



Tectonique des chaines subalpines entre la Bléone et la Durance- Alpes

Jean Goguel

► To cite this version:

Jean Goguel. Tectonique des chaines subalpines entre la Bléone et la Durance- Alpes. 1939. insu-00904941

HAL Id: insu-00904941

<https://insu.hal.science/insu-00904941>

Submitted on 15 Nov 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

A. Signes
MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 202. — Tome XLI, 1939.

TECTONIQUE DES CHAINES SUBALPINES ENTRE LA BLÉONE ET LA DURANCE

PAR

Jean GOGUEL

Ingénieur au Corps des Mines,
Docteur ès Sciences,

Attaché au Service Central de la Carte Géologique.

PARIS ET LIÈGE

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

LIÈGE, 1, QUAI DE LA GRANDE-BRETAGNE, 1

1939

Tous droits réservés

Imprimé en France

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Les tomes I à XL (Bulletins nos 1 à 199) sont complets.
Le tome XLI commence avec le bulletin n° 200.

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants ; port en plus :

N° 1. Etude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Etienne et Vienne, par TERMIER (28 f. et 2 pl.) 15 fr. »
N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND (1 pl.) 5 fr. »
N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ (1 pl.) 5 fr. »
N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brive, par L. DE LAUNAY (6 f.) 3 fr. »
N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. DEPÉRET (6 f.) 6 fr. »
N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD (9 pl.) 21 fr. »
N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS (23 f. et 1 pl.) 16 fr. »
N° 8. Relations entre les sables de l'éocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris, par J. GOSSELET (7 f.) 3 fr. »
N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc, par MICHEL-LÉVY (4 pl. en photogravure, 1 pl. de coupe et des figures) 10 fr. »
N° 10. Etude sur la stratigraphie du Plateau Central entre Tulle et Saint-Céré, par MOURET (1 pl. de coupes et 1 c. géol.) 11 fr. »
N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX (12 f.) 12 fr. »
N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzay et du Creusot, par DELAFOND (16 f.) 6 fr. »
N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER (11 f.) 6 fr. »
N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS (16 f. et 1 c.) 19 fr. »
N° 15. Note sur les formations géologiques du Forez et du Roannais, par LE VERRIER (41 f. et 4 pl.) 19 fr. »
N° 16. I. Note sur la continuation de la chaîne de Sainte-Baume, II, III, IV et V. Notes sur quelques points de la feuille de Castellane, par Ph. ZÜRCHER (22 f. et 4 pl.) 13 fr. »
N° 17. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise, par TERMIER (58 f., 1 carte géologique et 9 pl.) 40 fr. »
N° 18. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises, par EMILE HAUG (avec figures, une carte géologique et 3 pl.) 40 fr. »
N° 19. I. Note de M. Michel-Lévy sur les derniers travaux de G. Maillard. II. III. Note

sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, par G. MAILLARD (45 f.) 40 fr. »
N° 20. I. Contribution à la géologie de l'Oise. Notice géologique de Beauvais, par H. THOMAS. II. Note sur le trias de l'Ariège et de l'Aude, par C. DE LACVIVIER (12 f.) 6 fr. »
N° 21. Le Massif d'Allauch, au Nord-Ouest de Marseille, par M. BERTRAND (28 f. et 2 pl.) 14 fr. »
N° 22. Etude sur la craie supérieure. La craie des Corbières, par A. DE GROSSOURE (5 f.) 3 fr. »
N° 23. Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Drance (feuilles de Thonon et d'Annecy), par AUG. JACCARD (44 f.) 9 fr. »
N° 24. I. Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges, montagnes de Pormenaz et du Prarion. — II. Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu du Flysch du Chablais des Gets-aux-Fenils, par A. MICHEL-LÉVY (7 pl. et 18 f.) 14 fr. »
N° 25. Contact du Jura méridional et de la zone subalpine aux environs de Chambéry (Savoie), par HOLLANDE (23 f.) 6 fr. »
N° 26. Etude sur le Plateau Central. — I. La vallée du Cher dans la région de Montluçon, par L. DE LAUNAY (23 f. et 6 pl.) 14 fr. »
N° 27. Note sur la distribution géographique et sur l'âge géologique des Ophites et des Lherzolites de l'Ariège, par C. DE LACVIVIER (1 f.) 3 fr. »
N° 28. Le Môle et les collines de Faucigny (Haute-Savoie), par MARCEL BERTRAND (27 f. et 1 carte en couleur) 9 fr. »
N° 29. Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin, par L. LECORNU (16 f.) 6 fr. »
N° 30. Note sur la géologie de la haute vallée d'Aspe (Basses-Pyrénées), par J. SEUNES (15 f.) 6 fr. »
N° 31. Etude stratigraphique des Pyrénées, par JOSEPH ROUSSEL (5 pl., 1 carte géologique en couleurs et 20 f.) 69 fr. »
N° 32. Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites français en général, par MICHEL-LÉVY (6 f. et 5 pl.) 9 fr. »
N° 33. I. Nouvelles observations sur l'extension des poudingues de Palassou dans le département du Tarn. — II. Observations au sujet d'une note de M. Caraven-Cachin, intitulée. *Le Poudingue de Palassou dans le Tarn*. — III. Relations du terrain nummulitique de la Montagne Noire avec les formations lacustres du Castrais, par G. VASSEUR (1 carte géologique et 2 coupes) 4 fr. »
N° 34. Le plateau infra-crétacé des environs de Nîmes par TORCAPEL (2 pl.) 11 fr. »
N° 35. Le massif des Grandes-Rousses, par P. TERMIER (11 fig., 6 pl. et 1 carte en couleurs) 32 fr. »
N° 36. Etude stratigraphique des terrains tertiaires oligocènes de la Vallée des Déserts, près Chambéry, par HOLLANDE (12 f.) 6 fr. »

à Monsieur M. Gignoux
hommage des dévoués

BULLETIN N° 202.

TOME XLI. — 1939.

TECTONIQUE DES CHAINES SUBALPINES ENTRE LA BLÉONE ET LA DURANCE

PAR

JEAN GOGUEL

Ingénieur au Corps des Mines,
Docteur ès Sciences,
Attaché au Service Central de la Carte Géologique.

RÉSUMÉ

Ce travail complète un Mémoire antérieur¹, et décrit les accidents tectoniques du Nord-Ouest du département des Basses-Alpes, parmi lesquels figurent des chevauchements importants.

Les cartes jointes concernent l'ensemble de la région comprise entre Nice et la Durance. L'une est une carte structurale. L'autre représente, suivant un principe nouveau, les déformations horizontales.

Dans un travail antérieur¹, nous avons décrit le tronçon des chaînes subalpines méridionales compris entre Digne et Nice. A l'aide d'observations effectuées au cours de la revision de la feuille de Digne, nous nous proposons de compléter ici cette description en donnant quelques détails sur la région située au Nord de Digne.

On sait que les chaînes subalpines ont, dans la partie méridionale des Alpes françaises, un tracé très sinueux, qui permet d'y distinguer un certain nombre

¹ Description tectonique de la bordure des Alpes, de la Bléone au Var. *Mém. Carte Géol. et Thèse*, Paris 1937, 368 pages, 253 fig. une carte au 1/200.000 et une planche de coupes en couleurs.

d'arcs d'avancée : arc du Bas-Valentinois et des Baronnies, arc de Castellane, arc de Nice. La région située au Nord de Digne correspond à l'extrémité de la branche nord de l'arc de Castellane et à son raccordement avec la branche est de l'arc des Baronnies.

Ce raccordement présente un intérêt particulier du fait que les plis visibles dans l'arc des Baronnies n'affectent que le Jurassique supérieur et le Crétacé, alors que ceux de l'arc de Castellane affectent toute la série jurassique, et en particulier le Lias. Nous verrons donc interférer les tectoniques de deux niveaux différents. Une autre particularité intéressante est l'existence au Nord de Digne de mouvements provençaux assez accusés. Les principaux accidents sont bien datés, et postérieurs au Miocène, mais la molasse rouge oligocène est transgressive sur des niveaux variés, jusqu'à l'Oxfordien ; la discordance angulaire est souvent bien marquée. On peut ainsi reconstituer une tectonique anté-oligocène qui comporte deux ou trois anticlinaux est-ouest.

Nous aurons enfin à décrire quelques accidents déterminés dans son substratum par l'avancée de la nappe de l'Ubaye.

La région qui nous intéresse a été décrite dans sa thèse par Haug¹, qui a parfaitement éclairci la stratigraphie, a montré l'existence des plis provençaux, et a décrit les principaux accidents. Si, dans sa thèse, il faisait encore jouer un rôle important aux failles d'effondrement, il a apporté plus tard quelques corrections à son interprétation, et montré le rôle que jouaient les chevauchements². Cette région n'a plus guère été étudiée depuis Haug, aussi nous paraît-il intéressant de revenir sur son interprétation tectonique.

A première vue (fig. 1), on reconnaît une zone anticlinale, dans laquelle affleurent un Lias et un Bajocien très épais, et qui s'étend du Nord au Sud, de Gap à Digne. Au Nord, où cette zone anticlinale forme le dôme de Remollon, que traverse la Durance, elle est environnée par la dépression due aux marnes oxfordiennes, qui prolongent le sillon subalpin³. Le bord subalpin, formé par la corniche lithonique, domine à l'Ouest ce sillon, au-dessus de la ville de Gap. Mais plus au Sud, ces éléments perdent leur netteté. Par suite d'accidents tectoniques, le Lias vient au contact du Tertiaire, du Crétacé et du Jurassique supérieur, du côté occidental. A l'Est, au contraire, le plongement reste régulier, et la série stratigraphique est continue du Lias au Crétacé, surmonté par la « trilogie priabonienne », sur laquelle vient reposer la nappe de l'Ubaye.

Le rôle de la zone anticlinale Gap-Digne est souligné par la présence dans son axe de trois minuscules affleurements de terrains antétriasiques : Houiller à Verdache, schistes cristallins à Remollon, dans la vallée de la Durance, et à

¹ Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Carte géol.*, t. III, n° 21, 1891, et *Thèse*, 197 pages, une carte et trois planches de coupes.

² Feuilles de Digne et Gap. *Compte rendu des collaborateurs pour 1893. Bull. Carte Géol.*, t. VI, n° 38, pp. 115-117, 1894.

³ GIGNOUX et MORET. Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Grenoble, 1938, 295 pages, 9 planches.

Saint-Etienne d'Avançon. De plus, cette zone a joué plus ou moins le rôle de limite de faciès, à plusieurs reprises.

L'exemple le plus caractéristique est celui du Lias. Haug avait souligné l'opposition entre le faciès provençal de Digne, et le faciès dauphinois des environs de Gap. Le premier comporte un Lias calcaire peu épais (100 mètres environ), assez fossilifère, avec gryphées nombreuses dans certains bancs, et des silex

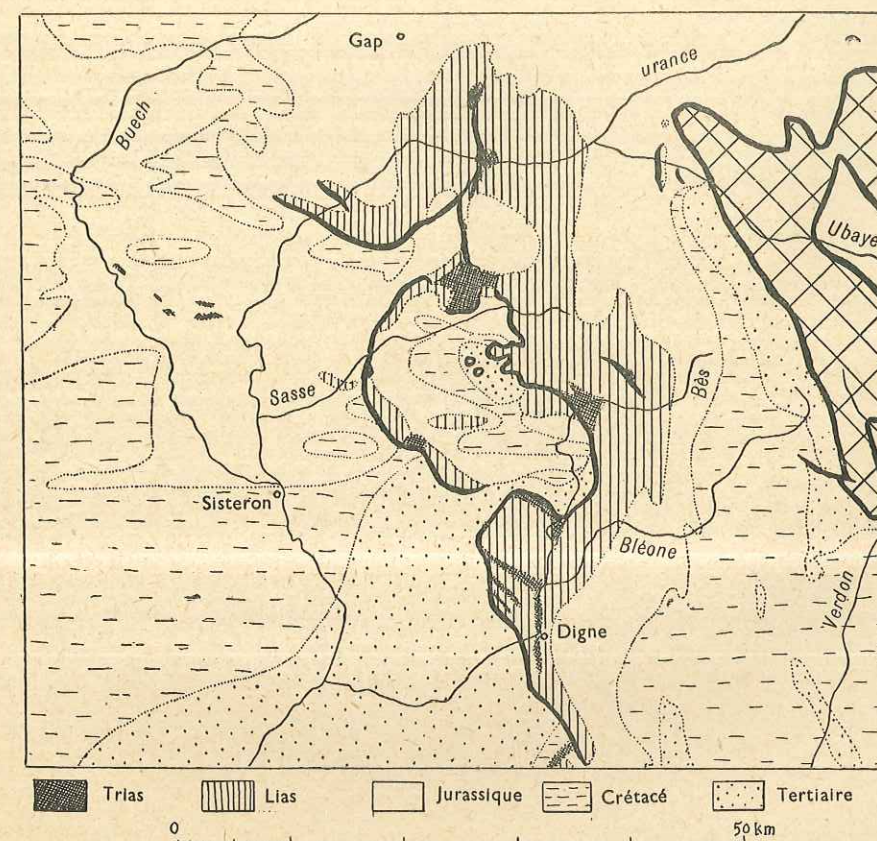


Fig. 1. — Carte de la région étudiée.
La nappe de l'Ubaye est indiquée par un quadrillage.

très abondants à certains niveaux. Les bancs, noduleux, en général minces, deviennent épais vers le tiers inférieur et à la partie supérieure (Pliensbachien), qui se termine par un hard-ground caractéristique. Le Lias schisteux est peu épais — quelques dizaines de mètres seulement — avec à mi-hauteur un niveau de calcaires gréseux rougeâtres (Domérien supérieur), séparant deux niveaux marneux. En allant vers le Nord, on voit ces caractères se modifier progressivement. L'épaisseur du Lias calcaire monte jusqu'à 700 mètres environ ;

il devient très monotone et un peu schisteux ; les fossiles disparaissent complètement. Quant au Lias schisteux, son épaisseur augmente considérablement, et atteint plusieurs centaines de mètres, ce qui représente plus de dix fois l'épaisseur à Digne. On peut suivre le Domérien supérieur, qui passe à un niveau de schistes plus durs, rougeâtres, épais de 50 mètres environ, que nous avons distingué sur les nouvelles éditions des feuilles de Digne et de Gap.

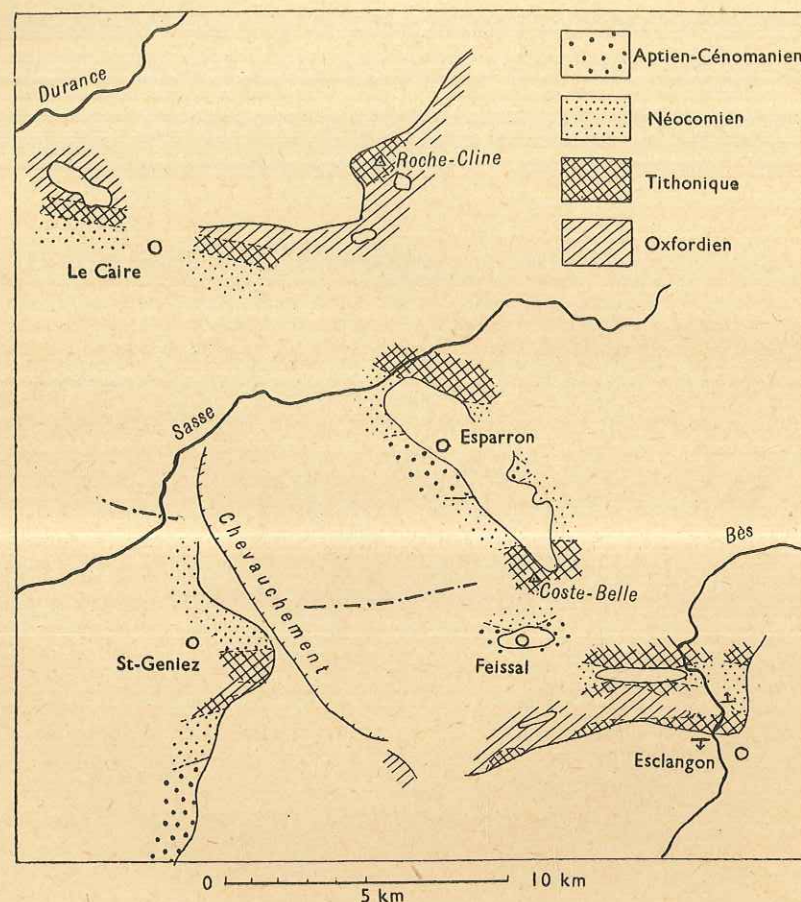


Fig. 2. — Carte des terrains sur lesquels la molasse rouge oligocène est transgressive.

Le changement de faciès se fait principalement au Nord de la Javie, mais, tous les lambeaux conservés à l'Ouest de la zone anticlinale (Barles, Saint-Geniez, Clamensanne, Astoin, etc.) montrent un faciès identique à celui de Digne, avec des épaisseurs plus faibles encore ; on y retrouve tous les niveaux de Digne, parfaitement caractérisés. La limite des faciès n'est donc pas ouest-est, mais

plutôt nord-sud (au moins jusqu'à la Motte du Caire) ; mais elle a été masquée par les dislocations tectoniques ultérieures.

Le même axe constitue une limite que ne dépasse pas, vers l'Est, la molasse rouge. Celle-ci est une formation principalement clastique, formée de schistes, de grès et de conglomérats, d'une couleur lie de vin caractéristique, surmontée par le Burdigalien marin à Volonne, Saint-Geniez, Tanaron, et reposant parfois (Dévoluy, Faucon-Gigors, Barrême) sur le Lattorien à Nummulites. La molasse rouge se relie directement au bassin oligocène d'Apt-Forcalquier.

Il est intéressant d'examiner avec précision sur quelles formations repose la molasse rouge, de façon à reconstituer les plissements antérieurs à son dépôt. La carte ci-contre (fig. 2) fournit à ce sujet toutes les indications nécessaires :

Près d'Esclangon, la discordance angulaire de la molasse rouge sur le Jurassique et le Néocomien est très nette, et atteint 30°. Le long de la route de Digne à Barles, on observe le remplissage par la molasse rouge d'une dépression due aux marnes valanginiennes tendres. Plus à l'Ouest, au Nord d'Auribeau, la molasse rouge repose sur les marnes oxfordiennes, dans lesquelles elle est pincée.

Un peu plus au Nord, à Feissal, la molasse rouge repose sur les marnes aptiennes, ce qui indique un synclinal, puisque 3 kilomètres plus au Nord, à Coste-Belle, elle atteint à nouveau le Jurassique. On retrouve un nouveau synclinal aptien à Esparron, puis la transgression atteint à nouveau le Jurassique ; au Nord du Caire, la molasse rouge repose en général sur l'Oxfordien : il est difficile de dire si il s'agit là d'un anticlinal limité, ou simplement du bord de la région du Pelvoux, profondément érodée avant le Nummulitique ; on sait que le Nummulitique repose au Nord de Gap sur l'Oxfordien, et jusque sur le cristallin (massif de Soleil-Bœuf). C'est sans doute par suite de cette même phase d'érosion que les nappes de l'Ubaye et de l'Embrunnais reposent sur les marnes oxfordiennes, le Crétacé et le Priabonien n'étant conservés sous la nappe qu'au Sud de l'Ubaye.

Le long de la ligne Esclangon-Esparron, on reconstitue donc avec précision deux ondulations anté-oligocènes. Dix kilomètres plus à l'Ouest, le bord du grand bassin tertiaire permet aussi l'observation, de Volonne à Saint-Geniez. Au voisinage de cette dernière localité, l'érosion anté-oligocène a enlevé tout le Crétacé sur une assez faible longueur. Cet anticlinal de Saint-Geniez est le prolongement de l'anticlinal nord de Lure (Kilian), qui passe à Sisteron. A laquelle des ondulations visibles sur la ligne Esparron-Esclangon doit en faire correspondre cet anticlinal ? Si on tient compte du déplacement vers le Sud-Ouest qu'indique le chevauchement de Saint-Geniez, il semble que l'anticlinal d'Esclangon, qui est le plus important, a pu être autrefois dans le prolongement de l'anticlinal nord de Lure.

De Coste-Belle, où passait le second repli anté-oligocène, un anticlinal, dont l'axe liasique a été atteint par l'érosion, court vers Ouest 15° Sud ; en admettant qu'il ait suivi la trace du repli ancien, et compte tenu du chevauchement, son

prolongement devait passer un peu au Nord de Saint-Geniez, peut être au Rocher de Hongrie.

