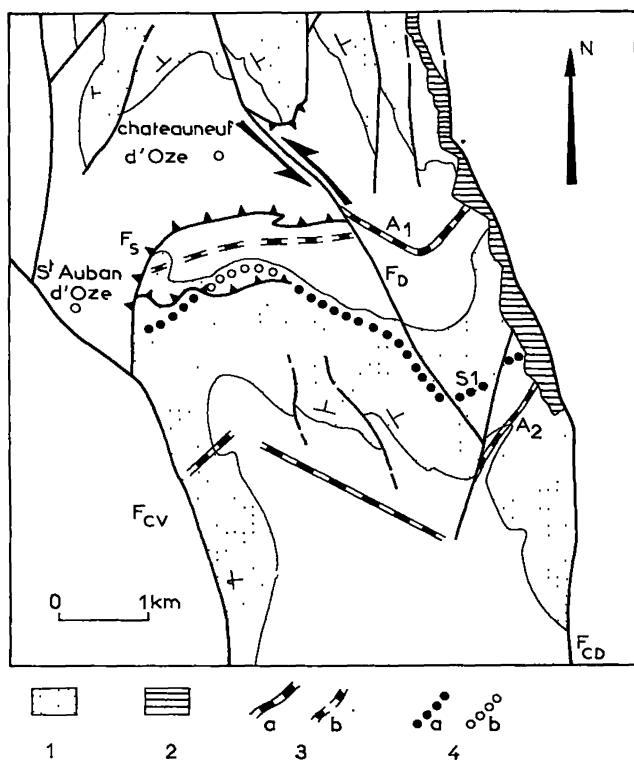


Fig. 6. — Schéma structural du secteur de Châteauneuf-d'Oze.

1, Affleurements crétacés ; 2, Affleurements oligocènes ; 3, Axes anticlinaux (a, visibles ; b, masqués en surface) ; 4, Axes synclinaux (a, visibles ; b, masqués en surface).

A 1, Anticlinal de Châteauneuf-d'Oze ; A 2, Anticlinal de Maragache ; S 1, Synclinal de la crête de la Revière ; F CD, Faille de Châtillon-le-Désert ; F CV, Faille du col de Villaret ; F S, Faille du Saix ; F D, Faille du Drouzet.

C) Le secteur anticlinal septentrional.

Ce secteur est très nettement isolé du secteur anticlinal médian par la large bande synclinale NW-SE des marnes apto-albiennes de Glaise.

Il est constitué par des structures qui affectent les terrains antésénoniens ; ce sont, du Sud au Nord (fig. 8) :

- l'anticlinal du Vorge ;
- le synclinal du Vau ;
- l'anticlinal de Chauvet ;
- le synclinal du Rif de l'Are ;
- l'anticlinal du col de Lauteret ;
- le synclinal du vallon de Garnesier.

En aucun point les rapports de ces structures avec le Sénonien et le Tertiaire ne sont suffisamment clairs pour que l'on puisse conclure à leur ancienneté relative ; toutefois leur orientation essentiellement E-W et leur architecture composite, montrant exactement les mêmes éléments de déformations superposées que plus au Sud, sont autant de présomptions très fortes pour y voir des plis antésénoniens déformés.

1. Ces déformations, peu accusées mais clairement exprimées, sont bien résumées par l'analyse de la structure du Vorge (fig. 7). L'ancienne direction, proche de N 75°, est perceptible, le flanc SW est tordu parallèlement au synclinal de Charajaille et le flanc est, rompu avec disposition de ses assises⁷ parallèlement à la faille de la Barre de l'Arc, c'est-à-dire à peu près suivant la direction N 160°. Plus loin vers le SE l'anticlinal se poursuit suivant une direction d'ensemble N 120° jusque sur la rive gauche de la Béoux, tout en montrant, à l'Ouest de Petit Vau, des replis liés à des failles N 160°.

2. Les mêmes déformations s'expriment de façon plus violente, dans l'aire anticlinale de Chauvet :

a) L'axe de cette structure se tord en effet pour passer de la direction N 75° à la direction N 120° dans sa partie est : comme les structures d'Espréaux et de Châteauneuf-d'Oze, cet anticlinal de Chauvet présente une torsion à convexité nord,

⁷ Disposition déjà décrite plus haut à plusieurs reprises, notamment à propos du synclinal des Selles et de la structure de Châteauneuf-d'Oze en rive droite du Drouzet.

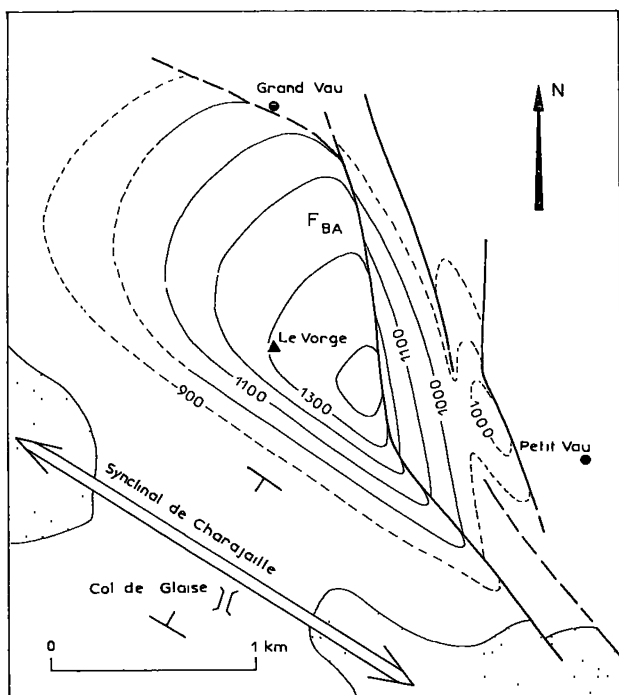


Fig. 7. — Le Dôme du Vorge
(courbes isohypses du toit du Tithonique).

1, Courbes isohypses; 2, Courbes isohypses déduites de l'observation des terrains sus-jacents; 3, Failles; 4, Affleurements sénoniens.

F BA, Faille de la Barre de l'Arc.

plus nette, plus au Nord dans le synclinal du Rif de l'Arc.

Cette torsion est ici facilitée par des fractures plus ou moins *disposées en gerbe*⁸ s'ouvrant vers le Nord à partir du plan unique de la faille de la Barre de l'Arc. Elles délimitent des « coins » dont l'un, par exemple, apparemment pincé, est le siège de replis violents au sein du Tithonique (ravins descendant de la Tête d'Ere vers le Sud).

b) Son déversement vers le Sud est accentué jusqu'à la rupture et au chevauchement : le flanc nord du synclinal du Vau montre un étirement

⁸ De telles gerbes de failles, dans le secteur de changement de direction de la structure, ont déjà été décrites plus haut dans les flancs septentrionaux des structures de Châteauneuf-d'Oze et d'Aspres.

du Néocomien, écrasé aux abords du col de Souchière et supprimé totalement en plusieurs points, dans le haut vallon des Vaux et dans les pentes de Chauvet, entre le Jurassique supérieur du flanc nord et les marnes apto-albiennes du flanc sud. Un chevauchement satellite, à plan également penté vers le Nord, subdivise d'ailleurs en deux parties, et dans sa longueur, l'anticlinal de Chauvet.

c) Les extrémités de cet anticlinal sont sectionnées par des cassures N 160° à rejet horizontal notable :

1° A l'Ouest, les observations gênées par la couverture végétale permettent toutefois de constater les rapports brutaux du Néocomien de la voûte anticlinale, par l'intermédiaire d'une zone broyée, avec l'Oligocène orienté N-S dans le défilé de Recours (*faille de Recours*). Le mouvement de coulissement y paraît seul susceptible de rendre compte du curieux « coin tectonique » du col de Souchière : celui-ci est limité par deux plans de faille convergents qui viennent se perdre, vers le NE, par compensation et annulation mutuelle de leur rejet, dans les marnes valanginiennes de la voûte anticlinale de Chauvet ; il est constitué par un lambeau synclinal de calcaires barrémiens qui s'enfonce donc, du SW vers le NE dans ces marnes, à la façon d'une étrave de bateau.

2° A l'Est, les caractères de la fracturation sont d'une netteté plus accentuée, car l'anticlinal de Chauvet est sectionné entre La Salette et le Rocher de Chabrières, par une faille N 160° au delà de laquelle les couches prennent une direction plus méridienne, presque conforme à celle du plan de faille⁹. Cette faille éclate en gerbe, donnant plusieurs branches au Nord de La Salette : l'une d'entre elles, orientée N 20°, décale vers le Sud (et abaisse) les affleurements de la dépression apto-albienne du col des Manges (SW de La Cluse) qui représentent le prolongement oriental déplié du synclinal du Rif de l'Arc¹⁰.

