

## CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

# LARAGNE- MONTÉGLIN

par

M. GIDON, G. MONJUVENT, J. FLANDRIN,  
M. MOULLADE, G. DUROZOY, L. DAMIANI

## LARAGNE-MONTÉGLIN

La carte géologique à 1/50 000  
LARAGNE-MONTÉGLIN est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :

- au nord-ouest : DIE (N° 199)
- au nord-est : GAP (N° 200)
- au sud-ouest : LE BUIS (N° 211)
- au sud-est : DIGNE (N° 212)

Luc-en-Diois	Gap	Chorges
Serres	LARAGNE-MONTÉGLIN	Seyne
Séderon	Sisteron	La Javie



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
LARAGNE-MONTÉGLIN À 1/50 000**

*par*

**M. GIDON, G. MONJUVENT, J. FLANDRIN,  
M. MOULLADE, G. DUROZOY, L. DAMIANI**

**1991**

***Éditions du BRGM - BP 6009 - 45060 ORLÉANS Cedex 2 - FRANCE***

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

-*pour la carte*: GIDON M., MOULLADE M., MONJUVENT C, FLANDRIN J. (1991) - Carte géol. France (1/50 000), feuille *Laragne-Montéglin* (893) — Orléans : BRGM. Notice explicative par GIDON M., MONJUVENT C, FLANDRIN J., MOULLADE M., DUROZOY G., DAMIANI L. (1991), 84 p.

- *pour la notice* : GIDON M., MONJUVENT C, FLANDRIN J., MOULLADE M., DUROZOY G., DAMIANI L. (1991) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Laragne-Montéglin* (893) - Orléans : BRGM, 84 p. Carte géologique par GIDON M., MOULLADE M., MONJUVENT C, FLANDRIN J. (1991).

© BRGM, 1991. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer, ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1893-3

## SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<b>INTRODUCTION</b>	5
<i>GÉOGRAPHIE</i>	5
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	
<i>ET DONNÉES UTILISÉES</i>	6
<i>STRUCTURE D'ENSEMBLE ET PALÉOGÉOGRAPHIE</i>	7
<b>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</b>	10
<b>GÉOLOGIE STRUCTURALE</b>	15
<b>GÉOMORPHOLOGIE</b>	26
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	28
<i>TERRAINS PRIMAIRES</i>	28
<i>TERRAINS SECONDAIRES</i>	28
<b>Trias</b>	28
<b>Lias</b>	29
<b>Jurassique moyen calcaréo-marneux</b>	33
<b>Jurassique moyen-supérieur marneux (Terres noires)</b>	35
<b>Jurassique supérieur calcaire</b>	40
<b>Crétacé</b>	42
<i>TERRAINS TERTIAIRES</i>	44
<i>TERRAINS QUATERNAIRES</i>	46
<b>Quaternaire anté-Rissien</b>	48
<b>Riss</b>	49
<b>Würm</b>	55
<b>Post-Würm</b>	63
<b>RESSOURCES DU SOUS-SOL</b>	68
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	68
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	70
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	75
<i>OUVRAGES GÉOTECHNIQUES</i>	75
<i>RISQUES NATURELS</i>	11
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	78
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	78
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	84
<b>AUTEURS</b>	84

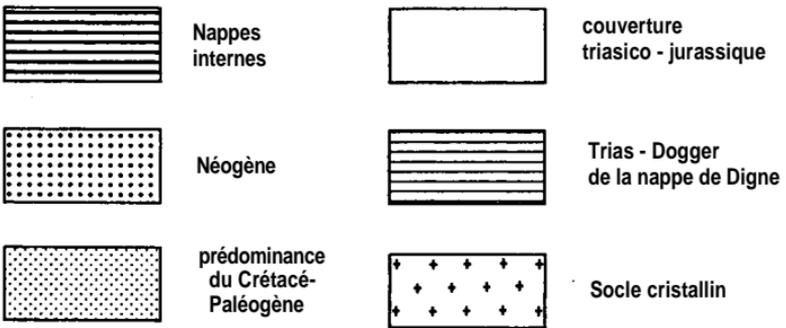
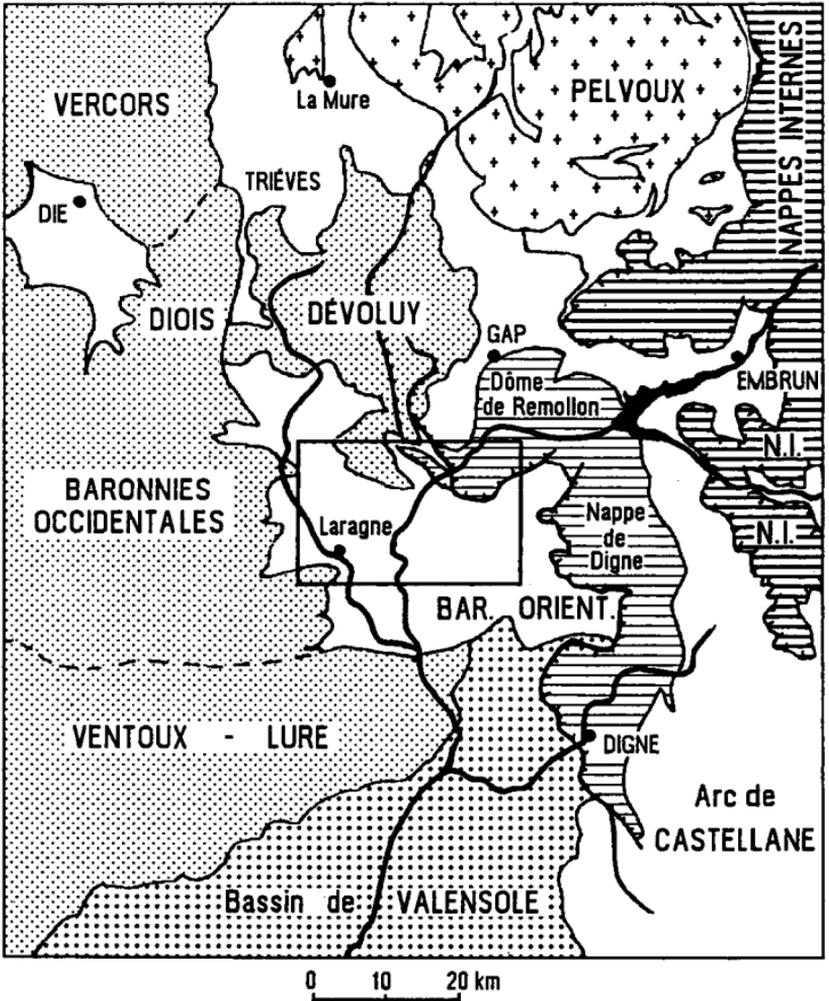


Fig. 1 - Schéma structural des Alpes externes méridionales, montrant la situation de la feuille Laragne-Montéglin dans son cadre régional

## INTRODUCTION

### GÉOGRAPHIE

#### Régions naturelles et cadre régional (fig. 1)

Le territoire couvert par la feuille Laragne-Montéglin appartient au domaine des *chaînes subalpines méridionales*. Il est traversé en diagonale, du NE au SW, par la vallée de la Durance moyenne et, dans son angle sud-ouest, par celle de son affluent de la rive droite, le Buech. La feuille est presque centrée sur une vaste zone déprimée, la *dépression de Laragne*, qui s'étend entre ces deux vallées. Elle intéresse, sur ses bordures, les massifs montagneux des Baronnies (Baronnies occidentales à l'Ouest de la Durance et Baronnies orientales à l'Est) ainsi que l'extrémité méridionale du massif du Dévoluy *lato sensu* (environs de Barcillonnette).

#### Climat et couvert superficiel

Par sa situation géographique, la région bénéficie d'un climat méridional, sec et bien ensoleillé. Toutefois, la présence de la vallée de la Durance et des aménagements hydrauliques associés a permis un beau développement des cultures, notamment des vergers, dans la dépression de Laragne.

Ailleurs, notamment sur les versants sud des reliefs (« adrets »), l'agriculture est plutôt pauvre, ne permettant souvent que des pacages à moutons. Beaucoup d'anciens champs, livrés à l'abandon, se transforment en landes à genêts ou épineux.

Un certain nombre de versants déclives, notamment ceux exposés au Nord (« ubacs »), ont permis néanmoins le développement de forêts d'essences diverses (notamment de hêtres).

#### Découpage et présentation

La feuille correspond à une coupure normale de l'IGN. Toutefois, l'on a adjoint, à sa marge sud, quelques tracés couvrant un secteur large de quelques centimètres appartenant à la feuille Sisteron. L'intérêt en est que, la feuille Sisteron n'étant pas encore publiée (et n'étant même pas en chantier lorsque la présente carte a été dessinée), cela fait apparaître la continuité des structures visibles à la marge de la feuille, à l'Est et à l'Ouest de Nibles.

De même, on a poursuivi les contours sur une frange de quelques centimètres, du côté est, empiétant ainsi sur le domaine de la feuille Seyne (non publiée également à l'époque du dessin). Malgré la publication de cette feuille, cette extension conserve son intérêt car elle assure une représentation homogène du secteur de raccord entre ces deux feuilles. En effet, la représentation donnée par la feuille Seyne est basée sur une conception structurale assez différente de celle qui a prévalu pour la feuille Laragne, et les levés des deux feuilles se raccordent donc mal...

## *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE ET DONNÉES UTILISÉES*

Les travaux pour l'établissement de la feuille Laragne ont eu un déroulement complexe et marqué de contretemps qui ont retardé sa parution de plusieurs années. Ils ont débuté, dès 1970, par des levés effectués à l'occasion de divers D.E.S., sous la direction et la responsabilité de Jacques Flandrin et soutenus à l'université de Lyon. Ces levés furent ensuite repris, et étendus à toute la partie sud-ouest de la feuille par Jacques Flandrin lui-même, dans le cadre d'une convention régulière avec le BRGM.

Par ailleurs, à l'université de Grenoble, des levés portant sur les régions limitrophes entre la feuille Laragne et la feuille Seyne avaient été entrepris dès 1972, sous la direction de Maurice Gidon, par Mahmoud Ehtechamzadeh-Afchar, dans le cadre d'une thèse de docteur-ingénieur.

À compter de 1975, l'étude de ces secteurs fut poursuivie et étendue, par Maurice Gidon, avec la collaboration de Hubert Arnaud et Jean-Louis Parris. Enfin, les levés furent étendus par Maurice Gidon, dans le cadre d'une convention régulière avec le BRGM, à toute la moitié nord-est de la feuille. Ces levés furent terminés et déposés au BRGM, avec la partie de notice correspondante, au printemps 1980.

Dans le même temps et sous les mêmes délais, la révision générale du Quaternaire et le tracé des contours correspondants étaient effectués, également à l'université de Grenoble, par Guy Monjuvent.

En 1978, l'indisponibilité, pour cause de maladie, de Jacques Flandrin, puis son décès furent cause du transfert à Michel Moullade de la responsabilité du dessin des contours de la partie sud-ouest de la carte, ainsi que de celle de la mise au point générale de la carte. Ce dernier fut par la suite assisté dans ce travail par Guy Berger (BRGM, Montpellier), qui assura la coordination des contours et la réalisation de la maquette couleur d'ensemble.

Toutefois, ces auteurs ne purent réaliser ni la rédaction définitive de la notice, ni la préparation des divers documents graphiques accompagnant la carte. C'est pourquoi cette finition de la carte fut confiée à M. Gidon qui y apporta, en outre, en ce qui concerne sa partie nord-ouest, des compléments sous forme de mesures structurales chiffrées (en partie en utilisant les données inédites contenues dans les rapports de M. Orgeval et M. Zimmermann, communiqués antérieurement à J. Flandrin par le Bureau de recherches de pétrole de la COPEFA : Compagnie des pétroles France-Afrique).