On sait qu'un peu plus au Nord, dans le Dévoluy, le Crétacé supérieur est discordant sur des rides est-ouest. Les mouvements qui ont entraîné l'érosion anté-nummulitique du Pelvoux, et les rides anté-oligocène au Nord de Digne, sont-ils de la même époque, ou sont-ils post-lutétiens, comme plus au Sud ? Il n'est pas possible de répondre formellement à cette question, mais le Crétacé supérieur, complet à 15 kilomètres à l'Est d'Esclangon, ne montre aucun indice d'une émergence dans le voisinage.

DESCRIPTION DES ACCIDENTS

Les principaux accidents tectoniques, ceux du moins qui se rattachent à l'arc de Castellane, présentent une apparence assez uniforme, qu'on retrouve d'ailleurs jusqu'à Castellane, et plus loin encore, dans la chaîne du Vial, sur la rive gauche du Var. Ils consistent en un contact anormal entre des terrains variés, assez récents, situés en général à l'Ouest, et le Lias calcaire ; il est assez facile de constater que la surface de contact anormal n'est pas verticale, mais que le Lias repose sur les terrains plus récents. On reconnaît en général le Rhétien à la base de la série chevauchante, avec souvent une faible épaisseur de marnes rouges gypsifères du Trias. Le Lias calcaire étant assez dur forme un abrupt qui domine les terrains chevauchés. Ces accidents sont généralement très continus, mais leur tracé en plan est parfois fort sinueux, ces sinuosités résultant évidemment des découpures par l'érosion d'une surface de chevauchement voisine de l'horizontale.

On trouve aussi au Nord de Digne des accidents d'un type tout différent : ce sont des ondulations, approximativement est-ouest, du Tithonique et du Crétacé, diversement entamées par l'érosion. On a vu que certaines de ces ondulations sont antérieures au dépôt de la molasse rouge oligocène.

Enfin, à l'Ouest de Digne s'étend un grand bassin tertiaire, caractérisé par une très grande épaisseur de dépôts, atteignant plusieurs milliers de mètres pour le Miocène. Celui-ci se termine par des conglomérats dépassant 1.000 mètres d'épaisseur, et qui montent jusque dans le Pliocène. Le bord nord de ce bassin est marqué par une flexure assez accusée qui permet d'en étudier la coupe.

La carte de la figure 1 indique schématiquement l'allure des principaux accidents de ces deux types (pour une étude plus détaillée, on se reportera à la feuille de Digne de la Carte géologique détaillée au 1/80.000, première édition par Haug, Kilian, Zurcher et L. Bertrand, 1899, ou deuxième édition par Y. Gubler-Wahl, Jean Goguel et A. F. de Lapparent, sous presse).

Le principal chevauchement du Lias, long de 50 kilomètres, va de Norante, sur la feuille de Castellane, à Astoin en passant par Digne et Barles. Au Nord de Digne, il présente un lobe saillant large d'une dizaine de kilomètres, autour du village de la Robine. Le bord nord de ce lobe est parallèle au bord

du bassin tertiaire et aux replis est-ouest qui lui font suite. A Barles, le chevauchement prend un aspect très particulier par suite de l'existence d'un flanc inverse et de l'apparition du Trias moyen et inférieur, et même du Houiller au fond de la vallée du Bès. Puis il reprend des caractères normaux, avec un tracé particulièrement sinueux, et se perd dans la grande masse de Trias extravasé d'Astoin.

Dans sa moitié nord, cet accident est relayé par un autre chevauchement liasique parallèle, situé 10 kilomètres plus à l'Ouest, et qui passe à Saint-Geniez. A partir de Clamensanne, cet accident tourne vers le Nord-Est, et vient se perdre comme le précédent dans le Trias d'Astoin. Entre ces deux accidents et à l'Ouest du second, on observe une série de replis est-ouest du Tithonique et du Crétacé.

Plus au Nord, et approximativement dans le prolongement du premier accident, on trouve un troisième chevauchement du Lias, vers le Sud, entre le Caire et Barillonnette (sur la rive droite de la Durance). Cet accident est séparé du premier par la région déprimée de Turriers, où une série de dislocations se prolongent, vers le Nord, jusque dans le dôme de Remollon.

Plus à l'Ouest, les ondulations est-ouest du Tithonique et du Crétacé subsistent seules. Entre le Buech et la Durance, les synclinaux ont souvent été seuls respectés par l'érosion. A l'Ouest du Buech, dans les Baronnie, là où l'érosion a été moins active, on peut observer toutes ces ondulations de la série supra-oxfordienne, et on constate que des anticlinaux assez aigus et souvent rompus séparent des cuvettes synclinales très larges.

Nous allons décrire successivement chacun des chevauchements liasiques, nous réservant de mentionner au passage, beaucoup plus rapidement, les ondulations est-ouest.

Chevauchement de Digne-Barles.

Pour le premier chevauchement, qui apparaît à Norante, nous ne reviendrons pas sur la partie méridionale décrite précédemment¹. A Chabrières, le chevauchement passe par dessus le substratum jurassique et crétacé du bassin de Valensole, sur lequel il repose plus au Nord.

Autour de Digne, nous aurons à mentionner des replis frontaux de la masse chevauchante, et une série de lambeaux variés entraînés à sa base. Au Nord du lobe de la Robine, nous nous occuperons surtout du substratum du chevauchement, c'est-à-dire, du bord du bassin tertiaire, plus ou moins redressé, et des replis est-ouest contre lesquels il s'appuie. Enfin, les environs de Barles méritent une étude détaillée ; nous ne décrirons l'enracinement de l'accident qu'après avoir étudié le chevauchement de Saint-Geniez.

La structure de la masse chevauchante reste extrêmement simple et régulière jusqu'au Cousson, au Sud de Digne, mais elle se complique à partir de là.

¹ Description..... pp. 42 et 78.

Ces complications sont particulièrement accusées au Nord de Digne, et jusqu'à Thoard. Elles consistent en ondulations, parfois très serrées, du Lias calcaire, qui pincet des synclinaux de marnes du Lias supérieur ou du Bajocien, et au milieu desquelles percent des anticlinaux triasiques, et en une série d'écailles de terrains variés, entraînés à la base du chevauchement.

En dehors de la large cuvette de la Robine, on compte au Nord de Digne deux synclinaux de marnes du Lias supérieur (fig. 3), séparés par deux anticlinaux triasiques. Le plus occidental apparaît dès le Cousson, et fait affleurer le gypse triasique assez largement, en particulier au Nord de Digne. Le second anticlinal triasique est absolument pincé. Il ne se manifeste que par la présence

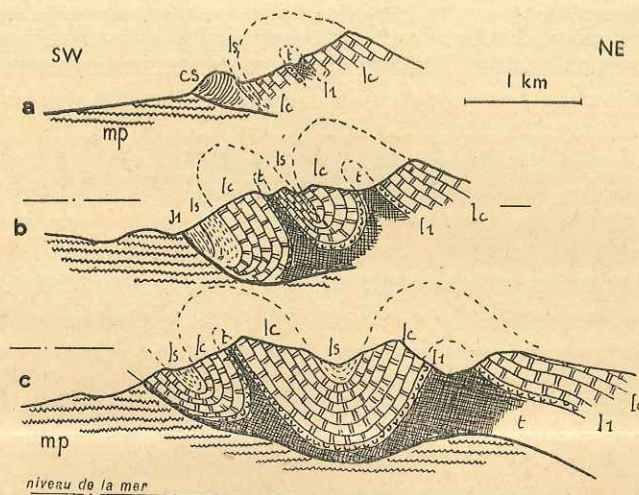


Fig. 3. — Coupes des replis de la série chevauchante au Nord de Digne.

Passant respectivement : a, par la cote 1184 à l'Est de Thoard; b, par le Siran; et c, par Saint-Benoît (1484).
t, Trias; lc, Lias calcaire; ls, Lias schisteux; j1, Bajocien; cs, Crétacé supérieur; mp, conglomérats mio-pliocènes.

sur une dizaine de mètres d'épaisseur des marnes triasiques rouges, entourées de part et d'autre par les calcaires jaunes et les marnes vertes du Rhétien, au milieu des calcaires noirs du Lias. L'axe triasique de cet anticlinal pincé est si réduit qu'il n'interrompt même pas la continuité de la pente assez raide des calcaires du Lias, au milieu desquels il se détache en couleurs vives (versant ouest de la cote 1435, au Sud du Siran).

En suivant vers le Nord les synclinaux de Lias supérieur, on les voit passer au front de la masse chevauchante. Pour le plus externe, ceci s'observe à 2 kilomètres du village de Courbons : des marno-calcaires bajociens viennent compléter le contenu du synclinal, en même temps que disparaît la masse de Lias calcaire qui le sépare du front du chevauchement. Le contenu du synclinal

se passe ainsi d'une façon continue à une sorte de coussinet qui forme la base de la série chevauchante. Le deuxième synclinal se pince complètement avant de se raccorder à ce coussinet. Quant aux anticlinaux triasiques, on les suit également jusqu'au front de la masse chevauchante.

Le Bajocien et le Lias supérieur ne sont pas les seuls terrains entraînés à la base du chevauchement. Dès la rive gauche de la Bléone, nous y avons signalé du Jurassique supérieur, sous le faciès provençal des calcaires blancs. Sur la rive droite, ces calcaires sont largement représentés au village de Courbons, où ils forment une série d'écailles, dont certaines (au Sud-Ouest du village), paraissent engagées dans les conglomérats pontiques sur lesquels se fait le chevauchement. A ces calcaires sont associés des marnes oxfordiennes et des marno-calcaires bajociens très étirés. On trouve même au Nord de Courbons un petit lambeau de calcaire néocomien.

Plus au Nord, là où le coussinet synclinal de marno-calcaire bajocien se développe à la base du chevauchement, associé, semble-t-il à des marnes oxfordiennes, le Jurassique supérieur forme une série de lames étirées dans la surface du chevauchement. Au-dessus de Thoard apparaît encore un autre élément : c'est une butte de calcaire blanc du Crétacé supérieur, découverte par Haug.

Un peu plus loin, le coussinet bajocien disparaît, et c'est, suivant la règle générale, le Trias ou le Rhétien qui forment la base de la série chevauchante, laquelle reste tout à fait régulière. Quant au substratum du chevauchement, il est uniformément constitué par les conglomérats mio-pliocènes, subhorizontaux, qui appartiennent à l'immense bassin de Valensole.

Autour de Digne, la base du chevauchement nous montre en somme un échantillonnage des terrains sur lesquels celui-ci s'est produit. Il nous a rapporté quelques débris du bord du bassin miocène, bord qu'on voit disparaître, à Chateaudon près Chabrières, sous le chevauchement du Cousson, et qui ne réapparaît qu'au delà d'Esclalongon, sous le signal de Blayeul (fig. 8). La présence du Crétacé supérieur calcaire à Innocérammes est particulièrement curieuse, puisque ce terrain n'existe pas, au Nord, dans la partie connue de la bordure du bassin miocène, et qu'au Sud, à Beynes, il est représenté par un faciès très différent à *Ostrea columba*. Ces différences sont d'ailleurs naturelles, puisque le bord du bassin miocène est masqué par le chevauchement sur une longueur de 20 kilomètres.

A partir de Thoard, où disparaissent à la fois les replis, et les lambeaux entraînés, le chevauchement devient très régulier mais sa direction change en plan. Il se dirige vers le Nord-Est, puis vers l'Est. Beaucoup plus à l'Est, dans la vallée du Bès, on retrouve un petit anticlinal triasique qui sépare dans la masse chevauchante la large cuvette de la Robine, de la masse principale de la série (signal de Blayeul). A cet anticlinal correspond, dans la partie du contact anormal dirigée vers l'Est, une énorme épaisseur de gypse triasique, dans lequel est emballée, près de Tanaron, une lame de Muschelkalk.

A Tanaron, une lame de Jurassique supérieur a été entraînée à la base du

chevauchement, avec un peu de Néocomien et des marnes oxfordiennes. Sur la rive gauche du Bès, ou le Trias se réduit à quelques mètres de marnes rouges,

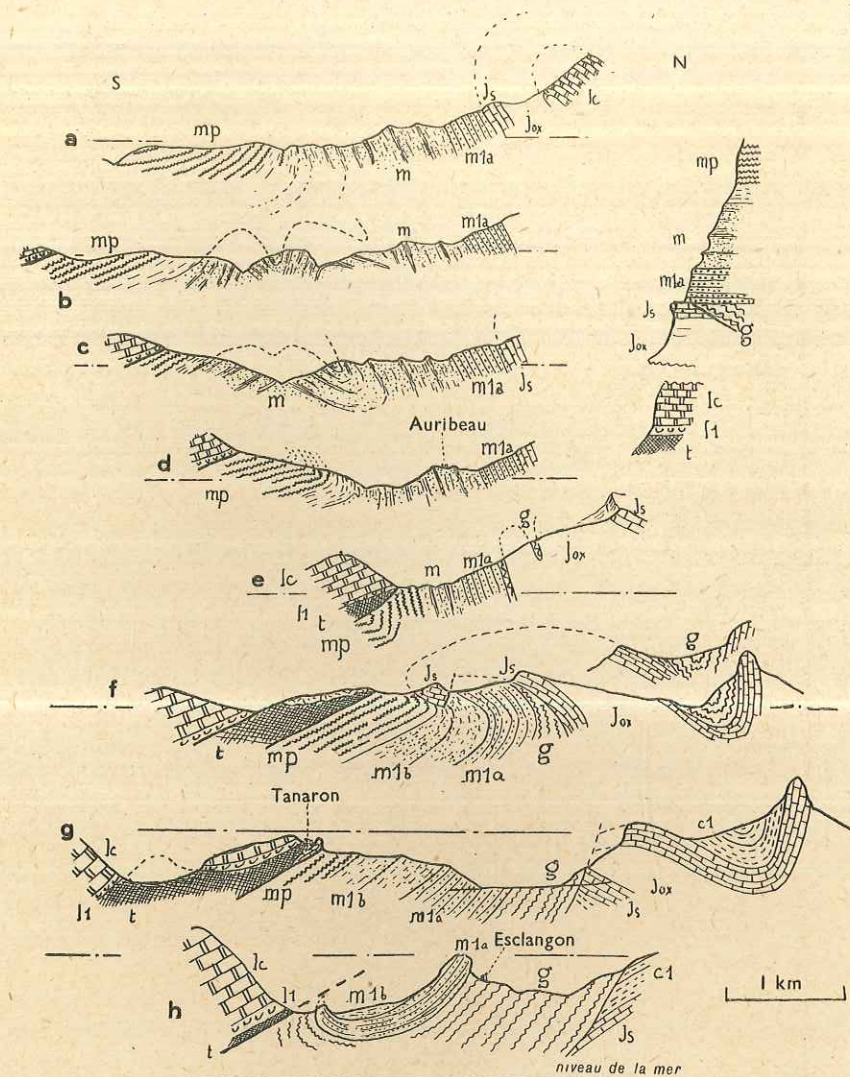


Fig. 4. — Coupes du bord du bassin tertiaire, près de Tanaron.

Emplacement des coupes : a, un kilomètre Est de Mélan ; b, 700 mètres plus à l'Est ; c, 600 mètres, à l'Est de b ; d, par Auribeau, à 1.300 mètres à l'Ouest de la crête ; e, par la crête entre Ainac et Auribeau ; f, par la crête entre Ainac et Tanaron ; g, par Tanaron et la cluse du Bès ; h, par Esclangon et la rive gauche.
t, Trias ; l1, Rhétien ; lc, Lias calcaire ; jox, Oxfordien ; js, Tithonique ; c1 Néocomien ; g, molasse rouge ; m1a, grès du Burdigalien inférieur ; m, marnes et grès miocènes ; mp, conglomérats mio-pliocènes.

plusieurs très petites lames de Jurassique supérieur jalonnent également le contact anormal, au Nord d'Esclangon.

Le bord du bassin tertiaire passe à peu de distance du contact anormal, au Nord de Tanaron. La figure 4 montre l'allure de cette bordure, et la forme de l'anticlinal qui lui fait suite. Comme nous l'avons indiqué ci-dessus, les ondulations anté-oligocènes étaient assez accusées ici, et la molasse rouge est discordante sur des niveaux allant de l'Oxfordien au Néocomien. On n'observe sur la rive gauche du Bès (coupe h) que la partie inférieure de la série tertiaire. Pour avoir une coupe complète, il faudrait monter sur la rive droite, au Nord de Tanaron (g). Cette coupe est la suivante : à la base, la molasse rouge, verticale dans la vallée du Bès, et discordante sur le Jurassique supérieur renversé, s'observe beaucoup mieux sur la rive gauche, au Nord d'Esclangon. Elle est formée de schistes rouges, lie de vin, et de bancs épais de conglomérats de même teinte. Sur cette molasse rouge s'appuie une épaisse série de grès et de conglomérats très durs, marins comme l'indiquent quelques rares et mauvais fossiles. C'est le Burdigalien. Sur ces grès reposent des marnes plus ou moins schisteuses, avec plusieurs niveaux très fossilifères qui appartiennent encore au Burdigalien. Au milieu de ces marnes et à leur partie supérieure s'intercalent deux niveaux de conglomérats très durs qui, là où ils sont redressés à la verticale, dans le ravin de l'Adrech, sont isolés par l'érosion sous forme de lames très élancées¹. Plus haut, on trouve des conglomérats, sans schistes, et associés à des argiles rouge orangé.

Sur toute la rive droite du Bès, cette coupe est très continue. Qu'on l'étudie de près, ou à distance depuis Esclangon, on constate une stratification très régulière, qui ne permet pas de mettre en doute la superposition normale des assises.

Les conglomérats et argiles rouge orangé représentent donc le sommet du Miocène. Ils reposent ici directement sur le Burdigalien. A peu de distance à l'Ouest, entre Mélan et Auribeau, A. F. de Lapparent² a retrouvé le Tortonien saumâtre à Turitelles, mais dès ce point, il remarque que Helvétien et Tortonien présentent des alternances répétées de couches saumâtres, indiquant une régression beaucoup plus précoce qu'à Baudument. Ces assises ne se sont-elles pas déposées à Tanaron, ou sont-elles déjà représentées par le faciès clastique ? peu importe.

Si, au lieu de monter sur la rive droite, on longeait la vallée du Bès, on verrait les grès du Burdigalien s'amincir sur la rive gauche et subir une torsion. A très faible distance du grand chevauchement triasique, ils disparaissent complètement, sans doute par étirement, tandis que les marnes du Burdigalien supérieur sont masquées par le lit du torrent, si bien que les deux formations clastiques se trouvent en regard l'une de l'autre, sur les deux rives du torrent.

¹ Photographies publiées par HAUG, Traité de Géologie, t. I, planche XLVI et A. F. DE LAPPARENT, Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance, Bull. Carte Géol. t. XL, n° 198 et Thèse, Paris, 1938, pl. VI.

² A. F. DE LAPPARENT, op. cit., p. 127.

Ce coin particulier a dû influencer fortement l'opinion de Haug, qui donnait de la coupe une interprétation différente, reprise récemment par A. F. de Lapparent. Raccordant les formations clastiques des deux rives du Bès, Haug avait rapporté les conglomérats supérieurs à la molasse rouge, et considéré le Burdigalien comme formant un synclinal pincé; il avait d'ailleurs remarqué la différence de faciès entre la « molasse rouge » des deux flancs du synclinal⁴. Par suite de cette interprétation, Haug avait figuré de la molasse rouge au Sud du Miocène jusqu'à Saint-Estève: tout cet ensemble aurait été poussé vers le Nord pour venir reposer sur le Miocène. Mais nous allons voir que l'anticlinal situé au Nord se déverse fortement vers le Sud: les deux déversements se faisant face arriveraient à enfermer presque complètement le synclinal miocène.

Dans la vallée du Bès, la molasse rouge verticale s'appuie contre un anticlinal jurassique déversé au Sud, de direction est-ouest. Cet anticlinal s'atténue rapidement et s'ennoie vers l'Est, mais, vers l'Ouest, son déversement vers le Sud s'accroît, et le Jurassique se renverse sur le Burdigalien (la molasse rouge s'amincissant rapidement dans cette direction); le Burdigalien lui-même se renverse, et on trouve une charnière nettement marquée dans le Miocène supérieur clastique. Et, au beau milieu du bassin miocène, une colline isolée est formée de Jurassique supérieur, avec un peu d'Oxfordien (coupe f, fig. 4). C'est un reste de la charnière de l'anticlinal situé plus au Nord (Au sud de cette colline, la première édition de la feuille Digne indiquait un autre lambeau jurassique, mais il ne s'agit que d'innombrables blocs dispersés à la surface du Trias, et qui résultent sans doute de la destruction d'un autre lambeau de charriage analogue au premier).

