

LA DEMI-FENÊTRE D'EMBRUN

(HAUTES-ALPES ET BASSES-ALPES)

par Jean-Louis PAIRIS

A) Situation géographique.

La région étudiée (cf. fig. 1) est située, à l'E de Gap, dans les départements des Hautes-Alpes et des Basses-Alpes. Elle s'étend, depuis le confluent Durance-Ubaye, sur les deux rives de la Durance jusqu'à Châteauroux, et sur les deux rives de l'Ubaye jusqu'au Lauzet, dans des vallées qui ont été noyées par la retenue de Serre-Ponçon jusqu'à la cote 780.

Ce territoire s'appuie sur les contreforts des massifs de Chabrières et du Mourre Froid au N, sur ceux du Morgon et du Pouzenc au S, à l'E sur ceux des massifs du Parpaillon et du Pic Saint-André.

B) Situation géologique.

La demi-fenêtre d'Embrun doit son existence à une profonde échancrure que l'érosion a pratiquée dans l'énorme masse des grandes nappes alpines venues baver sur la zone d'ensellement de l'arc cristallin externe, entre le Pelvoux et l'Argentera. Ouverte largement à l'Ouest, elle s'avance jusque sur les marches orientales du dôme de Remollon — structure au cœur de laquelle pointe à nouveau le socle ; vers l'Est, le cristallin réapparaît, vraisemblablement écaillé, au Plan de Phasy.

La plupart des boutonnières — dont les plus importantes : demi-fenêtre d'Embrun et fenêtre de Barcelonnette — ouvertes par l'érosion dans la masse charriée, ne laissent apparaître que des terrains autochtones ou parautochtones essentiellement constitués de « terres noires » juras-

SCHEMA TECTONIQUE
DE LA DEMI-FENETRE
D'EMBRUN

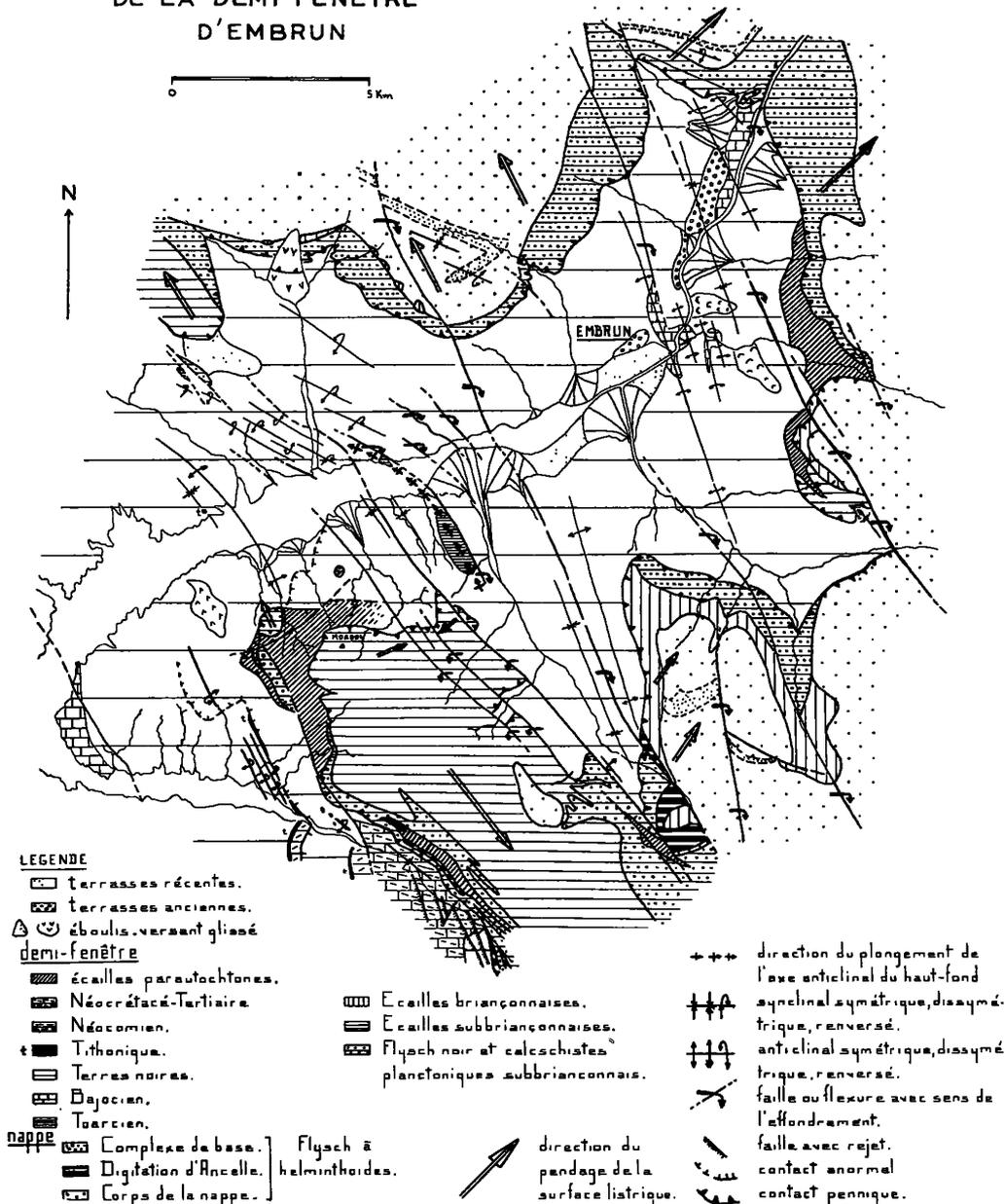


Fig. 1.

siques. La position subordonnée de ces formations relativement tendres a permis l'installation de profondes dépressions au relief mou, dominées par les abrupts massifs subbriançonnais et briançonnais, semelle plus ou moins continue de la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui dresse au-dessus d'eux ses hautes falaises à regard occidental.

C) Historique sommaire.

Après la mise en évidence, par E. HAUG et W. KILIAN, de l'existence dans l'Embrunais-Ubaye de masses charriées reposant sur des terrains autochtones essentiellement jurassiques (travaux qui aboutirent dès 1905 à la sortie de la première édition de la carte Gap au 1/80 000^e), MM. MORET, GIGNOUX et SCHNEEGANS, préparant la deuxième édition de cette même feuille — qui sortira en 1945 — préconisent la distinction d'une Zone ultra-dauphinoise — qu'ils définissent [13] — en même temps qu'ils individualisent la Zone subbriançonnaise.

Les travaux récents et actuels ont trait à la précision du concept ultra-dauphinois dans cette région, après les découvertes de M. BARBIER [1, 2] au Nord du Pelvoux :

— Etude d'écaillés basales des nappes (MM. DEBELMAS et LATREILLE) [7, 9] ;

— Etude des faciès des régions voisines : dôme de Remollon (MM. MOUTERDE, PETITEVILLE, RIVOIRARD [21] et GARIEL [10]), enveloppe nord-occidentale du massif de l'Argentera (C. STURANI [24], fenêtre de Barcelonnette (J. PLAN [22])).

D'autre part, la découverte de longues failles de réajustement tardif dans les régions voisines, après Mme GUBLER [16] : failles du réseau de la Durance (M. DEBELMAS [6]), de la fenêtre de Barcelonnette (J. PLAN [22]), de la nappe du Flysch à Helminthoïdes (C. KERCKHOVE [17]), entraîne une révision tectonique de cette région.

I. — STRATIGRAPHIE

Introduction.

Les séries autochtones sont jurassiques, crétacées et tertiaires.

Après une lacune partielle dans le Jurassique de la région médiane, elles montrent deux lacunes généralisées, la première d'âge mésocrétacé — entre Néocomien et Crétacé supérieur datés, la seconde d'âge Eocène inférieur : sur le Néocrétacé vient en discordance la « Trilogie priabonienne ».

Les terrains crétacés et tertiaires ne présentent somme toute que des affleurements limités : l'essentiel de la demi-fenêtre est constitué de terrains jurassiques, la plupart du temps marneux, terrains tendres qui, affectés d'une forte schistosité, altérés en surface, prennent le faciès « terres noires » dans lesquelles une érosion puissante sculpte le plus souvent des croupes monotones de bad-lands.

I-A. — Les séries Jurassique * - Néocomien (cf. fig. 2).

La série jurassique présente une lacune, toute locale d'ailleurs, puisqu'on ne la rencontre que dans la partie médiane de la demi-fenêtre, entre Toarcien et Callovien moyen. L'existence de cette lacune, ainsi que les faciès des termes post-Callovien (cf. ci dessous), conduit à admettre l'existence d'un véritable haut-fond — orienté vraisemblablement NNO-SSE, constitué de Toarcien, donc érigé au plus tôt dès la fin de cette époque — balayé par les courants marins durant la presque totalité du Dogger.

De part et d'autre de ce haut-fond, la sédimentation, continue et importante, s'effectuait dans des bassins, et a amené la constitution de puissantes séries calcaréo-argileuses : séries du Sauze à l'Ouest, série d'Embrun à l'Est.

Le haut-fond lui-même n'a commencé à être submergé par les terres noires qu'après le Callovien moyen, et les assises y restent somme toute minces (série de Saint-Julien).

* Les divisions adoptées sont celles préconisées par le Congrès de Luxembourg sur le Jurassique. Cf. AGER D. 1963 : Jurassic stages (*Nature*, vol. 198, n° 4885, p. 1045-1046).

COLONNES STRATIGRAPHIQUES DES SERIES DE TERRES NOIRES

LE SAUZE

S^t JULIEN

EMBRUN

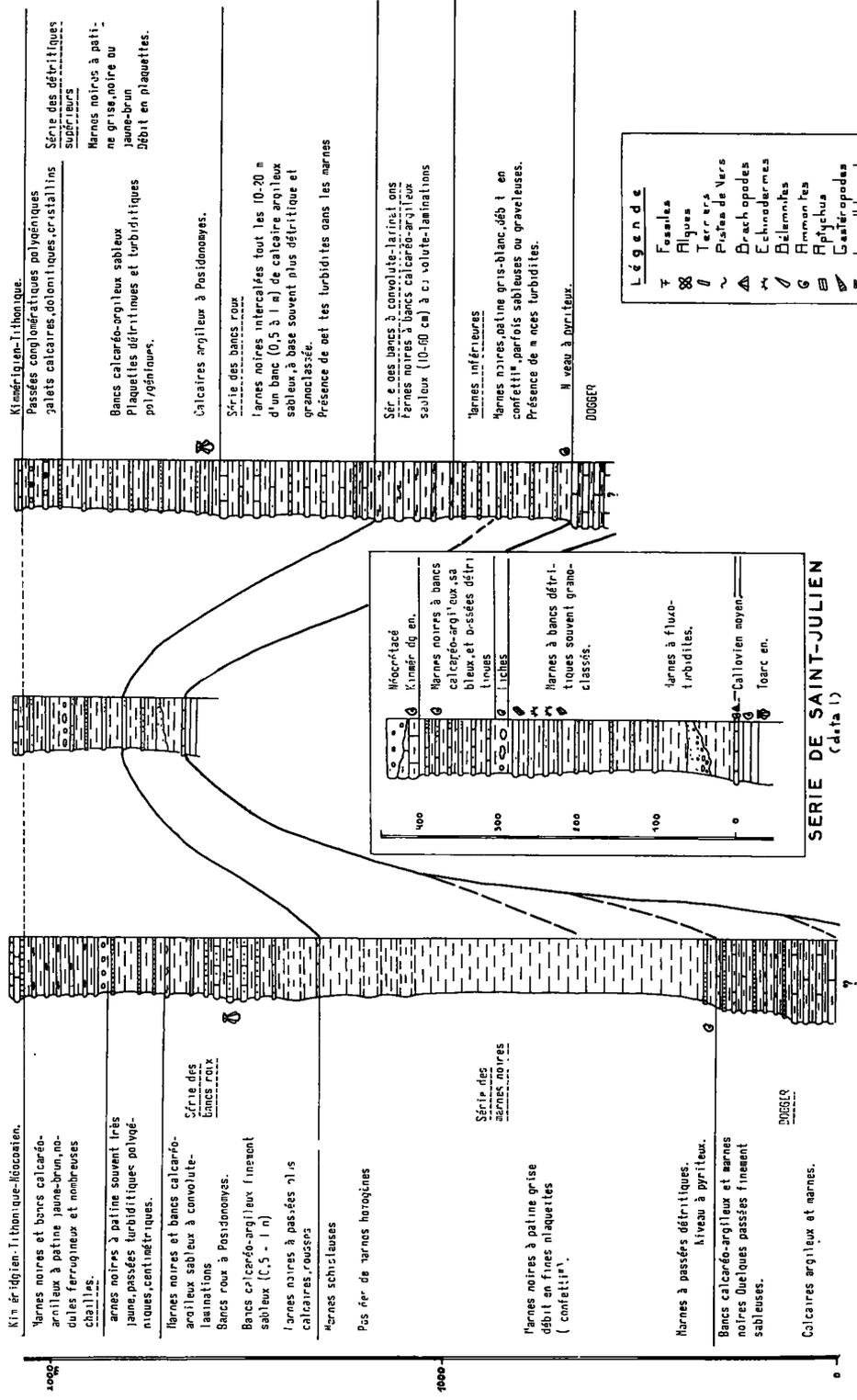


Fig. 2.