Il est donc patent que le travail de levé et de coordination s'est fait dans des conditions qui n'ont pas favorisé l'homogénéisation de la présentation des documents. Il en résulte, entre autre, que les subdivisions stratigraphiques adoptées ne sont pas les mêmes (ou n'ont pas les mêmes limites) selon que l'on se trouve dans la moitié ENE ou la moitié WSW de la feuille : ceci est cause d'un alourdissement considérable de la nomenclature (et donc de la gamme des notations employées pour décrire la succession des couches).

## STRUCTURE D'ENSEMBLE ET PALÉOGÉOGRAPHIE

**D'un point de vue purement lithologique** on doit distinguer deux grands ensembles :

—la *dépression de Laragne*, où le bed-rock est essentiellement constitué de marnes. Accidentellement on y rencontre aussi des affleurements localisés de gypses. Sur ce bed-rock, des nappes alluviales de cailloutis quaternaires occupent de larges espaces, sous formes de terrasses plus ou moins fraîches ;  
—les *massifs montagneux des Baronnies et du Dévoluy méridional*, où les calcaires sont nettement prédominants (mais forment le plus souvent des bancs alternant avec des lits de marnes). Accidentellement on peut aussi y rencontrer des affleurements de grès alternés de marnes, dont l'importance est très subordonnée. Les flancs de montagnes y sont en général garnis de nappes d'éboulis calcaires plus ou moins grossiers.

**Du point de vue paléogéographique**, le fait essentiel est que cette région se rattache, comme la plupart des chaînes subalpines méridionales, au *domaine vocontien* pour la plus grande partie de son histoire sédimentaire. Toutefois, il faut faire des distinctions différentes selon les époques.

• **La sédimentation du Jurassique inférieur** montre une diversité assez accusée avec des passages, parfois brutaux, entre deux groupes extrêmes de faciès (fig. 2) :

—des faciès hémipélagiques riches en argile, donnant une série épaisse de près de 2 000 m («*faciès dauphinois* », ou du «*Lias épais*»);

—des faciès néritiques, calcaires, avec des lacunes parfois importantes et une épaisseur de série faible, variant entre 0 et 100 m pour le Lias. La répartition géographique de ces «*faciès réduits* » montre qu'ils se localisent sur des hauts-fonds de deux directions distinctes (fig. 2 et fig. 3) :

- les uns NW-SE, caractérisés par une réduction moyenne et progressive,
- les autres NNE-SSW, qui forment un alignement dénommé *linéament de Clamensane*. On y observe une réduction plus brutale et plus radicale, avec des accidents synsédimentaires encore observables en divers points (failles normales orientées en moyenne N 20).

• **Depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé inférieur inclus**, toute la région appartient à proprement parler au domaine de sédimentation vocontien. Celui-ci est caractérisé par des dépôts argilo-calcaires pélagiques, à ammonites. Durant tout ce laps de temps, les variations latérales sont très progressives et les repères lithologiques fort isochrones.

• **Au Crétacé supérieur**, la région a dû subir la même sédimentation hémipélagique que la région du Dévoluy, voisine. En effet, des lambeaux très réduits de calcaires de cet âge sont connus plus à l'Ouest, dans les Baronnies occidentales (feuille Serres), et peu au-delà de la limite sud de la coupure régulière, à Terre-Basse, à l'Est de Nibles. Mais les érosions plus récentes, qu'elles soient quaternaires ou anténummulitiques, ont partout mis à nu les terrains antérieurs au Sénonien en déblayant totalement ce dernier.

• **Au Nummulitique**, la région couverte par la carte correspondait à un secteur frontalier entre un domaine oriental soumis à une transgression marine

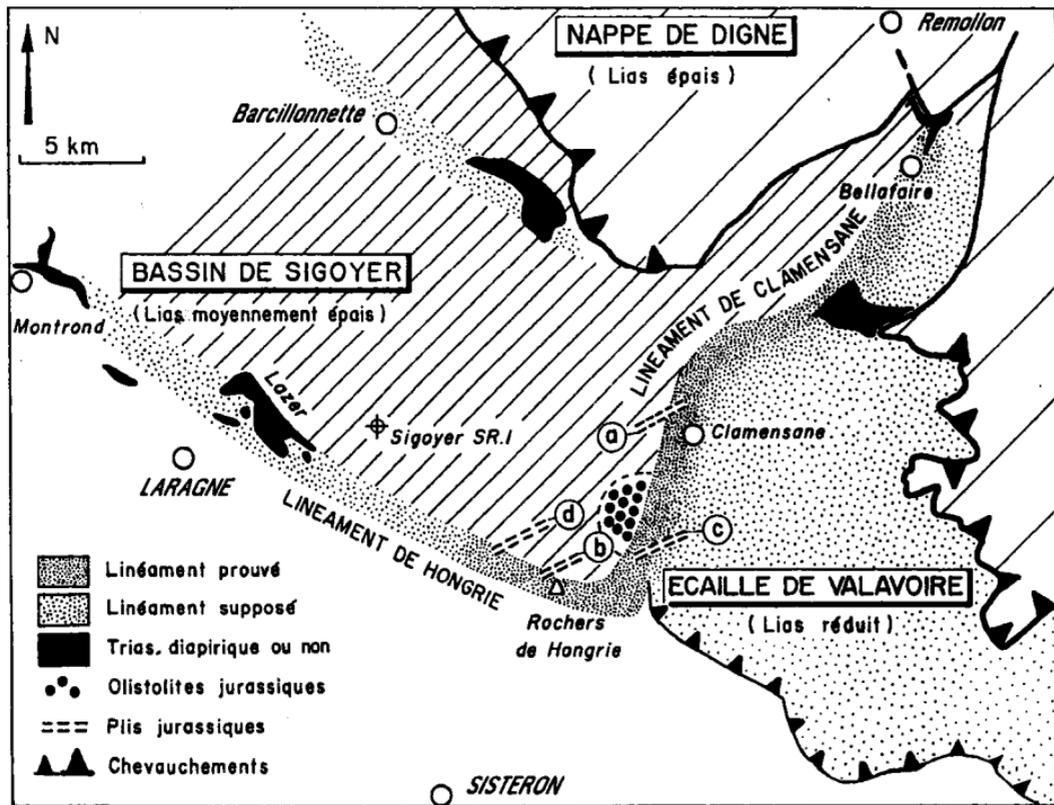


Fig. 2 - Carte des domaines paléogéographiques au Lias et au Jurassique moyen  
(d'après Arnaud et al., 1978, retouché)

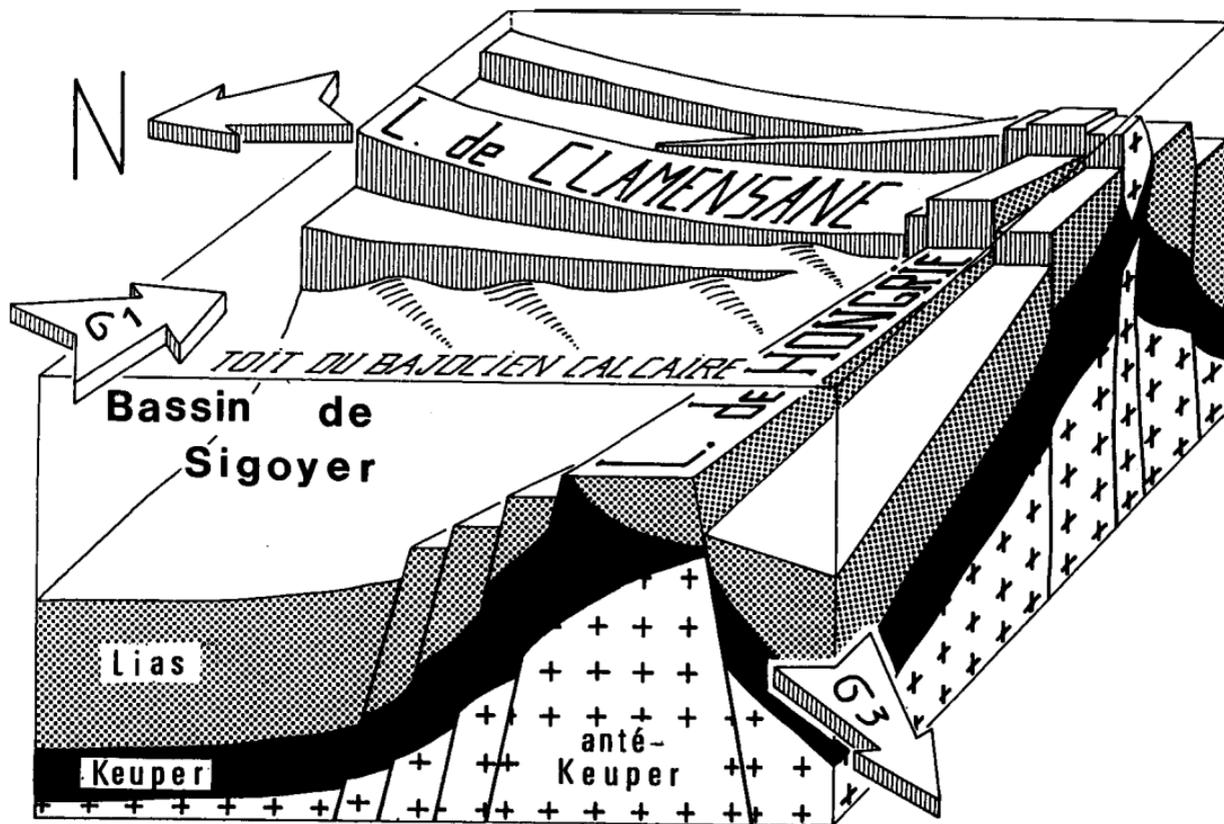


Fig. 3 - Schéma des paléotopographies sous-marines au Lias et au Jurassique moyen (d'après Arnaud *et al.*, 1978)

qui a progressé d'Est en Ouest, et un autre, plus occidental, où ne se déposaient que des dépôts continentaux rouges. Cette frontière se situait plus précisément dans la partie de la carte où affleurent les terrains de cet âge, c'est-à-dire son angle nord-est. Cette situation s'y traduit par des variations de la constitution de la série, d'un secteur d'affleurement à l'autre.

Ces dépôts du Paléogène sont, pour l'ensemble, de type molassique, à forte tendance continentale. Le remplissage sédimentaire du domaine transgressé s'y est fait en submergeant des paléoreliefs. Il s'ensuit que l'âge et la nature des premières couches déposées sont variables d'un point à l'autre : calcaires et marnes marines éocènes dans les dépressions, brèches et conglomérats oligocènes (à alimentation locale) sur les flancs des reliefs.

- Enfin, il est impossible de savoir si le territoire couvert par la feuille a été atteint par la *transgression néogène*. En effet, aucun dépôt de cet âge n'y est connu mais les plus proches, situés à Saint-Symphorien, sur la feuille Sisteron, ne sont pas très éloignés (quelques kilomètres au Sud). Toutefois, comme il est reconnu qu'ils étaient là limités, du côté nord, par une marge de bassin active en cours de soulèvement, on peut penser que la transgression néogène n'a pas atteint le domaine concerné par la feuille.

- *Au Quaternaire*, la feuille se situe sur le secteur des avancées extrêmes connues du glacier de la Durance—Ubaye. Aucun autre glacier n'y figure, sans doute parce que les altitudes étaient insuffisantes pour que des appareils locaux y prennent naissance.