Plus à l'Ouest, la structure de la vallée d'Ainac est masquée par d'immenses coulées boueuses, mais sur la crête qui en constitue la rive droite (coupe e), on retrouve la même coupe, avec, du Nord au Sud: molasse rouge, représentée par des marnes lacustres peu épaisses, grès burdigaliens, marnes et sables, et conglomérats du Miocène supérieur. Plus au Nord, on retrouve de petits synclinaux de molasse rouge, pincés dans les marnes oxfordiennes, ce qui montre l'intensité de l'érosion anté-oligocène.

Vers l'Ouest, la série reste verticale jusqu'à Champ de Bannois, où une charnière très nette apparaît dans les conglomérats (coupe d), qui deviennent sub-horizontaux vers le Sud; le même mouvement affecte un peu plus loin les marnes rouges subordonnées aux conglomérats, et enfin l'ensemble des marnes et grès tendres du Miocène moyen. Quant à la base du Miocène, elle reste verticale ou légèrement renversée jusqu'à Mélan ou au delà, au pied de l'anticlinal liasique de Saint-Geniez. D'Auribeau à Mélan, les grès durs de base, et deux niveaux durs compris entre les marnes, forment des crêtes en saillie très nettes.

Les lacets de la route d'Auribeau traversent une région où les grès et marnes du Miocène sont affectés de plusieurs petits replis, dans les synclinaux desquels sont pincées des marnes rouges (coupe b). Les ravins de la rive gauche montrent

⁴ HAUG, *Thèse*, p. 128.

très nettement le passage progressif, et avec récurrences, des grès et marnes typiquement miocènes (fossilières) à des marnes rouges, puis l'apparition dans celles-ci de conglomérats, qui appartiennent donc bien au Miocène supérieur. Entre Saint-Estève et Thoard, on voit progressivement leur ciment passer du rouge au jaune. Rappelons que la même teinte rouge orangé se retrouve dans le Pontique à Moustiers Sainte-Marie à l'autre extrémité du bassin.

Revenons à la vallée du Bès. Au Nord de l'anticlinal déversé que nous venons de suivre vers l'Ouest, on trouve un étroit synclinal dans lequel la molasse rouge repose sur différents termes du Néocomien, puis une lame verticale de Jurassique, également est-ouest, qui va du « Château » au Signal de Baran, légèrement déversé vers le Sud, moins cependant que le sommet de Nible qui lui fait suite (fig. 7). Plus au Nord, la vallée s'étale largement dans les marnes oxfordiennes.

A partir de Barles, le Bès tourne d'un angle droit, et coupe d'Est en Ouest la série liasique de Blayeul. Cette coupe est d'un intérêt exceptionnel parce que

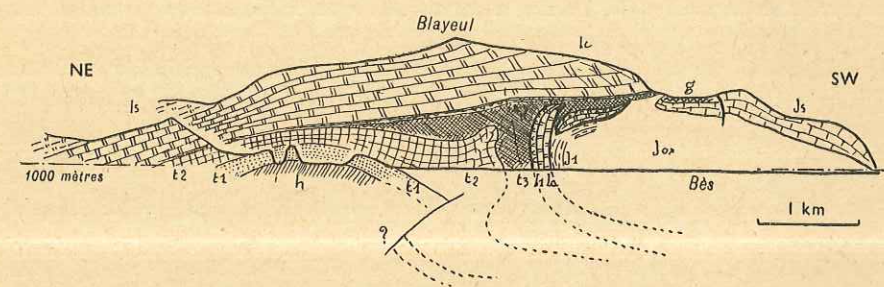


Fig. 5. — Coupe de la rive gauche du Bès, à Barles. Mêmes notations que ci-dessus, avec h, Houiller; t1, grès du Trias inférieur; t2, Muschelkalk; t3, Keuper, et j1, Bajocien.

l'érosion a été assez profonde pour atteindre le substratum de la série liasique, et traverser tout le Trias, bien que l'altitude du thalweg soit voisine de 1.000 mètres. De plus, en ce point particulier, la série chevauchante comporte un flanc inverse assez développé. Aussi allons-nous décrire cette coupe avec quelque détail.

N'était sa coupure par l'érosion, la série liasique chevauchante serait absolument régulière. Le faciès est devenu nettement dauphinois; le Lias calcaire est très épais, monotone et un peu schisteux; le Lias schisteux, également très épais, forme vers le Nord des kilomètres de crêtes aux formes molles, le pendage, vers l'Est ou le Nord-Est, étant très faible.

Jusqu'à Esclangon, au Sud, et, plus au Nord, aux environs d'Esparron, le chevauchement se fait sur des dépôts tertiaires, et on peut penser qu'il s'est produit à la surface du sol. Aux environs de Barles, au contraire, la série chevauchante repose sur des marnes oxfordiennes; encore en est-elle séparée par

une lame de Lias renversé. La coupe devient alors celle d'un anticlinal couché complet, mais le flanc inverse est incomparablement moins épais que le flanc normal. Cet amincissement n'est pas d'origine tectonique : les deux flancs proviennent de régions paléogéographiquement distinctes, et présentent des faciès très différents. Sur la rive gauche (fig. 5), le Lias du flanc inverse présente un petit redoublement tectonique, puis s'étire en chapelet. Sur la rive droite (fig. 6), le flanc inverse est plus continu ; l'érosion ayant enlevé le flanc normal de l'anticlinal, le Lias du flanc inverse forme le plateau de Chine, qui s'étend sur plus de 2 kilomètres carrés. A l'Ouest de Barles, on voit le Lias du plateau de Chine se redresser, et il est vertical à la traversée du Bès ; dans cette région, il est facile de reconnaître tous les niveaux du Lias provençal, et de s'assurer qu'il n'y a pas d'étirement mécanique.

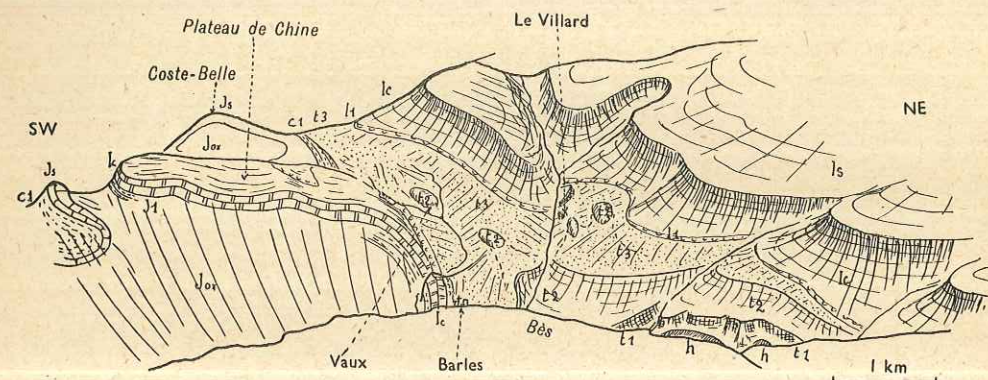


Fig. 6. — Vue cavalière de la rive droite du Bès.

La vallée du Bès traverse le cœur de l'anticlinal, et y montre une coupe de tout le Trias. Elle atteint même, sur 300 mètres de long et 10 mètres d'épaisseur, des schistes houillers à plantes sur lesquels le Trias est légèrement discordant. L'allure tectonique des différents termes du Trias dans cette coupe est assez différente. Les grès du Trias inférieur forment une voûte très large et très régulière. Le Muschelkalk présente, à l'Est, la même allure que les grès, mais à l'Ouest, du côté vers lequel s'est avancé le flanc supérieur de l'anticlinal au cours du chevauchement, il manifeste un début d'entraînement. Sur la rive gauche, il forme un repli assez aigu. Sur la rive droite, plusieurs replis s'observent dans les vallées affluentes (Vaux¹, le Villard).

Quant au Keuper, on sait le rôle fondamental qu'il joue dans tous les chevauchements de la série liasique, où ses gypses, injectés dans les contacts anormaux, jouent le rôle de lubrifiant. Du côté oriental, il manque, et le Lias calcaire vient presque au contact du Muschelkalk. Le Keuper réapparaît à

¹ HAUG, Thèse, fig. 17, p. 173.

l'Ouest de l'axe anticlinal, et occupe une grande étendue aux environs de Vaux et du Villard. Ce Keuper montre, outre ses marnes à gypse, de très nombreux bancs de dolomie blanchâtre, dont la distinction d'avec le Muschelkalk est difficile à distance.

La plupart des affleurements de Keuper de la région ne montrent pas ces dolomies, mais uniquement les marnes à gypse. Ce sont en effet des affleurements en position tectonique anormale, injectés dans des chevauchements ou des diapirs ; seules, les parties mobiles du Keuper, le gypse en premier lieu, participent à ces injections. Par exemple, nous venons de mentionner, près de Tanaron, d'énormes accumulations de gypse triasique qui ont été entraînées à la base du chevauchement, vraisemblablement d'assez loin. Le Keuper, avec ses bancs dolomitiques et ses marnes à gypse se comporte comme une éponge. Le plus souvent, nous n'observons que le gypse fluide qui en a été exprimé. Près de Barles, au contraire, on retrouve le squelette dolomitique de l'éponge, qui a lui-même été poussé en avant, puisque le Keuper manque à l'Est de l'anticlinal, puis a été pressé et vidé de son contenu. L'idée très fautive que donnent de la stratigraphie du Keuper les innombrables affleurements d'origine tectonique, avec gypse et sans dolomies, explique pourquoi une coupe normale comme celle du Bar près de Grasse a pu être méconnue¹. La région de Vaux, et surtout du Villard, représente l'opposé : l'érosion exceptionnellement profonde nous montre le résidu du Keuper dont les gypses ont été expulsés tectoniquement.

En résumé, nous constatons que le grand chevauchement de la série liasique de Blayeul n'affecte nullement les grès du Trias inférieur. Le Muschelkalk commence à manifester un certain entraînement, qui se traduit par de petits replis autonomes. Quant au Keuper, il a été chassé vers l'avant dans son ensemble, mais seuls ses gypses ont été réellement injectés dans le chevauchement, où ils ont pu cheminer sur de longues distances.

Au Nord-Ouest de Barles, la lame de Lias du flanc inverse ne se poursuit que sur 5 kilomètres. Puis elle bute par faille contre le Jurassique supérieur du sommet de Coste-Belle, et à partir de là, le chevauchement se fait sur le Crétacé inférieur ou la molasse rouge oligocène. Il ne s'agit certainement pas d'une faille d'affaissement, qui aurait disloqué après coup la série plissée, mais d'une faille de décrochement, de part et d'autre de laquelle le plissement s'est produit suivant deux modalités différentes. On peut remarquer à ce propos que la région de Coste-Belle constituait un anticlinal dès avant l'Oligocène. De là vient peut-être qu'elle présentait une résistance plus forte, et ne s'est pas prêtée à l'entraînement général du substratum, dont la présence d'un flanc inverse de Lias, reposant directement sur les marnes oxfordiennes, n'est qu'une des manifestations.

¹ LÉON BERTRAND et Paul GOBY. Sur le Trias et l'Infralias des environs de Grasse et du Bar. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXCIX, p. 679, 8 octobre 1934.

Jean GOGUEL. L'anticlinal du Bar. *C. R. S. G. F.*, n° 13, p. 175, 5 novembre 1934.

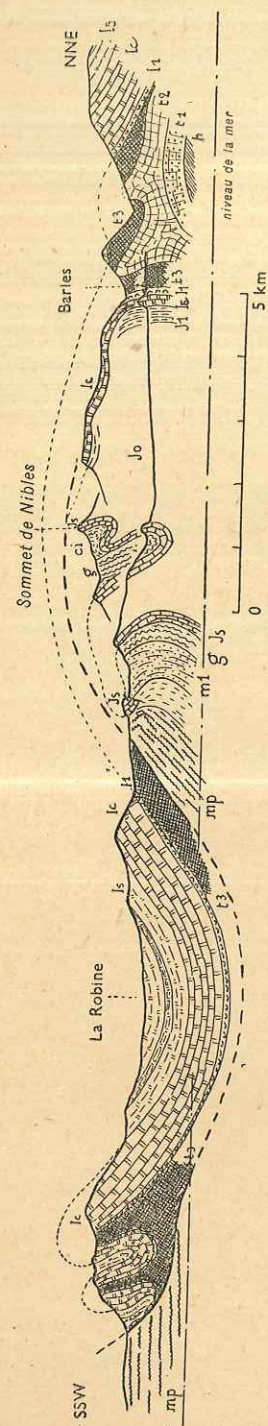


Fig. 7. — Coupe passant par Barles et la Robine.

Entre Coste-Belle et la vallée du Sasse, la surface de chevauchement est très peu inclinée, et elle a été découpée par l'érosion en lobes de formes très complexes. Par place, par exemple, au pied du sommet de la Colle, des lambeaux de Jurassique supérieur et de Néocomien ont été entraînés à la base de la série chevauchante, et poussés sur la molasse rouge. Deux ou trois klippes de calcaires jurassiques et néocomiens, de dimensions très réduites (une centaine de mètres ou même moins) sont restées isolées à près de 2 kilomètres en avant de la limite actuelle de la masse chevauchante, sur la crête de molasse rouge. Ces klippes présentent un aspect d'autant plus saisissant que leurs calcaires blancs sont posés au sommet d'un escarpement dans lequel les bancs de la molasse rouge restent parfaitement réguliers, sur une grande épaisseur.

Le chevauchement que nous suivons depuis Norante, sur 45 kilomètres de distance, à vol d'oiseau, disparaît à partir d'Astoin. Là, une énorme masse de gypse triasique, entraînant d'importants lambeaux de Muschelkalk, s'est extravasée, et occupe par place une situation nettement chevauchante sur les marnes oxfordiennes. Notre contact anormal disparaît dans cette masse de gypse; mais auparavant, il apparaît dans son substratum, au Sud d'Astoin, une série liasique, dirigée Est-Ouest et redressée à 45°, qui montre un faciès provençal typique, le Lias calcaire étant mince, fossilifère et très différencié, avec en particulier un Pliensbachien net, et le Lias schisteux très peu épais, quelques dizaines de mètres seulement. Située presque au contact du Lias dauphinois, il semble que cette lame de Lias provençal joue un rôle comparable à celui du flanc inverse de Barles. Nous n'étudierons les accidents du Trias d'Astoin qu'après avoir

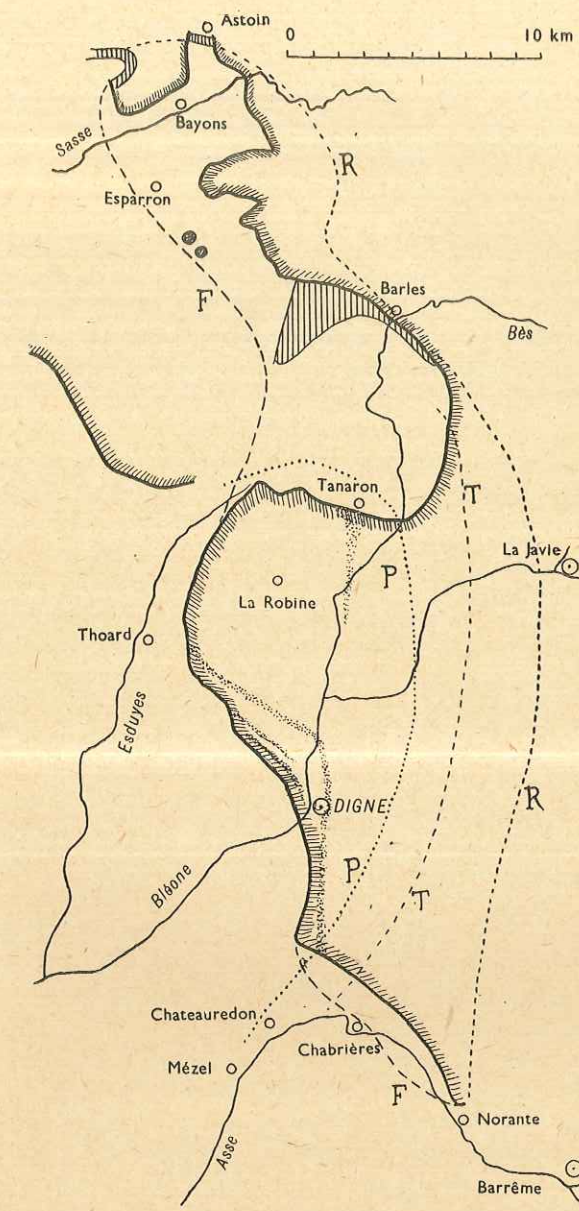


Fig. 8. — Carte du chevauchement de Digne-Barles.
Les hachures verticales indiquent le Lias des flancs inverses,
et les points, les anticlinaux triasiques.

décrit le chevauchement de Saint-Geniez, situé à l'Ouest du précédent, et qui vient s'y perdre comme lui.

Revenons sur l'interprétation de ce grand chevauchement, dont nous venons de souligner la continuité, et cherchons à reconstituer son extension ancienne, avant érosion. Entre Astoin et Barles, les klippes d'Esparron, d'une part, les échancrures des vallées, d'autre part, indiquent une amplitude minimum de 5 kilomètres (fig. 8).

Au Sud de Barles, toute la région située à l'Est de la faille de décrochement qui limite le plateau de Chine montre des signes incontestables d'entraînement vers le Sud (fig. 7); les têtes des anticlinaux sont déversées, et nous avons signalé un lambeau jurassique entraîné à 4 kilomètres de l'anticlinal dont il provient. Dans cette direction, on retrouve la série chevauchante au lobe de la Robine. L'interprétation la plus vraisemblable est de considérer que ce lobe a été découpé par l'érosion dans la série chevauchante, qui s'étendait autrefois sur l'emplacement de la vallée du Bès, de Barles à Tanaron, jusqu'au plateau de Chine. La coupe de la figure 7 illustre cette interprétation. On comprendrait ainsi pourquoi les replis du Lias, et les lambeaux entraînés à la base seraient localisés autour de Digne, c'est-à-dire, au front de la masse chevauchante.

Avec l'ancienne interprétation stratigraphique des poudingues de Tanaron, on devait au contraire considérer le chevauchement comme se faisant, dans cette région, vers le Nord, donc, dans des directions très variables tout le long de la ligne sinueuse que décrit en plan le contact anormal.

Rien ne nous indique, en surface, où passe la ligne des racines, ou plus exactement, la charnière synclinale le long de laquelle le flanc inverse a été rompu. Nous n'en connaissons que trois points : Norante, Barles, et, comme nous le verrons plus loin, Astoin; mais on peut admettre un tracé assez direct (ligne RR, fig. 8). Nous connaissons également deux points seulement de la ligne à l'Ouest de laquelle le chevauchement se fait sur le Tertiaire (TT, fig. 8), ou sur le Miocène supérieur (PP); nous avons néanmoins indiqué un tracé hypothétique pour ces lignes. Quant à la partie septentrionale de la figure 8, on en trouvera la justification plus loin.

Au point de vue de la forme et de l'origine du chevauchement, la région où celui-ci s'est fait sur la surface du sol, c'est-à-dire, pratiquement, celle où il repose sur le Tertiaire, ne nous apprend pas grand chose. Les deux extrémités, et la région de Barles sont plus intéressantes; leur caractère commun est que le chevauchement ne s'y manifeste qu'au sein des marnes oxfordiennes. Mais alors qu'aux deux extrémités, il y a rupture franche suivant un plan de glissement¹, au milieu, on observe un flanc inverse continu : la distinction entre nappes du premier et du deuxième genre n'est donc pas tranchée.

Il n'est pas douteux que la différence des épaisseurs et des résistances mécaniques des deux faciès du Lias n'ait fortement contribué à localiser la rupture

¹ Description tectonique de la bordure des Alpes..... Fig. 7, p. 45 et ci-après, fig. 14.

à leur limite. Puis la lèvre orientale, la plus résistante, s'est fichée dans les marnes oxfordiennes, les a traversées, et est venue cheminer à la surface du sol.

La coupe de Barles nous fournit des indications intéressantes sur le rôle du tréfonds. Alors qu'en aval, le fond des synclinaux crétacés descend à 700 mètres d'altitude, on trouve en amont le Houiller à 1.000 mètres et le sommet du Trias à 1.500 mètres. La dénivellation brusque du tréfonds atteint donc 2.000 mètres. Nous pouvons de plus préciser, grâce à l'entraînement du Muschelkalk, que le Lias s'est déplacé vers l'Ouest par rapport à son substratum; on pourrait formuler différentes hypothèses sur la forme de l'accident du socle qui se traduit de cette façon, mais il nous paraît plus prudent de nous en tenir à ces indications.