I-A-1. — Les séries antérieures aux terres noires.

Ces séries sont représentées par du Toarcien et du Callovien moyen dans la partie médiane (série de Saint-Julien), par du Bajocien dans les séries des bassins latéraux.

I - A - 1. — a) Série de Saint-Julien.

— TOARCIEEN : Elle débute par du Toarcien affleurant de part et d'autre de la Durance, immédiatement à l'Est du méridien de Savines, dans le promontoire de Saint-Julien au N, dans la colline du Bois de Montmirail au S ; ces affleurements — déjà signalés par MM. MORET et GIGNOUX, reprenant une observation de HAUG, marquent un cœur anticlinal visible sur 3 km.

Ce sont des calcaires argileux, parfois un peu sableux, noirs à patine très rousse, et débit souvent prismatique. Ils montrent des filets d'oxydes de fer, minces, discontinus, étalés dans le plan de stratification, et renferment de nombreux nodules pyriteux.

Cette formation apparaît comme très semblable à celle décrite sur le territoire du dôme de Remollon [10, 21], et qui a été datée du Toarcien moyen.

Les affleurements de l'Embrunais n'ont malheureusement livré que des débris d'Ammonites pyriteuses, schisteuses : *Dactilioceras* ? et de petites *Posidonomyes*.

— CALLOVIEEN : Directement sur le Toarcien vient une formation calcaire mince représentée par un seul banc de 80 cm d'épaisseur à Saint Julien même, mais qui est accompagné au S de la Durance par de petits bancs rognonneux ou par des miches, intercalés de marnes sableuses grises.

Ce sont des calcaires noirs à patine grise, renfermant de nombreux débris organiques : encroûtements calcaires (Algues ?), Brachiopodes, Lamellibranches de grande taille très recristallisés, Bélemnites, Aptychus et Ammonites, parmi lesquelles :

<i>Ptychophylloceras</i> cf. <i>feddeni</i> (Waagen)	2 ex.
<i>Hecticoceras</i> cf. <i>brighii</i> (Tsytovitch)	1 ex.
<i>Kosmoceras</i> <i>jason</i>	1 ex.

ce dernier datant le Callovien moyen.

I - A - 1. — b) Les séries des bassins.

La série du Sauze fait suite de façon continue aux puissantes séries liasiques du dôme de Remollon ; son Bajocien, épisode plus calcaire au-dessus de l'épaisse formation des marnes de l'Aalénien supérieur dans lesquelles s'est installé le confluent Durance-Ubaye, constitue, par sa haute cuesta, le promontoire du Sauze.

Épais de 300 m environ, il est plus calcaire à la base : dans les 100 premiers mètres, les calcaires argileux forment des passées régulières, alors qu'ils s'espacent vers le haut dans les marnes ; la série alors plus argileuse marque la transition avec les terres noires. Cette partie supérieure renferme trois groupes de bancs décimétriques, calcaréo-argileux, *très sableux*, à patine rousse (à sa base, dans la partie médiane, et à 30 m de son toit) : ils témoignent d'apports détritiques dans le bassin.

Dans le bassin E, le Bajocien, émergeant des terres noires, forme les basses collines des abords d'Embrun et affleure assez largement dans la zone de fermeture nord-orientale de la demi-fenêtre.

On ne saisit de cette formation que les 80 m supérieurs (environ d'Embrun) qui présentent le même type de répartition calcaires marnes que la base de la série du Sauze ; plus détritiques, les calcaires argileux renferment de nombreux débris graveleux et de petits grains de quartz ; on y trouve d'ailleurs encore des bancs très sableux.

Cette formation n'a livré que des Ammonites de grande taille, très déformées, schistifiées, des Bélemnites tronçonnées et des Foraminifères pélagiques.

I-A-2. — Les terres noires.

Les terres noires sont d'âge batho oxfordien dans les bassins ; elles ne débutent qu'après le Callovien moyen dans la région du haut-fond.

On y distingue, de bas en haut :

- a) une formation de marnes noires épaisses ;
- b) une formation de marnes à bancs à patine rousse ;
- c) une formation dite des détritiques supérieurs.

I - A - 2. — a) Formation des marnes noires.

Dans les bassins, c'est un puissant ensemble de marnes noires à patine grise, plus ou moins argileuses, schisteuses, se débitant en plaquettes dont les termes ultimes ont, pour la base de la série, la taille de confetti.

Elles débutent par un niveau à Ammonites pyriteuses, épais de 50 m environ au Sauze, d'une vingtaine de mètres près d'Embrun.

Les marnes du Sauze (1 000 m environ) présentent à leur base quelques bancs calcaréo-argileux très sableux, analogues à ceux du Bajocien sous-jacent ; au-dessus viennent les marnes monotones qui ne présentent que quelques passées plus calcaires, plus homogènes, apparaissant plus volontiers dans leur partie sommitale.

Au contraire, la série d'Embrun (500 m environ) montre, au-dessus du niveau à pyriteux, 300 m de marnes qui se chargent rapidement de fines passées calcaires, détritiques : calcaires argileux à gravelles ou très

sableux, certains de ces bancs pouvant atteindre le décimètre. Les 200 m supérieurs sont constitués de marnes parfois assez calcaires dans lesquelles s'intercalent des bancs de 10-20 cm à patine rousse, parfois très détritiques et à base granoclassée, montrant le plus souvent des *convolute-laminations* très marquées (ravin du Pigeonnier au N d'Embrun).

Pour le haut-fond, sur le banc Callovien moyen, viennent des marnes noires qui, après un premier niveau à microturbidites isolées, montrent des *fluxo-turbidites* épaisses de 1 à 4 m environ : dans les vases encore meubles se sont produites des coulées boueuses très fluides, riches en grains de quartz résultant d'un apport détritique, ravinant le substratum dont les éléments entraînés forment des galets mous et subissant un granoclassement. Elles sont très visibles dans l'entaille de la route Savines-Embrun au niveau des collines du Grépon.

La série se termine par de petites turbidites et de petits bancs calcaréo-argileux à *Posidonomyes*.

Les elluvions de cette formation ont livré *Perisphinctes bernensis* De Loriol (1 ex.) qui date l'Oxfordien inférieur.

I - A - 2. — b) Formation des bancs roux.

— Série du Sauze (400 m) : Les marnes noires se chargent de passées calcaires et sableuses, d'abord fines, mais qui atteignent 0,5 à 1 m dans le milieu de la formation pour décroître ensuite jusqu'à 10-20 cm ; tout à fait au sommet prennent place des bancs à patine jaunâtre et convolute-laminations, d'épaisseur semblable (flanc S de la Gineste).

— Série d'Embrun : On retrouve cette même série marneuse acceptant tous les 10-20 m un banc plus dur d'épaisseur variable (0,5 - 1 m) ; ces bancs sont accompagnés souvent de miches calcaires centimétriques et de plaquettes plus calcaires, détritiques et même turbiditiques (Combe Frozane, O des Touisses, E de Beauvillard).

— Série de Saint-Julien : Les passées turbiditiques et fluxoturbiditiques du type Grépon s'organisent en bancs de 40-60 cm d'épaisseur à débit en plaquettes très détritiques montrant de nombreux débris organiques : entroques, aptychus et Bélemnites.

I - A - 2. — c) Formation des détritiques supérieurs.

— Série du Sauze : Elle débute par 150 m de marnes à patine jaune dans lesquelles s'intercalent de temps à autre de minces passées microbréchiques souvent granoclassées. Cette formation se termine par un niveau à miches arrondies de plusieurs centimètres de diamètre qui ont livré : *Phylloceras* sp. et *Perisphinctes* sp.

Elle est suivie par une formation (200 m environ) dans laquelle alternent des bancs calcaréo-argileux sableux, noirs à patine jaune-brun

de 10-20 cm d'épaisseur présentant de *nombreuses chailles*, et des marnes noires, souvent jaunes sur les surfaces altérées, en passées de 10-40 cm en général mais pouvant atteindre cependant 1-2 m. Cette formation est bien visible entre l'ancien village d'Ubaye et l'Adroit de Pontis.

— Série d'Embrun : Ce sont des marnes noires, grises en altération, à débit en plaquettes, renfermant des plaquettes détritiques roussâtres et des passées calcaires centimétriques quelquefois pétries de *Posidonomyes* (Combe Frozane au-dessus de la D9, rive droite du torrent de Vachères).

Vers le haut apparaissent des bancs calcaréo-argileux sableux de 10 cm d'épaisseur, toujours accompagnés de plaquettes microbréchiques et turbiditiques (R. D. du torrent de Vachères, colline de Pré La Salle au N d'Embrun).

Enfin, dans sa partie sommitale, cette formation devient *conglomératique* : les marnes, sur une vingtaine de mètres, se chargent de conglomérats polygéniques en bancs de 15-50 cm d'épaisseur, souvent granoclassés.

Ces faciès s'étendent loin vers l'O : on les trouve dans le torrent des Preyts, au NO du Puy Saint-Eusèbe, dans les pentes de l'Estagnit (où certains éléments atteignent 10-15 cm de longueur), à l'E du Joug de l'Aigle, à l'O du Morgon sous la Coquille et dans le Serre Durian.

— Série de Saint-Julien : Les faciès supérieurs sont annoncés par un niveau à miches décimétriques, souvent ovoïdes et à *septaria*, qui ont livré, outre des Gastéropodes, *Perisphinctes* sp. et *Partschiceras* cf. *praeposterium* (Fontannes) (1 ex.).

Ils sont représentés par des bancs plus ou moins sableux à patine jaune (du type Le Sauze), à chailles, accompagnés de tubidites, intercalés de marnes.

Cette formation a livré :

Holcophylloceras zignoi ;

Campylites cf. *helveticus* (1 ex. usé ayant perdu sa carène) ;

Perisphinctes (*Orthosphinctes*) *tizianiiformis* Choffat. 1 ex.

— *Etude des éléments détritiques* : Les microbrèches, granoclassées ou non, que l'on rencontre très fréquemment dans les séries, et surtout les conglomérats sommitaux décrits dans la série d'Embrun, sont constitués d'éléments hétérogènes plus ou moins anguleux ou arrondis : ce sont des éléments de calcaire noir sableux, des débris de dolomie la plupart du temps très anguleux, et des *galets* de roches cristallines — schistes cristallins ou granite à 2 micas — grains de quartz et nodules ferrugineux.

I-A-3. — Les séries postérieures aux terres noires.