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique peut être subdivisée en plusieurs périodes :

### L'instauration d'un domaine sédimentaire marin

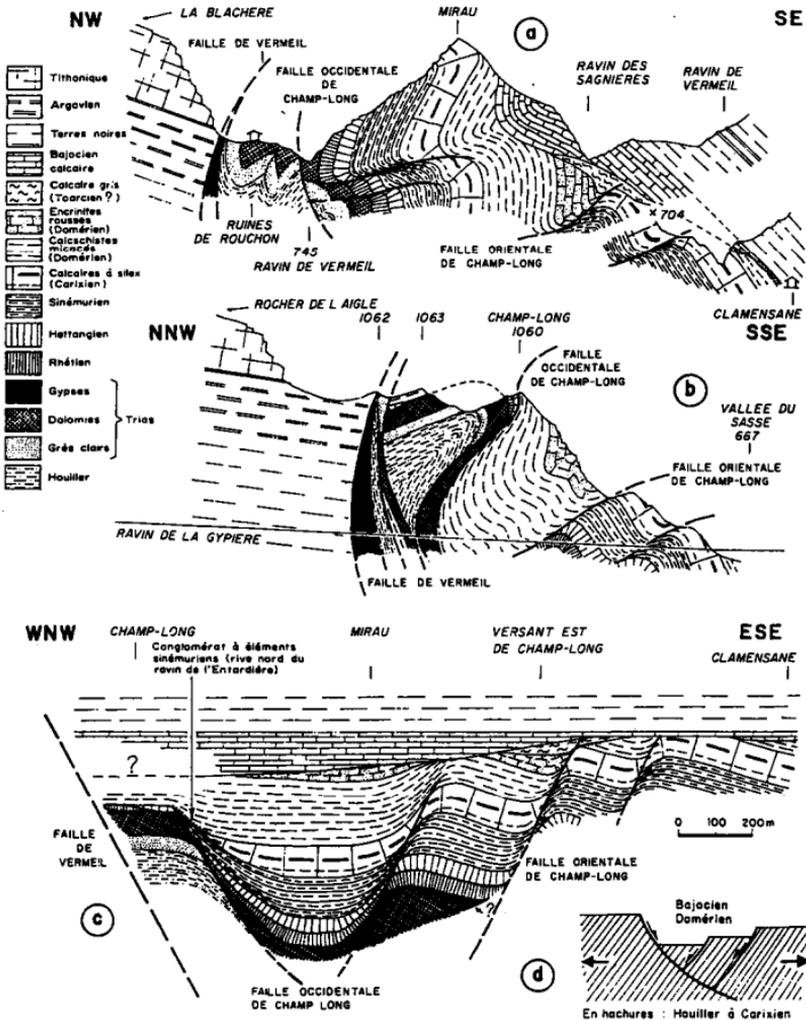
Elle débute au Trias inférieur, avec le dépôt de grès de plages et se poursuit dans des conditions de faibles profondeurs, jusqu'à la fin de la période triasique, par des dépôts dolomitiques et évaporitiques.

L'approfondissement par subsidence débute au Lias et se poursuit pendant tout le Jurassique. Il s'accompagne, surtout au Lias et jusqu'au Bajocien, d'une tectonique distensive délimitant des zones basses à séries épaisses et continues, et des zones soulevées à lacunes et faciès néritiques (fig. 3).

Les failles normales délimitant les secteurs respectivement soulevés et abaissés, appartiennent à deux familles :

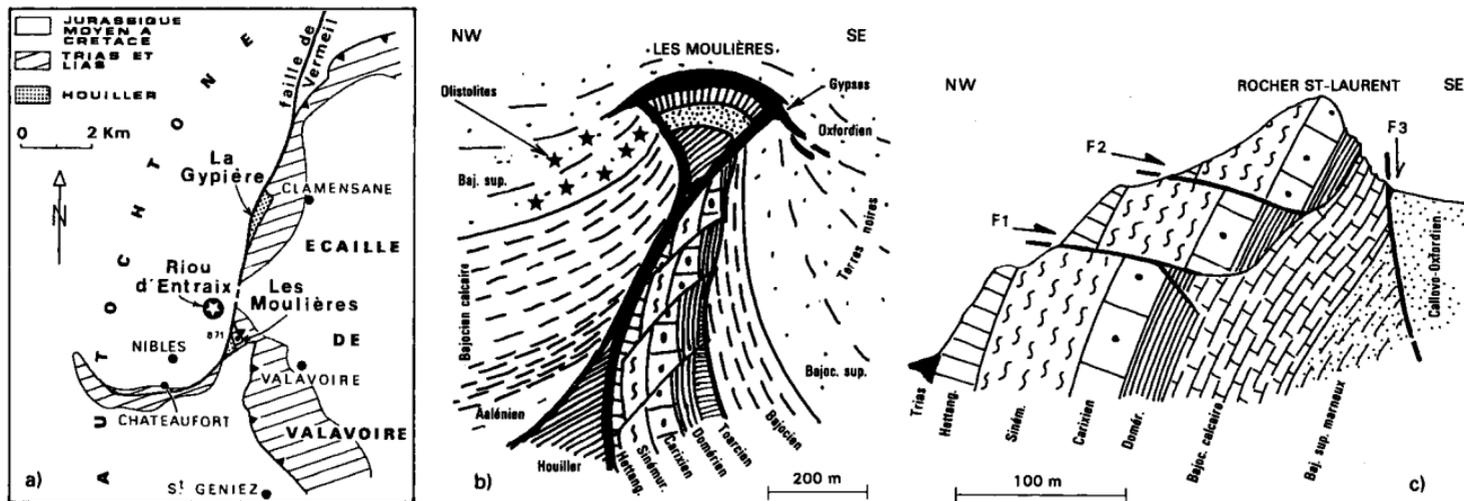
— la première, orientée N 20, est particulièrement représentée par le faisceau de fractures constituant le *linéament de Clamensane*, dont plusieurs sont actuellement observables à la faveur de coupes naturelles opportunément orientées, telles celles du ravin de Vermeilh et de Champ-Long, près de Clamensane (fig. 4).

Les rejets individuels de ces cassures sont pluridécimétriques à plurihécométriques mais ils se cumulent, de sorte que la zone haute résultante, orientée elle aussi N 20, se caractérise par une réduction de la succession qui



**Fig. 4 - Coupes de détail et coupe synthétique interprétative des fractures syndésimantaires liasiques des environs de Clamensane (d'après Arnaud et al., 1977)**

- a) Coupe résumant la structure observable sur les rives du torrent de Vermeil en amont de Clamensane.  
 b) Coupe, immédiatement plus méridionale, au niveau de la montagne de Champ-Long, qui domine Clamensane à l'Ouest.  
 c) Coupe interprétative synthétique, montrant la disposition probable au début du Jurassique supérieur. Les accidents sont remis dans leur position originelle probable (avant le basculement d'ensemble vers l'Est lié au crochonnement lors du rejeu postoligocène de la faille de Vermeil).  
 d) Thème structural schématisé, en failles normales conjuguées liées à une extension WNW-ESE.



**Fig. 5 - Les accidents synsédimentaires du linéament de Clamensane au Sud de cette localité**  
 (d'après Gidon, 1982 et Gidon et Paris, 1985).

- Carte de situation : L'étoile blanche sur fond noir localise la concentration d'olistolites du riu d'Entraix.
- Coupe synthétique schématique du linéament de Clamensane, au Sud d'Entraix. Noter la structure en "pop-up" (= en coin expulsé vers le haut) des affleurements de Houiller et de Trias des Moulières. Elle est due à l'étranglement d'un paléo-horst, jalonnant la crête du linéament de Clamensane, lors des serrages alpins.
- Détail des failles synsédimentaires, cachetées par le Bajocien, du flanc sud-est du linéament de Clamensane, à l'Est de Chateaufort.

peut aller jusqu'à la lacune complète du Lias, ce dernier n'étant le plus souvent représenté que par quelques dizaines de mètres de strates. Elle ne laisse plus apparaître actuellement, à l'affleurement, de terrains plus anciens que le Houiller (Les Moulières, près d'Entraix, fig. 5) mais, au Jurassique, elle a porté le socle cristallin jusqu'à la surface du fond marin. En effet, on trouve des blocs plurimétriques de micaschistes inclus, avec des blocs de matériel plus récent (surtout triasique), dans la sédimentation du Jurassique moyen : ce sont les « olistolites du riu d'Entraix » (fig. 5) ;

— la seconde, orientée N 130, se manifeste simplement par des variations de faciès. Elle ne donne que des contrastes assez modestes et les cassures devaient donc avoir, dans l'ensemble, un rejet relativement modéré. Toutefois, c'est à cette famille qu'appartient sans doute l'accident majeur à la faveur duquel se différencie la série la plus épaisse, savoir celle de la future nappe de Digne. Quoi qu'il en soit, aucun exemple de faille synsédimentaire bien conservée de cette direction n'a été observé.

Des indices de plissement synsédimentaire (biseaux de discordances de sens divergents) ont également été observés, par exemple dans le secteur du collet de Saint-Pierre, au Sud de Sigoyer. Ils suggèrent que cette tectonique distensive pouvait présenter une composante de décrochement (senestre selon les accidents N 20 et dextre selon ceux N 130).

### **Les premières déformations compressives**

Elles ont eu lieu avant le dépôt du Nummulitique. En effet, ce dernier est transgressif sur des terrains très variés et avec des angles de discordance très perceptibles (quoique rarement supérieurs à 20°).

Elles correspondent vraisemblablement aux *mouvements antésénoniens* qui sont connus, peu au Nord de la feuille, dans le massif de Dévoluy. Cette attribution peut paraître à première vue peu étayée car les dépôts sénoniens ont été ici totalement enlevés par les érosions anténummulitiques. Pourtant, le petit affleurement de Terre-Basse, à l'Est de Châteaufort (immédiatement au Sud de la limite méridionale de la coupure régulière de la feuille), montre effectivement du Sénonien discordant. Un autre argument est constitué par le fait qu'à la marge nord-ouest du synclinal de Reynier, les couches du Barrémien et de l'Apto-Albien, qui sont fortement redressées sous la discordance du Nummulitique, possèdent bien l'azimut NNE-SSW qui caractérise les directions axiales des plis antésénoniens du Dévoluy.

### **Les déformations syn-nummulitiques**

Elles ne sont reconnues, dans le cadre de la feuille, que dans le petit domaine des « écailles de Faucon ». Leur âge est démontré par le cachetage des surfaces de chevauchement par les termes les plus élevés de la succession paléogène. La présence de panneaux olistolitiques (souvent en série renversée) inclus dans cette succession, s'explique aussi par le caractère synsédimentaire de cette étape de déformation.

## Les déformations postnummulitiques

Le rôle des déformations néogènes est difficile à évaluer dans cette région en raison de l'absence de dépôts postnummulitiques. Compte tenu de ce que Ton sait dans les secteurs voisins, et en particulier plus au Sud (feuille La Javie), il est à présumer que l'essentiel des mouvements concernant la nappe de Digne et les accidents qui lui sont associés, sont essentiellement d'âge miocène.

## Les phénomènes morphogéniques quaternaires

Le Quaternaire est essentiellement représenté par des dépôts d'origine glaciaire, surtout morainiques, accompagnés par des alluvionnements glacio-lacustres, fluvio-glaciaires et périglaciaires importants. Deux extensions glaciaires principales y ont été mises en évidence, celle des *moraines externes*, attribuée au Riss et celle des *moraines internes*, du Würm, sans subdivisions stratigraphiques majeures. Des témoins de dépôts d'origine fluvio-glaciaire plus anciens, probablement du Quaternaire moyen et/ou ancien, ont une extension moindre que celle des moraines externes. Par contre, d'épais dépôts postwurmiens, interglaciaires *l.s.*, sont particulièrement répandus et intéressants du fait des datations absolues auxquelles ils ont donné lieu.

L'histoire quaternaire que l'on peut ici retracer est assez fragmentaire pour les époques antérieures au Quaternaire supérieur, du fait de la rareté et de la discontinuité des dépôts précédant les extensions glaciaires du Riss et du Würm.