Il semble, en fin de compte, que l'amplitude maximum du chevauchement soit d'une douzaine de kilomètres, sur une longueur de 45 kilomètres en ligne droite. Nous avons déjà signalé que, dans l'arc de Castellane, les accidents étaient individuellement moins importants, mais plus nombreux dans la partie centrale, et se réduisaient à un ou deux chevauchements importants sur les ailes. Au Nord de Grasse, on trouve ainsi un accident (chevauchement de Caussols) dont l'amplitude dépasse 5 kilomètres, avec une longueur de 35. Par suite de la présence d'autres accidents, nous avons évalué le raccourcissement de la couverture à une dizaine de kilomètres. Ce chiffre est d'un ordre de grandeur tout à fait comparable à l'amplitude du chevauchement de Digne, là où il représente seul le faisceau des plis de couverture.

Certains lecteurs s'étonneront peut-être de ne pas nous voir employer pour de tels accidents le terme de nappe, que leur amplitude justifierait largement. Mais on trouve, dans l'arc de Castellane, tous les intermédiaires entre ces accidents et des anticlinaux à peine rompus, si bien qu'il serait impossible de fixer une limite à l'emploi du mot « nappe ». Au contraire les recouvrements des environs de Digne se présentent d'une façon très différente des nappes alpines proprement dites, comme la nappe de l'Ubaye par exemple. Ces nappes sont associées les unes avec les autres, sont en général très disloquées, et présentent le plus souvent une zone de racines bien différenciées. D'autre part, dans la région de Grasse, l'emploi du mot nappe risquerait de provoquer une confusion avec les nappes provençales, venues du Sud, dont l'hypothèse avait été proposée.

Chevauchement de Saint-Geniez.

Au Nord de Tanaron, le grand chevauchement de Digne est doublé par un autre accident analogue situé plus à l'Ouest. Dans cet accident, la série liasique chevauche encore, par sa base, des terrains variés, mais il n'y a pas de raison de penser que son amplitude soit très considérable. Comme nous l'avons indiqué ci-dessus, le Lias est de type provençal. Le Lias calcaire est peu épais, et ses différents niveaux sont très distincts. Le Lias schisteux se réduit à une ou deux dizaines de mètres, avec à mi-hauteur le niveau schisto-gréseux rougeâtre du Domérien supérieur.

Une particularité remarquable, au point de vue stratigraphique, est la disparition complète des marno-calcaires du Bajocien dans la région de Valavoire. Bien que la série soit parfaitement régulière, les marnes noires du type oxfordien reposent directement sur le Lias schisteux. Ceci peut s'expliquer si on remarque que la limite entre les marno-calcaires à *Cancellophycus* et les marnes de type oxfordien est d'âge variable suivant les points. L. Guillaume¹ a montré récemment que l'âge de cette limite était de plus en plus ancien du Sud au Nord, en allant de Castellane vers Digne : les bancs supérieurs des marno-

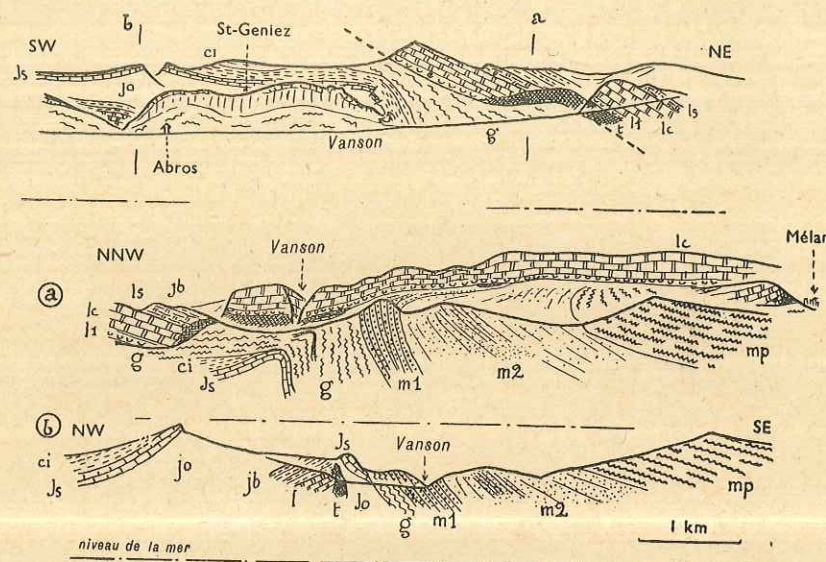


Fig. 9. — Coupes de la région de Saint-Geniez.

La première, tracée le long de la vallée du Vanson, est perpendiculaire au chevauchement. Les deux suivantes, à angle droit de la première sont parallèles au chevauchement, et perpendiculaires au bord du bassin tertiaire.

m2, Helvétien et Tortonien.

calcaires appartiennent au Bathonien moyen aux Blaches, près Castellane, au Bathonien inférieur à 4 kilomètres au Sud de Chaudon, au Bajocien supérieur au Nord de Chaudon. Continuant cette progression, le faciès des terres noires s'est donc établi à Valavoire dès le Bajocien. Plus au Nord, les marno-calcaires réapparaissent d'ailleurs dans le Bajocien et même le Bathonien.

L'anticlinal est-ouest qui passe au Nord de Tanaron était fortement érodé avant l'Oligocène, puisque la molasse rouge repose sur l'Oxfordien. Ainsi dépourvu des terrains plus rigides (Tithonique, Crétacé inférieur) qui déterminent le style des accidents ordinaires, cet anticlinal semble avoir été profondément disloqué au cours de la dernière phase alpine. C'est au milieu de cet anti-

¹ L. GUILLAUME. Observations sur la limite inférieure des marnes à *Posidonomya alpina* entre Digne et Castellane. C. R. S. G. F., n° 13, p. 198, 20 juin 1938.

clinal que surgit la série liasique de Saint-Geniez, qui chevauche un mince synclinal de molasse rouge pincé dans les marnes oxfordiennes. Une seconde écaïlle de Lias, avec un peu de Trias à sa base, a été entraînée sous le chevauchement principal au-dessus du village de Mélan. Elle repose sur l'épaisse masse des Poudingues et du Miocène du bassin de Valensole.

Celui-ci ne s'étend d'ailleurs pas beaucoup plus au Nord, et ne dépasse pas la vallée du Vanson. Le bord du bassin tertiaire, à peu près rectiligne, et dirigé vers le Sud-Sud-Ouest, correspond à une flexure qui redresse à la verticale les assises de base (fig. 9, coupes a et b)¹. Cette flexure, qui recoupe au Sud de Saint-Geniez (le Dromont) l'anticlinal anté-oligocène, est post-miocène, mais nous n'avons cependant aucune raison de penser que le Miocène ait jamais eu une épaisseur bien notable plus au Nord.

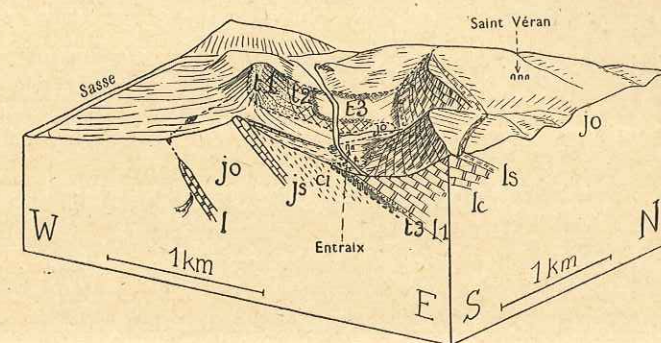


Fig. 10. — Lambeau de Trias à la base du chevauchement de Saint-Geniez. Mêmes notations que les figures 4 et 5.

De cette disposition résulte que le chevauchement de Saint-Geniez se fait, de part et d'autre du Vanson, sur un substratum très différent : au Nord, on ne trouve qu'une faible épaisseur de molasse rouge, transgressive sur le Crétacé inférieur. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce que la masse chevauchante se soit fracturée, à hauteur de Saint-Geniez. Comme le montre la figure 9, une faille décroche la série de près d'un kilomètre, avec un grand extravasement de gypse triasique à la base.

Le Lias du chevauchement de Saint-Geniez n'atteint pas, au Nord, la vallée du Sasse. On le voit s'amincir, au Nord d'Entraix, et s'étirer, certainement pour des raisons tectoniques. Nous en avons découvert un dernier lambeau au Nord-Ouest de Saint-Véran, jalonnant le contact anormal qu'on retrouve sur la rive

¹ Cette flexure a eu des contre coups jusque dans les assises les plus élevées, à peu près horizontales là où elles ont été respectées par l'érosion. C'est ainsi qu'au-dessus de Volonne, nous avons trouvé dans les conglomérats pontiques, à 100 mètres seulement sous la cote 1281 (Sud de la Pérusse), une surface de pous-ée subhorizontale, le long de laquelle les galets sont brisés ou déformés, et qui donne lieu à une discordance apparente au sein des conglomérats.

droite. Dans cette région, le substratum est formé par les marnes oxfordiennes, voire même par le Bathonien, et il y a tout lieu de penser que l'érosion nous montre une partie profonde de l'accident, et non un chevauchement sur la surface du sol. Dans le substratum, le Lias de Chateaufort et le Tithonique qui prolonge celui de Saint-Geniez sont étirés et amincis, ce qui n'a pu se produire qu'à une profondeur assez considérable.

Tout près de l'endroit où le Lias de la série chevauchante s'étire, celle-ci entraîne à sa base un lambeau de grès du Trias inférieur, accompagné de Muschelkalk, si bien qu'on trouve près d'Entraix une coupe complète du Trias. Le

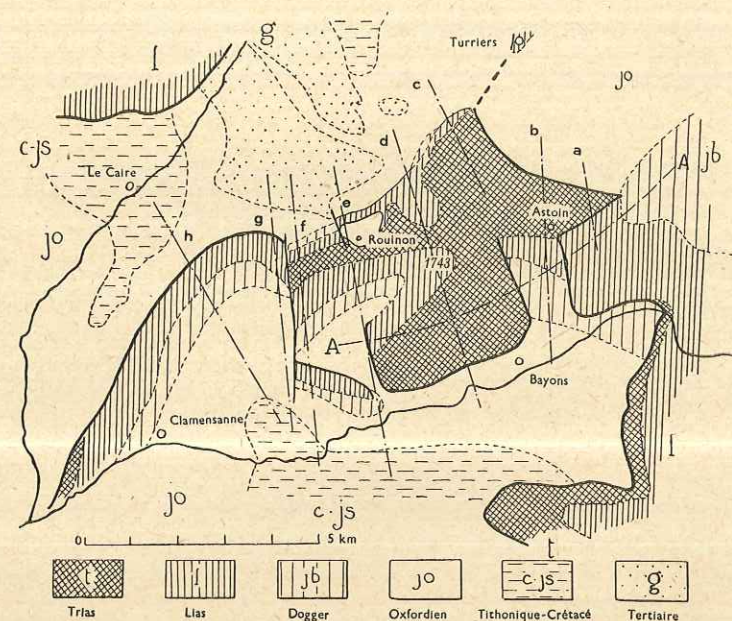


Fig. 11. — Carte de la région de Clamensanne-Astoin.
Avec indication de l'emplacement des coupes des figures 12 et 14.

lambeau qui la contient repose sur les marnes oxfordiennes ; il a été découpé par l'érosion en un lobe qui s'avance sur la rive gauche du torrent d'Entraix, dont la série du Lias calcaire domine la rive droite (fig. 10).

Deux autres lambeaux de grès du Trias inférieur avaient été signalés par Haug de part et d'autre du confluent du Torrent d'Entraix et du Sasse. Celui de la rive droite occupe une position obscure, mais celui de la rive gauche est évidemment situé sous les marno-calcaires du Bajocien, et doit représenter une extrusion venue de la profondeur. Ces deux lambeaux, qui ne sont accompagnés, ni de gypse du Keuper, ni de Lias (lequel forme, tout près de là, à Nible, l'anticlinal très aigu du Rocher de Hongrie), sont fort énigmatiques ; on ne peut

guère les rapprocher des extrusions de gypse de Laragne, entre Buech et Durance, bien qu'ils soient situés sur le prolongement de leur alignement.

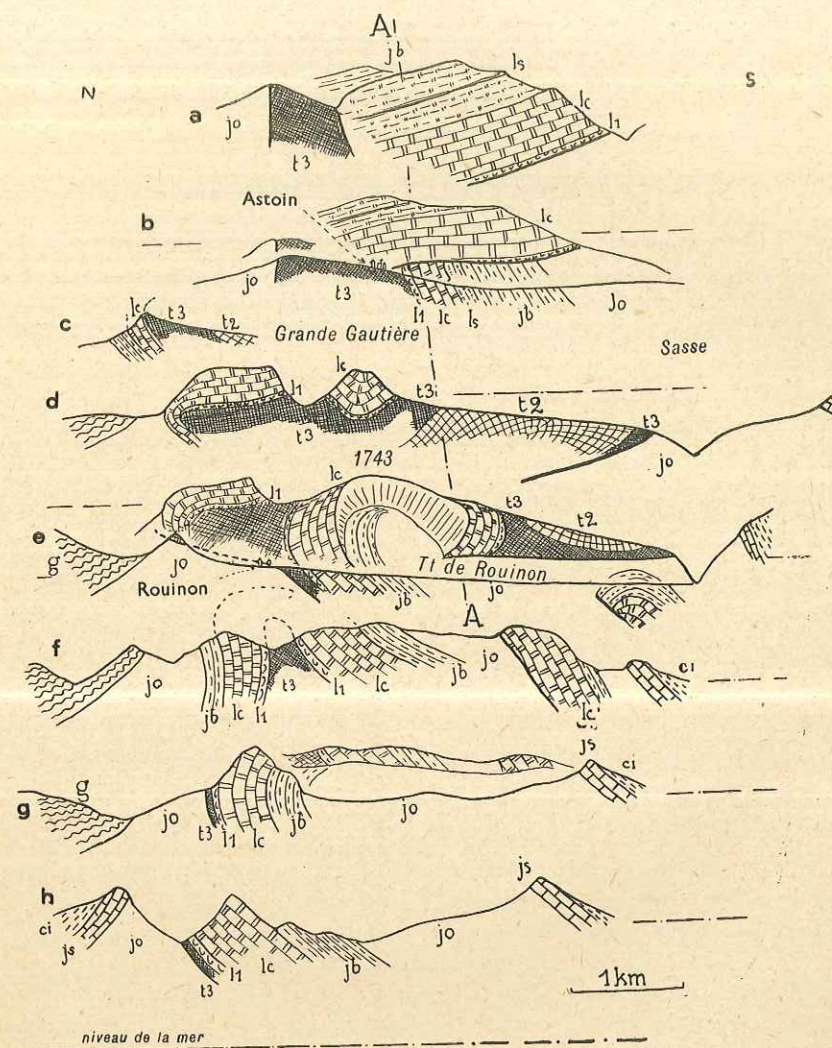


Fig. 12. — Coupes dans la région d'Astoin.

A, emplacement de la coupe de la figure 14.
t2, Muschelkalk ; t3, Keuper ; l1, Rhétien ; lc, Lias calcaire ; ls, Lias schisteux ; jb, Bajocien ; jo, Oxfordien ; js, Tithonique ; ci, Néocomien ; g, molasse rouge.

Sur la rive droite du Sasse, l'accident de Saint-Geniez tourne d'un angle droit, et le Lias qui réapparaît au Nord de Clamensanne est dirigé Nord-Est-Sud-Ouest. Comportant à sa base un Rhétien très net, et une dizaine de mètres en moyenne

de marnes à gypse du Keuper, la masse peu épaisse du Lias calcaire s'appuie sur les marnes oxfordiennes, et plonge assez rapidement vers le Sud-Est. On connaît dans la région quelques lambeaux de Tithonique et de Crétacé inférieur, mais ces terrains avaient été par place enlevés par l'érosion avant le dépôt de la molasse rouge. Il n'est donc pas possible de dire si la lame liasique, décollée de son substratum, s'est simplement fichée dans la masse marneuse qui la surmontait, ou si par endroit elle est arrivée jusqu'à la surface du sol.

On peut penser en tout cas que l'absence de la série plus résistante du Tithonique et du Crétacé a facilité les dislocations très complexes de la région Astoin-Bayons : dans cette région, on trouve une grande masse de Trias, avec du Muschelkalk entraîné au milieu du Keuper, qui repose fréquemment sur les marnes oxfordiennes. Le Lias calcaire, relativement peu épais, se retrouve aux alentours de cette masse, replié en diverses façons, décollé à sa base, ou associé encore au Trias. Les deux lignes de chevauchement de Digne-Barles et de Saint-Geniez viennent se terminer dans cet accident complexe. De plus, on trouve un peu plus au Nord, à Turriers, au milieu des marnes oxfordiennes, une crête liasique dirigée du Nord au Sud, et qui présente un pendage vers l'Est. Au Sud du village, un anticlinal de Bajocien à pendage est jalonne vraisemblablement le passage d'une ligne de dislocation entre Turriers et la région d'Astoin.

La région d'Astoin contraste profondément avec les grands chevauchements réglés de Digne-Barles et de Saint-Geniez. Nous allons chercher cependant à analyser les formes de détail de cette dislocation désordonnée. Dirigeons-nous pour cela de l'Ouest vers l'Est. La coupe h de la figure 12, qui passe au Nord de Clamensanne, montre le chevauchement sur les marnes oxfordiennes de la série liasique qui prolonge celle de Saint-Geniez. Sur cette coupe, comme sur la suivante, le chevauchement est tout à fait régulier, mais les choses changent au delà d'une faille de décrochement nord-sud qui longe la crête du signal de la Basse à la chapelle Saint-Amand. La coupe f passe immédiatement à l'Est de cette faille et montre que le chevauchement de la série décollée à sa base est remplacé par un anticlinal à noyau triasique dont le flanc nord, redressé à la verticale, n'est pas laminé. En même temps, une autre écaille de Lias, décollée à sa base et poussée vers le Nord, surgit plus au Sud, comme si l'anticlinal complet n'avait pas permis un raccourcissement suffisant de la couverture.

Au Sud de la cote 1574, le flanc nord de l'anticlinal est coupé par une seconde faille de décrochement, qui ne se prolonge pas vers le Sud. Au delà de cette faille (coupe e), l'anticlinal est franchement couché vers le Sud, et le Lias du flanc inverse très étiré. Il a été percé en fenêtre par l'érosion, qui a mis à nu les marnes oxfordiennes près de Rouinon. Quant à l'écaille méridionale, elle s'enracine déjà sur la rive droite du torrent de Rouinon.

La rive gauche de ce torrent montre, dans sa partie aval, un accident extrêmement curieux. On voit le flanc normal de l'anticlinal dont nous venons de parler se replier en un synclinal (cote 1743), dont l'axe plonge très fortement

de l'Est vers l'Ouest. Au Sud de ce synclinal, le Trias est largement étalé, avec une grande masse anticlinale de Muschelkalk, mais tout ce Trias est en position anormale, et repose sur les marnes oxfordiennes. Il en est de même du Lias du flanc sud du synclinal, qui est coupé par une ligne de contact anormal et repose ainsi sur les marnes oxfordiennes. Ce contact se suit très nettement sur la rive gauche du torrent de Rouinon, la rive droite de Sasse, et celle du torrent de Clastre qui descend d'Astoin, soit sur les trois côtés d'un rectangle. Cette masse chevauchante de Trias fait le pendant, de l'autre côté du Sasse, de l'un des lobes du chevauchement de Barles. La symétrie est si parfaite, compte tenu de ce que, au Nord, l'érosion avait décapé les marnes oxfordiennes avant le dépôt de la molasse rouge, que Haug considérait dans sa thèse le Trias qui domine Bayons

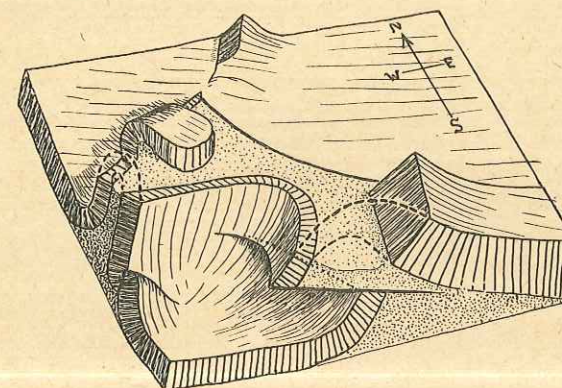


Fig. 13 — Schéma des déformations du Lias à Astoin.

Le Trias est indiqué par des points, le Lias par des hachures verticales, et les terrains postérieurs sont supposés enlevés.

comme constituant un lambeau de charriage appartenant au chevauchement de Barles, mais sans avoir complètement reconnu les relations qu'il présente avec les accidents situés plus au Nord, relations qui l'ont fait renoncer à cette interprétation¹.