Les affleurements de Jurassique terminal-Néocomien sont très disséminés sur le territoire étudié ; cependant, alors que le Kimméridgien affleure pratiquement seul au N de la Durance, les séries se complètent vers le S : apparaissent successivement le Tithonique et le Néocomien qui, lui, va se développer surtout au S de l'Ubaye.

— KIMMÉRIDIEN (10-40 m) : Calcaires argileux gris-bleu, à patine grise ou roussâtre, en bancs de 40-50 cm intercalés de marnes. On y a relevé :

Perisphinctes (Orthosphinctes) *tiziani* Sow. 2 ex.

D'un type un peu plus détritique à La Coquille, il montre une passée de brèche lenticulaire et se termine par une calcarénite à Bélemnites. Au N du Haut-Forest, les calcaires deviennent sableux à patine rousse et renferment de nombreux débris calcaires (entroques souvent) et siliceux.

— TITHONIQUE : Au niveau de l'Étroit d'Ubaye, c'est un ensemble d'une vingtaine de mètres de calcaires cristallins ou sublithographiques en bancs jointifs atteignant souvent 1 m d'épaisseur, mais qui diminuent d'épaisseur dans la partie terminale où leur alternance avec des passées de calcaire plus argileux annonce le passage au Crétacé.

Ces calcaires présentent des passées graveleuses (éléments roulés de 1-2 mm), ou à tendance bréchoïde à tous les niveaux de la formation ; dans la moitié supérieure de cet ensemble prennent place des zones siliceuses noires qui, vers le sommet, passent à de simples silex noirs, arrondis ou branchus.

Le Tithonique de la Batterie du Chatelard présente une épaisseur comparable. Ce sont des calcaires noirs à patine grise, en bancs de 30-40 cm, atteignant parfois 80 cm à 1 m, séparés par des zones un peu plus argileuses, schistifiées, à patine jaunâtre, ou par de simples joints marneux. Les silex et les zones siliceuses y ont très rares. On y note des passées peu nombreuses bréchoïdes, ou détritiques fines, granoclassées à éléments roulés de calcaires noirs.

— NÉOCOMIEN : Ce sont des bancs de calcaire un peu argileux, durs, à pâte très fine, en bancs de 20-30 cm, et intercalaires marneux ; leur débit se fait en plaquettes sonores et ils ne présentent que quelques rares silex.

On y a relevé :

Aptychus seranonis,
Pseudobelus bipartitus d'Orb.

qui datent le Néocomien.

I-B. — Le Néocrétacé.

Il débute, sur l'Oxfordien ou le Kimméridgien, par un conglomérat, seul représenté au N de Savines (La Paroisse). Là les éléments, de taille variable, mais ne dépassant pas 80 cm de diamètre, s'organisent en lentilles grossières intercalées de marnes blanchâtres graveleuses ou en passées microconglomératiques à ciment calcaréo-sableux renfermant des Globigérines à test mince.

A Saint-Sauveur, dans l'E de la demi-fenêtre, le conglomérat basal est formé d'éléments atteignant parfois plusieurs mètres cubes, au N où il présente environ 5 m d'épaisseur, alors que, vers le S, en même temps qu'il s'épaissit jusqu'à 25 m environ, on voit les éléments détritiques, de taille plus faible, montrer une tendance à s'organiser en bancs. Ces éléments détritiques sont des calcaires dolomitiques et des éléments anguleux de dolomies sans doute triasiques, des calcaires noirs sableux, des calcaires à silex, à Spongiaires siliceux et des calcaires graveleux, bréchiques ou pseudobrèchiques, que l'on peut rapporter au Tithonique, et des débris de radiolarites.

On a relevé, dans cette formation, la présence de *Ptychodus decurrens* Agassiz.

Le conglomérat de Saint-Sauveur est surmonté par une cinquantaine de mètres de calcaires durs, un peu argileux, noirs à patine grise, finement sableux, se débitant souvent en plaquettes. Ils sont séparés d'intercalaires marneux, très peu épais au sommet et à la base, mais qui, dans la partie moyenne, atteignent 10 cm.

La partie moyenne montre des traces de slumping ; dans la partie supérieure apparaissent des passées détritiques, granoclassées, nettement ravinantes, centimétriques et très fines.

Les calcaires montrent de nombreux débris organiques, pistes de vers, spicules de Spongiaires, et des *Globotruncana linnei* d'Orb., qui datent de Sénonien. On les a rapprochés de ceux du Dévoluy [9].

Dans la vallée de l'Ubaye, au niveau du torrent de l'Enduchet, il ne semble pas exister de véritable conglomérat individualisé entre les terres noires et les calcaires néocrétacés : à la base de cette formation, on ne trouve que quelques passées conglomératiques, à éléments centimétriques, intercalées parmi les calcaires, et dans lesquelles on a trouvé des dents de *Ptychodus* sp.

I-C. — Le Nummulitique.

Il est constitué par la « Trilogie priabonienne ».

Transgressif, avec un angle faible (20-30° à Saint-Sauveur), sur le Néocrétacé, il débute par un conglomérat peu épais, à galets surtout néocrétacés, irrégulièrement réparti — absent au Lauzet, mais qui atteint environ 2 m dans les ravins de tête du torrent du Pas de La Tour où les galets sont encroûtés de *Microcodium*.

Les calcaires à petites *Nummulites* qui lui font suite forment une barre massive de 4-5 m à Saint-Sauveur : ce sont des calcaires cristallins, noirs à patine grise, localement graveleux, à partie sommitale fossilifère : petites *Nummulites*, *Operculines*, *Orthophragmines*.

En Ubaye, dans l'Enduchet, le calcaire nummulitique n'atteint que 1 m d'épaisseur, mais sa puissance augmente rapidement vers le SE (20 m environ au Lauzet) : ce sont alors des calcaires noirs, en bancs massifs de 2-3 m d'épaisseur, très fossilifères : petites *Nummulites*, *Orthophragmines*, *Asterocyclines*, *Operculines*, *Gastéropodes aplatis*, *Pectens*, *Bryozoaires*.

Les schistes à *Globigérines* qui viennent au-dessus sont des marnes noires, à patine jaune, sujettes à de grosses variations d'épaisseur d'origine tectonique. Elles débutent, à Saint-Sauveur, par une passée conglomératique épaisse de 2 m, localisée dans le N de la formation.

Les Grès d'Annot font suite, progressivement à la formation précédente, et se présentent sous un aspect rubané alternant avec d'épais bancs de grès. Il est possible qu'ils montent jusque dans l'Oligocène. Ils se termineraient d'ailleurs, au moins dans leur partie E, selon C. KERCKHOVE [18], par une sorte de flysch noir à olisthostromes et intercalations de grès, que l'on retrouve dans la vallée de l'Ubaye (au NO du Lauzet) sous forme d'une écaille parautochtone poussée au SE du paléorelief de l'Enduchet, et dont on avait fait du « wild flysch ».

I-D. — Le Quaternaire.

Il est surtout représenté par des formations d'origine glaciaire : glaciaire ancien sous Embrun, terrasses interglaciaires que l'on rencontre tout au long de la rive droite de la Durance en amont d'Embrun, glaciaire récent que l'on rencontre partout, mais qui s'étale surtout en grands plans déclives à partir du contact de la nappe de charriage, dans toutes les vallées des affluents de la Durance, et que les torrents entaillent profondément.

II. — PALÉOGÉOGRAPHIE

Dès la fin du Trias apparaît, sur le territoire du dôme de Remollon, le haut-fond de Turriers (fig. 3), jalon sur la crête Maures-Pelvoux. Le Lias inférieur et le Bajocien y sont réduits, les étages Domérien à Aalénien inclus absents ou représentés par un hard-ground.

Lui fait suite, à l'E le sillon de Seyne, dans lequel le Lias et le Bajocien atteignent au total 2 000 m, et dont les faciès s'étendent sur la demi-fenêtre au moins dans les séries du Sauze.

Dans le sillon de Seyne apparaît, après le Toarcien (fig. 2 et 4), le haut-fond de Saint-Julien, vraisemblablement parallèle à celui de Turriers, et qui subit un balayage par les courants marins jusqu'au Callovien inférieur inclus. Il ne semble pas avoir la même extension dans le temps et l'espace, la même importance paléogéographique, et donc la même importance structurale que celui de Turriers : ce haut-fond pourrait n'être qu'un horst très local, engendré par un jeu de cassures qui ne feraient alors état que des directions préférentielles du socle hercynien faillé.

De part et d'autre du haut-fond s'installent, après l'épisode plus calcaire bajocien très général dans les Alpes, des vasières aux eaux réduites, milieu euxinique dans lequel la faune appauvrie n'est plus représentée que par quelques formes benthoniques : Foraminifères agglutinés (Batisyphon), Vers, Gastéropodes, Lamellibranches (Posidonomyes surtout), et pélagiques : Bélemnites, Ammonites. Ce sont des bassins sans doute subsidents, dans lesquels s'accumulent des épaisseurs considérables de marnes pratiquement azoïques, constituées essentiellement de montmorillonite, illite, calcite, quartz, à nodules pyriteux.

La sédimentation, vaseuse, ne commence à déborder sur le haut-fond, au niveau duquel sa reprise est marquée par un mince banc calcaire très fossilifère, qu'après le Callovien moyen : il est probable qu'après cette époque les courants marins ont perdu beaucoup de leur virulence, ou disparu, soit parce que leur régime s'est trouvé perturbé par des modifications de la topographie des fonds sous-marins, soit parce que le haut-fond lui-même a été entraîné dans un mouvement de subsidence général.

Le haut-fond, quoique en train de s'effacer, continue à jouer un rôle important dans la sédimentation : les séries y sont moins épaisses que partout ailleurs ; d'autre part, il constitue toujours un relief (à son voisinage immédiat apparaissent des fluxoturbidites) formant une barrière à l'extension des éléments détritiques dans le bassin du Sauze.