Au Sud de La Salette, le rejet de la faille, en dépit du dépliage du compartiment oriental, peut

⁹ Voir note 7.

¹⁰ En effet le Sénonien repose au Nord et au Sud de cette zone apto-albienne sur le Barrémien, ce qui témoigne de l'existence du synclinal ancien, mais le mouvement synclinal est imperceptible dans la dalle barrémienne de la Rémondrière où devait pourtant se trouver la zone d'inflexion.

être évalué grâce à la conservation de la charnière anticlinale barrémienne : il est dextre et de l'ordre de 1 à 2 km.

Cette faille de Chabrières semble bien (malgré la médiocrité des affleurements) venir se joindre, dans les pentes de Coucherine, en rive gauche de la Béoux, à la faille du *défilé de Potrachon* au-delà de laquelle on entre dans les affleurements sénoniens du secteur synclinal de Montmaur ; l'entraînement vers le Sud de copeaux biseautés de Barrémien y est l'indice de mouvements également dextres.

Au niveau du Sénonien, le mouvement dextre de ces failles semble se traduire par le ploie-ment en voûte anticlinale très plongeante vers le Sud qui affecte ce terrain dans les pentes au NW de Montmaur.

3. Dans l'anticlinal de Lauteret, les déformations dues aux fractures subméridiennes et aux mouvements le long de celles-ci sont tellement accusées que le dispositif résultant correspond à la formation d'un véritable « coin chevauchant », déplacé vers le Nord par rapport à son encadrement :

1° A l'Ouest, l'anticlinal de Lauteret est interrompu brutalement par la *faille de Recours* qui le fait buter contre le Sénonien subméridien de la Tour Carrée et de la Tête de la Grangette ; aux approches de la cassure, les couches (notamment tithoniques) sont tordues par des crochons subverticaux et rompues par des cassures secondaires qui aboutissent, pour l'essentiel, à décaler son axe dans le sens senestre sur près de 2 km (les plans de cassure sont en outre l'objet de mouvements chevauchants attribuables à un serrage tardif à peu près E-W).

2° A l'Est, l'interruption et le rejet horizontal sont encore plus francs le long de la *faille de la Fontaine de Lara* qui ramène, par un mouvement dextre, le Néocomien faiblement penté vers le Nord (flanc sud du synclinal de Garnesier) face à l'« Argovien » du cœur anticlinal. Le décalage de l'axe anticlinal, que l'on retrouve dans le secteur de Boudelle avec une orientation N 75°, est de l'ordre d'un kilomètre.

3° Entre les deux cassures, le flanc sud de l'anticlinal montre essentiellement la même torsion à convexité nord, que le synclinal du Rif de l'Are, ce qui correspond à un effet de crochons lié au mouvement le long des deux failles.

Ses parties hautes montrent en outre un effet de déversement vers le Nord. Le flanc nord devient vertical et son Barrémien se renverse même franchement, par-dessus les marnes apto-albiennes du synclinal de Garnesier, selon un mouvement qui n'apparaît en aucune manière à l'Est de la faille de la Fontaine de Lara.

En d'autres termes, le compartiment de l'anticlinal compris entre les deux failles de Recours et de la Fontaine de Lara a subi une compression liée à des mouvements N-S (déplacement vers le Nord avec serrage) ; la disposition plus ou moins « en champignon » (avec double déversement) qui l'affecte résulte sans doute de l'absence d'une couverture très épaisse lors de ces déformations (morphotectonique probable liée à une érosion du Sénonien analogue à celle que nous décrirons plus loin).

II. — Les secteurs synclinaux.

A) La zone synclinale de Recours.

Le secteur de la maison forestière de Recours jouxte le côté ouest de la zone anticlinale septentrionale (voir plus haut), dont il est séparé par une grande faille (*faille de Recours*).

Il se caractérise par sa valeur essentiellement synclinale, comme le montrent l'existence prédominante d'affleurements du Sénonien, et parfois la présence d'Oligocène (col des Tours col de l'Eschaupt, Charajaille).

En fait il s'agit de l'extrémité méridionale du remplissage sénonien et oligocène de la cuvette de *Lus-la-Croix-Haute*.

a) *Fondamentalement*, la structure y est dirigée suivant des axes de plis grossièrement N 140°. On peut notamment distinguer, en rive droite du torrent du Rif d'Agnielles, deux synclinaux postsénoniens à cœur rempli d'Oligocène (*synclinal de Durbon* et synclinal des Chabottes), séparés par l'*anticlinal du col de Recours* : dans cet anticlinal, l'érosion du Sénonien fait apparaître deux synclinaux, l'un à cœur barrémien (synclinal des Ossaries), l'autre de marnes apto-albiennes (synclinal des Usclas). Ce sont évidemment des structures antésénoniennes comme le montre la différence des pendages entre le Sénonien et les terrains plus anciens. L'extrémité sud-orientale de la

zone de Recours est constituée par le synclinal affectant le Sénonien et l'Oligocène de Charajaille, prolongement vraisemblable du synclinal des Chabottes et qui se poursuit vers le SE par la bande des marnes apto-albiennes de Glaise.

b) A cette structure se superpose celle résultant des cassures qui sont ici nombreuses (bien que la monotonie de la lithologie sénonienne les rende difficiles à suivre). Elles forment un faisceau qui constitue le prolongement septentrional de la faille du col de Combe Noire et de celle, plus méridionale, du col de Villaret ; elles présentent la même localisation caractéristique au cœur d'une zone synclinale pincée : aussi peut-on parler d'une ligne de fractures Recours - Combe Noire - Villaret ou *faisceau occidental de la bande de Veynes*.

En se recoupant, les failles de ce faisceau débitent les synclinaux en blocs indépendants décalés : en définitive, la structure obtenue est trop fragmentée pour que l'on puisse en donner une analyse cohérente par le seul examen de ce secteur ¹¹.

c) Si l'on essaye de pratiquer des corrélations (fig. 8) entre les plis antésénoniens situés à l'Ouest du secteur de Recours (dans la vallée du Grand Buëch) et ceux situés à l'Est (bande de Veynes), on se heurte à des difficultés, ce qui souligne l'importance des cassures de ce faisceau. En fait, on ne peut établir ces corrélations qu'en partant du Sud où le décalage de la corniche tithonique du flanc nord de l'anticlinal d'Aspres nous fournit un repère sûr.

On constate alors que la *cuvette synclinale de La Faurie* correspond, par l'intermédiaire du synclinal de La Martine, et au prix d'un décalage senestre le long de la faille de Combe Noire, au synclinal de marnes apto-albiennes de Glaise.

Au Nord du synclinal de La Faurie vient l'*anticlinal de La Rochette* (dont les dalles tithoniques du flanc nord, redressées à la verticale, affleurent spectaculairement dans la gorge du Grand Buëch). Ce flanc nord reste rectiligne avec une orientation N 75° jusqu'à l'aplomb du sommet de la mon-

tagne de Durbonas où il disparaît sous la transgression sénonienne. Aux approches du prolongement nord de la faille de Combe Noire, vers Agnielles, le flanc sud est déformé (montagne de

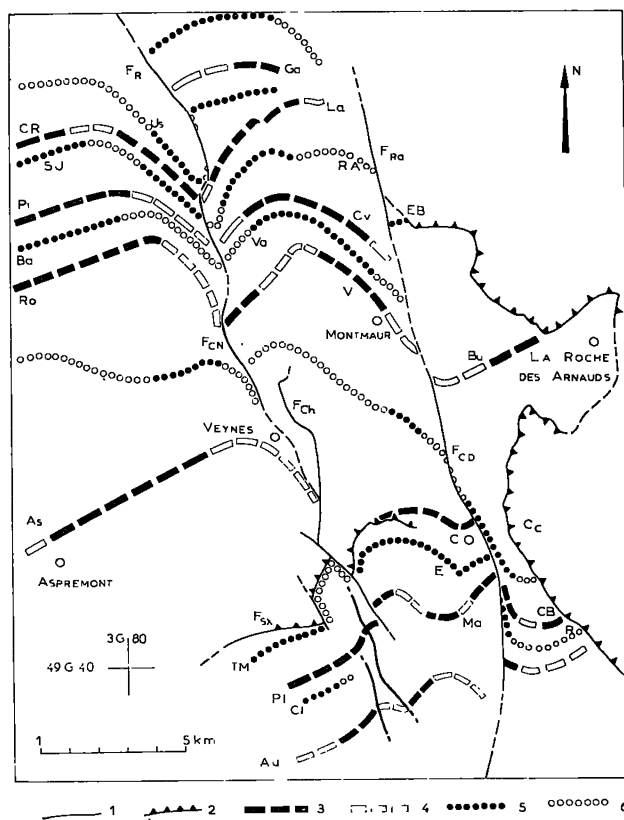


Fig. 8. — Schéma structural des structures antésénoniennes et de leurs déformations.