- Le **Quaternaire ancien et/ou moyen** n'est représenté que par les moraines et les lambeaux de terrasses alluviales de Mison et du Puy, à l'Ouest du Poët, perchées respectivement à 200 et 175 m environ au-dessus de la Durance. Ces nappes témoignent déjà d'un fort encaissement des vallées mais leur faciès, analogue à celui des nappes fluvio-glaciaires plus récentes, porte à y voir des témoins de glaciations anciennes n'ayant pas atteint les limites des extensions du Pleistocène récent. Elles ont donc été attribuées, bien que sans argument paléontologique ni géochronologique, au Mindel et au Günz.

- Le **Quaternaire récent** est mieux connu et caractérisé par l'existence de deux complexes morainiques — l'un « externe », l'autre « interne » — attribués respectivement au Riss et au Würm par référence au système quaternaire du Nord des Alpes.

Le *complexe rissien*, outre les moraines « externes », comporte d'épais colmatages glacio-lacustres de faciès variés dans le secteur de Laragne—Châteauneuf-de-Chabre et s'accompagne d'une série de moyennes terrasses (dont il ne reste que des lambeaux) dans les vallées du Buech et du Sasse. Le glacier rissien, dont on ne connaît ici qu'un seul épisode de crue certain, s'est étendu jusqu'à Sisteron.

On ne sait rien de l'interglaciaire Riss-Würm (Éémien), sinon qu'il correspond à un creusement modéré de la vallée de la Durance, grâce auquel les dépôts wurmiens sont emboîtés en contrebas de ceux du Riss.

Le *Würm* est marqué d'abord par le dépôt d'une épaisse nappe alluviale, cimentée sur les parois exposées, le *poudingue de Durance*, d'origine fluvio-glaciaire probable. Puis, le glacier de la Durance s'est avancé sur ces alluvions, en formant une « basse terrasse », jusqu'à proximité de Sisteron et s'est retiré sans doute aussitôt (pas de formes construites) jusqu'en amont du Poët. Il y a alors stationné longuement (double arc des moraines frontales du Poët et de Rourebeau, prolongé en amont par des crêtes latérales). Enfin, le glacier a disparu en ne laissant d'autres formes de stationnement qu'une série de basses terrasses étagées, emboîtées dans les poudingues de Durance. À cette époque fonctionnent encore les deux diffluences très modestes des cols de Blaux et de Sarrault.

Au *post-Würm* (ou *Holocène*) se produisent d'intenses alluvionnements torrentiels dans les fonds de vallées préalablement dégagés par les glaciers ; ils forment d'épais et larges colmatages caillouteux et limoneux (Lazer, Melve) qui débordent largement sur les dépôts plus anciens, notamment des basses terrasses (Saléon, Montéglin, etc.). La présence de restes organiques (troncs d'arbres, couches tourbeuses et ligniteuses) permet de situer ces alluvionnements entre le Tardiglaciaire (Dryas II) et l'Atlantique, et même, localement, le Subboréal. Depuis, la tendance globale est revenue au creusement.

## GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le territoire de la feuille est structurellement partagé entre trois domaines.

### L'anticlinorium de Laragne

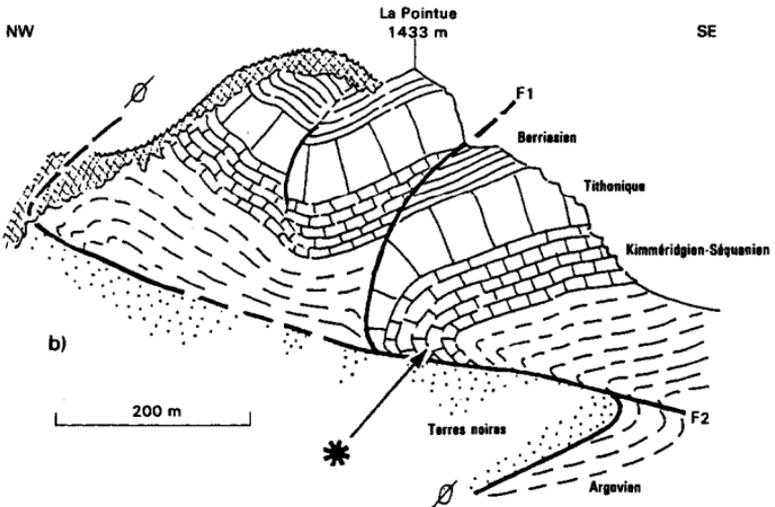
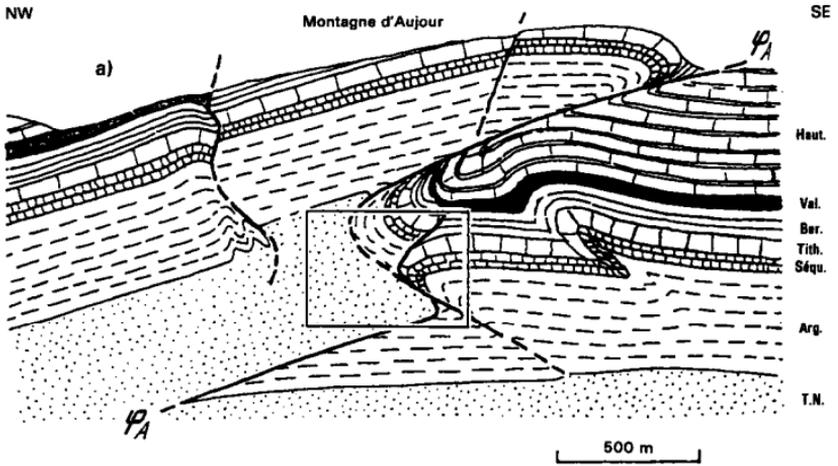
Il occupe les deux tiers sud-occidentaux de la carte et représente le domaine proprement autochtone, seulement plissé et faillé. Les plis, allongés sensiblement E-W, y sont le plus souvent érodés de façon suffisamment profonde pour atteindre le cœur de Dogger des anticlinaux, les couches du Jurassique supérieur et de l'Éocrétacé n'étant conservées que dans certains synclinaux. L'un de ces plis, l'anticlinal de Sigoyer, a révélé la présence d'un chevauchement profond, masqué en surface, à la faveur d'un forage réalisé par la COPEFA (Compagnie des pétroles France-Afrique). D'autres, comme l'anticlinal de Savournon, montrent une rupture chevauchante de leur cœur au niveau même de la surface du sol.

On parvient plus ou moins bien, selon les secteurs, à répartir ces plis en deux familles de directions axiales différentes :

— la première, NE-SW (en moyenne N 70 °E), est attribuable vraisemblable-

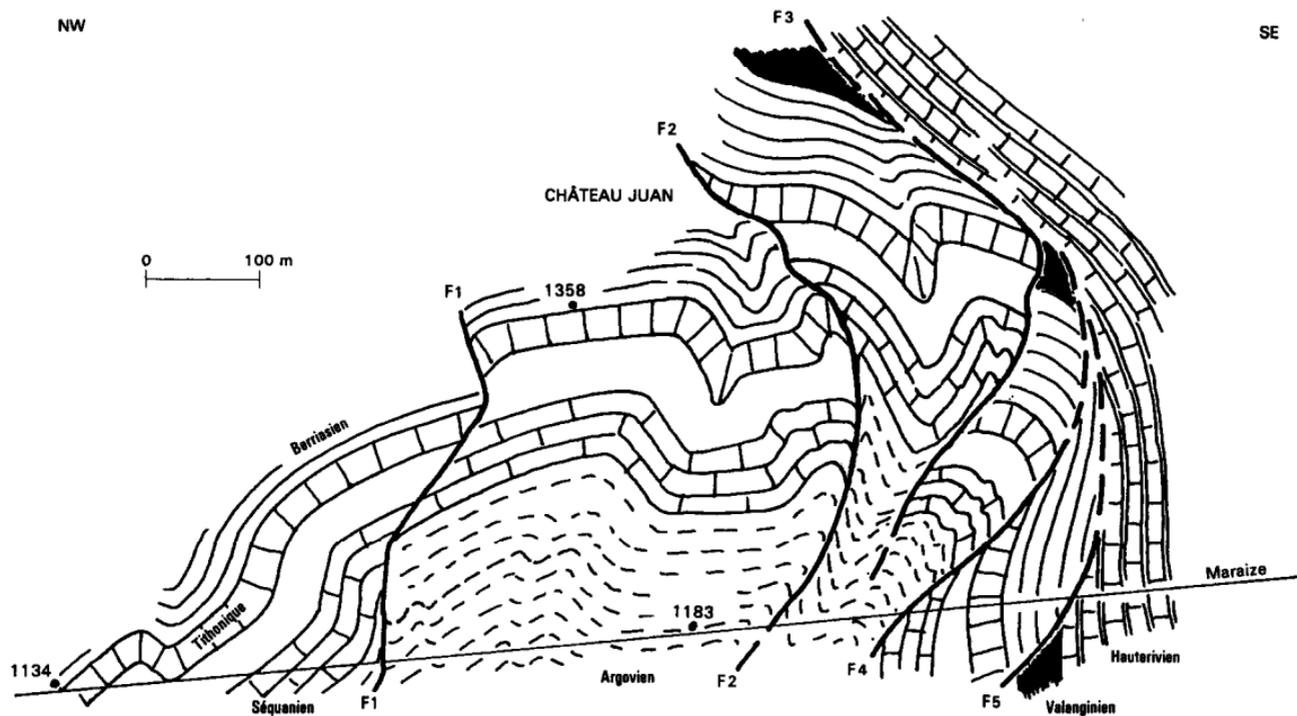
ment au plissement antésénorien car, plus au Nord, en Dévoluy, celui-ci possède principalement cette direction. Ces plis s'accompagnent même de chevauchements, comme celui, à vergence SSW, de la montagne d'Aujourd (fig. 6 et 7) ;

- la seconde, E-W à WNW-ESE (principalement N 120 °E), est nettement postoligocène puisqu'elle affecte des terrains de cet âge dans la partie nord-est de la carte (montagne des Selles et secteur de Faucon).



**Fig. 6 - Structure de la montagne d'Aujourd** (d'après Gidon, 1982).

- a) Coupe d'ensemble, d'après les observations dans le versant qui domine Savournon : le chevauchement  $\varphi A$  (chevauchement d'Aujourd) est vraisemblablement antésénonien et, en tous cas, déformé par des accidents à vergence opposée (sans doute postoligocènes), développés au flanc sud-ouest du synclinal des Selles.
- b) Détail du secteur marqué par un cadre au centre de la figure 6a (croquis d'après nature, pris depuis les pentes de Savournon) : F2 est un chevauchement tardif à vergence NE.



**Fig. 7 - Coupe de détail de l'anticlinal chevauchant de la montagne d'Aujourd', versant nord-est, telle qu'on peut l'observer dans la gorge de la Maraize (d'après Gidon, 1982).**

Cette coupe montre de nombreuses complications consistant essentiellement en failles tordues, sans doute antérieures à la formation de l'anticlinal.

Certains des plis appartenant respectivement à ces deux familles, sont nettement entrecroisés et donnent alors des cuvettes structurales, comme celle de la montagne de l'Aup (où l'allongement NW-SE prédomine cependant). Dans d'autres cas on voit un même pli changer progressivement de direction par inflexion axiale. On peut alors penser qu'il s'agit de plis antésénoniens repris et tordus : ceci s'observe notamment au Nord-Est de Laragne, où les plis des Terres noires, presque E-W sur l'essentiel de leur tracé, passent à leur extrémité orientale à des plis N 70 et à leur extrémité occidentale à des plis N 120.