Mais revenons à la descriptions des accidents. L'anticlinal que nous avons signalé au Nord se poursuit vers le Nord-Est, mais son flanc normal disparaît complètement, enlevé par l'érosion par suite du relèvement d'axe du repli synclinal. Le flanc inverse ou la charnière limite la masse triasique, sauf à la Grande Gautière, où une partie du flanc normal est conservé, en connexion avec la charnière (coupe d). Un peu plus loin, cet accident disparaît complètement, coupé à l'angle droit par une grande faille de décrochement qui fait buter le Trias contre les marnes oxfordiennes. On ne trouve dans son prolongement

¹ HAUG. C. R. Coll. pour 1893, p. 117.

qu'un anticlinal de Bajocien, et, 2 kilomètres plus loin, la crête de Turriers. Il est très vraisemblable de supposer une communauté d'origine à ces accidents, le contact anormal échappant nécessairement à l'observation là où il n'amène au jour que le Bajocien.

La faille qui fait buter le Trias contre l'Oxfordien s'incurve vers l'Est, mais elle reste verticale, comme on s'en rend compte avec une netteté particulière à l'Est du col des Sagnes, vers la cote 1424. Alors qu'à l'Ouest, le Trias comporte des lambeaux du Muschelkalk, et des dolomies assez abondantes dans le Keuper, il est formé à l'Est d'immenses accumulations de gypse pur. Ce Trias s'appuie contre la tranche de la série liasique de Barles, caractérisée par l'épaisseur du Lias, en particulier du Lias schisteux, et qui chevauche l'Oxfordien et le Dogger de la vallée du Sasse, comme le Trias lui-même. Dans cet autochtone apparaît à Astoin (coupe b) une série liasique, de faciès provençal, avec les différents niveaux très caractéristiques et peu épais. Ce Lias est évidemment chevauché, à l'Est, par le Lias de la série de Barles, à l'Ouest, par le Trias. Au Nord, il s'appuie

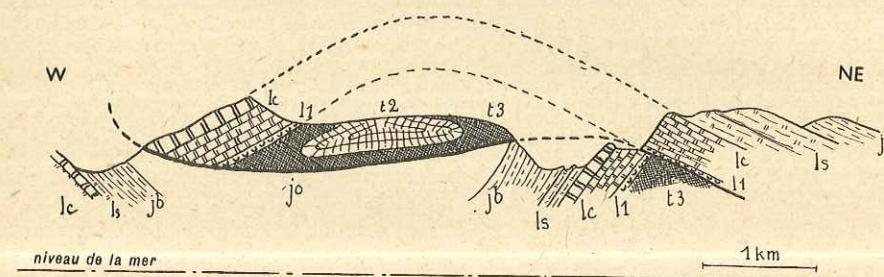


Fig. 14. — Coupe au Nord de Bayons.
Suivant la ligne A, figures 11 et 12.

par sa base contre cette même masse triasique. Il semble que le Lias d'Astoin prolonge, sous le chevauchement de Trias, celui de Clamensanne. La coupure horizontale du Lias sur la rive gauche du torrent de Rouinon (coupe e) sépare en somme la partie inférieure, qui se prolonge en ligne droite vers Astoin, et la partie supérieure, recourbée et qui participe, avec le Trias, au chevauchement sur l'Oxfordien. Quant à ce chevauchement, il n'y a pas de raison de le distinguer du grand chevauchement de Digne-Barles, qui lui fait face sur l'autre rive du Sasse.

Cette interprétation a été représentée schématiquement par la figure 13, qui indique, en les atténuant légèrement pour en faciliter la compréhension, les déformations du Lias. La coupe qui limite ce stéréogramme vers l'avant correspond à celle de la figure 14, qui a dû être tracée suivant une direction légèrement sinueuse, et changerait complètement d'aspect si on la déplaçait, fût-ce légèrement. Nous avons, malgré la différence des faciès, raccordé sur cette coupe le Lias chevauchant de la rive gauche de Rouinon, et celui de la série de Digne,

ce qui conduit à situer sur la rive gauche du Rouinon, à la cote 1743, l'enracinement de cette série. Pour une série chevauchante, l'enracinement est le point où l'amplitude du chevauchement est nulle, et autour duquel la série a pivoté, autrement dit, le point où apparaît la déchirure du flanc inverse. En général, nous observons l'enracinement en connexion avec le flanc normal, le flanc inverse de l'anticlinal chevauchant étant réduit à rien. Ici, dans la mesure où on peut considérer le Lias de la rive gauche du Rouinon comme constituant un flanc inverse, celui-ci a été respecté, et c'est lui que nous voyons se rattacher au substratum.

On peut résumer ce qui précède en se représentant les dislocations des environs d'Astoin comme résultant de la juxtaposition du chevauchement de Clamensanne, passant à un anticlinal plus ou moins déversé, et du chevauchement de Barles, lequel apparaît à la cote 1743, par rupture du flanc occidental d'un anticlinal, dont l'axe a été enlevé par l'érosion. Mais toutes ces déformations ont été poussées à leurs maximum; par exemple, le pivotement que représente l'enracinement de la série au point 1743 atteint près de 180°. De telles déformations ont été rendues possibles par l'injection du Trias qui venait lubrifier toutes les cassures. Par exemple, le gypse accumulé au Nord-Est d'Astoin joue le rôle d'une injection diapir (coupe a), enfoncée à la verticale entre deux éléments qui, plus au Nord, appartiennent à la même série. Son injection est vraisemblablement venue combler le vide qui s'ouvrait par suite de la torsion subie par la série. Rappelons encore que le Tithonique et le Crétacé avaient vraisemblablement été enlevés par l'érosion anté-oligocène. Aucune formation rigide ne s'opposait donc aux déformations les plus extrêmes des lames liasiques emballées dans les marnes oxfordiennes et le gypse triasique.

Dans le tracé de la figure 8 ci-dessus, il a été tenu compte des résultats qui précèdent, en ce qui concerne l'enracinement septentrional du chevauchement de Barles.

Chevauchement du Caire à Barcillonnette.

Le chevauchement de Saint-Geniez doublait sur une partie de sa longueur, celui de Digne-Barles, dont l'amplitude se trouvait diminuée d'autant. L'accident du Caire le prolonge, mais après une interruption atteignant 6 kilomètres, et suivant une direction qui s'infléchit vers l'Ouest-Nord-Ouest. Il s'amortit et disparaît sur la rive droite de la Durance.

Entre les deux accidents s'étend la région tectoniquement déprimée de Turriers, située juste en avant du dôme de Remollon. Celui-ci, comme le montre la carte structurale de la figure 15, est un large bombement qui ne présente de pendages un peu notables qu'à l'Ouest (la Jarjaye). La région de Turriers est marquée par plusieurs accidents Nord-Sud, ou Nord-Est-Sud-Ouest, à peu près perpendiculaires à la direction générale du faisceau. A cette catégorie appartient déjà la branche de Clamensanne du chevauchement de Saint-Geniez. D'une façon à peu près symétrique, le chevauchement du Caire, très net entre le Caire

et Bacillonette, tourne d'un angle droit au Caire, et se dirige vers le Nord-Est. Mais il présente dans cette portion des caractères assez différents : on ne peut

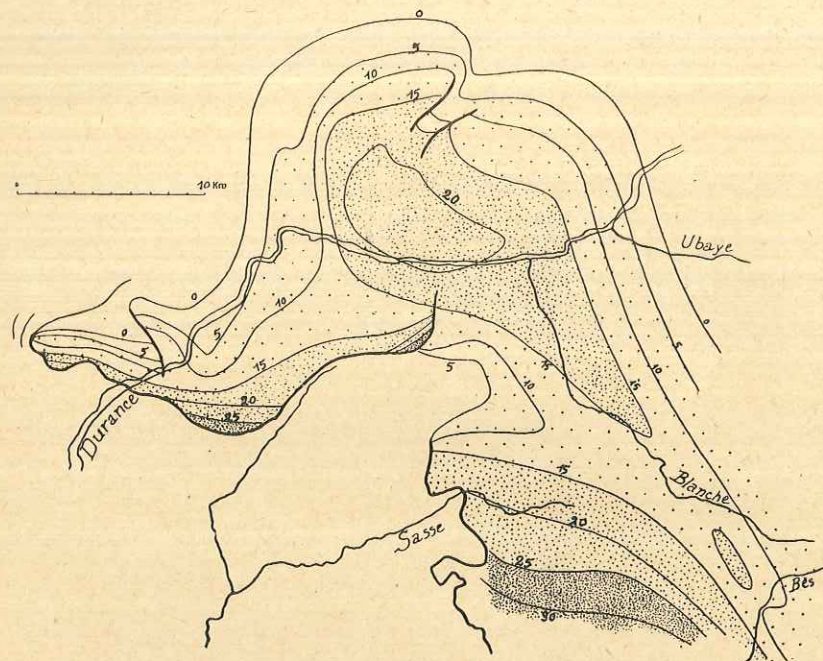


Fig. 15. — Carte structurale du dôme de Remollon. Donnant, en hectomètres, l'altitude du sommet du Lias calcaire.

plus affirmer qu'il y ait chevauchement ; on voit seulement la tranche de la série du Lias supérieur s'appuyer, avec ou sans injection de Trias, contre la

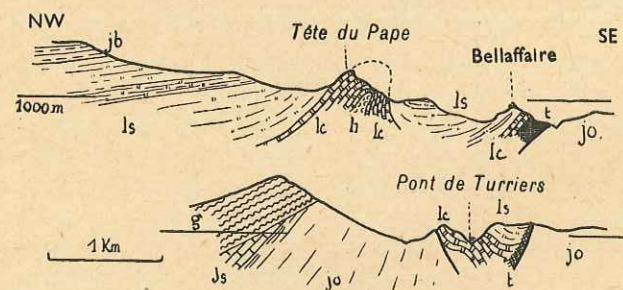


Fig. 16. — Deux coupes à travers la dépression de Turriers. Intervale entre les coupes : 1.500 mètres.

molasse rouge. Dans cette région, on trouve donc deux accidents qui se font face. Mais, alors que le Lias de Clamensanne est typiquement provençal, le Lias du

Caire est nettement dauphinois, avec un Lias schisteux très épais. Ce n'est qu'à la Saulce et à Barillonnette qu'on voit apparaître quelques indices de la proximité du faciès provençal.

Nous avons indiqué ci-dessus que l'accident de Clamensanne paraissait se prolonger vers Turriers. Ce village est construit sur une crête liasique qui traverse une cuvette de marnes oxfordiennes, et qui présente sur ses deux faces des indices de contact anormal, et de poussée (fig. 16)¹. Dans la même

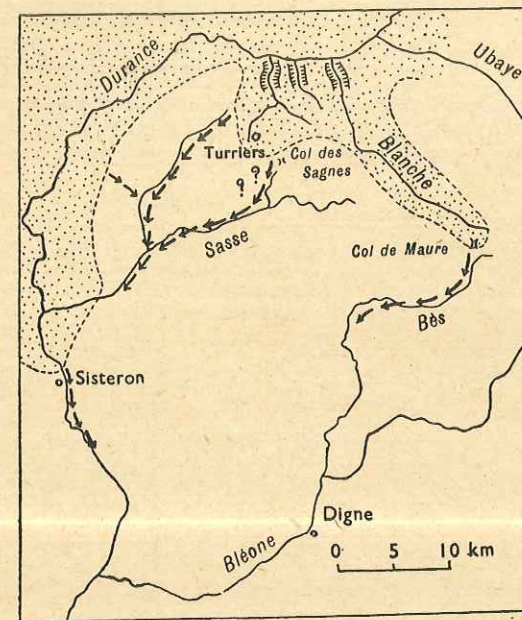


Fig. 17. — Extension maximum du glacier de la Durance. On a indiqué par des flèches le cours de ses différents émissaires.

¹ Les observations sont gênées dans la région de Turriers par l'abondance des dépôts glaciaires. La carte ci-contre (fig. 17) indique leur extension. On a indiqué également les émissaires probables de ces lobes du glacier durancien, qui s'écoulaient par le Grand Vallon et la Vallée du Bès : les cols correspondants sont en effet très bas et largement ouverts, et coïncident à peu près avec la limite des dépôts glaciaires. L'émissaire du col des Sagnes est possible, mais plus douteux. Enfin, le torrent du Grand Vallon devait recevoir sur sa rive droite de petits émissaires locaux, en particulier à la Combe du Caire.

Après le retrait du glacier, la Durance a surimposé son lit dans le dôme de Remollon ; ses affluents de gauche, la Blanche et les torrents qui descendent de Turriers, se sont profondément encaissés à leur partie aval. Ils présentent une rupture de pente caractéristique sur leur profil en long.

Si on compare cette disposition à celle du réseau routier, on constatera qu'elle l'explique entièrement. Les seules routes inter-vallées sont celles qui remontent le cours des anciens émissaires glaciaires, le long desquels elles n'ont aucun obstacle à franchir. La descente vers la vallée de la Durance, depuis Seyne ou Turriers, le long des vallées surimposées, représente au contraire un problème délicat.

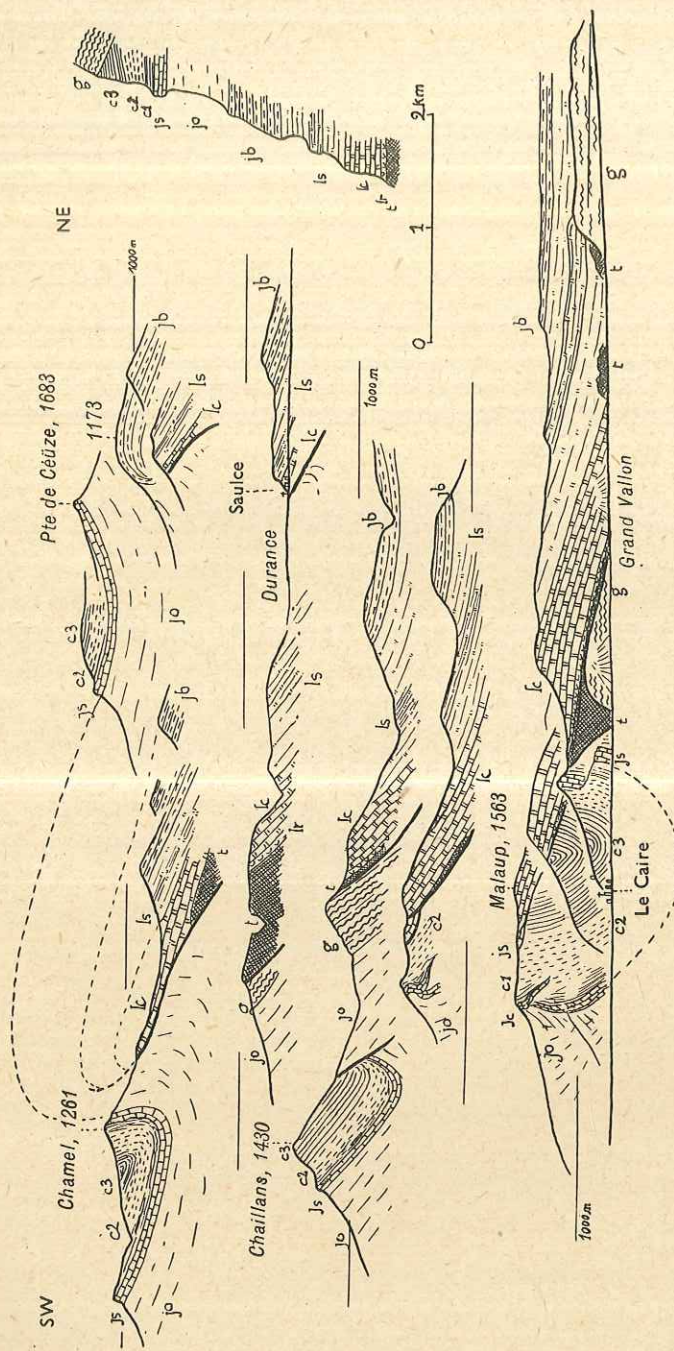


Fig. 18. — Coupes entre Barcelonnette et le Caire.

Passant : la première, à 3 kilomètres de la rive droite de la Durance ; la seconde, par Saulce, et la rive gauche plus en aval ; la troisième par le Signal de Chaillans ; la quatrième, par la montagne de Malaup, et la dernière, sur la rive droite du Grand Vallon.

Mêmes notations que ci-dessus, avec c1, Berriasien, c2, Valanginien, c3, Hauterivien.

région, la faille de décrochement à laquelle passe, vers le Nord-Est, le chevauchement du Caire, passe à un anticlinal, assez aigu et déversé vers le Sud-Est, à la Tête du Pape. Ces accidents se prolongent vers le Nord, à travers le dôme de Remollon, sous forme de cassures et de dislocations plus ou moins injectées de gypse triasique, par Théus et jusque vers Avançon.

On peut mettre ce groupe d'accidents transversaux en relation avec la courbure générale des plis, dans la concavité desquels on conçoit qu'apparaissent des efforts de compression transversale. C'est exactement l'opposé des fossés effondrés de la région de Comps¹ qui indiquent un effort de distension devant la partie convexe de l'arc de Castellane.

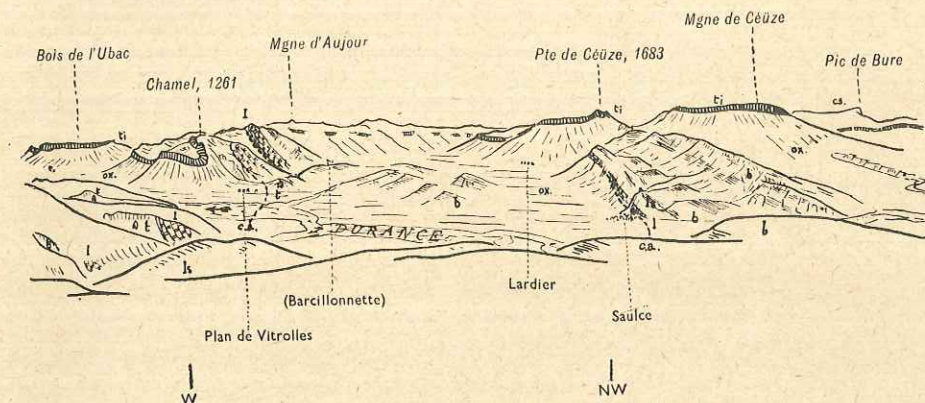


Fig. 19. — Panorama de la rive droite de la Durance.

Vue prise de Col-de-Blaux, (d'après une photographie).

t, Trias ; l, Lias calcaire ; ls, Lias schisteux ; b, Bajocien ; ox, Oxfordien ; ti, Tithonique (indiqué par des hachures) ; cs, Crétacé supérieur. c.a., contact anormal.

Revenons à la partie de l'accident du Caire dirigée vers l'Ouest-Nord-Ouest, et qui prolonge par conséquent le chevauchement de Barles. Les coupes de la figure 18 montrent la façon dont la base du Lias, avec ou sans interposition de Trias, repose sur un synclinal crétacé², puis sur des lambeaux de molasse rouge, directement transgressive sur les marnes oxfordiennes.

Le point le plus intéressant est l'enracinement de l'accident sur la rive droite de la Durance. Il est redoublé par un petit accident analogue, à la Saulce, et l'on voit les deux accidents s'enraciner simultanément. La figure 19 montre ce

¹ Description... p. 204.

² On trouve, dans ce synclinal, en particulier immédiatement à l'Est du village, des bancs contournés très analogues à ceux que nous avons signalé en différents points (Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. B. S. G. F., 5, t. VII, p. 252-256, pl. XVII, 1938). Ces contournements restant rigoureusement compris entre des bancs réguliers, sur plusieurs centaines de mètres, nous pensons qu'ils résultent également de glissements sous-marins. Le phénomène est absolument différent des contournements d'origine tectonique, fréquents dans l'axe du synclinal.

double enracinement sur la rive droite de la Durance. Alors que sur la rive gauche, le chevauchement se faisait sur la molasse rouge, c'est-à-dire que, pratiquement, il s'était poursuivi jusqu'à cheminer sur la surface du sol, dès la rive droite, il reste confiné aux marnes oxfordiennes. La série liasique s'était bien rompue, l'une des lèvres s'était bien élevée par dessus l'autre, mais l'accident ne s'était pas propagé jusqu'au Tithonique; les marnes oxfordiennes ayant permis une dysharmonie suffisante, le Tithonique et le Crétacé ne montrent que des replis réguliers, dont on aperçoit sur la figure les synclinaux, au Bois de l'Ubaç, au serre de Chamel (celui-ci renversé vers le Sud, par suite du chevauchement de Barcillonnette), à la pointe de Céuze, à la montagne de Céuze. Quand on suit les lames liasiques injectées dans les marnes oxfordiennes, on les voit s'étirer et disparaître: le Lias ne réapparaîtra pas plus à l'Ouest.