VARIATIONS DES FACIES O - E dans le Jurassique inf. et moyen

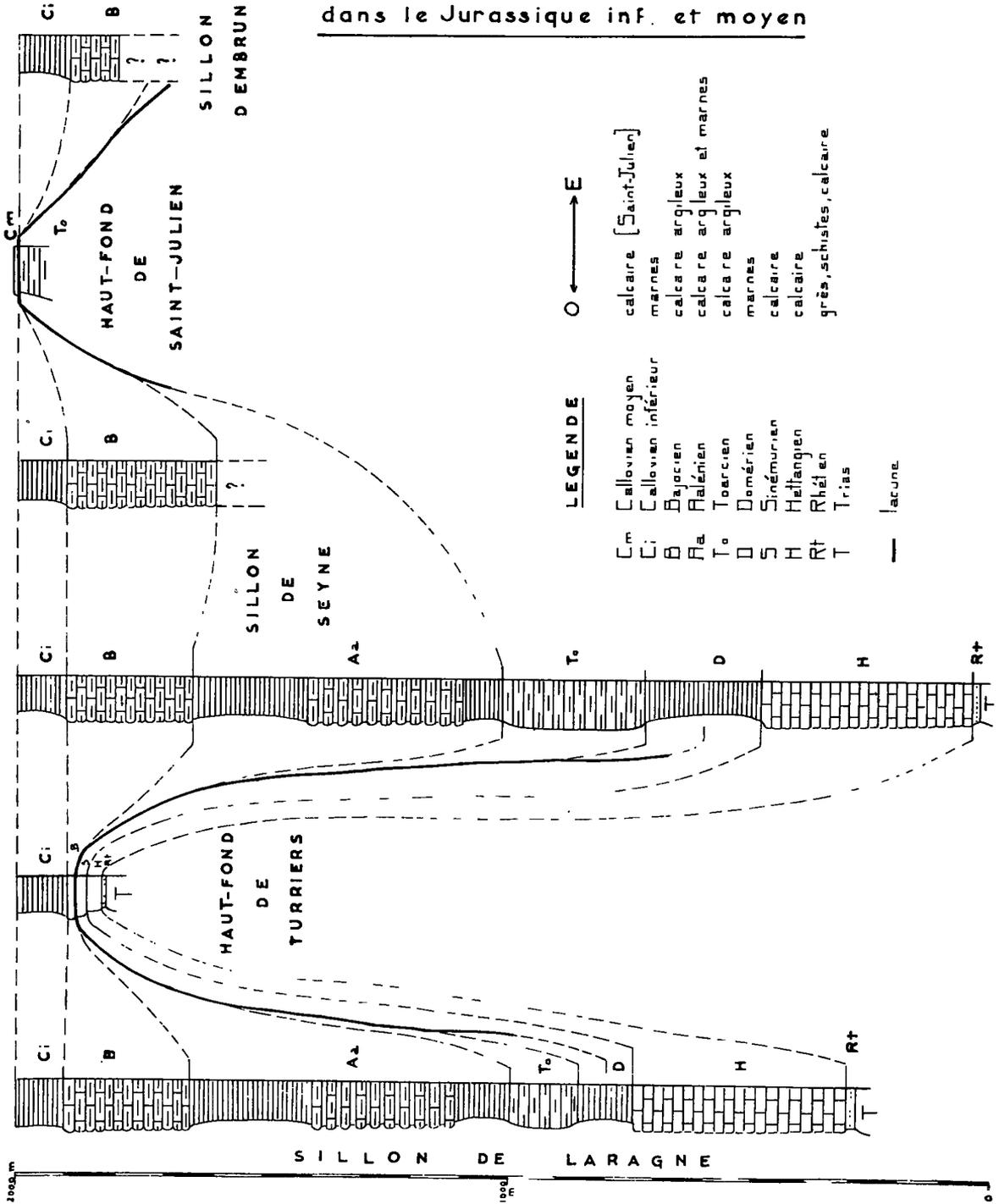


Fig. 3.

En effet, les séries orientales sont toutes, systématiquement, plus détritiques que celles des régions occidentales : le Bajocien d'Embrun, à débris roulés, s'oppose à celui du Sauze dans lequel n'apparaissent que quelques bancs de calcaire argilo-sableux.

Les marnes noires inférieures, puissante série de 1 000 m à l'O, ne montrent, dans leur base, que quelques passées du même type, alors que dans la série d'Embrun se manifestent des passées microconglomératiques, turbiditiques à côté de calcaires argilo-sableux à convolute-laminations parfois.

Les apports sableux débordent par-dessus le haut-fond dans la série des bancs roux, mais il s'agit seulement d'éléments fins, entraînés par turbulence, alors que, à l'E, persistent les microturbidites.

Les miches, base de la série supérieure à l'O du méridien de St-Julien, sont de grande taille à proximité du haut-fond et vont s'amenuisant vers l'O.

Toutes les séries deviennent plus grossières dans leur partie terminale : les passées restent fines à l'O, après quelques microbrèches basales, alors qu'à l'E apparaissent, tout à fait au sommet, de véritables conglomérats, extrêmement grossiers ; ils débordent d'ailleurs tout à fait localement vers l'O au niveau du Serre-Durian.

La question de l'origine des éléments détritiques, cristallins surtout, reste posée, l'état des galets et leur taille ne permettent pas de conclure.

Néanmoins, il faut bien remarquer que les éléments les plus grossiers se répartissent à l'E d'une ligne en gros N 140°E qui se poursuit dans la fenêtre de Barcelonnette [22] ; ils se prolongent jusque sur les confins N du massif de l'Argentera [24].

Les galets cristallins sont de taille plus petite que celle des calcaires et des dolomies qui les accompagnent : le lieu d'origine est à rechercher dans un massif en proie à l'érosion durant le Malm — massif à cœur cristallin lointain et couverture mésozoïque plus proche de la mer, ou bien massif dont les assises, outre les calcaires et les dolomies auraient compris des conglomérats à éléments cristallins ; la question de l'éloignement de cette zone en proie à l'érosion ne se pose guère, les apports se faisant par turbidites.

Etant donné la répartition des éléments détritiques, leur origine est à rechercher dans une région orientale par rapport à la demi-fenêtre : il est tentant de les faire provenir d'une cordillère orientale dont le granite de Plan de Phasy formerait un élément entraîné en écaille justement parce qu'il était à l'affleurement ou proche de la surface au moment du passage des nappes (sa couverture amincie grâce à une grande lacune dans le Malm ayant pu être érodée facilement au cours des différentes phases tectoniques anté-paroxysmales ; et de fait, on trouve à l'affleurement des

PALEOGEOGRAPHIE AU JURASSIQUE

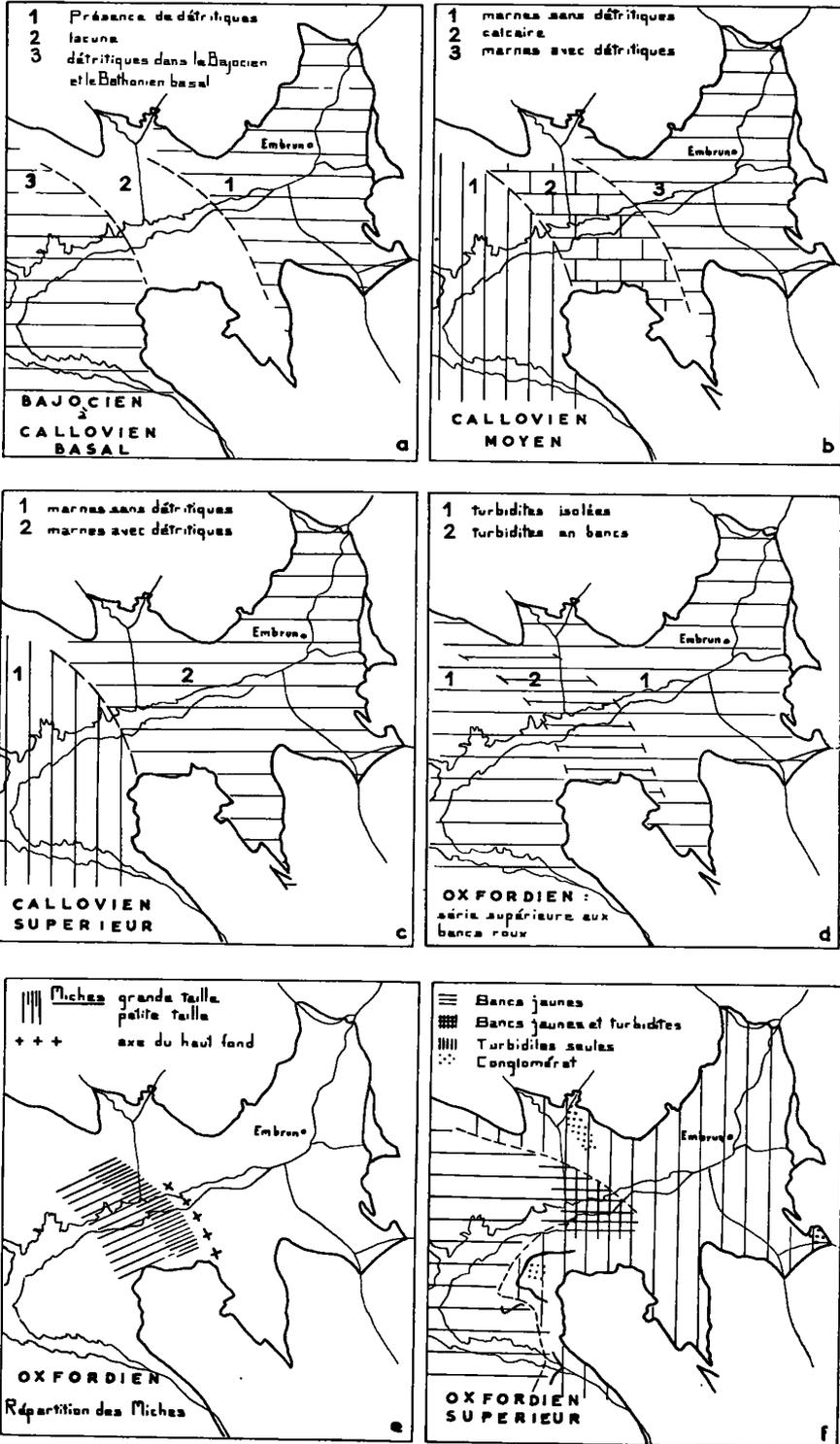


Fig. 4.

terres noires à microbrèches proches du granite qui possède par ailleurs encore des éléments de couverture triasique).

La Cordillère tarine, qui donne des brèches dans la zone subbriannonnaise à la même époque (brèches du Niélard, brèches du Télégraphe et brèches de la série de Piolit qui elle, de surcroît, montre une lacune de déréption, sous marine, entre les couches anté « argoviennes » et le Tithonique), ne peut être admise comme origine de notre matériel détritique, car les formations auxquelles elle donne naissance ne renferment jamais d'éléments cristallins.

II-B. — Jurassique terminal-Néocomien.

La sédimentation devient nettement plus calcaire dans le Jurassique terminal, mais ces séries témoignent encore de conditions de sédimentation troublée : passées bréchiques du Kimméridgien de la Coquille, passées bréchoïdes et calcarénitiques du Tithonique (Etroit d'Ubaye surtout).

On note une légère variation de faciès dans cette dernière formation entre l'Etroit d'Ubaye et la Batterie du Chatelard : dans le premier lieu elle semble beaucoup plus directement sous l'influence des courants marins que dans le second : là apparaissent en effet des intercalaires marneux semblant avoir pris naissance dans une partie de mer plus fermée où ne pénétraient qu'occasionnellement les éléments graveleux.

Les anciens auteurs ont voulu voir dans le fait que le Tithonique de la Batterie est un peu plus argileux que celui de l'Etroit d'Ubaye le passage d'une zone dauphinoise à une zone ultra-dauphinoise.

Le Néocomien qui surmonte la formation fait état d'un retour aux conditions de mer plus fermée avec ses passées plus argileuses.

II-C. — Sénonien.

La paléogéographie ancienne s'efface totalement après une surrection générale de la région au Crétacé moyen. Il est probable que les structures ont été E-O comme dans le Dévoluy, dans le prolongement duquel nous nous trouvons exactement.

Après érosion, la région disparaît sous la mer du Sénonien qui, transgressif, débute par un conglomérat de base. Très grossier au N de Saint-Sauveur, il s'organise en bancs vers le S (il disparaît même en tant que conglomérat individualisé plus au SO dans l'Enduchet), alors que, au niveau de Savines, son intercalation dans des marnes graveleuses évoque plutôt des dépôts deltaïques : l'origine du matériel détritique serait à rechercher vers le N.

La masse du Sénonien proprement dit témoigne d'une sédimentation calcaréo-argileuse rythmique, les traces de slumping de l'irrégularité du substratum, et les passées détritiques fines, ravinantes, de l'existence de reliefs plus ou moins proches, en proie à l'érosion.

II-D. — Nummulitique.

Un nouveau diastrophisme, dans l'Eocène inférieur, provoque la surrection de tout le domaine externe et entraîne une érosion profonde qui entaille le Néocrétacé au S d'Embrun, touche les terres noires sur le dôme de Remollon et le cristallin sur la bordure du Pelvoux.

L'Eocène supérieur est transgressif dans la région d'Embrun et en Ubaye, avec un angle faible sur le Néocrétacé ; il se termine par un flysch externe, la formation des grès d'Annot, qui atteste de la surrection par saccades des massifs cristallins externes atteints, après les zones internes, par l'onde paroxysmale.

La partie terminale des grès d'Annot, flysch noir à olisthostromes, décrite par C. KERCKHOVE, nous montre que déjà à la fin de cette période des nappes étaient en mouvement dans le domaine interne.