L'anticlinorium de Laragne est traversé par une grande ligne de dislocation NW-SE, oblique à ses plis. Cette dernière ne correspond pas à une simple cassure continue mais affecte en plus l'aspect d'une bande anticlinale jalonnée de pointements plus ou moins importants de matériel triasique, essentiellement gypseux. Certains d'entre eux, comme le grand affleurement de Lazer, correspondent à l'évidence à des diapirs. Ce dernier est d'ailleurs frangé d'une zone de couches rebroussées par places jusqu'à la verticale (« rim syncline »). Cette dislocation a peut-être fonctionné durant la sédimentation des Terres noires car certains lambeaux de Trias semblent plutôt interstratifiés dans ces dernières. Elle a certainement joué ultérieurement et semblerait, au vu des inflexions du tracé axial des plis, avoir eu alors une composante de mouvement dextre. Une période d'activité récente (mécanique ou thermique), remontant à 7,9 Ma (Miocène supérieur), y a été décelée par l'étude des feldspaths potassiques du Trias.

### La nappe de Digne

Elle occupe essentiellement l'angle nord-est de la carte, où elle se raccorde aux séries du « *dôme de Remollon* » (feuilles Gap et Chorges). La feuille Laragne ne montre qu'un fragment de la partie tout à fait septentrionale de cette grande unité, qui peut se suivre vers le Sud jusqu'aux abords de Barrême.

Elle se caractérise nettement par la forte épaisseur de sa série liasique (plusieurs centaines de mètres) qui tranche sur celle, plus réduite, des séries de son autochtone. Elle est décollée au niveau des gypses du Keuper qui lui servent de semelle de glissement.

Le front d'érosion du chevauchement de la nappe n'est bien caractérisé qu'à l'Ouest du Grand-Vallon. Au contraire, à partir de cette vallée le long de laquelle il s'engage, le tracé de la limite entre la nappe et son autochtone correspond à une faille subverticale, *la faille du Grand-Vallon*, qui tranche les assises de la nappe en les abaissant, ce qui met en contact des termes relativement élevés de sa série (et non plus le Trias) contre le Tertiaire autochtone. Il s'agit d'une déchirure à jeu coulissant senestre (que l'on peut donc assimiler à une rampe latérale du charriage) dont le tracé peut être suivi vers l'Est jusqu'aux abords de Bréziers (feuille Seyne).

En effet, le rejet de cette faille s'annule aux abords de cette localité car, au Sud de cette dernière, les séries épaisses caractéristiques de la nappe passent

latéralement du NE vers le SW aux séries réduites de son autochtone. Cette interruption du chevauchement n'est cependant que temporaire et, quelques kilomètres plus au Sud, un accident symétrique, dextre, fait de nouveau passer à une disposition chevauchante avec avancée de la nappe jusqu'à proximité de l'angle sud-est de la feuille. La zone encadrée par ces deux failles, où il y a donc un hiatus dans le charriage, a été nommée « *redent de Turriers* » (voir le schéma structural en marge de la carte).

### Les écailles du domaine intermédiaire

Entre Panticlinorium de Laragne et le front de la nappe de Digne se développe une zone qui est caractérisée par la présence de plusieurs chevauchements. C'est souvent à la faveur de ces derniers que les terrains liasiques et même triasiques sont remontés jusqu'à affleurer à la surface du sol. Une bande de Trias souligne le plus souvent le front d'érosion de ces unités chevauchantes (traditionnellement appelées « écailles »).

Ce domaine intermédiaire s'étrangle contre un promontoire de l'autochtone qui fait saillie vers le Nord-Est et est centré sur la localité de La Motte-du-Caire. Ce secteur, nommé le « *coin du Caire* », a visiblement joué le rôle d'un poinçon agissant dans le sens horizontal pour s'opposer à l'avancée des unités chevauchantes (et en particulier de la nappe). Il est en effet limité du côté nord par la faille du Grand-Vallon (voir ci-dessus), et du côté est par un autre accident coulissant, dextre celui-là, *la faille de Vermeilh*, qui n'est pas non plus un décrochement mais également une déchirure synchrone des chevauchements. Cette dernière se connecte sur la faille du Grand-Vallon près de la localité du Caire.

L'étude de ces unités chevauchantes de ce domaine intermédiaire montre qu'on doit les répartir en trois groupes sur la base de leurs caractères structuraux et de leur âge.

#### Unité à vergence SW

Les unités de ce premier groupe sont clairement associées à la formation des plis E-W à WNW-ESE. Elles se développent d'une part à l'Est et d'autre part au Nord du « coin du Caire », mais il n'y a pas à proprement parler de raccord entre les deux groupes d'écailles affleurant de part et d'autre de ce coin du Caire. Elles se relaient plutôt, par l'intermédiaire de la faille de Vermeilh.

• **L'écaille de Valavoire** (= « lobe de Mélan—Clamensane » sur la feuille La Javie) englobe tout le secteur situé au flanc oriental du coin du Caire. Elle est donc limitée du côté ouest par la faille de Vermeilh, qui a joué le rôle de « rampe latérale », à coulissement dextre, dans le déplacement de l'écaille. Elle ne laisse voir son front de chevauchement qu'au bord sud de la carte, où elle recouvre du Néocrétacé et des molasses oligocènes. Plus au Sud-Est, au delà des limites sud de la feuille (feuilles La Javie et Sisteron), elle s'avance jusque sur le Néogène de l'extrémité nord du bassin de Valensole.

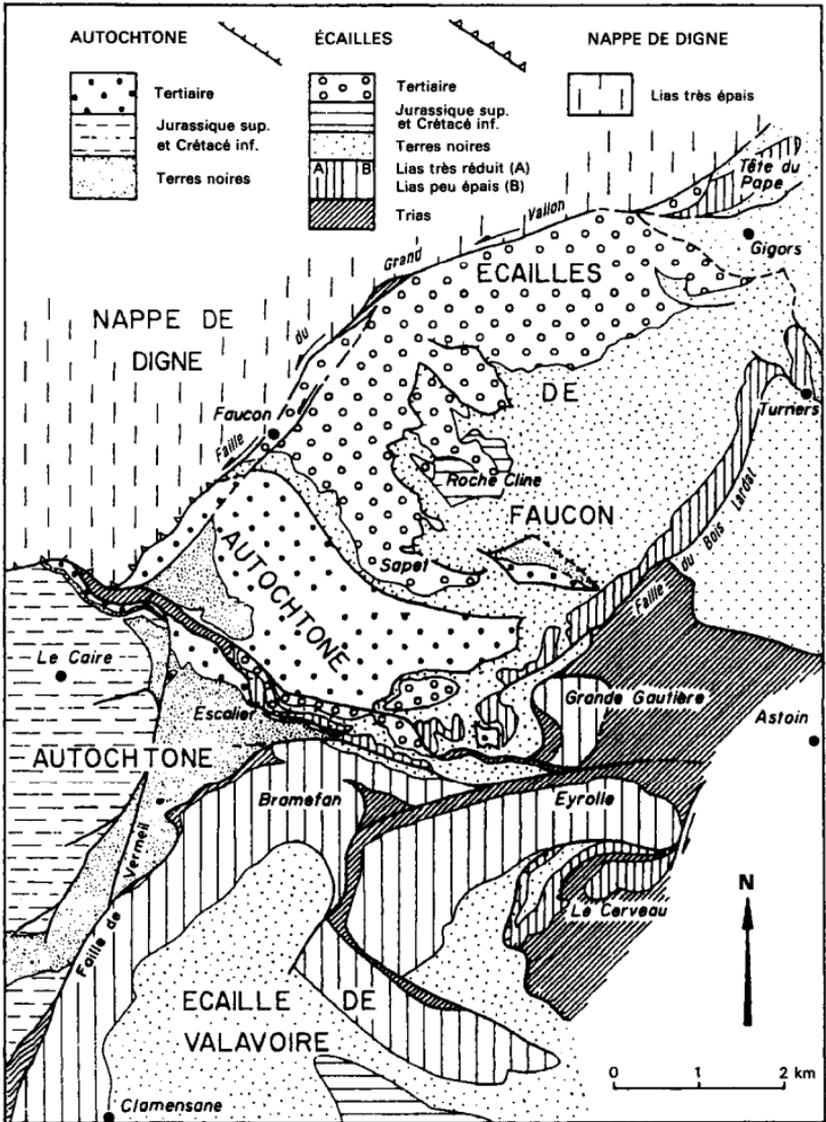


Fig. 8 - Schéma structural du secteur situé au Nord-Est de La Motte-du-Caire (écailles de Faucon et accident du Grand-Vallon) (d'après Arnaud *et al.*, 1977, modifié).

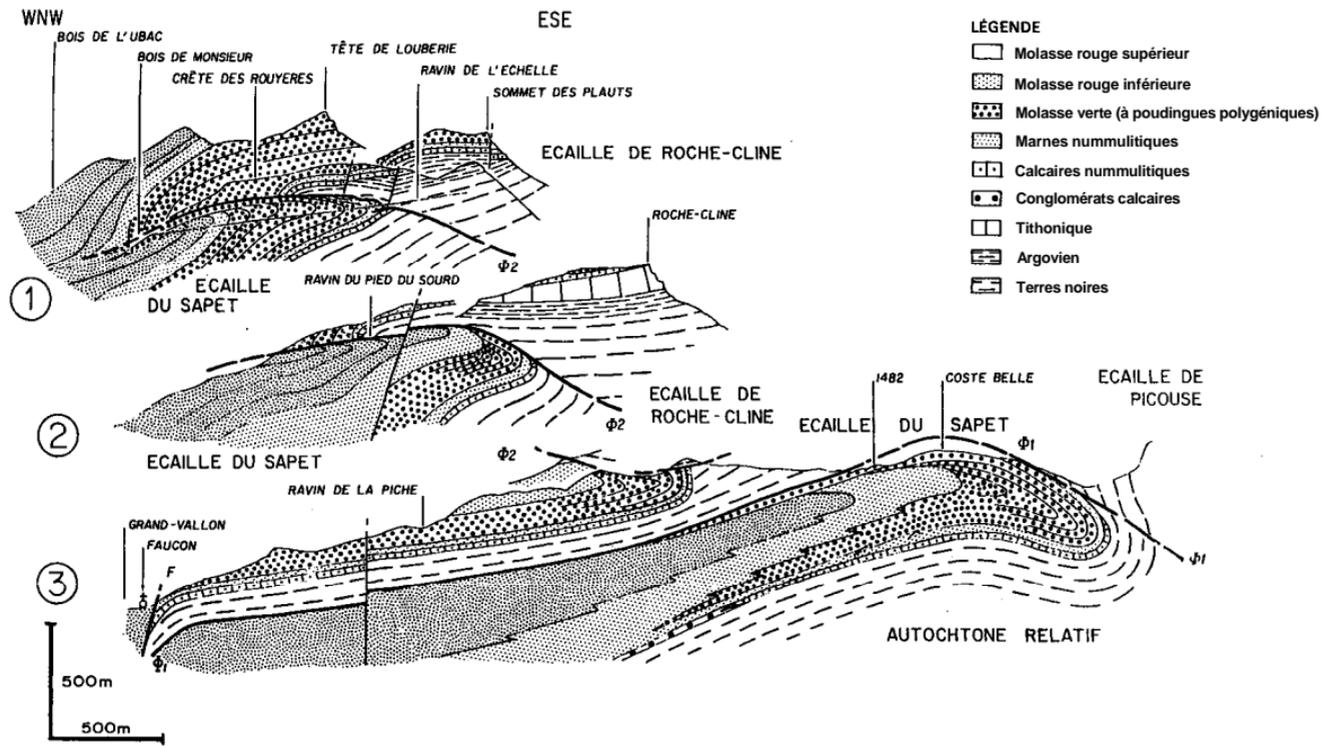


Fig. 9 - Coupes W-E, sériées du Nord au Sud, en rive gauche du Grand-Vallon de Faucon, montrant la structure de détail des "écailles de Faucon" (d'après Arnaud *et al.*, 1977)

Les coupes sont orientées selon la direction de chevauchement. Noter les passages latéraux entre molasse verte et molasse rouge et le cachetage du chevauchement de Roche - Cline (coupe 1) au sein de la molasse rouge.