1, Zones majeures de fracturation tardive; 2, Chevauchements (tardifs); 3, Voûte anticlinale observable; 4, Raccord présumé d'anticlinaux; 5, Voûte synclinale observable; 6, Raccord présumé de synclinaux.

Nomenclature des accidents (du Nord au Sud) : F R, Faille de Recours; Ga, Anticlinal de Garnesier; La, Anticlinal de Lauteret; Us, Synclinal des Usclas; C R, Anticlinal du col de Recours; F Ra, Faille de Rabioux; S J, Synclinal de Saint-Julien en Beauchaine; RA, Synclinal du Rif de l'Are; Pi, Anticlinal des Piarards; E B, Synclinal d'En-Borne; Cv, Anticlinal de Chauvet; Va, Synclinal de Vau; Ba, Synclinal de Beaumugne; V, Anticlinal du Vorge; Ro, Anticlinal de La Rochette; F CN, Faille de Combe Noire; Bu, Anticlinal du Buëch; F Ch, Faille de Champérus; F CD, Faille de Châtillon-le-Désert; As, Anticlinal d'Aspres; Cc, Chevauchement de Cèuse; C.O., Anticlinal de Châteauneuf d'Oze; E, Synclinal du ravin d'Espinasse; CB, Anticlinal du versant SW de Côte Belle; F Sx, Faille du Saix; Ma, Anticlinal de Maragache; R, Synclinal de la crête de la Revière; TM, Synclinal de Tré Maroua; Pl, Anticlinal de la Plane; Cl, Synclinal de Clausonne; Au, Anticlinal d'Aujour.

¹¹ Tout au plus peut-on souligner que l'ensemble de ces blocs semble avoir subi des déplacements dans le sens N-S, mouvements qui doivent être à l'origine de petits chevauchements en direction du Sud (sous la tête de Jarret) et en direction du Nord (versant nord de la Tête de la Grangette). Le synclinal des Chabottes est ainsi décalé dans le sens dextre et se prolonge par celui de Charajaille.

Laup) par des plis supplémentaires subméridiens (axes N 160° à N 150°) qui plongent vers le Sud pour aller s'effacer dans l'extrémité est du synclinal de La Faurie (gorges d'Agnielles).

Au-delà de la faille, les assises sont redressées monoclinalement et presque parallèlement aux flancs orientaux de ces structures parasites : ce dispositif résulte sans doute, là encore, d'un redressement contre les plans de faille, par un serrage tardif qui a dû déplier l'anticlinal de La Rochette.

Nous avons vu qu'au-delà du synclinal de Glaise, l'anticlinal du Vorge se révélait être une structure N 75° déformée : par sa position, il correspond au prolongement de l'anticlinal de La Rochette, mais l'axe du pli est décalé de plus de 2 km vers le Sud. On constate qu'en dépit de mouvements senestres le long de la faille du col de Combe Noire, le coulissement global obtenu du fait des fractures du faisceau occidental est en définitive dextre.

Plus au Nord, le synclinal de Beaumugne doit en ce cas correspondre au synclinal du Vau, et l'anticlinal des Piarards (immédiatement au Sud de Saint-Julien-en-Beauchaine) à celui de Chauvet qui présente d'ailleurs comme lui un déversement sud.

Le synclinal de Saint-Julien, après passage sous l'extrémité nord du Sénonien de Durbonas, se prolongerait alors vers l'Est par le synclinal des Ossaries et, au-delà de la faille de Recours, par celui du Rif de l'Are ; l'anticlinal du col de Recours, qui poursuit très clairement l'anticlinal des Etroits (vallée du Grand Buëch, au Nord de Saint-Julien), trouverait son prolongement dans l'anticlinal du col de Lauteret ; enfin, la vaste zone de marnes bleues qui se termine dans notre secteur par le synclinal des Usclas trouve très évidemment sa suite logique, au-delà du synclinal post-sénonien Lus - les Chabottes dans les affleurements de marnes apto-albiennes du vallon de Garnesier.

Ces corrélations paraissent donc tout à fait satisfaisantes et d'ailleurs la forme et l'amplitude des accidents mis en correspondance sont tout à fait comparables.

Elles mettent en évidence la distorsion accentuée que le faisceau occidental de fractures de la bande de Veynes fait subir aux structures antésénoniennes (fig. 8).

B) Le secteur de Montmaur.

Il correspond à la zone synclinale la plus accentuée du Dévoluy méridional. Par le secteur de La Cluse et du col du Festre, il se raccorde actuellement à la dépression synclinale de Saint-Disdier-en-Dévoluy.

Pour la commodité de l'exposé, on peut y distinguer une partie médiane ou cuvette de Montmaur proprement dite et deux prolongements qui peuvent être nommés diverticule méridional et diverticule septentrional.

1. LA CUVETTE DE MONTMAUR.

Il s'agit d'une dépression morphologique ceinturée d'un rempart continu de Sénonien. Toutefois, sa structure est loin d'être simple, et l'on peut y distinguer 3 régions de caractères différents :

a) *Le secteur occidental* où l'Oligocène (marnes rouges à Chara et Pulmonés, molasses marines à puissantes passées conglomératiques) repose directement sur un Sénonien en général terminé par des formations d'émersion (poudingue de démantèlement de la Tour de Montmaur et couches lacustres de la Madeleine).

Il apparaît comme le prolongement vers le SE du synclinal (à peu près N 120°) de Charajaille par-delà la zone d'érosion du col de Glaise ; le mouvement synclinal reste perceptible en dépit de l'ablation presque totale du Sénonien et d'intenses déformations annexes. Celles-ci résultent principalement d'une fracturation suivant des azimuts voisins de N 150° qui passe d'ailleurs, souvent à une simple flexuration (failles d'Oriol, faille de Furmeyer, faille du Forest du Gambi). Entre ces accidents, les compartiments sénoniens montrent un ploiement, synclinal ou anticlinal suivant le cas, qui traduit les effets d'une compression tardive.

Les effets de ce serrage sont particulièrement nets à l'Est de Furmeyer (Forest du Gambi, ravin du Lacas) où les plans de fracture, quoique fortement pentés vers l'Est, deviennent chevauchants, et où l'Oligocène, exceptionnellement transgressif ici sur les terrains antésénoniens¹², se pince dans des synclinaux aigus (fig. 9).

¹² La répartition des zones d'érosion du Sénonien sous le Tertiaire semble correspondre ici à l'arasement d'une structure NW SE qui pourrait en somme être le prolongement SE de la zone anticlinale du col de Recours.

b) Le *secteur oriental* est essentiellement constitué par le synclinal du Villard de Montmaur dans lequel le Priabonien se développe largement.

La structure la plus évidente, orientée à peu près N 170°, correspond à la vallée du Villard de Montmaur suivant laquelle elle s'élève axialement en direction du Sud jusqu'au sommet des Fays. On peut noter le redressement énérgique des couches sénoniennes de la bordure est du synclinal en liaison avec l'avancée du chevauchement de Céüse. En rive nord du Petit Buëch, le plongement axial est inversé et le synclinal, beaucoup plus ouvert, se perd dans les replis

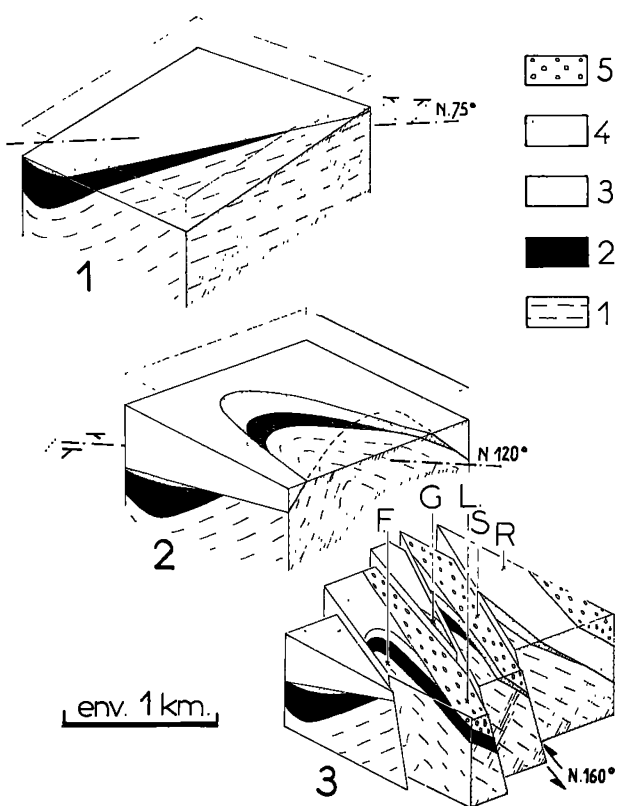


Fig. 9. — Evolution structurale du secteur de Furmeyer (diagramme schématisé). 1 : Lors du dépôt du Sénonien ; 2 : Lors du dépôt de l'Oligocène ; 3 : Après fracturation (les effets de crochons anticlinaux ou synclinaux dus à la compression contre des plans de faille n'ont pas été représentés).