III. — TECTONIQUE

Le long de la vallée de la Durance, entre Remollon et Châteauroux, la structure de l'autochtone s'organise en trois bombements. D'Ouest en Est : dôme de Remollon, anticlinal de Saint-Julien et zone anticlinale d'Embrun, séparés par des synclinaux, le tout affecté de nombreux replis de détail.

La structure en grands bombements résulte vraisemblablement de plis profonds, les multiples replis cuticulaires de l'avancée des grandes nappes de charriage sur le substratum ; celui-ci, irrégulièrement érodé, présentait, au moment de la mise en place des nappes, des terres noires pratiquement partout à l'affleurement, dominées par quelques buttes témoins de terrains durs : Tithonique ou Néocrétacé-Tertiaire.

Au fur et à mesure que l'on s'approche du contact pennique frontal, on voit les replis s'accuser de plus en plus : du fait des érosions antérieures, le plissement au passage des nappes va pouvoir mettre en contact, par reploiement des couches, des surfaces d'érosion constituées de terrains hétérogènes, amenant des contacts anormaux qui ne doivent pas être considérés comme l'exagération de plis-faille.

Plus près encore du contact pennique frontal naissent de véritables chevauchements au sein des séries et apparaissent de véritables lames parautochtones dont certaines sont complètement emballées dans les terrains charriés.

III-A. — L'Autochtone.

III-A-1. — *L'Ouest.*

La région occidentale marque la retombée du dôme de Remollon : les terres noires épaisses s'ennoient vers l'E et le NE, dès Le Sauze, avec un pendage 45-50°, jusqu'à l'ancien village d'Ubaye dans la branche S de la retenue, jusqu'au hameau des Touisses dans la branche N.

Aux Touisses mêmes naît un synclinal marqué par un chicot de Tithonique, compris entre les retombées de Remollon et une zone anticlinale assez plate à Auréas, mais qui s'accuse vers le S au niveau du cône de déjection du torrent des Eygoires : sa retombée vers l'Ouest est marquée par la lame de Kimméridgien du Sourdin qui s'ennoie à l'Ouest de Savines.

Le synclinal des Touisses franchit la Durance, constituant les pentes de Pontis, et va se compliquant vers le S : il passe à un synclinorium (replis de Grangette au N de l'Adroit de Pontis, replis empilés d'Oxfordien supérieur du torrent de la Blache couronnés du Tithonique et Néocomien du Villard d'une part, et de l'Étroit d'Ubaye d'autre part).

III-A-2. — *Région médiane.*

Le secteur médian est marqué par l'apparition d'un bombement anticlinal qui porte le Toarcien à l'affleurement.

Atteignant la cote 1304 dans les collines du Bois, le Lias supérieur s'ennoie très vite vers le N (cote 880 à St-Julien); cet axe anticlinal se prolonge vers le SE jusque dans la zone anticlinale de l'Infernet décrite par D. SCHNEEGANS [23] : il se trouve alors dans l'Oxfordien supérieur.

Grâce à l'ennoyage vers le NO apparaît au N de la Durance une zone synclinale qui jouxte à l'Ouest les retombées orientales du dôme de Remollon : les couches les plus récentes se répartissent suivant un synclinal « en cuillère » d'axe en gros N 130°E et aux multiples replis : le Kimméridgien affleure en bandes étroites et allongées jusque près de Saint-Apollinaire (Coste Béraude, Picone, Adrecht de la Fouent, Saint-Apollinaire, E de la Paroisse).

C'est dans cette zone synclinale que se rencontrent les conglomérats de la Paroisse : ils sont bien développés sous Pellouse en particulier.

Sur les retombées orientales du bombement anticlinal, les terres noires sont plissées en petits anticlinaux et synclinaux déversés ou couchés vers le SO (colline des Imbertons, Puy St-Eusèbe ; au S de la Durance repli anticlinal du ravin du Consentamieux).

On ne retrouve pas ici de lambeaux de Kimméridgien, car si on s'enfonce peu à peu, la série s'épaissit en même temps qu'elle se complète par les termes compris entre Toarcien et Callovien et très vite s'amorce une remontée des couches vers Embrun.

III-A-3. — *L'Est.*

La région orientale est marquée par un bombement assez plat qui fait ressortir le Bajocien à l'affleurement dans la région d'Embrun et le conduit, après une inflexion synclinale au débouché du torrent du Bramafan, jusque dans la zone de fermeture.

Dans la terminaison orientale de la demi-fenêtre, le Bajocien, au N du torrent du Rabioux, se replie pour dessiner un synclinal couché vers le SO sous l'écaille de la Roche Rousse de Saint-Marcellin.

III-B. — Les contacts anormaux dus à des érosions antédiastrophiques.

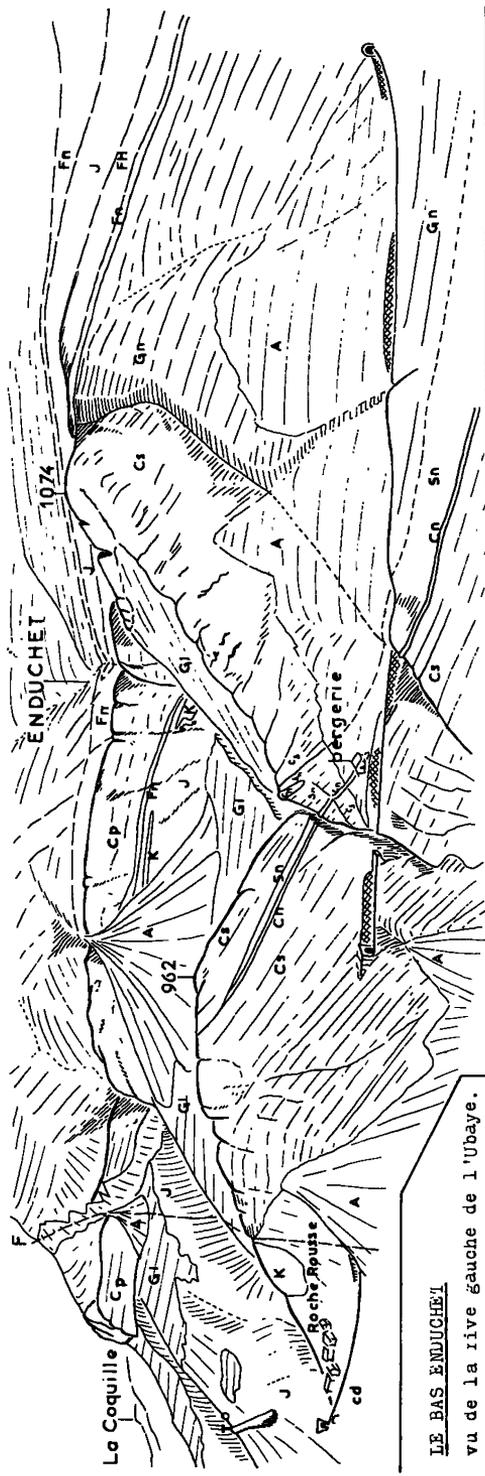
Un certain nombre de contacts anormaux correspondent au repliement sur elle-même d'une surface d'érosion recoupant des terrains différents qui vont, de ce fait, se trouver anormalement en contact.

III-B-1. — *Les écailles de l'Enduchet (cf. fig. 5).*

Ce phénomène est particulièrement bien visible entre les torrents de l'Enduchet et du Parual. Là apparaît en effet une importante masse de grès d'Annot qui forme la rive droite, très abrupte, de l'Ubaye et dans laquelle la rivière s'encaisse au droit de Champcontier ; les grès reposent sur les schistes à Globigérines et ceux-ci sur les calcaires éocènes transgressifs sur le Néocrétacé.

Les grès s'interrompent brutalement, en rive gauche de l'Enduchet, verticalement, contre une écaille de Crétacé supérieur reposant sur les schistes à Globigérines au-dessus de la bergerie ; en rive droite de l'Enduchet, on voit ces schistes s'amincir sur les calcaires nummulitiques et disparaître vers le NO sous la masse de l'écaille crétacée ; les calcaires tertiaires disparaissent à leur tour, de sorte que l'écaille repose directement sur le Néocrétacé qui domine Roche Rousse sur Ubaye.

Une telle disposition n'est compréhensible que si l'on admet la disparition, lors des érosions oligocènes, des différentes assises vers le N et le NO, les grès d'Annot, terrain dur au-dessus des schistes ayant dès cette



LE BAS ENDUCHET

vu de la rive gauche de l'Ubaye.

Légende

- a : alluvions.
- A : éboulis.
- cd : cône de asjection.
- Gl : moraines.
- F : faille.
- Fn : Flysch noir.
- Cp : calcachistes.
- Ph : Flysch à hel-minthoïdes.
- Gn : Grès d'Annot.
- Sn : Scistes à Globigérines.
- Cn : Calcaire nummulitique.
- T : Tithonique.
- K : Kimmeridgien.
- J : Oxfordien.

Fig. 5.

époque formé une falaise ; le Néocrétacé affleurant au NE (constituant sans doute lui aussi une butte au-dessus des terres noires sur lesquelles il est transgressif) a été poussé en avant lors du paroxysme et est venu, bavant par la trouée, glissant sur le niveau de schistes, remplir la dépression (écaillant le Tertiaire de surcroît au-dessus de la bergerie où l'on a un redoublement local des calcaires nummulitiques et des schistes) ; en rive droite de l'Enduchet, l'érosion ayant sans doute touché déjà le Crétacé, l'écaillage repose sur le Crétacé supérieur, en accordance. Sur ce Crétacé et les grès d'Annot de la rive gauche du torrent de l'Enduchet repose une lame de flysch noir sur laquelle vient du Flysch à Helminthoïdes (type digitation d'Annelle de C. KERCKHOVE).

Vers le SE, dès le ravin du Parual, le contact entre grès d'Annot et flysch noir — type subbriançonnais ou type flysch à olisthostromes — s'infléchit brutalement vers le bas, en même temps que l'ensemble des couches remonte : entre le Parual et le Lauzet, on ne trouve plus que des lentilles de grès disséminées le long du contact : il semble que celui-ci se fasse alors en grande partie sur les schistes, comme on le voit immédiatement au-dessus du Pont Romain. Il faut encore invoquer ici une disparition très rapide des grès par érosion, la mise pratiquement à nu des schistes sous-jacents qui conservent néanmoins quelques chicots gréseux, et la mise en place, ensuite, de la nappe dont le flysch noir, profitant de cette trouée et du niveau lubrifiant affleurant, vient baver plus loin vers le SO.

La masse des grès d'Annot comprise entre l'Enduchet et le Parual peut donc bien être considérée comme un paléorelief qui a joué le rôle de butoir et qui, du fait de son exigüité relative, a été facilement débordé sur ses ailes par la nappe ou les éléments qu'elle poussait devant elle.

III-B-2. — *Le chevauchement d'Ubaye.*

On peut rapporter à un même phénomène le chevauchement de l'Oxfordien sur le Néocomien de l'Étroit d'Ubaye.

En effet, dans la vallée du torrent du Claret, le Tithonique de l'Étroit d'Ubaye dessine un synclinal à cœur Néocomien, étroit, déversé vers le SO ; le Tithonique du flanc inverse, épais de quelques mètres ici, disparaît rapidement vers le S. Sur la rive droite de l'Ubaye, le chevauchement est peu important, puisque, en général, sur le Néocomien repose le Kimméridgien.

Au S de l'Ubaye par contre, en même temps que le Néocomien s'épaissit à l'affleurement, l'Oxfordien supérieur vient en contact avec lui.

Le contact anormal, style surface d'érosion reployée, passe vers le S, la série Tithonique-Néocomien étant plus épaisse, à un chevauchement véritable, quoique vraisemblablement de faible amplitude (puisqu'on le voit s'amortir immédiatement au N de l'Ubaye).

III-B-3. — La lame du Sourdin.