F = Accident du Grand-Vallon ; φ<sub>1</sub> = Chevauchement du Sapet ; φ<sub>2</sub> = Chevauchement de Roche-Cline.

Son jeu en chevauchement est probablement plus ou moins contemporain de la mise en place de la nappe de Digne. D'ailleurs, il y a passage continu, sans charriage, entre les successions de ces deux unités dans le redent de Turriers (au Sud de Bréziers, sur la feuille Seyne).

- **L'écaille de Barcillonnette**, se développe au contraire au flanc nord du « coin du Caire ». Elle est surtout représentée au Nord-Ouest de la Durance, où elle chevauche le synclinal NW-SE de la crête des Selles, à cœur de molasses rouges oligocènes, par l'intermédiaire d'une semelle assez épaisse de gypses triasiques. Elle se réduit en rive gauche de la Durance, près du village de Rousset, pour ne plus montrer que du Lias et des Terres noires transgressées par les molasses rouges oligocènes. Aux approches du Grand-Vallon, elle n'est plus représentée que par une lame étirée sous la nappe de Digne, avant d'être tranchée par la faille du Grand-Vallon.

- **L'unité de la crête des Selles**. On peut hésiter à distinguer cette unité du reste de l'anticlinorium de Laragne car l'ampleur du chevauchement qui la concerne est beaucoup plus modeste (elle ne suffit pas à faire affleurer le Lias, ni *a fortiori* le Trias). Ce chevauchement s'atténue vers le Nord-Ouest, où il se manifeste seulement par le redoublement de certains niveaux des Terres noires. À l'inverse, il s'accroît vers le Sud-Est, aux approches du « coin du Caire » où les Terres noires de l'unité chevauchante reposent sur le Crétacé moyen et même sur de l'Oligocène. Aux approches du Grand-Vallon, cette unité ne forme plus, comme la précédente, qu'une lame étirée sous la nappe de Digne.

### Unités à vergence WNW

On les rencontre en rive gauche du Grand-Vallon (fig. 8), au Nord-Est de La Motte-du-Caire où elles constituent les **écailles de Faucon—Turriers**. Elles montrent plusieurs imbrications, déversées vers le Nord-Ouest et dotées de crochons à axes N30 (fig. 9), dont la formation est contemporaine du dépôt de la molasse rouge (cachetage et olistolites).

Elles se caractérisent par des séries liasiques particulièrement réduites en épaisseur. Elles jalonnent en effet une paléostructure majeure, orientée en moyenne N30, le **linéament de Clamensane**, qui a été le lieu du maximum de réduction des séries, dans la région, lors de l'extension liasique (il s'agissait sans doute d'une sorte de horst allongé méridiennement).

Les écailles de Faucon—Turriers sont partie intégrante de l'écaille de Valavoire dans l'étape de chevauchement (postoligocène) de cette dernière. Leur présence caractérise en fait la partie nord-orientale de cette unité, ou « redent de Turriers ».

Au total, il s'agit donc d'un secteur complexe parce que constitué de structures anciennes qui ont ensuite rejoué à plusieurs reprises et de diverses manières. En particulier, les écailles y reprennent des paléofailles liasiques et sont replissées par les plis postoligocènes associés aux chevauchements des écailles de Barcillonnette et de Valavoire (fig. 10, 11 et 12).

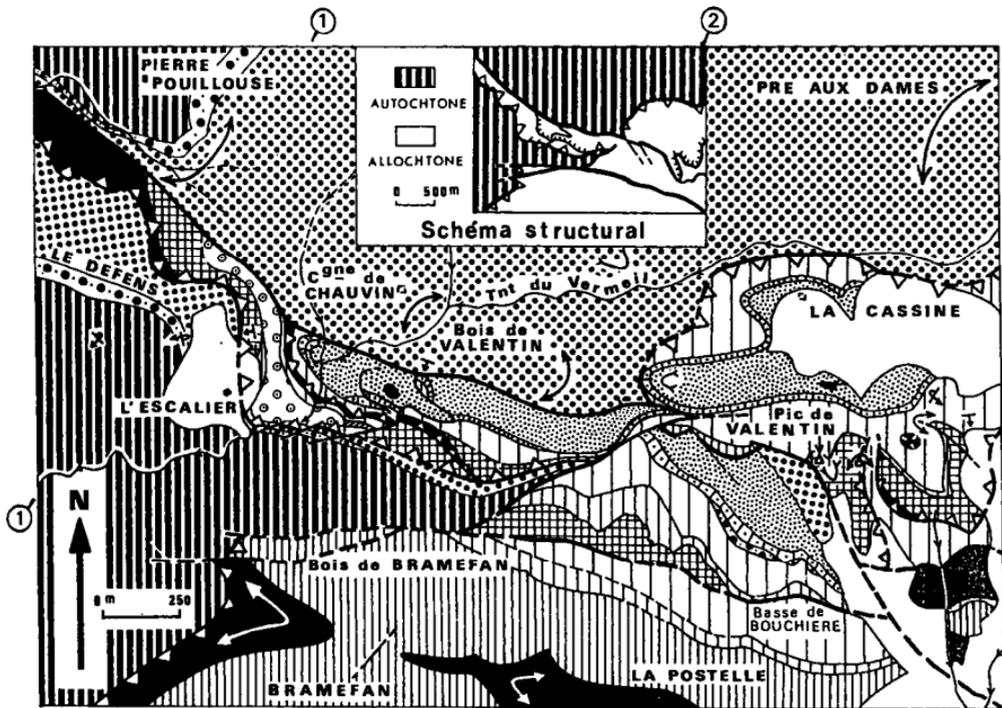
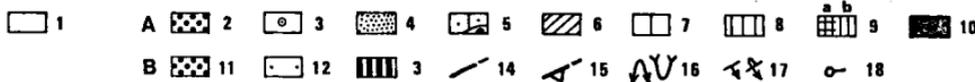
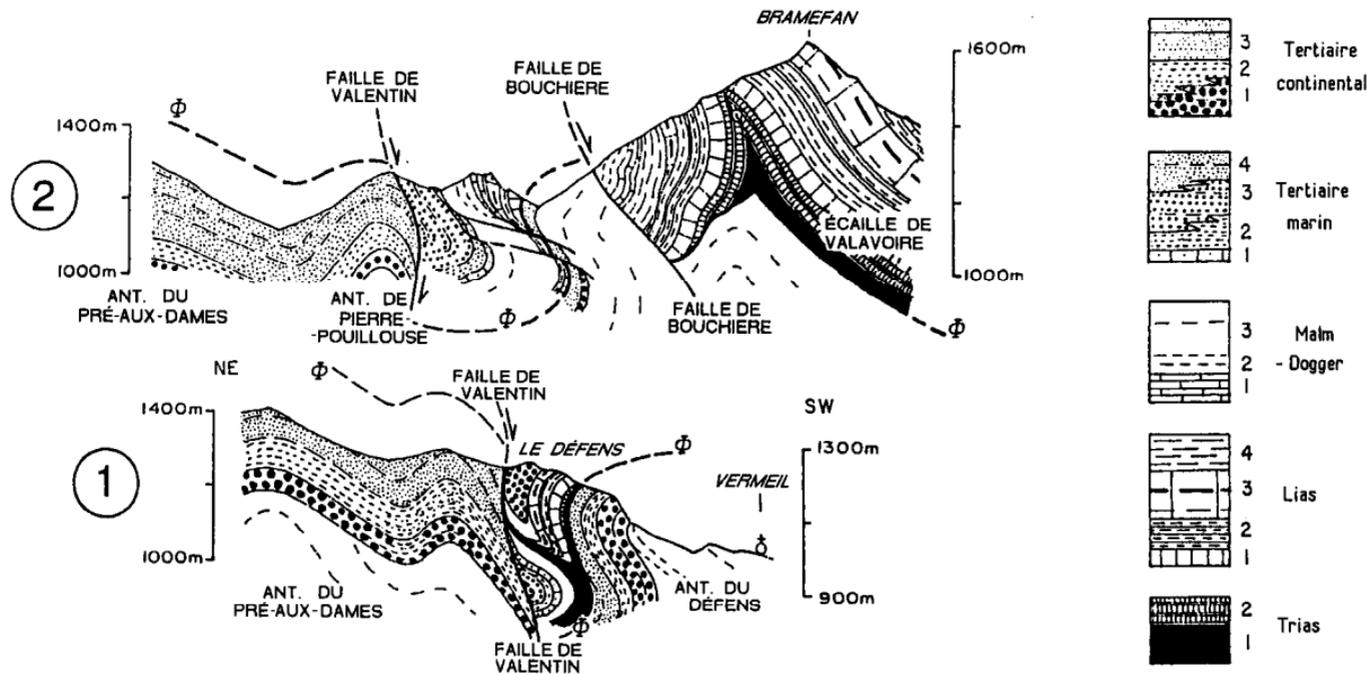


Fig. 10 - Carte détaillée du secteur situé à l'Est du Caire (bordure sud des écailles de Faucon ; voir coupes fig. 11) (d'après Arnaud *et al.*, 1977).

Les amorces de traits numérotées 1 et 2 localisent les coupes de la fig. 11.

- 1 - Quaternaire.
- A - **Allochtone** : 2 - Molasse rouge ; 3 - Conglomérats calcaires nummulitiques à éléments d'origine locale, de grosse taille (gorge du Temple-de-l'Oure) ; 4 - Poudingues polygéniques et marnes nummulitiques ; 5 - Calcaires et/ou grès nummulitiques, avec lentilles conglomératiques basales ; 6 - Tithonique ; 7 - Terres noires ; 8 - Dogger ; 9 - Lias ; 10 - Trias.
- B - **Autochtone** : 11 - Molasse rouge ; 12 - Conglomérats calcaires nummulitiques à éléments locaux de grosse taille (rochers du Défens) ; 13 - Terres noires.
- 14 - Failles ; 15 - Chevauchements (les barbules sont du côté initialement chevauchant) ; 16 - Charnières de plis (anticlinales ; synclinales) ; 17 - Pendages (normaux ; inverses) ; 18 - Directions des axes des plis et sens de leur plongement.





**Fig. 11 - Deux coupes N-S du secteur situé à l'Est du Caire, à la bordure sud des écaillles de Faucon (d'après Arnaud et al., 1977 : voir la localisation sur la carte fig. 10).**

Φ = Chevauchement basal des écaillles de Faucon (chevauchements du Sapet et de Bramefan).

Noter le repliement des surfaces de chevauchement par les plis E-W post-oligocènes et leur décalage par des failles tardives (faille de Valentin et faille de Bouchière).