Le régime des plis est-ouest du Tithonique.

Cette région est particulièrement intéressante, parce qu'elle marque le passage d'un style tectonique à un autre style tout différent. La région de Digne est dominée par la tectonique propre du Lias, rompu, décollé du Trias gypseux, et qui vient chevaucher largement, jusque sur la surface du sol. A Barcillonnette, le dernier souvenir de ces chevauchements n'est plus qu'un phénomène localisé, qui n'affecte plus que le niveau même du Lias. La dysharmonie due aux marnes oxfordiennes permet au Tithonique et au Crétacé de ne pas être affectés par cette tectonique du Lias, et de réagir à leur façon à la poussée. Tant que le Lias calcaire existe sous les marnes oxfordiennes, et il est impossible de fixer sa limite, faute d'affleurements sur les 100 kilomètres qui séparent Barcillonnette de Privas ou Alès, il doit subsister une tectonique du Lias, qui doit d'une façon ou d'une autre, subir le même raccourcissement tectonique que le Tithonique. Qu'il se rompe en écailles, ou forme des anticlinaux, aucun de ces accidents n'est assez puissant pour traverser le matelas des marnes oxfordiennes. On peut déjà citer, plus à l'Est, des exemples nombreux de dysharmonie, certains replis du Tithonique ne correspondant à aucun accident analogue du Lias. A partir de Barcillonnette, nous voyons s'instaurer le régime du Diois et des Baronnies, où cette dysharmonie est la règle générale. Dans cette région, nous ne connaissons que la tectonique du Jurassique supérieur et du Crétacé, qui présente des caractères propres sur lesquels nous allons revenir, bien qu'elle sorte du cadre de notre étude. Mais, en profondeur, il doit exister une tectonique du Lias, peut-être même du Muschelkalk, sans parler du socle paléozoïque qui a subi à sa façon la même compression que les couches superficielles. D'une façon analogue, nous avons montré précédemment¹ que, dans l'arc de Castellane, le Muschelkalk devait avoir une tectonique propre, sous la série post-triasique plissée à sa façon, idée qui a été reprise par A.F. de Lapparent pour la Provence².

¹ Description... p. 335.

² A. F. DE LAPPARENT, *Thèse*, p. 247.

Le régime des plis est-ouest du Jurassique supérieur existe déjà de part et d'autre de Saint-Geniez. Nous en avons mentionné quelques exemples près de Tanaron, mais les plis sont là beaucoup plus serrés qu'ailleurs, et leurs têtes fréquemment déversées vers le Sud, par suite du passage par dessus cette région du grand chevauchement de Digne. Plus à l'Ouest, on trouve de larges cuvettes synclinales à Feissal et à Esparron, en partie anté-oligocènes, comme les replis de Tanaron. Le Lias, faillé vers le Sud, apparaît entre ces deux cuvettes, dans l'axe de l'anticlinal de Coste-Belle, qui est au contraire légèrement déversé vers le Nord au niveau du Tithonique, mais non rompu: comme à Barcillonnette, l'anticlinal est rompu au niveau du Lias, mais non dans le Tithonique.

A l'Ouest de Saint-Geniez, le Lias apparaît une dernière fois, sur une faible longueur, dans l'axe de l'anticlinal nord de Lure (compris entre la flexure de Sisteron et le synclinal de Pierre Ecrite); il est faillé vers le Sud, et accompagné de gypse triasique (fig. 9, coupe b).

Entre la Durance et le Buech, le niveau de l'érosion est tel que les synclinaux tithoniques donnent lieu à une inversion du relief caractéristique¹, et les ondulations d'axe entraînent le morcellement de ces synclinaux en cuvettes elliptiques: tels sont le synclinal de Pierre Ecrite, près de Saint-Geniez, et plusieurs autres, à l'Ouest de Sisteron et plus au Nord, au delà de la vaste dépression de Laragne, dans laquelle apparaissent des traînées de pointements de Trias diapir au milieu des marnes oxfordiennes.

Plus à l'Ouest, dans les Baronnies, on observe les anticlinaux qui séparent ces larges cuvettes, et on constate qu'ils sont très aigus, souvent assez disloqués et rompus, et déversés en sens variables². Dans cette dernière région, quelques dépôts tertiaires ont été conservés, et montrent que les plissements sont, pour la presque totalité, post-miocènes. A Eygalayes, l'Oligocène repose (contrairement à ce qu'indique la carte) en concordance sur le Crétacé supérieur. Dans la vallée du Jabron, le Miocène repose sur le Cénomani. L'Oligocène et le Miocène de Montbrun sont effondrés dans une position trop anormale pour qu'on puisse en tirer une conclusion précise. Ce n'est que plus à l'Ouest, au voisinage de Gigondas, que des mouvements d'âge provençal prennent une certaine importance. Les mouvements anté-oligocènes des environs de Saint-Geniez n'ont donc qu'une signification assez locale³.

¹ Citée comme exemple par: DE MARTONNE. *Traité de géographie physique*, 4^e éd., Paris, 1926, t. II, planche XXVc et fig. 275, p. 706.

² Voir: Jean GOGUEL, *Remarques sur la tectonique du massif de Gigondas et des régions voisines*. B. S. G. F., 5^e s., t. VIII, p. 355, 1938.

³ M. Gerhard Richter a publié récemment (*Das Grenzgebiet Alpen-Pyrenäen. Tektonische Einheit des süd-ost französischen Raumes. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Math. Physik. Klasse*, III Folge, Heft 19, Berlin, 1938, pp. 45-352, 13 planches, 52 fig.) une étude d'ensemble sur la partie méridionale des Alpes françaises et les régions provençales, étude destinée principalement à fixer les limites et les rapports de ces deux ensembles. Ce travail fournira une excellente base d'étude aux travailleurs de langue allemande. Ils y trouveront une bonne esquisse tectonique. Sur toutes les questions encore controversées, G. Richter a fait un choix judicieux, et il a su, par exemple, ne pas donner aux recouvrements de la Provence plus d'importance qu'ils n'en ont. On peut regretter qu'il ait conservé l'idée de chevauchements entre Alès et Privas, dans la zone d'effondrement

A l'Est du chevauchement de Digne-Barles.

En première approximation, tous les terrains plongent régulièrement vers l'Est, à l'Est du dôme de Remollon et du chevauchement de Digne et Barles. On trouve donc une série continue, depuis le Lias jusqu'au Grès d'Annot, sur lequel repose la nappe de l'Ubaye. Les seuls accidents sont quelques replis tout à fait locaux dans le Lias ou le Jurassique supérieur et, dans le Priabonien et le Crétacé supérieur, quelques accidents en relation avec l'avancée de la nappe surincombante. Mais avant de les décrire, il convient de donner quelques indications d'ordre stratigraphique.

La première édition de la carte figurait, à l'Est de Seyne, le Priabonien directement transgressif sur le Barrémien, à partir de l'Aiguillette. Il n'en est rien, et jusque dans la vallée de l'Ubaye, près du Lauzet, le Priabonien repose sur le Crétacé supérieur (à peu de distance au Nord de l'Ubaye, au Petit Morgon et à la Tour Saint-Philippe (Faudon), le Priabonien repose d'ailleurs sur les marnes oxfordiennes). Au sommet compris entre le Pic de l'Aiguillette et Roche-Close, on observe bien une discordance d'une vingtaine de degrés, le pendage relatif du Sénonien par rapport au Priabonien se faisant vers l'Est, mais cette discordance est tout à fait locale, et n'intéresse qu'une centaine de mètres. On peut donc suivre tout le Crétacé, ainsi que le Jurassique supérieur, depuis la région de Thorame-Saint-André, où le faciès est typiquement dauphinois, jusqu'à la région de Saint-Vincent et du Lauzet, dans la vallée de l'Ubaye, qui constitue l'un des types du faciès ultra-dauphinois, défini par Gignoux et Moret. Ce passage présente d'autant plus d'intérêt qu'il est impossible de l'observer plus au Nord, par suite de discontinuités tectoniques. Jusque dans la vallée de la Bléone, à 20 kilomètres de Saint-Vincent, les faciès restent dauphinois, avec simplement quelques caractères qui semblent indiquer un éloignement assez considérable du rivage. Les calcaires tithoniques ont près d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, et leur dureté leur fait jouer fréquemment un rôle orographique important.

qui limite les Cévennes (faille des Cévennes, *sensu lato*); ceci doit tenir à ce que sa bibliographie est arrêtée à 1933 en ce qui concerne les publications françaises.

La partie stratigraphique est extrêmement fouillée, et les cartes paléogéographiques fournissent une synthèse excellente.

La conclusion générale, en ce qui concerne la limite des plis provençaux et alpins, concorde avec la nôtre et celle de A. F. de Lapparent.

Cependant, nous ne saurions souscrire à la conclusion de l'auteur en ce qui concerne les plis du Diois et des Baronnies. Pour lui, la limite des Alpes (chaines subalpines), proprement dites se dirigerait, à partir de Barillonnette, vers le Nord, pour passer à peu près à la limite des bassins de la Drôme et du Drac. Le Diois et les Baronnies constitueraient un petit orogène (« klein orogen »), d'axe est-ouest, avec double déversement vers le Nord et le Sud. Il s'agit là d'une distinction tout à fait arbitraire, les plis des Baronnies se reliant intimement à ceux que G. Richter laisse dans les chaines subalpines.

Plus au Sud, il considère comme appartenant à une zone géantclinale séparant les Alpes de la Provence, la région de Manosque et la partie méridionale du bassin de Valensole (carte hors texte). Ceci méconnaît complètement le caractère de cette région, qui a été le siège d'une subsidence intense, aussi bien à l'Oligocène qu'au Miocène.

Le Néocomien est formé de marno-calcaires assez monotones, spécialement marneux vers le tiers inférieur, où l'élément calcaire se réduit à de minces cordons noyés dans des marnes jaunes à ammonites pyriteuses valanginiennes. Le reste du Néocomien est peu fossilifère, mais on peut attribuer par analogie au Barrémien des calcaires en plus gros bancs qui passent progressivement vers le haut aux marnes aptiennes. Ces marnes, d'un bleu noir caractéristique, occupent une étendue considérable. Vers le haut, elles se chargent de bancs espacés de calcaire blanc, fossilifères à Saint-André, qui appartiennent au Cénomanien (l'Albien, non caractérisé paléontologiquement, doit correspondre à l'apparition des premiers bancs calcaires). L'espacement des cordons calcaires n'est pas tout à fait régulier, mais ils ne constituent jamais des faisceaux serrés capables de donner des barres en saillie.

L'ensemble du Turonien et du Sénonien, calcaire, est extrêmement épais. A Prads et sur la rive gauche de la Bléone, la partie inférieure de cet ensemble (Turonien ?) est particulièrement dure; les calcaires, toujours extrêmement bien lités, donnent de hautes parois verticales, avec des patines aux tons chauds. Le Sénonien, lui, est beaucoup plus tendre et souvent assez marneux, avec des calcaires blanchâtres. Cette dureté particulière du Turonien est un caractère peu constant; dans toute la vaste région occupée par le Crétacé supérieur, on la retrouve aussi nette dans la région de l'Estéron, et au Nord de Nice, mais partout ailleurs cette différence est très estompée.

Partant de cette coupe, les variations que l'on observe en se dirigeant vers le Nord, jusqu'au-dessus de Seyne, sont les suivantes: le Tithonique diminue progressivement d'épaisseur, tout en restant constitué par un calcaire aussi dur. Dans la montagne de Lubac, au-dessus du Vernet, il ne constitue plus la crête, mais seulement une barre au milieu du versant; les topographes de l'état-major n'ont figuré cet escarpement que jusqu'au ravin de la Blanche (au-dessus du col de Maure). Le Tithonique comprend là trois gros bancs massifs, dont l'épaisseur totale ne dépasse guère 10 mètres; plus bas, des marno-calcaires passent rapidement aux marnes oxfordiennes. A l'Est de Seyne, non seulement le Tithonique ne joue aucun rôle orographique, mais il est souvent difficile à reconnaître sur les pentes, où de faibles éboulis suffisent à le masquer; on peut cependant constater qu'il conserve à peu près les mêmes caractères lithologiques.

Contrairement au Tithonique, le Néocomien ne subit qu'une diminution d'épaisseur à peine sensible. Dans le ravin de la Blanche, au-dessus du col de Maure, ses calcaires plus ou moins marneux sont simplement un peu plus foncés que plus au Sud, mais à l'Est de Seyne, au-dessus du Faut, il se modifie assez profondément, en partie par suite de l'apparition d'une schistosité oblique sur la stratification (et présentant un pendage plus fort vers le Nord-Est). Dans les couches rubannées qu'on peut rapporter au Valanginien, le fait est particulièrement net. La schistosité fait un angle plus aigu avec la stratification dans les marnes que dans les calcaires. On retrouve plus haut de très gros bancs calcaires (0 m.80), non schisteux, contenant des *Phylloceras* et des *Lyloceras* impossibles à extraire, surmontés par une assez grande épaisseur de schistes

gris ou brun assez tendres, puis par quelques bancs calcaires que, par continuité, on peut rapporter au sommet du Barrémien. Laissant de côté la schistosité, cette coupe diffère de celles qu'on observe plus au Sud par la nature très marneuse de ce qu'on peut faire correspondre au Barrémien inférieur. Il faudrait aller jusqu'au Sud de Castellane pour retrouver un développement comparable des marnes à ce niveau. Quant à la schistosité, elle constitue un caractère secondaire, vraisemblablement imprimé à ces couches par la progression de la nappe de l'Ubaye, respectée par l'érosion 3 kilomètres plus à l'Est. Nous retrouverons également une schistosité accidentelle, oblique, dans la cluse de Saint-Pierre, au-dessus de Beaujeu, associée à une dislocation tout à fait locale du Jurassique supérieur, à 15 kilomètres en avant du front de la nappe.

Les modifications les plus profondes affectent le Crétacé moyen. Dans la vallée de la Bléone, il est représenté par les épaisses marnes noires aptiennes, se chargeant de bancs calcaires espacés dans le Cénomaniens. Dans le cirque des Têtes, un peu plus au Nord (au-dessus de l'Emmerée), ces marnes noires sont encore très épaisses, mais les bancs calcaires se groupent en une série de faisceaux compacts, difficiles à suivre et à distinguer les uns des autres, et dépourvus de fossiles. Au-dessus de Seyne, on n'observe plus rien qui ressemble aux marnes noires, délitables, de l'Aptien. L'ensemble est devenu plus compact et de teinte plus claire. A 200 mètres du sommet du Barrémien, au-dessus de marnes à cordons calcaires, il s'y détache une barre de calcaire dur, visible de très loin et qui ne peut correspondre qu'à l'un des faisceaux calcaires que l'on voyait s'individualiser dans le Cénomaniens au cirque des Têtes. Plus haut, on retrouve encore une alternance de parties plus marneuses et plus calcaires, avant d'arriver au Crétacé supérieur typique. La principale modification que subit celui-ci consiste dans l'effacement de la barre dure du Turonien. Peu nette dans la vallée de la Bléone même, elle réapparaît dans le cirque des Têtes pour s'estomper ensuite. La masse même du Sénonien reste assez calcaire et résistante.

La « trilogie priabonienne » est de faciès beaucoup plus constant que le Crétacé. Il convient seulement de noter la présence d'épais conglomérats à très gros éléments à la base du calcaire nummulitique, à Roche-Close et au col de Provence, sur de très courtes distances. Nous ne pouvons citer des conglomérats comparables plus au Sud que dans la région de l'Estéron et de Nice, où ils sont fréquents. En dehors des galets sénoniens très nombreux, ces conglomérats renferment fréquemment des éléments d'un grès calcaire, jaunâtre par altération, parfois pétri de grandes nummulites. Un tel Lutétien ne se trouve que dans des zones plus internes, en particulier dans la digitation des Séolanes. Les galets du conglomérat de Roche-Close viennent donc de l'Est; ils indiquent l'émersion et l'érosion, au Bartonien, d'une cordillère immergée au Lutétien; c'est un exemple saisissant de l'instabilité de ces cordillères, qui ont fourni le matériel des nappes.

Les marnes nummulitiques, d'ailleurs beaucoup plus schisteuses que dans le bassin du Var, sont réduites par place à une épaisseur de 10 mètres, au Nord

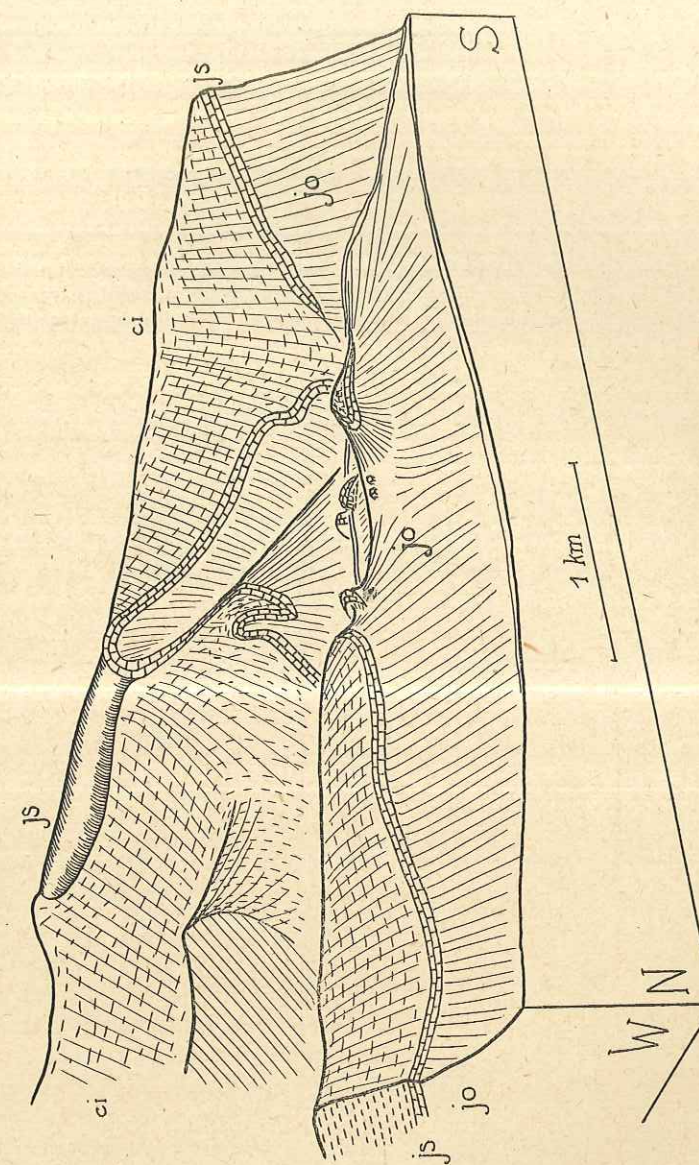


Fig. 20. — Cluse de Saint-Pierre.
Stereogramme montrant les replis du Tithonique.

des granges de Bernardes, mais il est difficile de faire la part d'un étirement tectonique, les couches étant localement redressées à la verticale.

Quelques petits accidents isolés viennent seulement interrompre la continuité de la série à l'Est de l'axe anticlinal Digne-Barles-dôme de Remollon. Le plus septentrional est le repli d'Auzet, qui ramène le Lias calcaire au milieu du Lias schisteux, au Nord de Verdache, suivant une direction Nord-Ouest-Sud-Est. Le flanc sud-ouest est rompu, et accompagné, à Auzet, d'une injection de Trias. L'accident n'atteint pas la vallée du Bès. Un peu plus à l'Est, le Lias supérieur et le Bajocien dessinent, au Grand Puy, un anticlinal assez large, non rompu, qui semble prolonger le repli de Gourgeas, que nous décrirons ci-après.

Les injections de gypse triasique du col du Labouret, au milieu du Lias schisteux, sont bien connues. Il n'y a aucune autre dislocation, et elles ne sont pas accompagnées de Lias calcaire.