Sur la barre kimméridgienne du Sourdin qui marque la retombée vers le NE de l'anticlinal d'Auréas-les Eygoires, viennent des terres noires de l'Oxfordien supérieur qui dessinent, sous les calcaires en plaquettes du plateau de Pierre Arnoux, un repli très disharmonique : le Kimméridgien du Sourdin peut être considéré comme un cœur synclinal ; il n'existe que dans le flanc normal du pli : dans la partie correspondant au flanc inverse l'érosion s'est avancée plus loin, atteignant les terres noires ; au cours du paroxysme, celles-ci sont donc venues tout naturellement reposer sur le Kimméridgien ; bien entendu, elles peuvent avoir été quelque peu traînées vers le SO par le mouvement de déferlement des nappes.

III-B-4. — Le chevauchement de Pontis.

De même le redoublement tectonique de Pontis : sur la courte barre Tithonique-Néocomien du Villard viennent des terres noires qui, montant dans les pentes au-dessus des Tirans, forment le substratum de La Coquille. Il s'agit sans doute encore d'une langue partie en avant à la faveur d'une dépression installée en contrebas d'une falaise tithonique ; le contact anormal ne semble pas se poursuivre du Villard vers l'Étroit d'Ubaye : dans les pentes des torrents de Paréou et de Claret, on a toujours la même série oxfordienne, régulièrement plissée.

III-B-5. — Le contact pennique frontal au N du Haut-Forest.

Il est probable que l'on doive rattacher à un phénomène du même genre le fait que, au-dessus du haut Forest, le flysch noir repose, au sommet du ravin, sur le Kimméridgien, alors que, au-dessus du village, le contact se fait sur les terres noires (cf. fig. 9).

III-C. — Les lames parautochtones. Les écailles subbriançonnaises et briançonnaises.

De véritables chevauchements se manifestent au sein de la série, entraînant l'existence de lames parautochtones de terrains divers au-dessus desquels viennent les premiers éléments de la nappe.

III-C-1. — Les écailles du SO.

Dans le secteur occidental, chevauchant La Coquille par l'intermédiaire d'une lame de terres noires (lame du Collet) très replissée, apparaît la *klippe du Morgonnet* longtemps prise pour du Tertiaire autochtone. De

fait, elle débute par une écaïlle de Grès d'Annot rubanés épaisse d'une dizaine de mètres, mais qui est chevauchée par deux lames de calcschistes planctoniques crétacés-tertiaires enveloppées de flysch noir (fig. 6 b, c).

La découverte de la nature allochtone du Morgonnet permet de reporter plus à l'Ouest les limites de la zone dans laquelle la transgression nummulitique se fait directement sur les terres noires.

Chevauchée à son tour par des terres noires (lame des Travers), cette écaïlle s'est fragmentée et donne un chapelet de chicots (le Pinet au S,

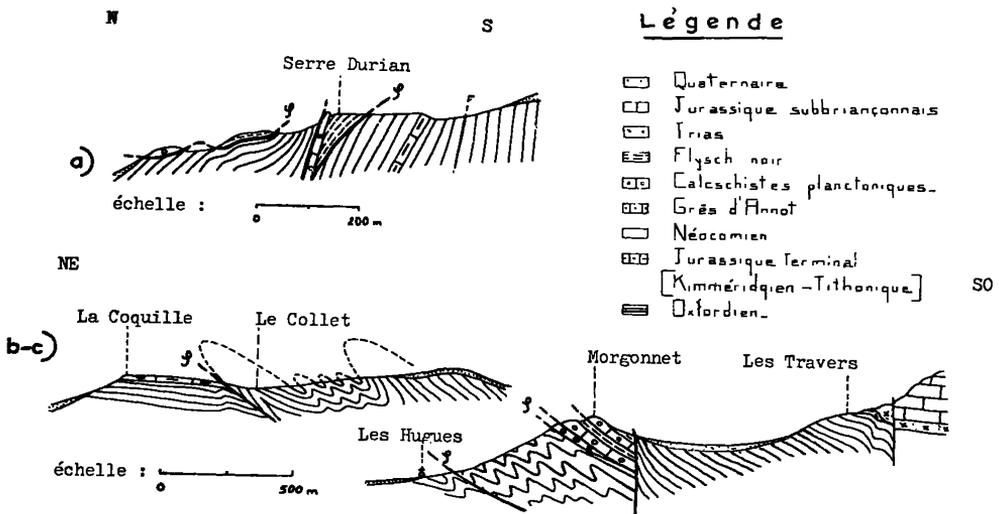


Fig. 6. — Coupes dans les écaïlles occidentales du Morgon.

Serre Durian, le Chastel et Pierre Arnoux au N) constituant autant de petites klippes qui jalonnent le contact anormal.

Le massif du Morgon repose directement sur les terres noires des Travers par ses cargneules au N, cependant que le contact pennique frontal s'abaisse vers le S en même temps qu'apparaissent de nouvelles écaïlles (flysch noir surtout) intercalées entre le Trias et les terres noires.

Il est probable que la lame des Travers, passant en tunnel sous la nappe se prolonge par les terres noires de Champcontier-Costeplane décrites par D. SCHNEEGANS [23] en Ubaye où elles chevauchent du Flysch à Helminthoïdes de la digitation d'Ancele.

Les terres noires de Champcontier se prolongent vers le SE, mais dès le ravin du Colombier au N du Lauzet cette écaïlle est relayée par une

autre lame de terres noires (lame du Bouchier) qu'elle chevauche par l'intermédiaire d'un mince liséré comprenant de bas en haut Trias fluidal, calcschistes planctoniques et flysch noir) qui va se développer vers le SE dans la vallée de l'Ubaye.

Les terres noires entraînées par la nappe constituent, pour la surface listrique, autant de zones anticlinales, parfois extrêmement pincées, mais que l'on suit souvent sur de grandes distances, comme la lame du Jasset par exemple qui apparaît à l'O de la zone de l'Infernet entre le Morgon et le Pouzenc à la cote 2434 et qui se prolonge par un chapelet de petites fenêtres jusque dans l'Ubaye.

III-C.2. — *Les écailles E.*

Dans l'E de la demi-fenêtre, on trouve un important bloc écaillé entre Les Orres et Siguret.

Au S, sous le Méale, il s'agit des écailles de Saint-Sauveur [9], butte-témoin crétacée tertiaire isolée par les érosions oligocènes ; assez rigide, elle s'est clivée tangentiellement au niveau des schistes à Globigérines lors du passage des nappes.

Les schistes refoulés forment un amas épais au SO alors qu'ils s'amincissent jusqu'à disparaître vers le N ; à leur niveau se fait un écaillage qui répète la série crétacée-tertiaire ; la couverture de Grès d'Annot qui apparaît au N sous les calcschistes planctoniques, prolongement des écailles de la Plâtrière [23], peut être assimilée à la couverture de l'écaille supérieure et à celle, légèrement déplacée, de l'écaille inférieure.

L'écaille de Saint Sauveur a été légèrement poussée vers le SO : sur sa frange S, là où le Crétacé supérieur existe seul, elle repose sur du flysch noir, et le déversement des séries de la demi-fenêtre sur la nappe se suit jusque dans le ravin du Château (fig. 9).

Les écailles de Saint-Sauveur sont relayées vers le N par une écaille de Grès d'Annot replissée de façon très souple affleurant sur les deux rives du torrent de Crévoux jusqu'au droit de Saint-André d'Embrun vers le N (écaille de Saint-André). Dans la zone de fermeture de la demi-fenêtre dans le torrent de Crévoux, elle est chevauchée par du flysch noir sub-briançonnais à lame de calcschistes planctoniques sur lequel vient une écaille (subbriançonnaise ?) de Crétacé supérieur (flanc S de la Montagne de la Blache) ; plus au N elle est directement chevauchée par le complexe de base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

III-C.3. — *Les autres écailles.*

Les écailles du Morgon et du Pouzenc ont été décrites par D. SCHNEEGANS [23], celles de Chabrières par M. LATREILLE [19],

l'écaïlle de la Roche Rousse de Saint-Marcellin par MM. DEBELMAS et LATREILLE [9].

Il convient de signaler l'existence, au-dessus de l'écaïlle de Château-Calayère [9], d'un chicot de Dogger de la nappe qui constitue une écaïlle supérieure apparaissant à la cote 1520 à l'O des ruines des Costes, complètement emballée dans le flysch noir.

III-D. — Le contact des nappes.

Le contact du flysch noir subbriançonnais et des terres noires est extrêmement complexe, alors que le contact basal du Flysch à Helminthoïdes est très régulier.

Le flysch noir, lardé de copeaux crétacés supérieurs-paléocènes, subit en effet des replissements avec les terres noires qui s'écaïllent parfois en véritables lames paraautochtones (Champcontier, le Bouchier, les Travers...).

Ce flysch n'est pas toujours présent : repose alors, directement sur le Jurassique, le Trias de la nappe (partie NE du massif du Morgon) ; mais là encore on reconnaît l'irrégularité locale du toit de l'autochtone dont on trouve un bon exemple dans le ravin du Barnafret (qui alimente le cône de déjection de Savines) : le contact des cargneules part de la cote 1600 au SO de la Merseratte pour atteindre, dans le torrent, la cote 1260 et remonter ensuite sous le Morgon jusqu'à 1 600 m et plus (cf. fig. 7).

La surface de contact des terrains de la demi-fenêtre et des terrains charriés, malgré cette complexité, dessine un certain nombre de mouvements d'ensemble :

— Au N de la Durance, la surface listrique pend vers le NO, à l'E de Châteauroux vers le NE. Au S de la Durance enfin, le jeu des failles et des replis abaisse la surface listrique vers le SE : l'ensemble des terrains de la demi-fenêtre dessine donc un *véritable dôme*.

La régularité de cette structure est perturbée par un repli anticlinal de l'autochtone, prolongement de l'anticlinal de Saint-Julien, peut-être à l'origine légèrement déversé vers le SO sur le Trias du Morgon (on trouve un lambeau de terres noires posé sur les cargneules et le Trias fluidal à la Merseratte) (fig. 7, *a*, *b*). Ce bombement a d'autre part été accusé, comme nous le verrons, par les failles qui le bordent : failles orientales le long desquelles les compartiments E s'effondrent, failles occidentales qui jouent en sens inverse des premières.

Le Flysch à Helminthoïdes, au contraire, présente une surface listrique régulière, affectée seulement de grandes ondulations transversales à travers lesquelles se suivent très bien les structures anticlinales et syncli-

nales : en particulier, les plis se poursuivent de part et d'autre de la Durance par-dessus l'autochtone de la demi-fenêtre.

Pour tenter d'expliquer cette différence fondamentale de la nature des deux contacts, les auteurs actuels invoquent une mise en place des nappes en deux temps :

— tout d'abord, une nappe de flysch noir subbriançonnais, accom-

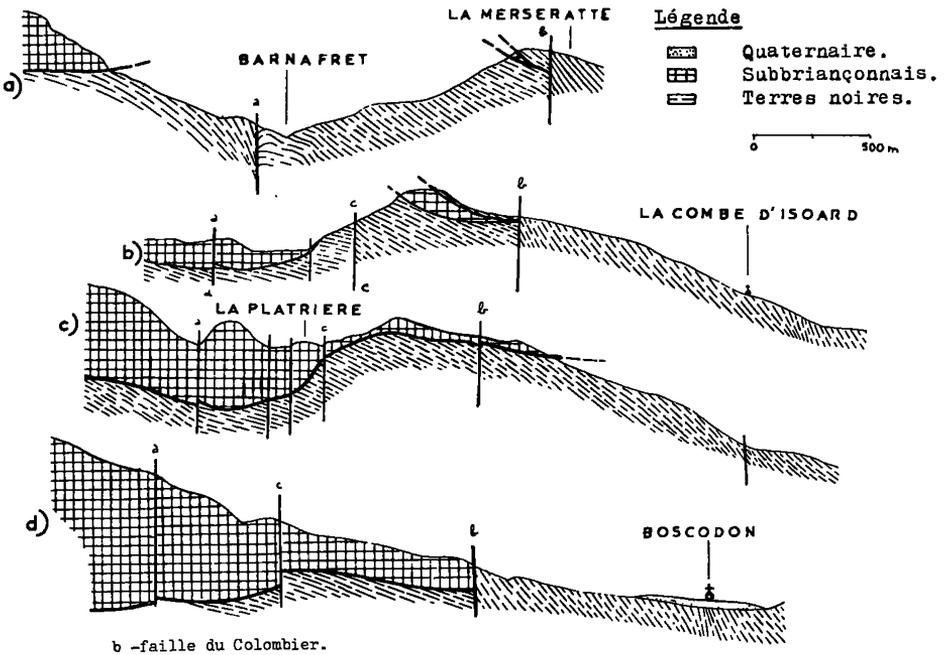


Fig. 7. — Contact de la nappe à l'E du Morgon.

pagnée d'une masse de Flysch à Helminthoïdes — type digitation d'An-celle — s'écoule sur le substratum irrégulièrement érodé de la trouée Pelvoux-Argentera ;

— la nappe du Flysch à Helminthoïdes « sensu stricto » n'arrive qu'après, froissant le flysch noir avec les terres noires, bousculant les « buttes-témoins » qui se clivent tangentiellement et s'avancent légèrement sur le flysch noir.