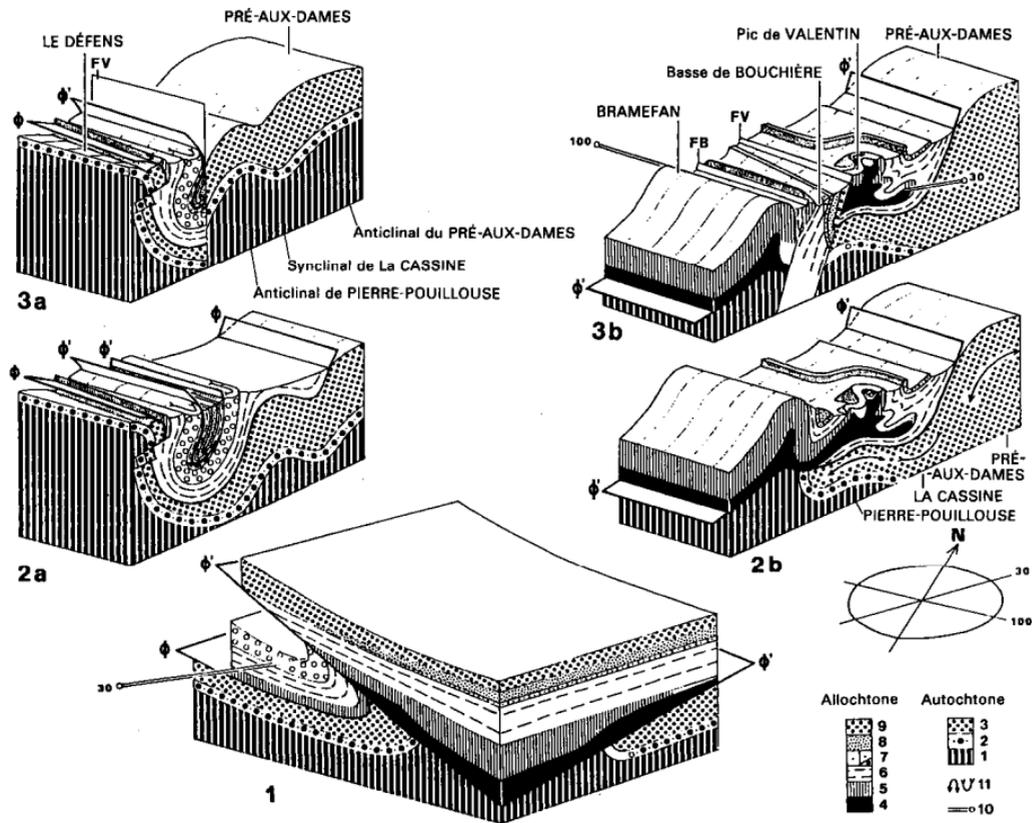
- Trias : 1 - Gypse; 2 - Rhétien;

- Lias : 1 - Hettangien; 2 - Sinémurien; 3 - Lotharingien-Carixien; 4 - Domérien.

- Malm-Dogger : 1 - Bajocien calcaire; 2 - Bajocien supérieur (marno-calcaire); 3 - Terres noires.

- Tertiaire marin : 1 - Calcaires à nummulites; 2 - Marnes nummulitiques; 3 - Poudingues polygéniques; 4 - Molasse rouge.

- Tertiaire continental : 1 - Conglomerats calcaires (Le Défens, Temple-de-l'Oure); 2 - Molasse rouge inférieure; 3 - Molasse rouge supérieure.



Rg. 12 - Tectonogrammes schématiques, expliquant la formation de la structure en chevauchements reployés des écailles de Faucon (d'après Arnaud *et al*, 1977).

( $\phi$ ) = Chevauchement basal des écailles de Faucon (chevauchements du Sapet et de Bramefan);  $\phi$  = Clivage interne (redoublement) de la série chevauchante; FV = Faille de Valentin.

Le **bloc 1** montre la disposition globale, à la suite de l'étape de mise en place des écailles de Faucon (par chevauchement vers le NNW). Les blocs 2a et 2b montrent pour le secteur ouest (Vermeil, le Défens : coupe 1, fig. 11) l'évolution par repliement (plis post-oligocènes E-W) puis par failles abaissant leur compartiment sud-ouest. Les **blocs 3a** et **3b** correspondent aux deux mêmes étapes, mais concernent un secteur plus oriental (au Nord du sommet de Bramefan : coupe 2, fig. 11).

- **Autochtone** : 1 - Terres noires; 2 - Conglomérats calcaires; 3 - Molasse rouge.
- **Allochtone** : 4 - Trias; 5 - Lias-Dogger; 6 - Terres noires; 7 - Calcaires et/ou grès nummulitiques, avec lentilles conglomératiques basales; 8 - Molasse verte et marnes bariolées; 9 - Molasse rouge.
- 10 - Axes de pli, avec leur direction; 11 - Plis anticlinaux, synclinaux.

## **Écailles basales de la nappe de Digne**

Ces unités sont absentes du territoire de la carte mais sont représentées par contre sur la marge orientale du schéma structural. Il s'agit de lames peu épaisses (100 à 200 m) qui ont été débitées presque parallèlement à la surface basale de la nappe par des failles plates qui se branchent sur cette dernière. Ces failles plates tranchent les structures plissées de l'autochtone (qui sont ainsi transportées vers le Sud-Ouest) et sont donc, à l'évidence, plus tardives que les plis postligocènes.

Ce sont là des structures induites par l'avancée de la nappe sur son autochtone relatif. Elles diffèrent, en cela au moins, des autres écailles de la zone qui sont dues à des déformations plus précoces, antérieures à cette avancée de la nappe.

## **GÉOMORPHOLOGIE**

### **Grands traits du relief**

Le relief présente des caractères assez divers, voire contrastés, en fonction de la nature des roches prédominantes.

*Dans la dépression de Laragne* prédomine un relief mou avec bosses dénudées et ravinées (« dos d'éléphants »). Il alterne assez capricieusement avec de vastes surfaces assez aplanies correspondant soit à de véritables terrasses, soit à des glaciaires de colluvions ou d'épandages torrentiels. Ce sont ces secteurs qui supportent les cultures.

À l'angle nord-est de la feuille, dans le secteur où affleure le Jurassique de la nappe de Digne, le relief, pour être plus énergique, n'en reste pas moins dénué de lignes directrices nettes, et géré par les hasards des ravinements.

*Dans les chaînons des Baronnies* on rencontre par contre un relief de euestas, compliqué par les fréquents changements d'azimut des couches, ce qui donne des dispositifs en cuvette plus ou moins bien fermés.

### **Expression morphologique des structures**

Elle est également très variable en fonction de la nature des roches prédominantes.

Dans les Terres noires (en particulier dans la dépression de Laragne) et dans le Jurassique inférieur de la nappe de Digne, la faible différenciation des faciès empêche pratiquement toute influence des structures sur le relief. La cartographie se fait donc en suivant, patiemment et pas à pas, des niveaux-repères d'ailleurs assez diffus et faciles à confondre. Les plis et les failles ne sont pratiquement jamais visibles à distance.

Dans les chaînons montagneux des Baronnies occidentales et orientales, la barre Tithonique joue un rôle morphologique prédominant en ceinturant

les zones synclinales, qui constituent souvent les reliefs marquants (inversion du relief). Toutefois, il s'y crée également des dépressions synclinales, évidées de leur contenu crétacé et cernées par des crêtes monoclinales de Tithonique. Le tracé de celles-ci dessine clairement la mosaïque des cuvettes tectoniques dues à l'entrecroisement des directions de plissement (cuvette du bois de la Faye, de la montagne des Selles, etc.).

Dans le secteur situé au Nord-Est de La Motte-du-Caire, les séries liasiques, en prédominance très calcaires, sont soulignées par des lignes de relief, et l'articulation des crêtes rocheuses souligne assez étroitement l'organisation structurale.

### **Empreinte morphologique des glaciations**

Les glaciations ont influencé l'évolution du relief de la vallée de la Durance proprement dite et, par le jeu des diffluences, de ses deux principaux affluents, le Buech et le Sasse—Grand-Vallon. Côté Buech, la diffluence principale, qui empruntait la vallée du Petit-Buech, s'est arrêtée assez loin des limites de la carte en amont de Serres ; mais au Sud de la montagne de Saint-Genis, la dépression de Laragne a été envahie par un autre lobe de glace qui est remonté jusqu'à Eyguians (en amont, le col de Faye n'a pas été diffluent). Côté Sasse—Grand-Vallon, le courant Ubaye de l'appareil durancien a légèrement débordé par les cols de Sarraut et des Sagnes, en tête des vallées. Une autre grosse diffluence, symétrique de celle de Laragne mais à un niveau bien supérieur, a débordé le seuil de Melve entre la montagne des Croix et la tête des Monges, tandis qu'une diffluence secondaire empruntait le collet de Saint-Pierre, au Nord du rocher de Hongrie, en direction du Sasse. Ces deux diffluences ont remonté au moins jusqu'à Clamensane.

Seule la vallée de la Durance a subi un façonnement glaciaire, d'ailleurs modéré. Aucun surcreusement important n'y existe sauf en amont de Monétier-Allemont où le modeste élargissement de Plan-de-Vitrolles—La Saulce semble être un ombilic peu profond. Les combes anticlinales de Faye et de Barillonnette, par exemple, dont le fond est rempli par un épais rembourrage morainique latéral, n'apparaissent guère plus creusées que les combes voisines de Savournon—Le Sarret (côté Buech) où les glaciers ne sont jamais parvenus. Ainsi, l'importance des reliefs en creux qui caractérisent cette région est donc plus à mettre sur le compte de l'érosion « normale », fluviale, que sur celui de l'érosion glaciaire.

### **Autres traits de la morphogénèse quaternaire**

La feuille montre un grand développement des glacis de versants et des terrasses alluviales. En effet, l'une et l'autre de ces formes alluviales du relief ont trouvé aisément à se développer sur les vastes étendues où affleurent les Terres noires du Jurassique moyen-supérieur. Ces formes sont analysées et décrites avec précision dans la description des terrains quaternaires.

## *DESCRIPTION DES TERRAINS*

### *TERRAINS PRIMAIRES*

h. **Houiller. Grès micacés, pélites.** Le Houiller n'est représenté que par des affleurements discontinus et morcelés par la tectonique, de sorte qu'il n'est pas possible d'y relever une succession stratigraphique quelque peu continue ni d'en apprécier la puissance.

Il est constitué de pélites micacées gris sombre à patine d'un bleu métallique, tachée de rouille. Des lits de grès micacés de même teinte et des veines charbonneuses millimétriques à centimétriques s'y rencontrent par places.

### *TERRAINS SECONDAIRES*

#### **Trias**

tQ. **Buntsanstein (?). Grès quartzitiques clairs.** On les observe en repos direct sur le Houiller en plusieurs points (Les Moulières, au Nord-Est de Nibles ; Champ-Long et ravin du Vermeilh, à l'Ouest de Clamensane). Leur épaisseur totale est de 20 m au moins.

tC. **Muschelkalk (?). Calcaires dolomitiques ocre, dolomies.** Aucun affleurement ne permet, sur la feuille, de relever une coupe continue des termes carbonatés de la succession triasique. Ceux-ci affleurent en fait toujours à l'état de lames isolées tectoniquement et souvent emballées dans les gypses.

On a rapporté à ce terme les faciès suivants :

- calcaires massifs, en bancs souvent plurimétriques, à fines laminites et à filonnets argilo-dolomitiques ocre ;
- dolomies à patine changeante (gris clair, noire ou brun ocreux), noires ou gris sombre en cassure. Les bancs sont en général d'épaisseur métrique.

tG. **Keuper (?). Gypses.** Gypses le plus souvent saccharoïdes et pulvérolents, plus rarement formés de beaux cristaux pluricentimétriques. Ils montrent fréquemment un litage souligné par des changements de couleur (lits rouges potassiques ou lits gris pollués d'argile), mais celui-ci est dans beaucoup de cas d'origine tectonique.

On y rencontre également des petits lits, centimétriques à décimétriques, formés soit de dolomies (et alors fragmentés par boudinage), soit d'argillites noires ou grises.

tK. **Cargneules.** La cargneulisation est une transformation en brèches à ciment ocreux qui affecte principalement les dolomies triasiques, mais les produits de cette bréchification peuvent se mélanger à du matériel quaternaire à la faveur de phénomènes de solifluxion, donnant ainsi de fausses cargneules (dites polygéniques) qui ont donc valeur de brèches de pentes. Ces

dernières n'ont pas été distinguées des vraies cargneules, que Ton rencontre principalement le long de dislocations tectoniques qu'elles jalonnent.

D'autre part, une cargneulisation modérée de certaines parties des affleurements triasiques est commune, et l'on n'a donc représenté que les gros amas presque entièrement cargneulisés.