F, Furmeyer ; G, Forest du Gambi ; L, Ravin du Lacas ; R, Crête de la Reviole.

5, Tertiaire ; 4, Sénonien ; 3, Turonien ; 2, Marnes apto-albiennes ; 1, Jurassique-Néocomien.

dysharmoniques du Sénonien de la montagne de Vène. L'ensemble de cette montagne, ainsi que celle de Trésaubenq, présente, en dépit des replis, une disposition assez monoclinale orientée N 120° : elle constitue le flanc nord d'un autre synclinal replissé par le précédent, emprunté par la vallée du Petit Buëch, et qui n'est autre, vraisemblablement, que le prolongement de celui de Charajaille.

Sur les deux rives de la vallée du Petit Buëch, le Sénonien du flanc oriental du synclinal N 170° du Villard de Montmaur transgresse sur des niveaux très variés de la série jurassique néocomienne. L'entaille de la vallée s'est installée à l'endroit où cette transgression se fait sur les « Terres noires », c'est-à-dire l'emplacement d'une *structure anticlinale antésénonienne* orientée NE-SW (orientation de la dalle tithonique du flanc sud, conservée sous le Sénonien au Roc du Lauzat dans le bois de Combe Noire). Cette structure antésénonienne semble trouver son prolongement en direction du NE, abstraction faite des déformations importantes qui la masquent en cours de route, dans l'*anticlinal d'Ufernet* (secteur de Rabou). Vers le SW, par contre, au-delà du Sénonien, on ne trouve aucune structure anticlinale qui soit exactement située dans son prolongement. La structure dont la position serait la plus voisine est celle de Châteauneuf-d'Oze, dont l'axe, toutefois, passe sous la transgression 2 à 3 km plus au Sud, sous la Tête de la Pigne. On peut tout aussi bien envisager (fig. 8) que son prolongement se trouve dans l'anticlinal du Vorge qui disparaît sous la transgression 3 ou 4 km plus au Nord : la distorsion dextre de ce pli (déviations suivant la direction N 120°) pourrait en effet être une présomption en faveur d'un tel raccord, dont nous soulignons toutefois le caractère hypothétique.

c) Le *secteur médian* présente un caractère beaucoup plus disloqué avec prédominance des directions proches de N-S. Il s'agit là d'une sorte de joint tectonique entre deux secteurs dont les caractères structuraux sont différents. L'Oligocène y montre, au Nord du Petit Buëch (ravin au Nord du Château de Beylon), un synclinal aigu à plongement sud accentué. Au Sud du Petit Buëch, les accidents prédominants sont des cassures N 160° et le mouvement synclinal, encore perceptible par endroits, tend à être remplacé par une disposition imbriquée dans laquelle les lames

d'Oligocène et de Sénonien-Néocomien alternent : en fait les plis du Tertiaire semblent ici encore correspondre plus à la formation de crochons d'écrasement sur les lèvres des failles qu'à un véritable plissement.

En outre ce secteur est caractérisé par l'importance de l'érosion antépriabonienne : les terrains tertiaires y reposent souvent sur le Turonien, sur le Néocomien (secteur de Furmeyer) et jusque sur l'« Argovien » dans le secteur de la montagne de Montmaur. En ce dernier point d'ailleurs, il est très remarquable que les couches sénoniennes, dont nous avons souligné l'orientation N 120° (Trésaubenq), sont totalement sectionnées par la surface de transgression tertiaire dont la direction beaucoup plus méridienne résulte de leur redressement sur le flanc Est du synclinal N-S du Château de Beylon. Ceci met en évidence l'antériorité de la déformation N 120° par rapport à la transgression priabonienne. Il est probable en outre que la localisation de cette bande disloquée résulte de phénomènes morphotectoniques, la zone la plus affaiblie par l'érosion antépriabonienne devenant par la suite une zone de rupture dans laquelle les dépôts tertiaires vont se pincer en une étroite bande écrasée.

2. DIVERTICULE MÉRIDIONAL.

Au Sud du sommet du Fays, promontoire méridional du Sénonien du synclinal du Villard de Montmaur, la cuvette synclinale de Montmaur ne montre de prolongements que de ses parties médiane et orientale.

a) Le prolongement de la partie médiane de la cuvette de Montmaur, constitué d'Oligocène avec, par places, des lambeaux de Priabonien montre une structure synclinale persistante dont l'axe dans l'ensemble N 160° s'élève progressivement en direction du Sud ; sous le « Château » de Châtillon, la vallée de Drouzet fournit la dernière coupe naturelle de cette bande tertiaire qui montre d'ailleurs très bien la charnière synclinale. Le flanc occidental en est peu incliné tandis que le flanc oriental, redressé à la verticale, est systématiquement rompu par une fracture subverticale inclinée de 70 à 80° vers l'Est : la faille de Châtillon-le-Désert. Cette faille ramène au contact de l'Oligocène, des marnes apto-albiennes seules et en série normale et régulière au Nord, replissées

et accidentées d'une série de cœurs anticlinaux d'Hauterivien au Sud de la vallée du Drouzet et dans les pentes occidentales de Côte-Belle.

Le long de cette faille s'alignent en outre plusieurs lames verticales de calcaires blancs turo-niens, épaisses de quelques dizaines de mètres au maximum (la Pigne, Châtillon le-Désert, Serre des Fourches, crête de la Boisse). Il convient de noter que ces terrains n'existent pas à la même latitude entre Néocomien (ou Jurassique) et Oligocène ; ils n'ont donc pu être amenés là par de simples mouvements verticaux. Enfin, il faut constater que d'un flanc à l'autre de la bande synclinale d'Oligocène il y a une différence tout à fait frappante dans la constitution de la série antésénonienne ; à la Pigne, par exemple, le « Séquanien »¹³ de la voûte de la structure de Châteauneuf-d'Oze disparaît vers l'Est sous l'Oligocène, avec un pendage moindre que ce dernier d'ailleurs ; de l'autre côté du synclinal, ce sont des marnes apto-albiennes que l'on voit réapparaître. Ainsi, de part et d'autre du hiatus d'affleurement du Mésozoïque occasionné par l'Oligocène, qui par places n'excède d'ailleurs pas 100 à 150 m de large, la série stratigraphique semblerait avoir été érodée jusqu'à des profondeurs très différentes (avec un écart de plusieurs centaines de mètres) ; à moins d'admettre l'existence d'une « paléofalaise », bien invraisemblable puisque celle-ci aurait été constituée par les marnes apto-albiennes, on est conduit à considérer ici encore que les deux lèvres de la faille ont subi des mouvements autres que les seuls mouvements verticaux. La répartition des domaines où les marnes apto-albiennes sont conservées sous la transgression tertiaire (fig. 10) montre que ce déplacement complémentaire a dû être un important coulissement dextre d'âge post-oligocène. Des indications analogues sont d'ailleurs fournies par la répartition des domaines où le Sénonien est conservé sous le Tertiaire de part et d'autre de la faille (fig. 10).

Le mouvement coulissant dextre se manifeste d'ailleurs clairement dans le secteur du col de la Baume, au-delà de la limite méridionale de conservation du synclinal tertiaire : ici, en effet, la

¹³ Nous désignons par ce vocable les faciès constituant la première barre calcaire du Malm ; leur âge est Oxfordien terminal (zone à *Planula*).

corniche tithonique est décalée horizontalement vers le Sud de plus de 1 km¹⁴.

b) Le prolongement de la partie orientale de la cuvette de Montmaur forme un synclinal à cœur de marines apto-albiennes dont le flanc est franche-

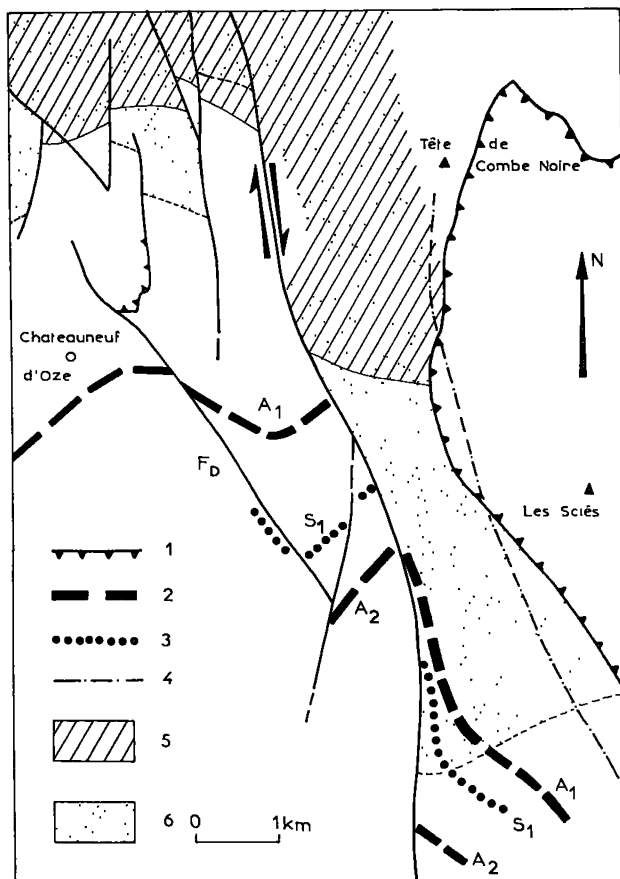


Fig. 10. — Mise en évidence du coulisage dextre le long de la faille de Châtillon le Désert.