III-E. — Les failles.

La demi-fenêtre d'Embrun est affectée de deux systèmes de fractures :

— L'un de direction N 140° à N 160°E, parallèle au réseau de la Durance, est constitué de failles en général extrêmement longues que l'on suit parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres à travers l'autochtone embrunais, la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la fenêtre de Barcelonnette.

Elles provoquent l'effondrement de leur compartiment E, et sont vraisemblablement dues aux réajustements isostatiques des terrains sous le poids des masses charriées immobilisées (dont l'importance va croissant vers l'E), selon les cassures anciennes du socle. Le jeu de ces failles a pour conséquence directe l'accentuation de la structure de Remollon.

Localement, sous le massif du Morgon et sur sa périphérie dans l'Infernet et en Ubaye, le jeu des accidents se fait en sens inverse : ce sont les compartiments occidentaux qui s'effondrent. Il est probable que le jeu des failles de réajustement dans des sens localement opposés est dû à l'hétérogénéité de la répartition des masses charriées au front des nappes, elle-même peut-être induite par l'irrégularité du substratum au moment de leur mise en place.

Le Morgon est ainsi limité vers l'E par la faille du Colombier (cf. fig. 7) suivant laquelle l'effondrement est au minimum de 250 m dans le ravin de même nom.

Entre le Morgon et le Pouzenc, le jeu en sens inverse des accidents (cf. fig. 8) entraîne une accentuation de la structure anticlinale de l'Infernet, prolongement de l'anticlinal du Bois Saint-Julien.

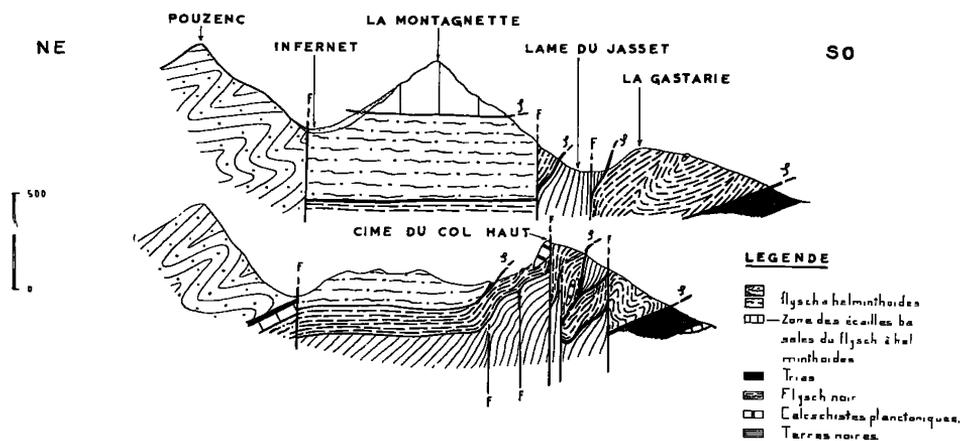


Fig. 8. — Coupes sériées du SE au NO dans le flanc O de la Montagnette.

Un bon exemple de cassure N 160°E à effondrement oriental est donné par la faille du Château (partie E de la demi-fenêtre) : à l'E des Orres, le Flysch à Helminthoïdes, abaissé au minimum de 150 m, vient buter à l'O contre les terres noires du Château (cf. fig. 9).

— L'autre, beaucoup moins important, présente une direction oscillant entre N 40°E et E-O ; ce sont des failles que l'on ne voit que dans les niveaux durs (dans le Nummulitique d'Ubaye surtout), néanmoins, l'une d'entre elles, plus importante, est bien visible dans le Serre Durian où elle abaisse le compartiment NO (cf. fig. 6 a).

Ces accidents NE-SO appartiennent au réseau de Remollon : ils prennent leur véritable importance au N d'une ligne Chabrières-Réallon, dans une région qui se trouve dans le prolongement de l'effondrement médian du dôme : la crête Piolit-Chabrières et le NE du massif du Mourre Froid sont affectés surtout par ces failles ; au S de cette même ligne, les failles de ce réseau sont rares ou de faible importance.

Autrement dit, au N de la demi-fenêtre interfèrent deux réseaux de fractures presque perpendiculaires et le réseau de Remollon est postérieur au réseau de la Durance.

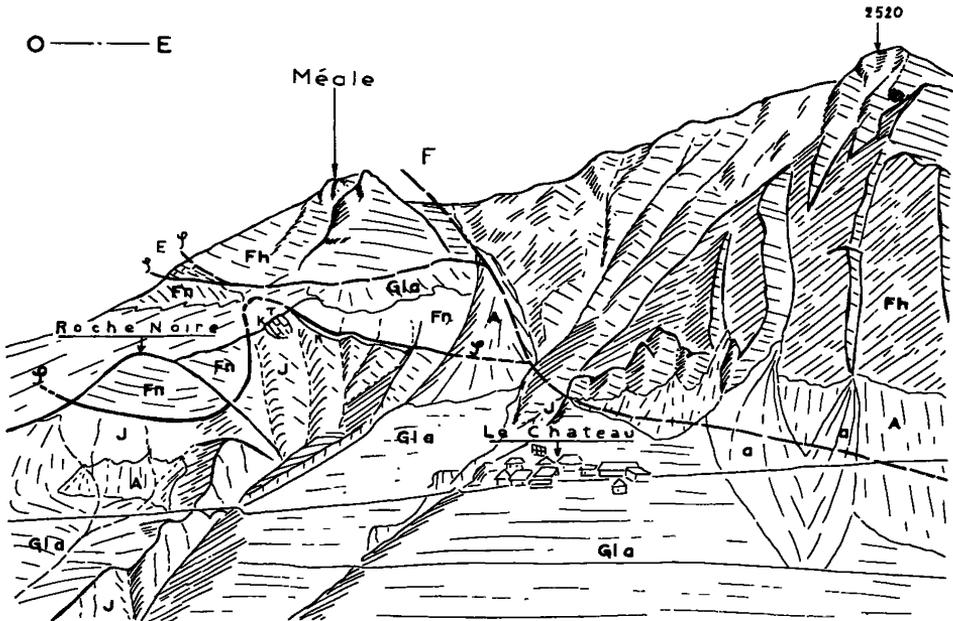


Fig. 9. — Flanc S du Méale et faille du Château
(panorama pris de la rive droite du torrent de Vachères, vers le N).

a, cône de déjection ; A, éboulis ; Gla, moraines ; φ, contact anormal ; T, Tithonique ; K, Kimméridgien ; J, Oxfordien ; F, Faille du Château ; Fh, Flysch à Helminthoïdes ; Fn, Flysch noir ; E, Ecaille de la Plâtrière.

IV. — TECTOGENÈSE

IV-A. — Ante-mésocrétacé.

Les premiers mouvements que nous pouvons appréhender dans la demi-fenêtre d'Embrun datent du Lias supérieur : ils sont contemporains de l'effacement des derniers vestiges du Seuil Vindélicien : ils aboutissent à la surrection d'un haut-fond, peut-être prolongement de la dorsale pelvousingienne de R. BARBIER [4].

La sédimentation se poursuit durant tout le Jurassique, avec lacune de l'Aaléno-Callovien inférieur dans la partie médiane ; les apports régulièrement plus détritiques dans la partie E nous ont conduit à envisager l'existence de reliefs orientaux en proie à l'érosion durant toute la période post-liasique. Il est probable que l'aire émergée subissait de petits sursauts, dus soit à des réajustements sur place, soit à une poursuite de la surrection par saccades, entraînant le départ des turbidites ; le granite de Plan de Phasy constituerait peut-être un élément de cette cordillère, prolongement d'une autre cordillère pelvousingienne ayant joué durant le Malm (?). Les mouvements de cette cordillère sont à rapprocher de ceux de la Cordillère tarine décrite dans la Zone subbriançonnaise.

IV-B. — Mésocrétacé.

Les premiers mouvements d'ensemble se placent au Crétacé moyen, entraînant des érosions assez importantes pour avoir amené la disparition de pratiquement tout le Néocomien et le Tithonique au N de la Durance.

Vers le S les érosions se font moins violentes, puis cessent, puisque le Crétacé moyen lui-même apparaît au S de l'Ubaye.

Ces mouvements sont contemporains de ceux du Dévoluy ; il est probable qu'ils ont amené la constitution d'une zone haute, vraisemblablement E-O dans le prolongement du Dévoluy sinon en continuité avec ce massif.

L'existence de tels mouvements sur le méridien de la demi-fenêtre n'est pas limitée à l'Embrunais : on les retrouve dans la fenêtre de Barcelonnette [22] et, vers le N, aux environs du col du Lautaret [5].

Au Sénonien, la région disparaît sous la mer ; la répartition des conglomérats de base nous laisse pressentir l'existence d'une zone haute vers le N ou le NE, en proie à l'érosion et qui va être à son tour pratiquement submergée.

IV-C. — Nummulitique.

Au début du Tertiaire se produit un nouveau diastrophisme : l'Embrunais-Ubaye émerge avec la zone externe. Les érosions se font violentes sur toute la zone émergée : elles touchent les terres noires du dôme de Remollon et au N mettent à nu le cristallin du Pelvoux. Dans l'Embrunais-Ubaye elles ne touchent que le Néo-Crétacé.

L'une de ces deux phases, mésocrétacée ou nummulitique, est à mettre en relation avec la phase arvinche décrite au N du Pelvoux par R. BARBIER [2].

Une phase de distension suit, post-lutécienne : toute la région disparaît sous la mer du Priabonien. Les bassins se comblent peu à peu, les massifs cristallins externes se soulevant par saccades déclenchent le départ de turbidites sur leur périphérie en même temps que l'avancée des nappes vers le SO entraîne le dépôt sur une partie de la zone externe d'un « wild-flysch » à olisthostromes [18].

IV-D. — Oligocène.

Le plissement des zones internes s'étend à cette époque au domaine externe. Le territoire de la demi-fenêtre alors totalement émergé est en proie à une érosion intense qui réduit les affleurements de Tertiaire et de Crétacé subordonné à de simples buttes-témoins.

Etant donné la répartition actuelle des affleurements de Nummulitique, pratiquement sur toute la frange de la zone d'ensellement du cristallin externe, il faut admettre qu'à cette époque tout l'Embrunais-Ubaye constituait un grand bombement au cœur duquel l'érosion a mis à nu les terres noires.

Au même moment, la nappe du Flysch à Helminthoïdes s'avance sur les zones internes et, commençant à baver par la trouée du cristallin externe, vient buter contre le bombement embrunais [8].

IV-E. — Miocène.