Plus au Sud, à Beaujeu, celui-ci constitue un bombement très localisé, avec

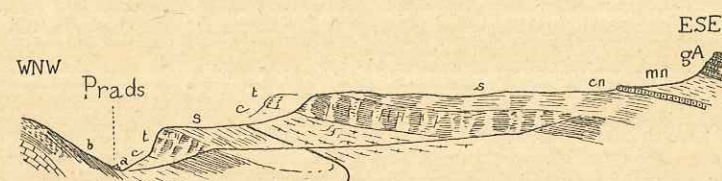


Fig. 21. — Coupe de la vallée de Terciers, à l'Est de Prads.

b, Barrémien; a, Aptien; c, Cénomanien; t, Turonien; s, Sénonien; cn, calcaire nummulitique; mn, marnes nummulitiques; gA, grès d'Annot.

un pendage de 30° à l'Est, les couches étant relevées à la verticale. à l'Ouest. Juste en face de ce bombement, la cluse du torrent qui descend de Mariaud montre, à Saint-Pierre, une série de replis du calcaire lithonique, certainement en relation avec le bombement du Lias. La figure 20 montre l'allure de ces replis, tels que les montre la rive gauche. Les axes plongent fortement vers le Sud-Est, et sur la rive droite, on ne retrouve que deux écailles isolées, et un petit synclinal correspondant à celui de la rive gauche. Les marno-calcaires argoviens compris entre ces replis ont été, par place, au fond de la vallée, rendus complètement schisteux, la schistosité étant indépendante de la stratification, et recoupant parfois des replis avec une direction constante. Nous avons signalé ci-dessus une schistification tectonique analogue dans la région de Seyne; mais on se trouve ici à 15 kilomètres du front de la nappe de l'Ubaye, qui ne s'est certainement jamais étendue jusque-là. En supposant même que le Priabonien ait eu son épaisseur normale, ce qui est douteux, puisqu'il manque un peu plus à l'Ouest, il n'y a jamais eu plus de 2.500 mètres de couches au-dessus du point où est apparue cette schistosité.

Nous avons décrit antérieurement¹ le repli très régulier que coupe la Bléone à Blégiers. Il se prolonge par un repli anticlinal sur la rive droite de la Bléone, au-dessus de Prads (voir carte structurale, Pl. I).

Tout comme au Nord de Saint-André, la région située à l'intérieur du faisceau des plis subalpin, si violemment rompus, est donc extrêmement tranquille. La partie la plus élevée de cette région est formée par le Grès d'Annot, souvent presque tabulaire. C'est sur cette série si régulière qu'est venue reposer, au Nord de Colmars, la nappe de l'Ubaye. On pouvait donc se demander si son chevauchement n'avait pas entraîné quelques dislocations dans son substratum. La première indication d'une telle dislocation a été fournie par Mainguy² qui a mentionné dans la crête de la baisse de Vachière plusieurs alternances de Crétacé et de Nummulitique, mais sans suivre ces accidents.

On peut rattacher au même groupe un anticlinal de Cénomanien au milieu du Crétacé supérieur, figuré par Zurcher sur la feuille de Digne, et qui vers le Nord se couche très nettement, et vient reposer sur le Sénonien,

Description... p. 54.

² M. MAINGUY. La transgression nummulitique à l'Ouest du Mercantour. B. S. G. F., 5, VII, p. 411, 1937.

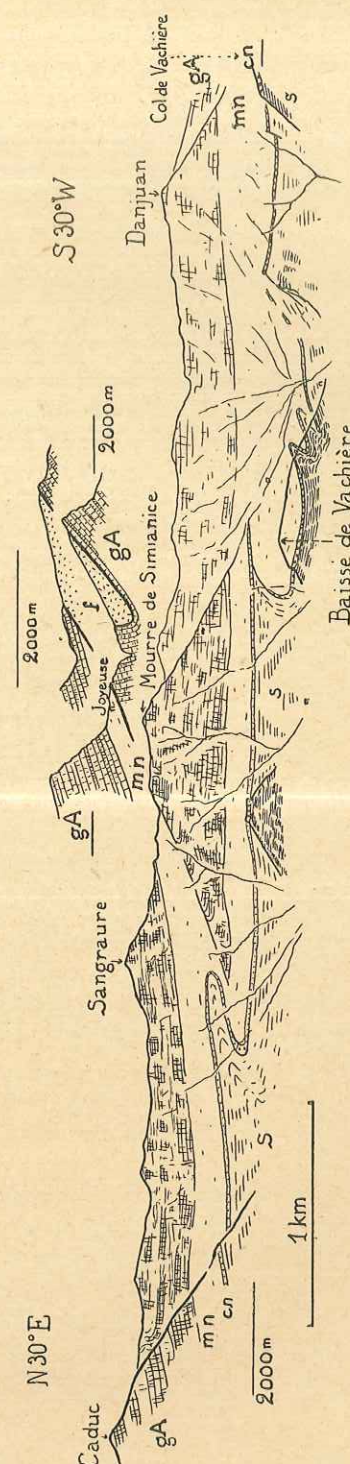


Fig. 22. — Crête de Sangraure. Vue du versant ouest, avec deux coupes du versant est. f, Flysch de la nappe.

dans la vallée de Tercier, à l'Est de Prads (fig. 21). Cet accident ne se prolonge pas vers le Nord et s'enracine avant la vallée de la Bléone.

La figure 22 représente le versant occidental de la crête de Grès d'Annot qui sépare, au Sud des Trois-Evêchés, la vallée de la Bléone du bassin du Verdon. On y reconnaît, du Sud au Nord, les accidents suivants :

Le versant sud de la Tête de l'Adrech de Vachière (carte au 1/20.000) est accidenté par un petit repli tout à fait local du calcaire nummulitique. Sur 900 mètres de long, celui-ci apparaît quatre fois, sous forme de bandes parallèles et très voisines. Le ravin qui descend de la baisse de Vachière donne une coupe de ces replis, dans laquelle les charnières, aussi bien synclinales qu'anticlinales, apparaissent très clairement. On peut ainsi se rendre compte du peu d'importance de cet accident, qui ne donne un redoublement aussi prolongé que parce que le versant le coupe parallèlement à sa direction. Au Sud-Est, ce repli s'enfonce sous les marnes nummulitiques, et au Nord-Ouest, il est enlevé par l'érosion. Dans la partie visible, sa forme paraît assez constante.

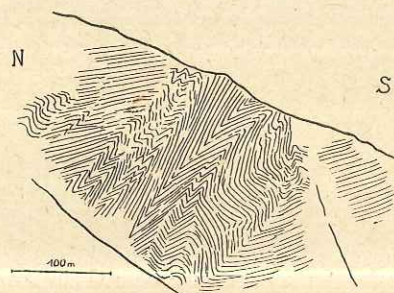


Fig. 23. — Replis du Sénonien, dans l'arête des Mées à la Combe (d'après une photographie).

Plus au Sud, le calcaire nummulitique n'est affecté que de faibles ondulations, ou de failles de petit rejet.

Le second accident, signalé par Mainguy, et situé au-dessus de la Baisse de Vachière, à peu de distance du précédent, est également très local. C'est une petite faille de chevauchement, qui entraîne une dénivellation de 150 mètres pour le calcaire nummulitique, horizontal plus au Nord. Sur le versant sud, ce redoublement ne se traduit plus que par l'intercalation d'un niveau de calcaire nummulitique au milieu des marnes.

Ni l'un, ni l'autre de ces deux accidents ne se répercutent dans les Grès d'Annot surincombants, les marnes nummulitiques permettant une dysharmonie marquée, mais il n'en est pas de même du troisième, beaucoup plus important, et qui se suit sur plusieurs kilomètres. Sur la crête de Sangraure, il se traduit par le chevauchement des marnes nummulitiques sur le Grès d'Annot : une bande de marnes nummulitiques se trouve ainsi comprise entre des Grès d'Annot sur une longueur de 3 kilomètres. Sur le versant oriental de la crête de Sangraure,

228

on trouve au-dessus du Grès d'Annot, le flysch de la nappe de l'Ubaye. Les deux coupes de la figure 22 indiquent la façon dont l'accident se prolonge sur ce versant : la première montre, à la cabane de Joyeuse, les marnes nummulitiques reposant sur la tranche des Grès d'Annot rebroussés à la verticale (et façonnés en verrou glaciaire). La deuxième coupe montre comment, un peu plus loin, le chevauchement se fait sur le flysch de la nappe. Ceci prouve que l'accident local est postérieur à la mise en place de la nappe ; il représente sans doute la dernière manifestation de l'effort tectonique auquel est dû le chevauchement de celle-ci.

Sur le versant ouest, l'accident affecte des couches de plus en plus anciennes en allant vers le Nord-Ouest. Alors qu'il donne une faille plate dans le Grès d'Annot, il correspond à un anticlinal complet dans le calcaire nummulitique, puis il se perd dans la masse du Crétacé supérieur, sous forme d'une multitude de replis sur lesquels nous allons revenir.

Plus au Nord, au Caduc et au Mourre Gros,

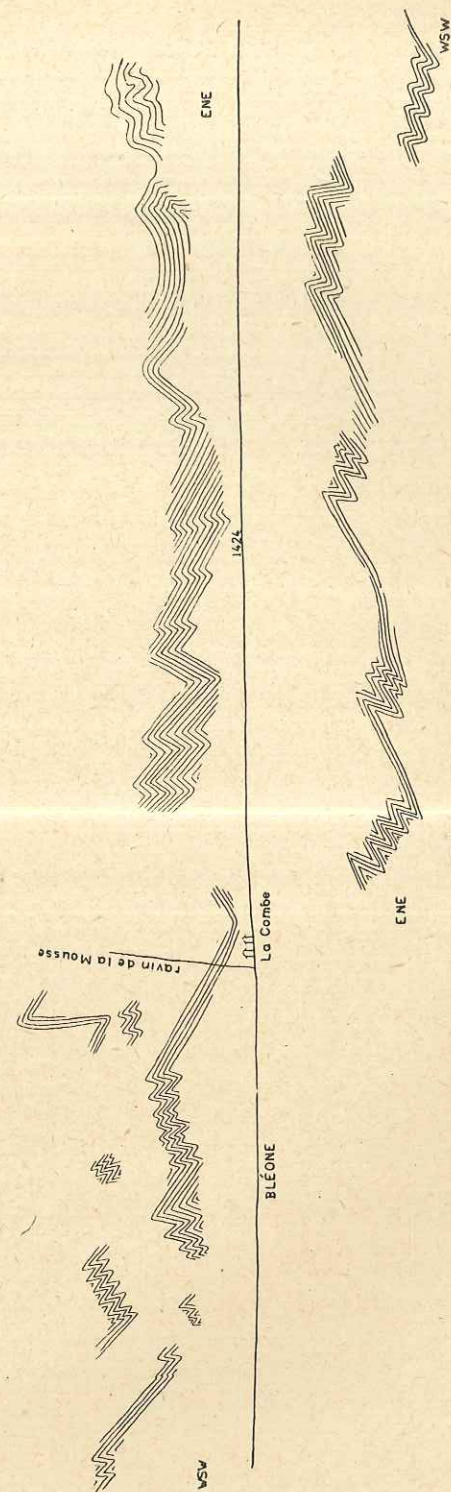


Fig. 24. — Replis du Crétacé supérieur, dans la vallée de la Bléone.

on observe quelques charnières à la partie supérieure du Grès d'Annot, très près de la nappe, mais il est dans l'ensemble très régulier. Quant au calcaire nummulitique, il forme une barre tout à fait continue, avec un pendage de 20° vers l'Est; cette barre passe très près du sommet occidental des Trois-Evêchés. Le Crétacé supérieur sur lequel elle repose présente une allure tout à fait différente, et montre un très grand nombre de replis; par exemple, on trouve dans l'arête qui descend des Mées à la Combe des replis atteignant 100 mètres d'amplitude, et que représente la figure 23. Il en est d'autres plus larges, mais la plupart sont plus réduits; la figure 24 donne le relevé des replis le long de la vallée de la Bléone (voir également fig. 26).

Ces replis présentent certains caractères particuliers qu'on retrouve constamment à ce niveau, jusque dans les environs de Nice, et qui ne s'observent dans aucun autre étage. Les bancs ne sont jamais, ni étirés, ni rompus. Ils dessinent sur les parois une série de lignes parallèles équidistantes, qui forment beaucoup plus facilement un angle qu'une courbe de grand rayon. Compte tenu de ce que la paroi n'est en général pas perpendiculaire à la charnière, il semble que celle-ci soit en général un peu plus aiguë qu'un angle droit. Les bancs successifs répètent exactement le même profil, les charnières s'alignant rigoureusement. Les replis se succèdent à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres, en dessinant des lignes en zigzag tout à fait régulières. Fréquemment, deux charnières en sens contraire s'associent pour limiter un étroit panneau redressé, même loin de tout autre accident.

Tout ceci peut s'interpréter en admettant que les bancs glissent très facilement les uns sur les autres, les joints étant très bien marqués. D'autres calcaires rubannés, par exemple dans le Néocomien, ne donnent pas les mêmes apparences parce que les joints sont seulement mis en évidence par l'érosion, et ne correspondent qu'à de faibles écarts des propriétés mécaniques.

Pour en revenir au massif des Trois-Evêchés, on aura une idée de l'importance qu'y prennent ces replis en remarquant que l'épaisseur apparente du Crétacé supérieur, d'après le pendage des terrains qui l'encadrent, atteint 2.500 mètres, contre 700 mètres sur la rive gauche de la Bléone, où les couches sont régulières. Grâce à la facilité du jeu relatif de ses bancs, le Crétacé supérieur se comporte, tectoniquement, comme un terrain plastique.

Au Nord du massif des Trois-Evêchés, on peut à nouveau reconnaître l'allure générale de la dislocation, si confuse dans la vallée de la Bléone; elle donne lieu à un gros pli monoclinal dont la figure 25 indique l'allure.

Un peu plus loin, toujours dans la même direction, le Tithonique est redressé à la verticale, disloqué et faillé (col de Mariaud), et plus loin encore, on trouve le repli anticlinal du Grand Puy, qui se raccorde au dôme de Remollon. Le long de cette direction, les accidents qui affectent les différents niveaux sont donc de styles extrêmement différents.

Au Nord des Trois-Evêchés, et jusqu'à l'échelle de Saint-Vincent, on n'a aucun accident tant soit peu notable à signaler dans le substratum de la nappe.

Les replis sont nombreux par place dans le Crétacé supérieur (fig. 26); le calcaire nummulitique est localement redressé à la verticale, et les marnes nummulitiques étirées. On observe également quelques replis ou dislocations dans le

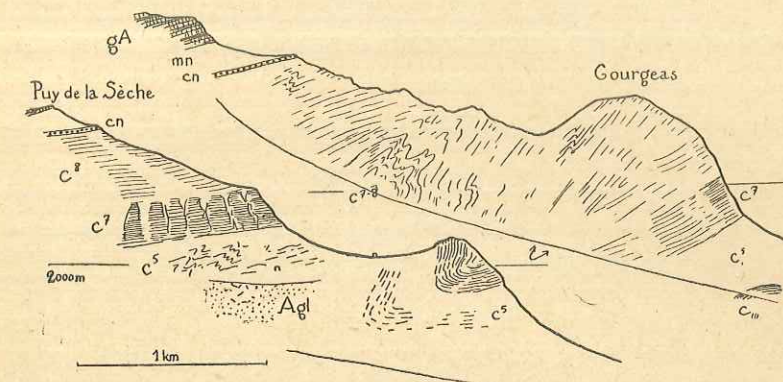


Fig. 25. — Anticlinal du versant oriental des Trois Evêchés

En bas, arête descendant du Puy de la Sèche vers la Sèche-Basse (carte au 1/20.000, non 1/80.000).

Au-dessus, arête descendant des Trois Evêchés, sud ouest (1/80.000 = Tête de Chabrières 1/20.000) au sommet de Gourgeas (1/20.000 = Sèche-Basse 1/80.000).

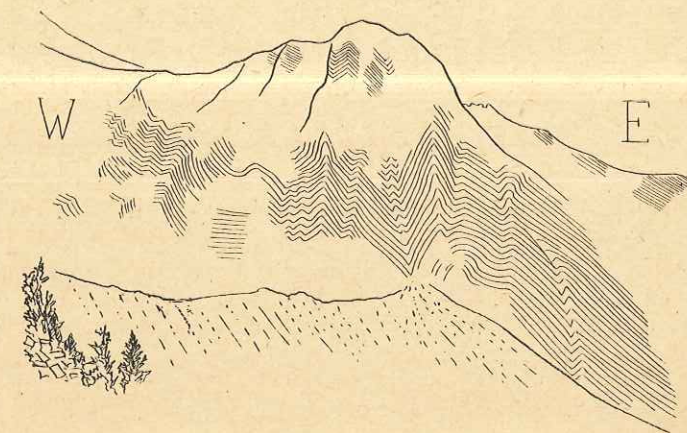


Fig. 26. — Replis du Crétacé supérieur, au Nord des granges de Bernardez (d'après une photographie).

Néocomien, visibles en particulier à sa limite supérieure, à l'Est de Seyne; ces accidents, qui n'atteignent pas 100 mètres d'amplitude, ne se suivent ni en direction, ni dans des niveaux plus anciens ou plus récents. Tout ceci reste donc très localisé.

Au total, surtout si on considère la grande amplitude du charriage de la nappe de l'Ubaye, les quelques accidents du substratum paraissent fort peu importants. Ils ne masquent pas le caractère tectoniquement très tranquille de toute la région située à l'Ouest de l'axe anticlinal dôme de Remollon-Digne. Comme nous l'avions constaté pour la région de Castellane, les accidents de la zone subalpine sont rassemblés en un faisceau serré.

CONCLUSIONS

Nous avons formulé l'hypothèse d'un axe, jouant le rôle de pli de fond, et joignant les Maures au Pelvoux en passant par Digne. Cette hypothèse explique parfaitement le rôle que joue l'anticlinal nord-sud Digne dôme de Remollon, bien qu'il ne coïncide pas avec la direction moyenne des accidents. Dans le chevauchement Digne-Barles, le mouvement semble se faire plutôt vers le Sud-Ouest que vers l'Ouest, bien que l'accident suive en moyenne une direction nord-sud ; il est relayé à l'Ouest par d'autres accidents qui finissent par s'infléchir vers l'Ouest, et se trouvent alors en accord avec les plis est-ouest qui existent seuls dans le Tithonique, cette dernière direction étant à la fois celle des plis les plus anciens, et celle que prennent dans les Baronnies les plis les plus récents. En un mot, il semble que les plis subalpins aient quelque peine à s'écarter de l'axe Pelvoux-Maures, lequel paraît jalonner une ancienne direction hercynienne. D'ailleurs lorsqu'il s'épanouit librement à l'Ouest de cet axe, le faisceau des plis subalpins ne montre plus à nos yeux que les ridements relativement superficiels du Tithonique et du Crétacé, les niveaux que l'on observait le long de cet axe se trouvant enfouis à une grande profondeur.

Nous pouvons donc renvoyer à la conclusion de notre premier mémoire, où nous avons montré que, dans l'arc de Castellane, les accidents nombreux et variés de la partie centrale faisaient place progressivement sur les ailes à un chevauchement unique de grande amplitude. La réalité du pli de fond nord-sud Maures-Pelvoux se trouve confirmée : le tréfonds paraît s'abaisser progressivement vers l'Est, mais il plonge brusquement à l'Ouest.

Cependant, le faisceau des plis subalpins se poursuit vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Le phénomène de contraction du tréfonds qui lui a donné naissance, quelque soit son origine, est indépendant du pli de fond, qui l'a simplement dévié de la ligne droite.

..

Les deux cartes ci-après (planches I et II) s'étendent de la Durance au Var, et se rapportent par conséquent à la région décrite dans notre premier Mémoire, en même temps qu'à celle étudiée ici.

La première est une carte structurale. Depuis les beaux travaux de Emm. de

Margerie, ¹ il n'est plus nécessaire d'insister sur le principe de ce mode de représentation, ni sur les avantages qu'il présente. Nous avons choisi comme horizon repère la limite supérieure du Jurassique, qui permet un tracé très précis dans la région méridionale. Au Nord, les altitudes données se rapportent au même horizon, mais l'allure des courbes a été déduite de l'étude du Lias ou du Crétacé supérieur. Si on se souvient de l'importance des variations de faciès et d'épaisseur, on comprendra que la carte n'y ait pas une signification aussi précise.

Le tracé d'une carte structurale dans une région aussi disloquée présente certaines difficultés ; il est à peu près impossible de représenter exactement certains accidents, où les couches sont redressées à la verticale. Là où existent des recouvrements, on devrait tracer deux réseaux de courbes. Le parti que nous avons pris, de limiter chacun de ces réseaux à la trace actuelle des accidents, est tout à fait arbitraire et conventionnel. Du moment qu'on reconstitue les couches enlevées par l'érosion, on devrait le faire aussi bien dans le sens horizontal que dans le sens vertical. En quelques rares points, nous avons dû interrompre le tracé, par exemple, là où le Trias joue un rôle prépondérant, et où on ne peut être sûr que d'une chose, c'est que le Jurassique supérieur n'avait pas une allure parallèle.

Toutes ces raisons nous avaient fait renoncer, en 1936, à joindre cette carte à notre premier Mémoire. Envisageant aujourd'hui l'arc dans son ensemble, nous pensons qu'elle peut fournir des indications intéressantes sur la forme générale de la région, et sur l'évolution du relief.