1, Chevauchement de Céüse ; 2, Axes anticlinaux ; 3, Axes synclinaux ; 4, Limite du déversement des couches sous le chevauchement de Céüse ; 5, Zone où l'Oligocène repose sur du Sénonien ; 6, Zone où le Sénonien repose sur les marnes bleues (en blanc, les zones où le Sénonien repose sur du Néocomien ou du Jurassique).

A 1, Anticlinal du flanc NW de Côte Belle (= Anticlinal de Châteauneuf-d'Oze) ; A 2, Anticlinal de Maragache ; S 1, Synclinal de la crête de la Revière ; F D, Faille du Drouzet.

¹⁴ Ce décalage s'accompagne d'un étirement du Tithonique qui dessine un crochon contre le plan de faille et y abandonne un copeau amygdalaire observable à mi-pente du ravin de la Déoule et de la crête des Revières.

ment renversé sous le chevauchement de Céüse. Le fond du synclinal, dans le secteur de Côte Belle, montre des replis plus ou moins rompus affectant le Barrémien et l'Hauterivien. Ces replis, étant coupés au Sud du Drouzet par la faille de Châtillon-le-Désert, doivent être, *au moins en partie, antérieurs* au jeu de cet accident ; de plus ils se prolongent assez clairement par des structures anticlinales redressées à la verticale, et même renversées, que l'on observe à la Petite Céüse ; ces dernières semblent correspondre à d'anciens plis N 75°, renversés en même temps que l'ensemble du flanc du pli plus tardif auquel elles sont incorporées¹⁵.

En outre, il ne fait aucun doute que le flanc occidental du synclinal à cœur apto-albien de la crête de la Revière prolonge (compte tenu du rejet de la faille de Châtillon) le flanc est de l'anticlinal de Maragache ; il faut donc faire correspondre au synclinal de la Revière celui du torrent d'Espinasse (fig. 10) et, au repli anticlinal constituant les points 1353 et 1308 du flanc de Côte Belle, la voûte de l'anticlinal de Châteauneuf-d'Oze. Il devient évident que le *synclinal d'Espinasse et l'anticlinal de Châteauneuf-d'Oze ont subi un fort décrochement dextre accompagné d'une torsion très accentuée* de même sens : ainsi, les traces de leurs plans axiaux ont-elles acquis une direction N 150° très voisine de la direction du plan de faille mais orthogonale à leur direction primitive.

3. DIVERTICULE SEPTENTRIONAL.

Au Nord de la montagne de Montmaur, la bande oligocène qui, par le col du Festre, se raccorde à la dépression du Dévoluy montre encore une structure synclinale très dissymétrique ; en fait, sa bordure orientale n'est guère visible qu'à partir du ravin du Rabioux : on constate qu'elle correspond là encore à une cassure très redressée le long de laquelle sont également coincés des copeaux amygdalaires de Sénonien épais de quelques

¹⁵ Nous ferons une remarque supplémentaire au sujet des replis anciens qui ont échappé au dépliage dans le flanc oriental du synclinal N 170° : en effet, ils se limitent à ceux de la montagne de la Petite Céüse et à celui du Rocher du Peyrou, 5 km plus au Nord ; cette répartition coïncide avec celle de puissantes lentilles de poudingues au sein du Tithonique : il paraît vraisemblable que la rigidité accrue de la carapace tithonique en ces points est à l'origine de cette résistance au dépliage.

dizaines de mètres. Le compartiment oriental de la fracture est fortement relevé puisque c'est l'« Argovien » qui, le plus souvent, vient au contact de l'Oligocène le long du plan de faille. Ce dernier est orienté N 170° et peut se suivre vers le Sud, malgré l'interruption des affleurements entre le Rabioux et Claret : on l'observe en effet, avec de belles stries horizontales, en rive gauche du ravin, entre Claret et la montagne de Montmaur (contact des poudingues oligocènes, à pendage est, avec l'« Argovien ») et, plus au Sud, dans la gorge entre les Lançons et les Philippons, au sein même de la série oligocène. Cette fracture de Rabioux est donc très vraisemblablement la continuation exacte de celle de Châtillon-le-Désert.

Vers le Nord, la cassure ne peut guère être suivie au-delà de La Cluse, il est probable que dès avant la latitude de ce village (secteur de Serre Moret et Serre Chutet) elle passe plus ou moins à une flexure, car en ces derniers points s'observent des fragments étirés de séries néocomiennes renversées ; toutefois, la fracturation qui découpe ces affleurements peut également laisser penser que cette grande cassure s'amortit en un certain nombre d'accidents plus mineurs et de directions divergentes (gerbe de fractures) et se raccorde ainsi aux cassures, de direction N 30° à N 45°, qui marquent, dans le secteur du col du Festre, la limite entre la zone anticlinale du pic de Bure et le synclinal d'Agnières-en-Dévoluy. L'abondance des formations quaternaires ne permet malheureusement pas d'aboutir à une certitude à ce sujet.

III. — Le chevauchement de Ceuse.

a) Le chevauchement de Céüse est particulièrement caractérisé entre la *montagne de la Manche et la crête de la Barre*, ainsi que dans les pentes qui descendent au Nord vers le bois de Combe Noire. Dans tout ce secteur, les dalles de calcaires « séquaniens » pentées à 40° vers l'Est reposent, par l'intermédiaire d'un chapelet de copeaux de Tithonique broyé, sur la tranche des couches néocomiennes et sénoniennes plus ou moins renversées : il s'agit apparemment là d'un flanc inverse laminé. La disposition tangentielle du plan de chevauchement est tout particulièrement nette au Sud du Pennas le Grand (le Bas

Col), point où, franchissant la crête topographique, sa trace part en oblique vers le SE pour se perdre, au-delà du torrent du Moulin, au sein des « Terres noires » de Manteyer. La partie chevauchante est constituée par la série normale de Jurassique supérieur et Néocomien de la Cuvette de Céüse (caractérisée par le développement d'un puissant niveau de conglomérats dans le Tithonique¹⁶).

b) Vers le Sud, l'accident chevauchant se suit très nettement, en dépit de fractures et surtout d'importants glissements en masse du Jurassique supérieur. Il faut signaler ici une observation intéressante, effectuée dans les ravins entre la Manche et le Rocher du Peyrou. Il s'agit de la présence, le long du plan de chevauchement, d'un copeau de calcaires à silex de la base de l'Hauterivien, d'une dizaine de mètres de côté. Puisque ce copeau est coincé entre le Berriasien chevauché et l'« Argovien » chevauchant, sa mise en place ne peut résulter de simples mouvements verticaux, mais implique, là encore, l'intervention supplémentaire de mouvements coulissants dextres, traînant ce morceau d'Hauterivien depuis le point le plus proche où les terrains de cet âge sont coupés par la cassure, c'est-à-dire sur environ 1 km du Nord vers le Sud.

Au Sud du Rocher du Peyrou, la cassure se suit, à travers les ravins, jusqu'au col des Guérins : les couches du compartiment chevauché restent plaquées, en position quelque peu renversée (70° E en moyenne), parallèlement au plan de faille. Ce dernier n'est pas beaucoup moins incliné, ainsi qu'il ressort d'ailleurs de son tracé presque rectiligne. Au col des Guérins même, le plan de cassure est au moins dédoublé, et le compartiment oriental montre, au niveau de l'« Argovien », une retombée occidentale à peine renversée contre le plan de fracture.

En définitive, l'ampleur de la composante de chevauchement paraît relativement modeste dans ce secteur, et la *composante de soulèvement vertical est prédominante*¹⁷.

¹⁶ Ce dernier montre par ailleurs, au point 1612 au Nord du Haut Col, de très jolis micro-plies en forme de selle caractéristiques de l'interférence des deux directions de plissement N 170° et N 110°-140°. Aucune trace nette de plissements N 75° ne peut être décelée ici.

¹⁷ Sans que l'on puisse ici évaluer l'ampleur de la composante horizontale de coulissement longitudinal.