Les terres noires mises à nu pratiquement partout servent de niveau lubrifiant aux nappes de charriage. La remise en mouvement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, qui vient alors chevaucher l'Embrunais, a dû être provoquée par un affaissement de cette zone contemporain de la différenciation des bassins péri-alpins ; ce mouvement n'a cependant pas été suffisant pour amener une transgression de la mer occidentale dans la région d'Embrun-Barcelonnette.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes est précédée sur les terres noires par une nappe de flysch noir subbriançonnais et de Flysch à Helminthoïdes (digitation d'Ancelle) [17].

Au cours de son avancée, la grande nappe du Flysch à Helminthoïdes décape de cette pseudo-couverture crétacée-tertiaire les points hauts et la refoule en partie devant elle ; dotée d'une énergie sans doute peu considérable en même temps que d'une grande plasticité, la nappe supérieure déplace légèrement les buttes-témoins (qui peuvent jouer le rôle de butoir pour les écaïlles basales de cette nappe) : les paléoreliefs bousculés se déversent quelque peu sur le flysch noir et se clivent tangentiellement dans leurs niveaux les plus plastiques.

Les irrégularités existant au niveau du contact « autochtone » - flysch noir se trouvent accusées par le passage de cette nappe, ce qui entraîne les froissages multiples qui ont été décrits.

Le Flysch à Helminthoïdes, finalement, vient déferler sur les retombées du dôme de Remollon, contre lequel il s'arrête : le dôme joue à cette époque le même rôle que l'Embrunais surélevé à l'Oligocène.

Au N et au S du dôme, la nappe est venue buter contre les pentes de grès d'Annot laissés en place par l'érosion, et qui semblent avoir joué le rôle de butoir.

IV-F. — Pontien-Quaternaire.

Les nappes immobilisées se comportent comme du matériel mort, ne constituant avec l'autochtone qu'une entité unique. Le substratum se réajuste en profondeur en fonction de l'importance du matériel qu'il supporte : de longues cassures traversent les séries, s'étouffent souvent dans les terres noires sous forme de flexures, mais arrivent quelquefois à fragmenter la nappe : ce sont des failles très longues qui, effondrant les couches vers l'E, sauf cas très local de jeu en sens inverse, aboutissent à l'accentuation de la structure de Remollon.

Les réajustements gagnent les zones occidentales, entraînant le rejeu des failles du dôme de Remollon de direction N 40°E environ, qui abaissent le compartiment NO.

Les réajustements s'opèrent encore à l'heure actuelle (séismes de Plan de Phasy) ; il semble pour l'instant qu'ils soient localisés au niveau des failles du système de la Durance, en relation avec l'arc sismique briançonnais.

Remarque sur le mode de formation de la demi-fenêtre.

Les terres noires sous le chevauchement pennique frontal dessinent, au moins pour la partie occidentale, un dôme. D'autre part, les plis du

Flysch à Helminthoïdes présentent une continuité remarquable de part et d'autre de la Durance par-dessus l'autochtone [17]. Il n'y a donc pas lieu d'invoquer des fractures importantes, voire même un déchirement du flysch en deux lobes de part et d'autre d'une zone haute : la simple érosion régressive a suffi pour provoquer l'installation et ouvrir la demi-fenêtre d'Embrun.

CONCLUSION

La notion de zone.

La demi-fenêtre d'Embrun se trouve à l'E d'une ligne passant par les écaïlles de Soleil-Bœuf, du Puy de Manse et de la Batterie du Châtelard, considérées comme ultra-dauphinoises.

Les séries embrunaises ont donc, tout naturellement, été rapportées à l'Ultra-Dauphinois.

Critères distinctifs de la zone ultra-dauphinoise.

1. Les créateurs du concept ultra-dauphinois insistent sur les *critères tectoniques* [11] et l'appliquent aux écaïlles très laminées poussées à la base du Flysch de l'Embrunais.

2. Du point de vue stratigraphique, le Lias a tendance à devenir plus mince et néritique vers l'E ; durant le Malm et le Crétacé, la sédimentation est plus argileuse et les corniches tithonique et urgonienne ont tendance à s'effacer.

3. M. BARBIER [4] insiste sur les critères orogéniques (mouvements anté-nummulitiques de la Chaîne arvinche) tout en reconnaissant que ce critère n'est pas absolu. M. BARBIER semble n'accorder de crédit à ce critère que lorsque la discordance du Nummulitique est forte.

Les séries de l'Embrunais.

1. Les séries de l'Embrunais ne se décollent pas en grandes écaïlles très nettes comme au N du Pelvoux : on ne peut y signaler que des écaïlles parautochtones, vraisemblablement peu déplacées : terres noires du Collet, des Travers, de la Batterie du Châtelard, de Champcontier, du Bouchier, du Jasset, grès d'Annot du Morgonnet, de Saint-André-d'Embrun, écaïlles de Saint-Sauveur.

M. GOGUEL [14] décrit d'autre part, plus au S, des duplicatures dans la crête de la Blanche, série de chevauchements qui font suite à ceux

décrits dans les environs de Seyne où l'on voit se décoller le Néocrétacé sur le Crétacé moyen [25].

D'après M. BARBIER [4], les critères de la zone ultra-dauphinoise ne s'appliquent plus dans cette région, car, poursuivant le chevauchement de la Batterie du Châtelard, on serait obligé d'y englober toute la région comprise entre Digne, Castellane et l'Argentera ; or, il n'y a pas de coupure nette avec le Lias épais de Digne ; quant au Crétacé, il devient vocontien.

2. Le Tithonique de Saint-Vincent les Forts est considéré par MM. GIGNOUX et MORET comme typiquement dauphinois [11], car il s'individualise en falaise très nette ; le Tithonique de la Batterie du Châtelard qu'ils lui opposent est plus argileux.

Cependant, si l'on considère cette formation à la Batterie même, on voit que, pratiquement dans la même position géographique que celle de l'Étroit d'Ubaye, elle donne un ressaut pratiquement de la même épaisseur. Par contre, la présence d'intercalaires marneux indique bien que nous nous trouvons dans des conditions de sédimentation légèrement différentes, ce dont témoigne aussi la rareté des silex. Mais si l'on poursuit ce Tithonique de l'autre côté de l'Ubaye dans ses prolongements naturels, on retombe sur une formation de bancs durs à silex à l'E de l'Étroit d'Ubaye.

3. L'existence de mouvements ante-nummulitiques que l'on pourrait paralléliser avec ceux de la Chaîne arvinche est acquise : nous les avons vus au Crétacé moyen et à l'Eocène inférieur ; mais il faut bien remarquer que l'angle de discordance du Nummulitique est faible : 20-30° à Saint-Sauveur, et il va en s'atténuant encore vers le S où finalement une accordance presque totale est réalisée.

En résumé, si nous tenons compte des critères tectoniques, il faut appeler ultra-dauphinois tout ce qui a été entraîné par la poussée des nappes ; mais le seul fait que l'on ait des chevauchements ne suffit pas à caractériser une zone paléogéographique, et nous avons vu que les autres critères ne sont pas déterminants non plus dans l'Embrunais.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il conviendrait, semble-t-il, de rattacher la série du Sauze au dauphinois, le dôme toarcien à une « dorsale pelvousienne liasique » et celle d'Embrun à du dauphinois oriental ; on pourrait réserver le terme ultra-dauphinois aux seules écaillés bien caractérisées, en se raccrochant alors uniquement aux critères donnés par la tectonique post-oligocène.

Autrement dit, la demi-fenêtre d'Embrun, et ses annexes (fenêtre du Couleau et de Plan de Phasy), constitue une zone mixte où l'on voit l'ultra-dauphinois disparaître en se fondant dans le dauphinois oriental.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. BARBIER (R.) (1948). — Sur les zones ultra-dauphinoise et subbriançonnaise entre Isère et Arc (*Thèse, Mém. Serv. Carte Géol. Fr. Paris*, 277 p.).
2. BARBIER (R.) (1956). — Importance de la tectonique ante-nummulitique dans la zone ultra-dauphinoise au N du Pelvoux : la Chaîne arvinche (*B.S.G.F.*, (6), t. 6, p. 355-370).
3. BARBIER (R.) (1960). — Les reliefs vindéliens et la transgression liasique dans la zone dauphinoise ; aperçu paléogéographique de cette zone au Lias (*Colloque du Lias français, Chambéry, B.R.G.M.*, 4, p. 691-694).
4. BARBIER (R.) (1963). — Reflexion sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultra-dauphinoise. « *A la mémoire du Professeur Fallot* », t. 11, p. 321-329.
5. BARBIER (R.) (1963). — La tectonique de la zone ultra-dauphinoise au NE du Pelvoux (*T.L.G.*, t. 39, p. 239-246).
6. DEBELMAS (J.) (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (H.-A.) (*Mém. Serv. C. géol. Fr.*).
7. DEBELMAS (J.) (1956). — Les écaïlles de Saint-Clément (*B.S.G.F.*, (6), t. 6, p. 323-328).
8. DEBELMAS (J.) (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*T.L.G.*, t. 39, p. 125-171).
9. DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.) (1956). — Les écaïlles de base de la nappe du flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (*B.S.G.F.*, (6), t. 6, p. 329-333).
10. GARIEL (O.) (1960). — Le Lias du dôme de Remollon (H.-A.) (*Colloque du Lias français, Chambéry, B.R.G.M.*, 4, p. 697-706).
11. GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1933). — Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*C.R.A.S.*, 12, p. 830-832).
12. GIGNOUX (M.) et MORET (L.) (1933). — Les unités structurales internes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance (*C.R.A.S.*, 196, p. 1064-1067).
13. GIGNOUX (M.), MORET (L.) et SCHNEEGANS (D.) (1934). — Observations géologiques dans le bassin de la haute Durance, entre Gap et la frontière italienne (*T.L.G.*, t. 18, p. 31-49).
14. GOGUEL (J.) (1964). — Duplicatures de la crête de la Blanche, près Seyne (B.-A.) (*B.S.G.F.*, (7), t. 6, n° 1, p. 28-35).
15. GUBLER-WAHL (Y.) (1928). — La nappe de l'Ubaye au S de la vallée de Barcelonnette (*Thèse, Paris*).
16. GUBLER-WAHL (Y.) (1952). — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye (*C.R.S.G.F.*, p. 31-33).
17. KERCKHOVE (C.) (1963). — Schéma structural de la nappe du Flysch à Helminthoïdes dans l'Embrunais-Ubaye (*T.L.G.*, t. 39, p. 7-24).
18. KERCKHOVE (C.) (1964). — Mise en évidence d'une série à caractère d'« olistostrome » au sommet des grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Alpes-Maritimes, province de Cuneo) (*C.R.A.S.*, t. 259, p. 4742-4745).
19. LATREILLE (M.) (1957). — Les nappes de l'Embrunais entre Durance et haut Drac (H.-A.) (*Mém. Serv. C. géol. Fr.*).

20. MARTIN (D.) (1926). — Les glaciers quaternaires des bassins de Durance et du Var. *Gap*, 534 p.
21. MOUTERDE (R.), PETITEVILLE (P.), RIVOIRARD (R.) (1960). — Stratigraphie du Jurassique inférieur au S de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série de Turriers (*Colloque du Lias français*, Chambéry, *B.R.G.M.* 4, p. 709-713).
22. PLAN (J.) (1963). — Essai d'interprétation de la fenêtre de Barcelonnette (*T.L.G.*, t. 40, p. 7-35).
23. SCHNEEGANS (D.) (1938). — La géologie des nappes de l'Ubaye Embrunais entre Durance et Ubaye (*Mém. Serv. C. géol. Fr.*).
24. STURANI (C.) (1961). — Il complesso sedimentario autoctono, all'estremo nordoccidentale del massiccio dell'Argentera (*Tesi, Torino*).
25. VUILLERMOZ (C.) (1961-1962). — Contribution à l'étude géologique de la région de Prads, Saume-Longe (B.A.) (*Dipl. Et. sup. Fac. Sc. Grenoble*, inédit).