La carte structurale correspond à l'état actuel, mais elle ne fournit que des indications assez vagues sur les déformations subies. Dans la région qui nous intéresse, les déplacements horizontaux sont le fait primordial, dont les déplacements verticaux ne sont souvent qu'une conséquence. La seconde carte, réalisée suivant un principe nouveau, s'efforce de mettre en évidence les déplacements horizontaux. L'étude de détail de chaque accident montre qu'il indique une contraction de la couverture sédimentaire, dont on peut évaluer l'amplitude. Si il s'agissait d'un faisceau de plis parfaitement réglé, il suffirait pour reconstituer l'état initial, de considérer une coupe normale et de la « dérouler ». Tel n'est pas le cas, et l'arc de Castellane comprend des accidents de directions très variées, impliquant des déplacements relatifs des différents compartiments qui peuvent paraître difficilement conciliables. Néanmoins, si l'interprétation des accidents est correcte, on doit pouvoir assigner à chaque point une position initiale telle que la variation de la distance mutuelle de deux points quelconques corresponde à l'amplitude des accidents qui les séparent. C'est ce que nous nous sommes efforcé de faire. La planche II indique quelle serait la forme actuelle d'un quadrillage tracé à la surface du sol avant les plissements miocènes, chaque carré ayant initialement 2 kilomètres de côté. Tout accident

¹ Emm. DE MARGERIE. La méthode des courbes structurales et la tectonique du Colorado. *Livre jubilaire*, Eug. Romer, Lwow, 1933 ; le Jura, *Mém. Carte*, 1^{ère} et 2^e partie, 1922 et 1936.

impliquant un raccourcissement rapproche les sommets de ce quadrillage. En particulier, de part et d'autre des lignes de chevauchement viennent en contact des points initialement éloignés l'un de l'autre. Comme pour la carte précédente, on s'est arrêté à la trace actuelle des accidents, sans indiquer les portions du quadrillage recouvertes par une série chevauchante.

Pour établir cette carte, on a découpé un exemplaire d'une carte géologique, en suivant tous les accidents; puis on a écarté les fragments de quantités variables, correspondant à l'amplitude des accidents en chaque point. Après un certain nombre de tâtonnements, on a pu satisfaire partout à cette condition. On a alors recollé les fragments de la carte dans cette nouvelle position, considérée comme représentant la situation relative des éléments avant déformation tectonique. Un quadrillage régulier a été tracé, puis recopié sur un exemplaire intact de la carte, point par point, avec les retouches nécessaires pour tenir compte de la forme des accidents.

Au cours de ces opérations, que nous n'entreprendrons point de justifier en détail, on se rend compte qu'il n'y a qu'une solution possible: le nombre des conditions à remplir, telles que le raccordement de deux séries là où un chevauchement s'enracine, est tel que, sauf pour quelques détails qui laissent place à un peu d'arbitraire, on est conduit nécessairement à une disposition déterminée. Le plan général est donc certainement exact. Tout au plus l'ensemble des déformations est-il peut-être un peu plus accusé que nous ne l'avons indiqué, car on ne connaît jamais qu'un minimum pour l'amplitude des chevauchements.

Un commentaire complet de ces deux cartes, qui se complètent mutuellement, nous conduirait à répéter tout ce que nous avons dit sur la région. Nous laissons donc au lecteur le soin de reconnaître les principaux accidents, et d'interpréter les indications données par les deux cartes.

La carte des déformations horizontales donne une première impression intuitive, si l'on compare le quadrillage déformé au quadrillage initial, dont l'amorce est tracée le long du cadre. Cependant, on n'en tirera toutes les indications qu'elle peut donner qu'en l'examinant point par point, et en comptant le nombre des carreaux manquant, tant dans un sens que dans l'autre, le long d'un contact anormal. On retrouvera ainsi facilement la contraction de 10 à 15 kilomètres qui correspond à chacune des branches de l'arc, répartie entre un plus ou moins grand nombre d'accidents. On verra l'amplitude individuelle de chaque accident s'annuler au point où il prend naissance. On remarquera aussi que nous avons été conduit à admettre parfois un déplacement oblique par rapport à la direction générale de l'accident. *A priori*, une telle hypothèse est inévitable pour un faisceau aussi arqué. Nous avons été conduit à l'admettre, par l'observation directe, pour le chevauchement de Majastre¹. De même, pour le chevauchement de Digne et Barles, la direction des charnières est est-ouest aux points d'enracinement, aux deux extrémités, ce qui ne peut se comprendre que si le déplacement est dirigé vers le Sud-Ouest. Ceci confirme

¹ Description... p. 113.

l'idée que nous énoncions plus haut, que les chaînes subalpines méridionales résultent d'une poussée générale vers le Sud-Ouest, et que les sinuosités de leur tracé ne résultent que de l'hétérogénéité du matériel affecté.

L'interprétation de la carte structurale est beaucoup plus classique. On remarquera que le volume des anticlinaux est beaucoup plus considérable au Nord qu'au Sud. Cela tient à la différence des faciès, qui donne une série incomparablement plus épaisse au Nord qu'au Sud.

* *

Le premier objectif de toute description tectonique est de faire connaître la disposition actuelle des couches, et la forme des accidents qui les affectent. Nous nous sommes efforcé de l'atteindre, pour la région comprise entre la Durance et le Var, dans le travail qui précède et dans notre mémoire antérieur.

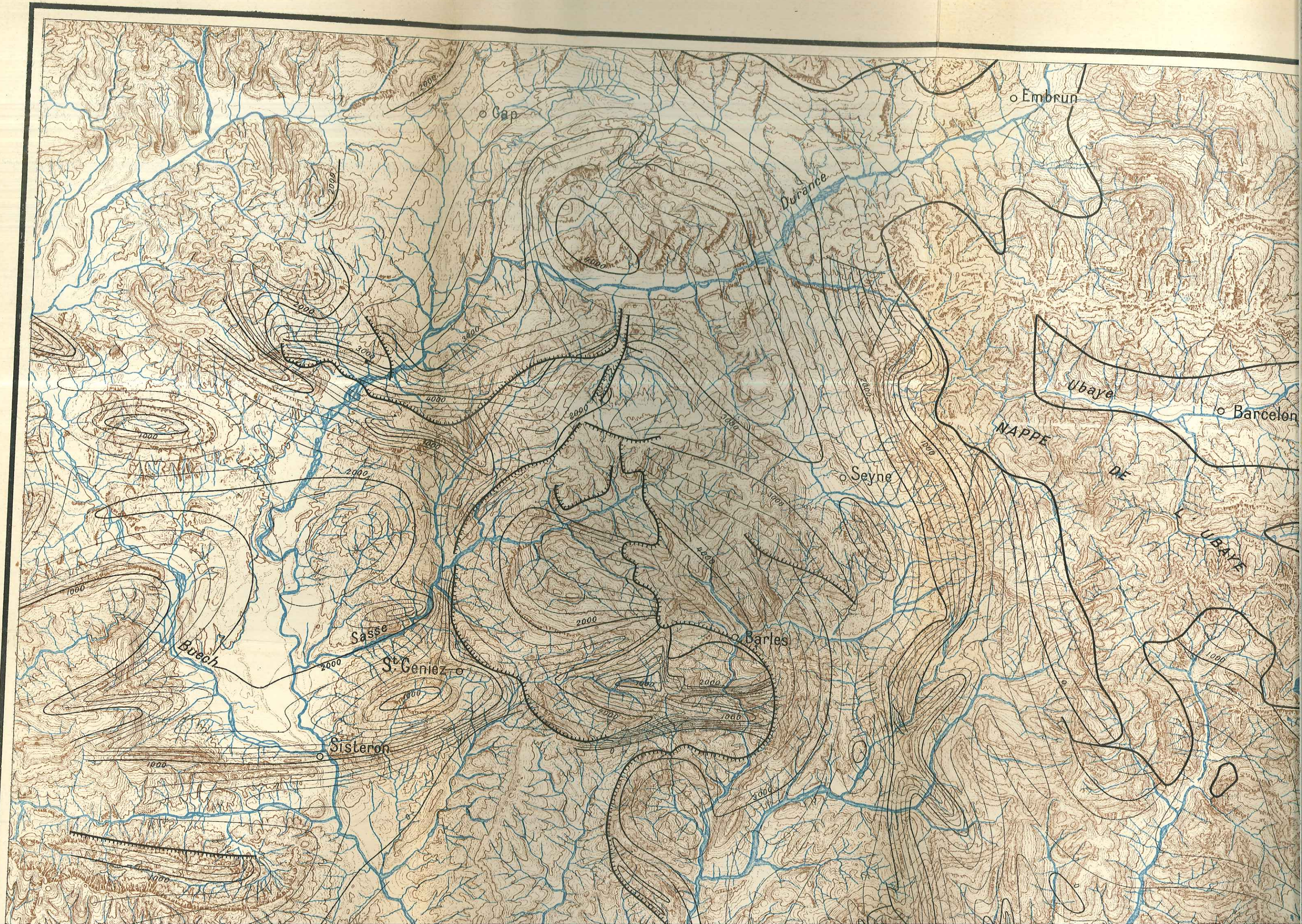
Il est nécessaire de compléter ce point de vue simplement descriptif par un point de vue génétique: le second objectif du tectonicien sera de reconstituer cinématiquement les déformations qui ont donné naissance aux accidents décrits. L'étude directe des accidents permet le plus souvent de répondre à cette question, en s'aidant au besoin d'autres accidents analogues, moins accusés, et que l'on peut regarder comme représentant un stade intermédiaire. On arrive ainsi à reconstituer assez facilement l'évolution individuelle des différents accidents. Ceci fait, on peut, en ajoutant les déformations de tous les accidents, retrouver les déplacements relatifs des régions qu'ils séparent, et reconstituer la déformation régionale, comme l'indique la planche II. Dans des régions plus compliquées, la comparaison des faciès permet d'assigner des positions initiales déterminées aux différentes unités, et facilite cette reconstitution.

Même si l'on était parvenu à reconstituer complètement, au point de vue cinématique, l'histoire des déformations de l'écorce terrestre, un troisième problème se poserait encore au tectonicien. En mécanique, la cinématique n'est qu'une introduction à l'étude de la dynamique. En tectonique également, il serait intéressant de remonter des déformations à la connaissance des forces qui les ont produites. L'observation directe de la forme des accidents fournit intuitivement quelques indications qualitatives sur les forces absorbées par la déformation des différents niveaux; il est évident, par exemple, que la déformation du Trias gypseux, ou des marnes oxfordiennes, n'exige qu'une force bien moindre que celle nécessaire pour déformer la masse du Lias calcaire, ou que la force absorbée par les marno-calcaires néocomiens de faciès vaseux est inférieure à celle qu'exigeraient les calcaires urgoniens. Nous espérons revenir ultérieurement sur cette question.

Le problème fondamental de la tectonique serait, en fin de compte, de connaître l'origine de cette force, et de savoir de quelle transformation du globe résultent les contractions de sa surface. La tectonique d'une couverture sédimentaire comme celle des chaînes subalpines ne peut évidemment fournir aucune réponse directe à cette question, puisqu'on n'observe que les réactions

propres de niveaux très superficiels. Du moins, le nombre des repères stratigraphiques dont on dispose permet de reconstituer avec une précision particulière les déformations d'ensemble, lesquelles doivent avoir une origine profonde. C'est ainsi que nous avons essayé précédemment de mettre en relation avec certaines particularités du tréfonds des irrégularités dans la répartition des plis de couverture.

D'autre part, et c'est un domaine qui a été particulièrement étudié, les limites et les variations paléogéographiques résultent, en partie, de causes profondes, qui ont localisé, par exemple, les phénomènes de subsidence, ou au contraire les émergences. Les déformations tectoniques résultant également de causes profondes, il existe certaines relations entre la répartition des faciès, et celle des phénomènes tectoniques. Ces relations ont été reconnues depuis longtemps, mais leur interprétation ne laisse pas d'être délicate.





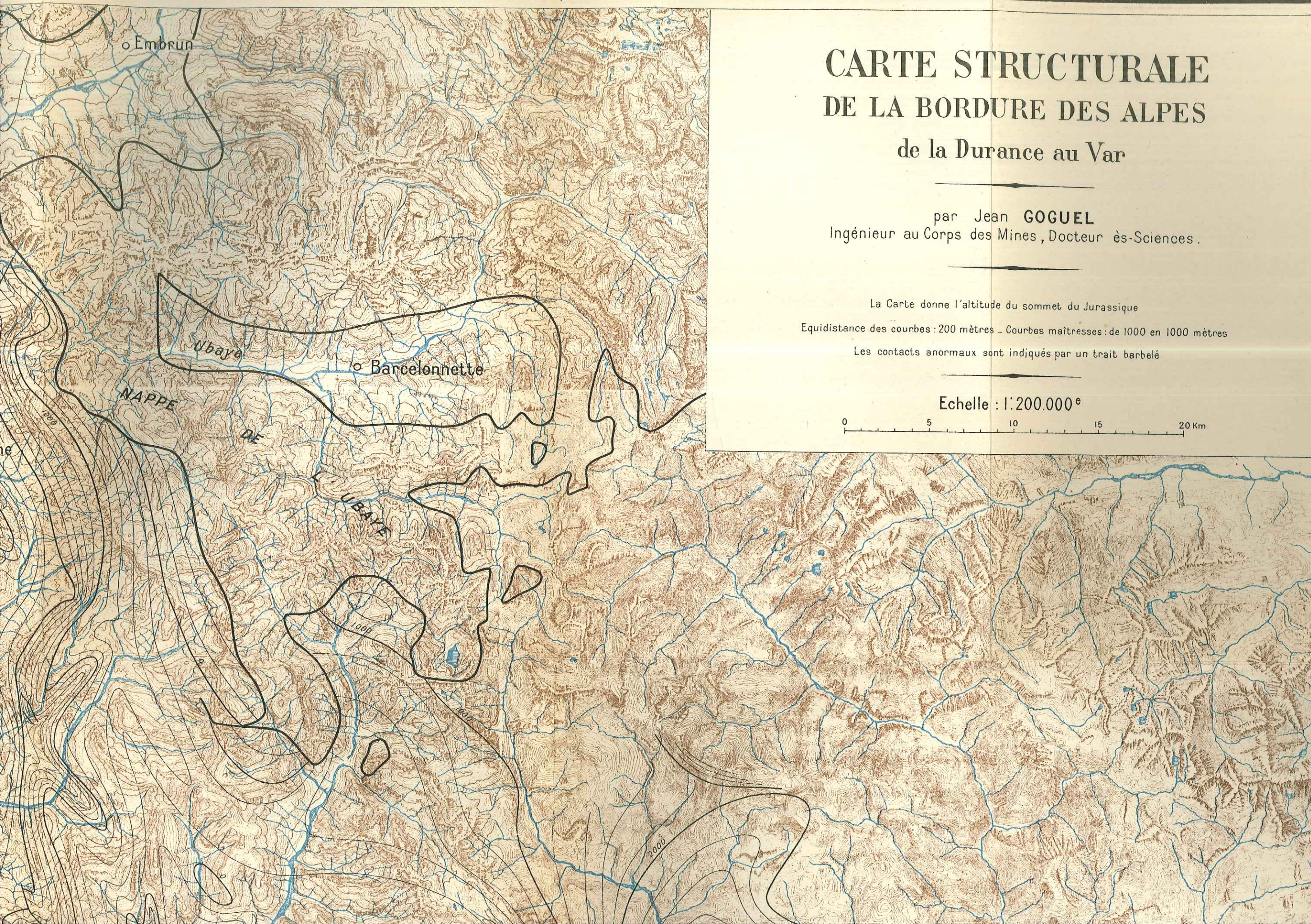
CARTE STRUCTURALE DE LA BORDURE DES ALPES de la Durance au Var

par Jean **GOGUEL**
Ingénieur au Corps des Mines, Docteur ès-Sciences.

La Carte donne l'altitude du sommet du Jurassique
Equidistance des courbes : 200 mètres - Courbes maîtresses : de 1000 en 1000 mètres
Les contacts anormaux sont indiqués par un trait barbelé

Echelle : 1:200.000^e

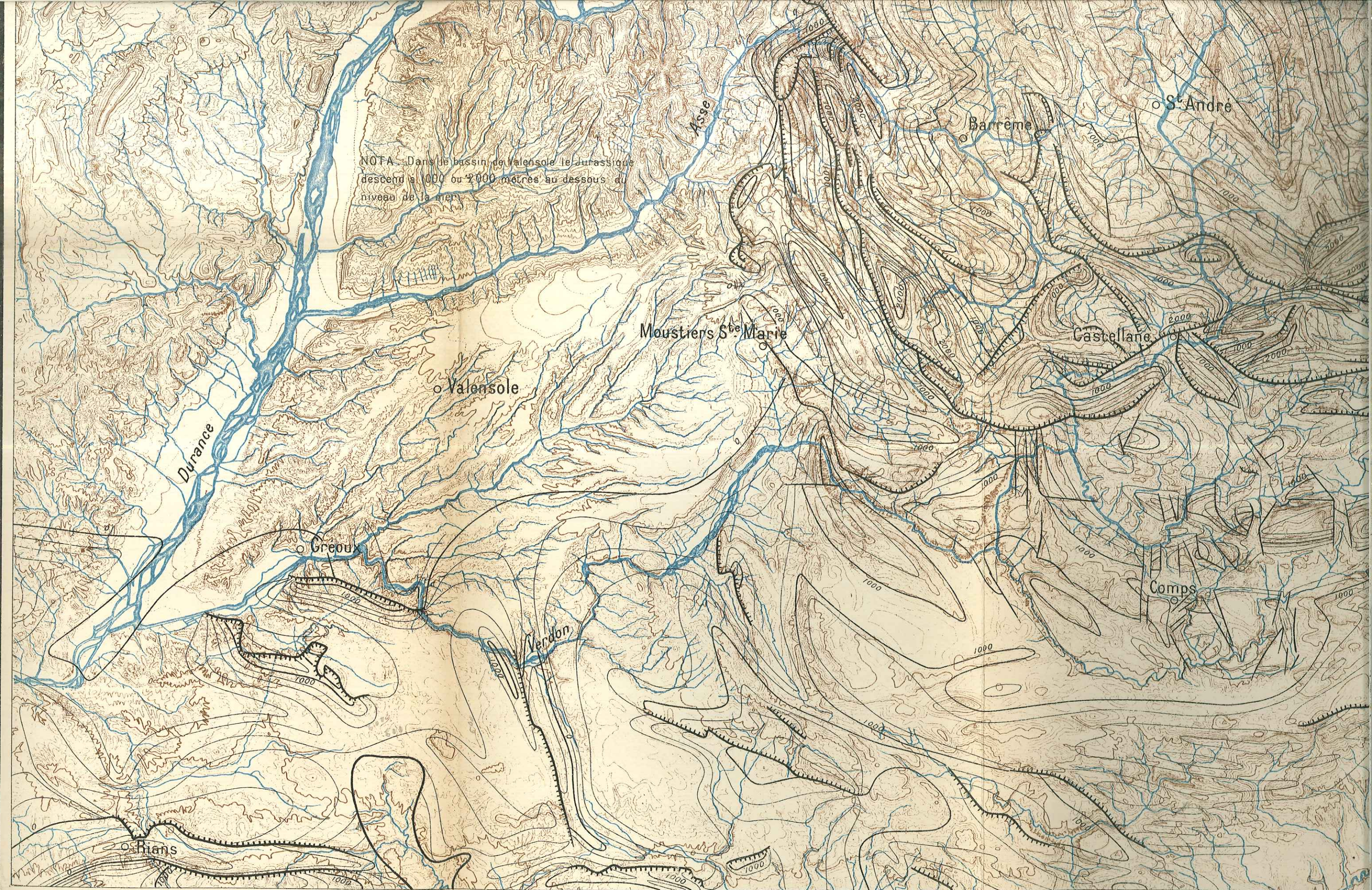
0 5 10 15 20 Km





NOTA Dans le bassin de Valensole le Jurassique descend à 1000 ou 2000 mètres au dessous du niveau de la mer.





NOTA - Dans le bassin de Valensole le jurassique descend à 1000 ou 2000 mètres au dessous du niveau de la mer.





CARTE DES DÉPLACEMENTS HORIZONTAUX DANS LA BORDURE DES ALPES de la Durance au Var

par Jean GOGUEL
Ingénieur au Corps des Mines, Docteur ès-Sciences

La Carte donne la forme actuelle d'un quadrillage supposé tracé avant le Miocène, chaque petit carré ayant 2 km de côté (traits forts espacés de 20 km)

Echelle : 1:200.000^e

0 5 10 15 20 Km