Plus au Sud encore, les affleurements s'interrompent sous les vastes éboulis de l'Ubac de la Petite Céüse, mais nous avons pu retrouver la fracture au-delà, sur les crêtes séparant le bassin de Sigoyer de celui de Vitrolles : elle met alors en contact les « Terres noires » du compartiment est avec l'« Argovien » du compartiment ouest, par l'intermédiaire de crochons, synclinaux à l'Ouest, anticlinaux à l'Est de la fracture, fortement schistosés ; tout ceci indique la persistance d'un fort soulèvement du compartiment oriental. Enfin la trace de l'accident se suit par le talweg qu'emprunte la D. 19 entre les sommets de Gardiole et de Botier, jusqu'au pied des buttes de Serre Soleille et de Sainte-Croix au droit de Lardier-et-Valença : elle s'y raccorde au chevauchement de La Saulce, chevauchement du Lias sur les « Terres noires » qui représente l'élément le plus septentrional du système des écailles de Digne¹⁸.

Les caractéristiques du chevauchement de Céüse au Sud de cette montagne paraissent, en définitive, *pouvoir difficilement résulter d'un simple serrage tangentiel* : son pendage, notamment, excède par trop la valeur limite de 45°. Il nous paraît difficile de penser que l'ensemble de la région ait pu subir un basculement vers l'Est redressant ce plan de faille, puisque, au contraire, la disposition générale des assises correspond à une remontée dans cette direction (Dôme de Rémollon). Nous verrions plus volontiers cette disposition résulter d'un rabattement d'un plan de faille subvertical (« faille-pli » en quelque sorte) localisé à ses portions les plus élevées, par suite de mouvements dysharmoniques des niveaux stratigraphiques supérieurs aux « Terres noires ».

¹⁸ Il convient d'ailleurs de noter que la direction des couches, sur le flanc nord de la tête anticlinale qui affecte le Dogger et le Lias supérieur à Serre Soleille (compartiment chevauchant), est sensiblement N 30°. Cela implique un axe de pli à peu près NE-SW ; une telle direction de plissement peut être considérée comme résultant du mouvement chevauchant, si celui-ci présente en outre une composante de déplacement senestre. En ce cas, il faudrait admettre que l'accident de Céüse a joué successivement en coulissement dans deux sens différents, ce qui n'est pas contraire au contexte des rejets à la fois dextres et senestres de l'ensemble des failles observées plus à l'Ouest. Par ailleurs, on peut envisager également qu'il s'agisse là d'un ancien anticlinal d'axe NE-SW, sectionné par le plan de fracture. De fait, il ne semble pas y avoir un véritable étirement de flanc inverse, mais plutôt troncature des couches du flanc nord par plusieurs plans de fractures satellites.

c) *Vers le Nord, au-delà de Manteyer* et du Rocher du Pennas, le chevauchement de Céüse se perd dans la vallée du Petit Buëch, aux abords de La Roche-des-Arnauds, du fait de la couverture quaternaire et du manque de repères stratigraphiques. Nous avons vu cependant que la tendance chevauchante persiste dans la coupe du Petit Buëch où elle se manifeste par le refoulement de l'anticlinal tithonique N 170° du Pennas, par-dessus le Néocomien en série normale dans les basses pentes de Combe Noire, aux alentours de la cote 1200.

Au Nord du Petit Buëch, des mouvements chevauchants indubitables, exactement symétriques de ceux du Pennas, se déduisent inéluctablement des dispositions observables :

- 1) L'« Argovien » de La Roche-des-Arnauds, disposé en série normale et replissé suivant la direction prédominante N 130°, supporte dans le secteur des Roux des « Terres noires » également en série normale. Le plan de chevauchement qu'il est impossible de tracer avec précision dans ces faciès peu diversifiés doit plonger à l'Ouest vers la vallée du Petit Buëch et l'atteindre environ un kilomètre à l'Est de La Plaine-des-Arnauds. Plus à l'Ouest il est bien mis en évidence par le redoublement du Tithonique sur les deux rives des gorges du Rif de l'Arc (torrent drainant la dépression de Matacharre). Les deux séries tithoniques superposées y sont affectées de replis N 130° à N 170°, tels les replis synclinaux de la série de la basse crête des Rortes. On ne peut savoir si ces plis sont induits par le chevauchement ou s'il lui sont antérieurs.
- 2) Plus au NW encore, dans le vallon descendant du col des Sérignons, apparaît un nouveau chevauchement qui semble relayer le précédent. Le Tithonique qui prolonge celui de la butte de Manjon y recouvre successivement des termes de plus en plus récents du flanc oriental, très redressé, de la cuvette de Montmaur. Il est difficile de savoir exactement comment se prolongent ces structures dans le vallon de la Sigouste, car la couverture d'éboulis y devient très importante. Il semble néanmoins que le flanc inverse tithonique reparaisse à la crête de la Jasse (point 1433) puis, franchissant la Sigouste, aille former la

crête de La Pidance (immédiatement au SW de la maison forestière des Sauvas). En effet, le Jurassique supérieur, en série normale, du compartiment chevauchant forme au-delà des replis synclinaux N 130° du Pic Chauve une coupole anticlinale éventrée. Au delà il vient en contact, par ses termes inférieurs (« Argovien », puis « Terres noires »), avec la série tithonique-néocomienne de La Pidance et la sectionne en biseau au Sud du col de Gaspar-don. L'accident qui s'observe ici est une faille E-W à très fort pendage nord ; elle semble, néanmoins, constituer le prolongement du chevauchement inférieur de La Plaine-des-Arnauds.

De toute façon, cet accident se poursuit en direction du NW, en sectionnant l'extrémité du synclinal tithonique N 75° du Rocher d'En-Borne, avant de se raccorder à la faille de Rabioux dans le secteur des basses pentes de la Pignée-de-l'Ongle.

A ne considérer que le secteur du col de Gaspar-don et des Sauvas, le mouvement chevauchant visible dans la vallée du Petit Buëch semble donc s'atténuer jusqu'à disparaître en direction du NW. Toutefois il en persiste des traces, témoin la disposition quelque peu chevauchante des copeaux sénoniens le long de la faille de Rabioux, et surtout la curieuse petite fenêtre de poudingues oligocènes qui apparaît aux abords du point 1236, dans le ravin de Rabioux, sous les calcaires argileux et les marnes « argoviennes » : si son bord occidental est constitué par une faille verticale (à cannelures et stries horizontales), appartenant au système de celle de Rabioux, sa limite orientale par contre est formée d'un plan de chevauchement peu incliné vers l'E (avec microstructures indiquant un déplacement tangentiel).

D'autre part, trois points méritent d'être soulignés en ce qui concerne les structures aux abords du chevauchement dans ce secteur au Nord du Petit Buëch :

1° Le net développement des plis d'orientation N 120° à N 130° (Pic Chauve, crête du Tournet, col des Rimas, la Voulué) est probablement lié à la médiocrité de la fracturation N 170° dans le secteur chevauchant et, par suite, au faible redressement des flancs des plis selon cette direction. En fait, il s'agit de replis dysarmo-

niques, formés au niveau du Jurassique-Néocomien dans le cœur d'une *vaste voûte anticlinale* N 120°, intéressant le Sénonien, dont le flanc NE forme le massif du Pic de Bure, et le flanc SW, la montagne de Vène Trésaubenq. On peut y voir le *prolongement de la coupole postsénonienne de la Jarjatte* qui constitue plus au NW le flanc est de la cuvette synclinale de Lus (fig. 11).

2° Les deux zones de dislocation majeures que sont la faille de Rabioux et le chevauchement de Céüse apparaissent dans le secteur où, précisément, l'importante chappe rigide du Sénonien du plateau de Bure avait été détruite par les érosions antépriabonienne : nous y voyons un *phénomène morphotectonique* et nous pensons que, dès le début du Tertiaire, la répartition des zones où le Sénonien était érodé ne devait pas être très différente de celle que l'on connaît actuellement ; la grande aire anticlinale orientée N 120° du secteur des Sauvas (anticlinal de La Jarjatte), éventrée et déjà affaiblie par l'érosion, se prêtait ainsi au développement d'accidents tangentiels faisant chevaucher la partie orientale de cette structure sur le synclinal qui lui fait suite au SW (synclinal de Lus-Montmaur).

3° La surface du chevauchement de Céüse est très redressée en certains points (col de Gaspar-don, bas vallon des Serrignons) ou, au contraire, très tangentielle et même plongeante vers l'Ouest comme dans le secteur des Roux (au Nord de La Roche-des-Arnauds) ; en ce dernier point le plan de chevauchement se redresse toutefois à nouveau fortement si l'on en juge d'après l'allure du contact des « Terres noires » et de l'« Argovien » en rive droite du torrent du Petit Buëch. De même la klippe de Jurassique supérieur, qui repose sur le Néocomien à la crête des Teyssonnières (fig. 2), paraît résulter d'un chevauchement, plongeant vers l'Ouest, qui se raccorderait à celui, beaucoup plus redressé et plongeant à l'Est, du col des Roux : ces changements de pendage semblent correspondre à des *torsions entraînées par le déplacement dysharmonique* en direction de l'Ouest de la partie de la série stratigraphique située au-dessus des « Terres noires ». Ainsi le plan de faille est-il resté très redressé en profondeur, tandis qu'il était en quelque sorte fauché dans la partie haute des structures où la morphotectonique favorisait ces mouvements tangentiels.

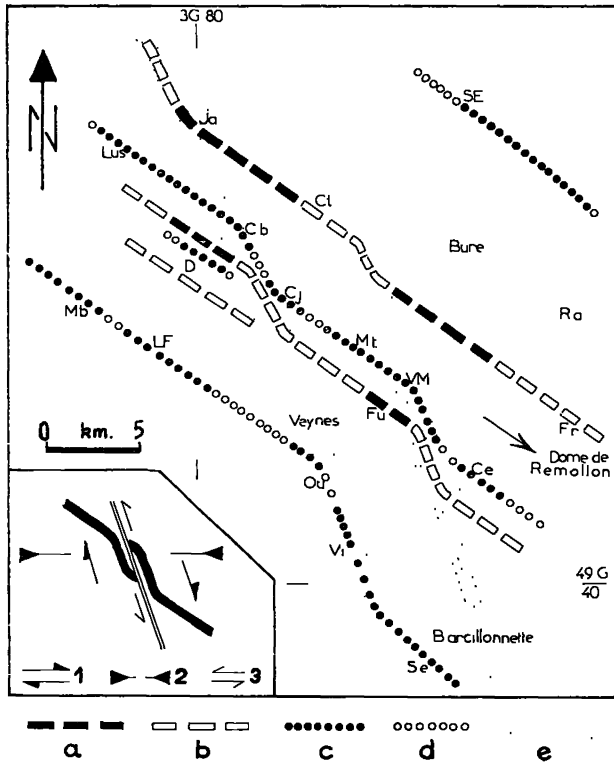


Fig. 11. — Schéma structural des plis de la famille N 120° (un peu schématisé).

Figurés : a, Axe anticlinal observé ; b, Raccord anticlinal supposé ; c, Axe synclinal observé ; d, Raccord synclinal supposé ; e, Zones de fractures principales (encadrant la bande de Veynes).

Noms de lieux abrégés (du N au S) : SE, Saint Etienne en-Dévoluy ; Ja, La Jarjatte ; Cl, La Cluse ; D, Durbon ; Cj, Charajaille ; Mb, Montbrand ; Ra, Rabou ; Mt, Montmaur ; LF, La Faurie ; VM, Villard-de-Montmaur ; Fu, Furmeyer ; Fr, La Freissinouse ; Ce, Céüse ; Ou, Tête d'Oule ; Vi, Villaret ; Se, Crête des Selles.

En cartouche : On a représenté la distorsion habituelle des flancs de plis sous l'effet des cassures méridiennes (exemple de la faille de Combe Noire au NW de Veynes) : 1, Coulissage initial (dextre) ; 2, Compression tardive ; 3, Coulissage résultant de la déformation tardive (senestre).

d) Conclusion.

Le chevauchement de Céüse nous paraît donc résulter de la déformation d'un système de fractures initialement très redressées, déformation qui se serait développée essentiellement après l'Oligocène aux dépens des dislocations N 120°

antérieures à cette époque et grâce à un affaiblissement de la voûte des plis, consécutif à l'érosion tertiaire : de ce fait le point de naissance des premiers accidents chevauchants correspond au secteur le plus méridional de l'extension de la chappe sénonienne sur la voûte de la coupole anticlinale majeure du Dévoluy (fig. 11).

Malgré son caractère tangentiel assez exceptionnel pour la région, le chevauchement de Céüse ne doit pas être vraiment dissocié du système de fractures de la bande de Veynes ; en effet, nous y avons noté le redressement du plan de cassure dans les niveaux profonds et l'existence d'indices de mouvements longitudinaux. En somme, le chevauchement de Céüse nous montre un *stade particulièrement accusé des déformations de serrage tardif*, que nous avons notées dans tout le réseau de fractures de Veynes : ici le serrage, à la faveur de dispositions morphotectoniques favorables, semble avoir transformé des plans de faille en plans de chevauchement. Il y a de forts indices, (encore que des recherches plus précises soient souhaitables à cet égard) pour que le mouvement de décrochement dextre tardif qui se manifeste essentiellement par la faille de Châtillon-le-Désert se transforme également vers le Sud en un mouvement chevauchant ; celui-ci est responsable des renversements du flanc est du synclinal des Selles et de l'apparition de l'écaïlle liasique de Barillonnette. Ce chevauchement représente, avec celui de La Saulce, un peu plus oriental, la terminaison nord du dispositif des « *Ecaïlles de Digne* ». Ces dernières pourraient donc résulter également d'une distorsion tardive d'un réseau de fractures analogues dotées d'une composante de coulissement. Si le secteur que nous avons étudié est resté dans son ensemble peu propice au développement des chevauchements, du fait de l'importance des lambeaux sénoniens résiduels, faisant office de môles résistants entre lesquels se placent les fractures majeures du réseau, les secteurs plus méridionaux où les érosions du Tertiaire avaient été considérablement plus fortes se sont mieux prêtés à de telles dislocations tangentielles, car les niveaux de décollement triasiques y étaient plus proches de la surface et la contrainte verticale beaucoup plus faible dans les terrains mésozoïques, lors de la phase du serrage tardif.

IV. — Conclusions.

A) Le Dévoluy méridional doit donc l'essentiel de ses traits structuraux à une *succession de mouvements tectoniques* non seulement de sens, mais encore de nature différente. Il semble que l'on puisse en reconstituer les étapes de la façon suivante :

1) *Plissement antésénonien*, de direction initiale remarquablement constante, en moyenne N 75°.

2) *Premières distorsions* aboutissant à la formation de plis orientés en moyenne N 120° qui déforment le Sénonien. Leurs synclinaux contiennent parfois de l'Oligocène. Toutefois les indices de leur antériorité par rapport à ce terrain sont suffisamment nombreux pour que l'on puisse avancer que le Tertiaire a dû s'y déposer dans les cuvettes synclinales et n'être affecté que par les déformations plus tardives qui ont accentué ces structures.

La continuité de ces plis N 120° (fig. 11) n'avait jamais été signalée, sans doute à cause des déformations plus tardives qui la masquent ; les plis majeurs sont certainement le synclinal de Lus-Charajaille-Montmaur et surtout le gros bombement anticlinal, déversé vers le Sud, de La Jarjatte-Bure, qui constitue un *élément structural fondamental* dans le Dévoluy. Ce bombement semble trouver son expression la plus profonde et la plus orientale dans le *Dôme de Rémollon* où les schistosités ont effectivement une direction NW-SE.

Le système des plis N 120° se rattache évidemment à la famille dont le développement est prédominant, plus au SE, dans le massif du Diois et surtout dans celui des Baronnies [1] ; dans le Dévoluy méridional, la distorsion qu'il imprime aux plis antésénoniens correspond à un mouvement d'ensemble dextre : on peut concevoir, par conséquent, qu'il puisse déjà résulter de mouvements coulissants profonds de même sens.

3) *Fracturation suivant des directions voisines de N 160°* accentuant la distorsion dextre des vieilles structures ; il est possible, comme nous venons de le dire, que ces cassures aient été ébauchées au cours de l'étape précédente, les ruptures profondes finissant par gagner des niveaux structuraux plus élevés ; l'apparition des rejets senestres plus ou moins marqués qui rend complexe le jeu global de ces failles semble dû à un phénomène supplémentaire et ultérieur.

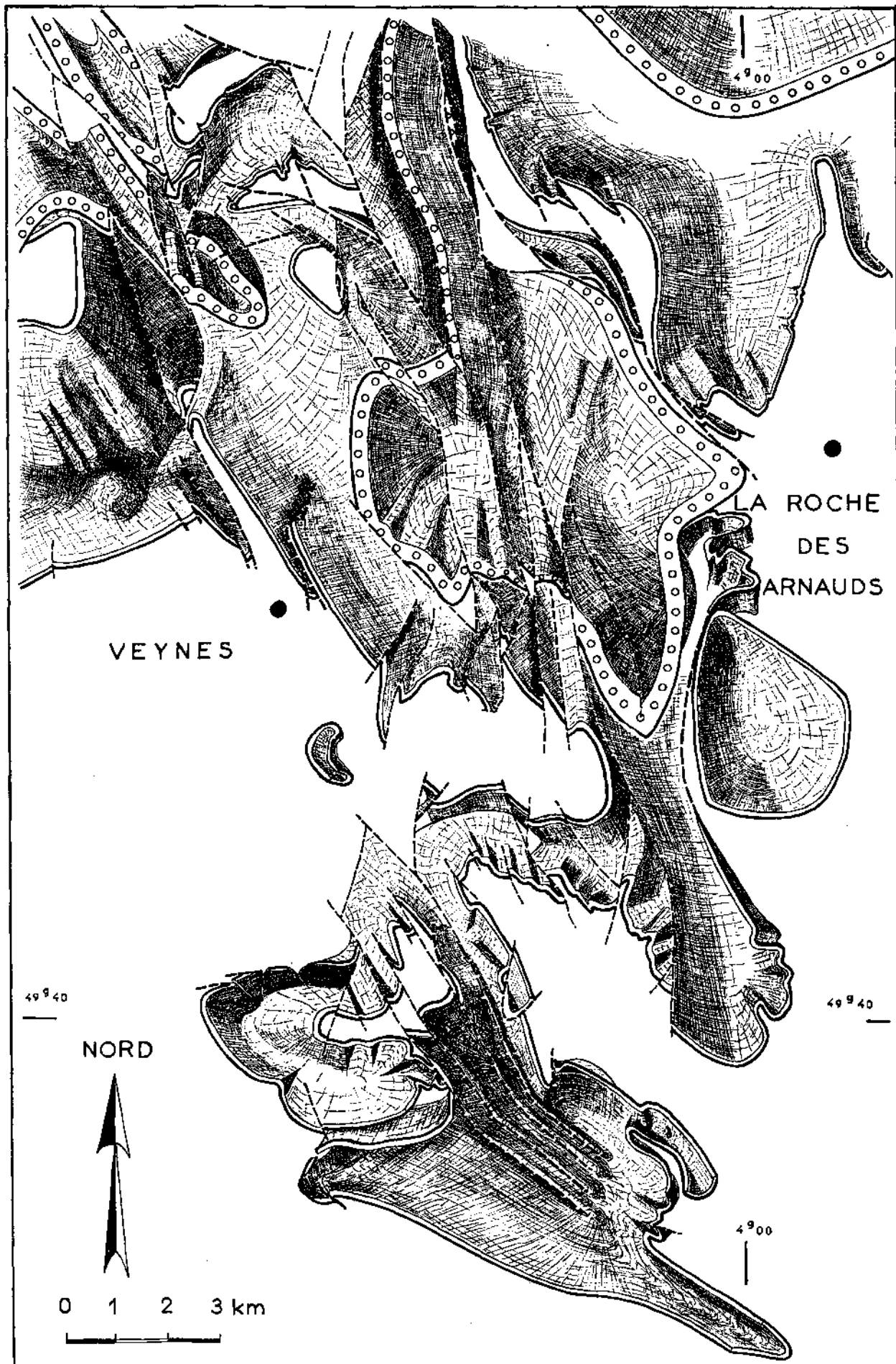
4) *Ecrasement tardif* transversal à la direction de fracturation ; principal responsable du *dépliage* des structures antérieures, il provoque ainsi des mouvements N-S, spécialement dans la « *bande fracturée de Veynes* » ; le résultat essentiel est de redresser les flancs de plis suivant des directions et des pendages proches de ceux des plans de failles ; il cause également des replis, d'axes très méridiens, qui affectent l'Oligocène au voisinage des plans de fractures : ceux-ci présentent plus le caractère de crochons de faille que celui de plis bien réglés. Le long de la grande fracture de Châtillon-le Désert, cet écrasement post-oligocène est aussi en rapport avec le chevauchement de Céüse et s'accompagne d'un coulissement dextre.

5) *Formation de chevauchements* dans les secteurs où l'érosion antétertiaire a particulièrement bien décapé la couverture sédimentaire, permettant enfin des mouvements tangentiels sous l'effet de la compression tardive, sans doute post-miocène (Ecailles de Digne).

B) *Les particularités structurales* du Dévoluy méridional nous apparaissent en fin de compte comme le résultat de l'influence de deux facteurs fondamentaux :

1) L'importance plus ou moins grande des érosions tertiaires et notamment antépriabonniennes détermine le style plus ou moins tangentiel des déformations tardives. Les *influences*

Fig. 12. — Tectonogramme semi-schématique du Dévoluy méridional (vue zénitale). On a représenté l'allure de la corniche tithonique et celle du Sénonien, ce dernier se distinguant par un figuré de ronds blancs sur la tranche. En tireté gras les cassures. Les bancs sont supposés sectionnés par un plan horizontal aux alentours de la cote 1 400 m.



morphotectoniques paraissent en effet indéniables dans de nombreux cas ;

2) *L'existence très vraisemblable d'une zone de dislocation profonde* orientée approximativement NNW-SSE, aurait induit, dans les niveaux structuraux plus superficiels, la formation de la « *bande disloquée de Veynes* » (fig. 2), encadrée de régions plus calmes.

On peut remarquer d'abord que l'emplacement et l'orientation de cet accident hypothétique correspond au passage, en profondeur, du « *seuil du Lias réduit* » qui se suit, depuis Barles, vers le Nord par Clamensanne jusqu'aux environs de Vitrolles, et réapparaît au-delà du Dévoluy dans le Dôme de La Mure.

Il est notable, en outre, que la zone anticlinale de Châteauneuf-d'Oze a été l'objet, à la limite Tithonique-Berriasien [3], d'une *importante érosion* qui est très certainement responsable de la formation voisine des épaisses lentilles de conglomérats tithoniques de Céüse. Cette érosion, fait unique dans toutes les chaînes subalpines, a atteint l'Oxfordien supérieur, de sorte que le Berriasien supérieur est transgressif sur l'« Argovien » au SW de Châtillon-le-Désert.

Au Crétacé supérieur, la « bande de Veynes » coïncide avec la limite entre les deux domaines sédimentaires mis en évidence par B. PORTHAULT¹⁹ : domaine occidental à Turonien et Sénonien absent, et domaine oriental à Sénonien épais seul représenté [11].

Au Tertiaire enfin, on peut encore remarquer que la bande de Veynes coïncide à peu près avec les limites des domaines paléogéographiques d'une part du Priabonien marin et de l'Eocène continental, et d'autre part, plus tardivement, de ceux des Grès du Champsaur et des molasses rouges oligocènes (qu'il y ait d'ailleurs corrélation latérale ou non entre ces deux formations) : *cette bande structurale correspond donc à peu près certainement à une zone de flexure majeure* et de basculement, c'est-à-dire à une zone de faiblesse ancienne et persistante : il n'est pas étonnant que sa présence ait induit l'apparition de caractères tectoniques particuliers dans les diverses phases successives de la tectogenèse.

¹⁹ Nous remercions B. PORTHAULT pour les renseignements stratigraphiques qu'il nous a fournis sur le Crétacé supérieur de notre région.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. FLANDRIN (J.) (1966). — Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies (*Bull. Soc. Géol. France*, [7], VIII, n° 3, p. 376-386).
2. GIDON (M.) et PAIRIS (J. L.) (1969). — Sur l'existence et la signification d'un système de fractures subméridiennes dans le Dévoluy méridional, région de Veynes (H.-A.) (*C. R. Acad. Sc.*, t. 268, p. 1570-1573).
3. GIDON (M.) (1970). — Carte géologique de la France au 1/50 000^e, feuille Gap.
4. GLANGEAUD (L.), ALBISSIN (M.) (1958). — Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurale (*Bull. Soc. Géol. France*, [6], VIII, p. 675-688).
5. GOGUEL (J.) (1963). — L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales (*Bull. Soc. Géol. France*, [7], t. 5, p. 20-29).
6. LORY (P.) (1896-1897 a). — Dévoluy et régions avoisinantes. Feuilles de Die, Gap et Vizille (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 4, fasc. 1, p. 33-37).
7. LORY (P.) (1896-1897 b). — Sur la tectonique du Dévoluy et des régions voisines à l'époque crétacée (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 4, fasc. 1, p. 53-58).
8. LORY (P.) (1900). — Mouvements du sol et sédimentation en Dévoluy durant le Crétacé supérieur (*Bull. Soc. Géol. France*, t. 38, p. 780-782).
9. MERCIER (J.) (1958). — Sur l'âge de la phase turonienne à l'W du massif du Dévoluy (*Bull. Soc. Géol. France*, [6], VIII, p. 689-697).
10. PORTHAULT (B.). — Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur du synclinal de Glandage-Creyers (Drôme). Répercussions paléogéographiques (*Bull. Soc. Géol. France*, [7], VIII, p. 440-447).
11. PORTHAULT (B.) (1969). — Le problème du Sénonien du Vercors : données stratigraphiques nouvelles, conséquences paléogéographiques et paléotectoniques (*Bull. Soc. Géol. France*, [7], X, p. 419-427).

Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Grenoble
(Laboratoire de Géologie alpine associé au C.N.R.S.).

Manuscrit déposé le 15 mars 1970.