**t10. Rhétien (et Keuper terminal?). Dolomies et argilites.** Le Rhétien forme un niveau relativement tendre, épais d'environ 30 m, à la base des successions liasiques. Il est constitué d'une alternance de bancs pluridécimétriques (0,3 à 0,6 m) et de lits plus tendres, épais ou minces (souvent métriques), qui sont constitués d'argilites noires feuilletées.

Les bancs les plus épais sont surtout formés par des dolomies grises à patine jaune orangé. Ils débutent parfois par un niveau décimétrique de quartzites gris orangé dont la surface basale moule souvent des empreintes de terriers (contournés ou étoilés). Les autres bancs, plus minces et plutôt cantonnés à la moitié supérieure de la formation, sont constitués de calcarénites grises à patine brun sombre mouchetée de points rouille. C'est à leur base que l'on rencontre des enduits lumachelliques à *Avicula confortata*.

Le sommet de la formation s'enrichit en bancs de calcaires gris, ce qui constitue un passage transitionnel à la formation suivante.

Vers la base de la formation, les calcaires manquent totalement tandis que les argilites deviennent vertes et peuvent alterner avec des dolomies argileuses pourpres (ces dernières se débitent en « frites » du fait de leur aptitude à la schistosation). Ces termes n'appartiennent peut être pas encore au Rhétien *s.s.* et sont peut être à ranger dans le sommet du Keuper.

**t. Trias indifférencié.** Lorsque les affleurements sont trop petits ou montrent une variabilité trop grande d'un point à l'autre de leur tectonisation, il n'a pas été possible de différencier graphiquement les divers niveaux du Trias. C'est notamment le cas pour les affleurements des diapirs de la dépression de Lagne, dans lesquels prédominent en fait les gypses du Keuper.

## Lias

### Lias calcaire

Les termes du Lias inférieur et du début du Lias moyen constituent un ensemble assez homogène qui se différencie bien morphologiquement et qui est traditionnellement désigné du nom de « Lias calcaire ». Il s'agit globalement de calcaires argileux sombres (mudstones), en bancs alternant souvent avec des lits marneux plus ou moins minces.

**l1-2. Hettangien. Calcaires gris à gros bancs.** La base de la succession liasique, sur une épaisseur d'environ 50 à 100 m, se caractérise par la finesse de la pâte et la teinte relativement claire de ses calcaires, et par la rareté des lits marneux. Quelques bancs de calcaire spathique se rencontrent toutefois vers la base de la formation (transition avec les faciès rhétiens). La plupart des bancs sont épais d'environ 10 cm et dotés de surfaces onduleuses,

garnies de petits débris organiques millimétriques (encrines, radioles d'oursins), voire de coquilles presque entières (petits bivalves).

Un trait caractéristique de la formation est la présence de quelques gros bancs massifs, épais de quelques mètres et espacés de 10 à 20 m, à patine grise souvent tachetée de lichens ocre et à surface corrodée par des cavernes centimétriques. On en dénombre en général deux mieux marqués que les autres.

À quelques niveaux (notamment sous le premier gros banc et par passées de quelques décimètres, plus haut), apparaissent, entre les petits bancs, des lits marneux de quelques centimètres qui permettent un débit en boules contournées aplaties.

La formation a livré de rares échantillons de *Psiloceras*, d'*Alsatites* et de *Schlotheimia* qui permettent de l'attribuer à l'Hettangien, sans que les limites de cet étage soient situables avec précision.

Entre les séries de la nappe de Digne et celles de l'autochtone, les différences sont très modestes à ce niveau et ne consistent guère qu'en une différence d'épaisseur, dans un rapport qui n'est même pas de l'ordre de 2 à 1.

**l3-5. Sinémurien à Carixien non différenciés.** En certains points on a été amené à distinguer sous cette notation des affleurements, isolés et de petite taille, de calcaires gris sombre, plus ou moins spathiques, que l'on peut difficilement attribuer à l'un plutôt qu'à l'autre des niveaux décrits ci-après. C'est le cas notamment pour les pointements emballés dans le Trias diapirique de Lazer.

**l3-4. Sinémurien et Lotharingien non différenciés.** Lorsque l'épaisseur de la formation attribuable à ces deux étages est très réduite, il n'a pas été graphiquement possible de les distinguer. Ailleurs (c'est-à-dire dans la plupart des cas) on y a séparé les deux membres suivants.

**l3. Sinémurien. Calcaires rognoneux.** La limite inférieure adoptée pour ce membre se situe immédiatement au-dessus du gros banc le plus élevé du membre attribué à l'Hettangien (ce banc est parfois garni à son sommet d'un enduit rubéfié de type hard ground). Le faciès plus argileux, la pâte plus spatique et la teinte plus noire, ne différencient que difficilement les calcaires de ce niveau de ceux du terme sous-jacent. Toutefois, l'alternance systématique des bancs calcaires décimétriques avec des lits marneux également décimétriques, est à l'origine d'un débit en boules décimétriques arrondies et d'une beaucoup plus faible résistance à l'érosion. Dans les séries autochtones, ce terme donne un talus bien individualisé, tandis que dans la nappe l'opposition morphologique avec les termes supérieurs n'est pas aussi nette.

Les fossiles y sont nombreux et consistent essentiellement en huîtres (*Liogryphea arcuata*), en pentacrines et aussi en ammonites (*Arietites*). Les formes de la base de ce membre appartiennent au *Sinémurien inférieur* mais l'âge du sommet n'est pas situé avec précision, notamment en raison d'un passage transitionnel.

L'épaisseur varie beaucoup, de quelques mètres seulement entre Turriers et Clamensane (dans l'autochtone) à plus de 100 m dans la nappe. Sa valeur moyenne est de 50 m dans les écailles de Valavoire et de Barcillonnette.

**14. Lotharingien. Calcaires noirs lités.** Par une transition d'une dizaine de mètres, les bancs calcaires deviennent plus épais (40 à 60 cm) et plus réguliers, avec des surfaces à peu près planes, et ne sont plus séparés que par des joints marneux minces (centimétriques).

Ce membre livre de grosses huîtres (*Liogryphea cymbium*) mais par ailleurs assez peu d'ammonites déterminables, de sorte que son âge n'est pas délimité avec précision. Son épaisseur varie de quelques mètres (écailles de Faucon) à 200 m (nappe de Digne).

Dans la nappe de Digne on y a distingué, de bas en haut, les termes suivants :

—ensemble de bancs à **patine grise** (14a) et à pâte fine, qui forment l'essentiel de la formation ;

—quelque 10 à 20 m de bancs presque identiques mais à **patine rouille** (14b) et à litage moins bien marqué. Ils constituent un repère précieux, visible surtout vers le sommet des abrupts du Lias. Ces bancs ont livré des *Echioceras*, ce qui les situe dans le *Lotharingien supérieur*.

**15. Carixien. Alternance de calcaires noirs et marnes brunes.** Dans la nappe de Digne, les derniers termes du Lias calcaire, qui couronnent la succession, sont constitués de calcaires noirs à pâte fine et à patine grise, en bancs de 20 à 30 cm séparés par des lits de même épaisseur de marnes à patine brune, qui résistent souvent mieux à l'altération par dissolution que les calcaires (ces derniers apparaissent alors en dépression à la surface des affleurements).

Ces niveaux atteignent 50 à 70 m d'épaisseur et ont été datés par la récolte, près de Serre-Ponçon (feuille Chorges), de *Deroceras davoei* et d'*Aegoceras*.

**15S. Carixien. Calcaires massifs à silex.** Dans l'autochtone on attribue à cet étage, pour des raisons d'encadrement, une barre calcaire relativement massive, atteignant ou dépassant 100 m d'épaisseur, où les zones à silex sont fréquentes. Le calcaire est plus ou moins finement spatique, gris sombre et à patine gris clair. Les silex, noirs à roussâtres en général (parfois blancs), sont plus ou moins bien formés suivant les niveaux : à la base, il s'agit de poupées à cortex siliceux roux mais dont l'intérieur est encore calcaire ; plus haut, la silicification est de plus en plus importante et l'on peut rencontrer des lits continus de silex, d'épaisseur décimétrique. De nombreuses surfaces rubéfiées séparent les bancs sommitaux de cette formation, qui se termine en général par un hard ground bien marqué.

Dans les successions les plus complètes, les niveaux à silex atteignent plus de 50 m d'épaisseur et présentent des passées de quelques mètres dépourvues de silex (Grande-Gautière). Dans plusieurs cas (Clamensane, Les Tourniquets-d'Astoin), des bancs décimétriques sans silex et à joints marneux forment un niveau intermédiaire entre deux niveaux spécialement

riches en silex (il n'est pas exclu que les niveaux à silex inférieurs soient ici l'équivalent des bancs supérieurs du Lotharingien des successions plus pauvres en silex). Plus exceptionnellement, la silicification envahit toute l'épaisseur des bancs, sur plusieurs mètres d'épaisseur (cluse du Sasse au Sud de Châteaufort).

Dans certaines successions très réduites on observe une lacune plus ou moins importante des niveaux supérieurs (à vrais silex), soit que l'on ne trouve que quelques mètres de bancs à véritables silex (le Cerveau), soit que seuls les calcaires roux à poupées soient présents (les Patassiers).

**l5-6a. Carixien supérieur—Domérien basal (?). Calcaires roux à silex.** On a distingué sous cette notation, dans le versant sud de la montagne de Honnrie, un ensemble de calcaires grossièrement spathiques, à patine brun-roux, qui constitue un terme de passage entre les calcaires à silex gris et le Domérien marneux. Leur épaisseur n'excède guère 50 m et leur âge n'est pas déterminé avec précision.

#### **Lias moyen-supérieur «schisteux»**

**l6-8. Domérien et Toarcien regroupés.** Cette notation a été utilisée dans les secteurs à séries réduites, lorsque ces deux étages sont représentés sous leurs faciès respectifs mais n'ont pas pu être distingués pour des raisons graphiques (liées à leur épaisseur insuffisante).

**l6. Domérien non subdivisé (à Toarcien basal). Marnes noires.** Dans la nappe de Digne, le Domérien est entièrement représenté par des marnes noires, pélitiques et micacées. Elles peuvent atteindre plus de 200 m d'épaisseur à l'extrémité nord-est de la carte mais sont d'autant moins épaisses que l'on se déplace plus vers le Sud-Est (50 m à La Saulce et à Barillonnette). Ces marnes ont livré en plusieurs points des ammonitofaunes à amalathées.

Leur partie supérieure (les 40 ou les 10 derniers mètres, suivant les points) est caractérisée par l'intercalation de bancs un peu plus calcaires. Elle a fourni des formes du Toarcien basal.

La formation se termine enfin par un niveau décamétrique de marnes très noires, d'aspect charbonneux, dont la limite supérieure est un bon repère cartographique.

**l6b. Domérien inférieur calcaréo-marneux.** Dans les séries plus réduites (environs de Clamensane), les termes inférieurs du Domérien se caractérisent par l'alternance de calcaires finement spathiques, en bancs de 0,5 m, et de marnes micacées pélitiques. Lenticulairement, il s'y développe des niveaux de lumachelles à brachiopodes et encrines.

**l6c. Domérien supérieur calcaire.** Dans les séries réduites, les termes supérieurs du Domérien constituent une barre calcaire à patine sombre. Les bancs calcaires y prédominent sur les marnes noires micacées, souvent réduites à des joints décimétriques. Ils sont souvent jointifs et atteignent au moins 0,5 m d'épaisseur. Ces niveaux présentent des développements lenti-

culaires d'encrinites rouges souvent grossières (coupe du torrent de Vermeilh, 1 km au Nord de Clamensane). Ces couches sont datées en plusieurs points par *Pleuroceras spinatum*.

L'ensemble du Domérien des séries réduites possède une épaisseur qui varie entre 10 m et 150 m (elle est en moyenne de 50 m).

**l7-8. Toarcien non subdivisé.** Dans les séries réduites, le Toarcien est le plus souvent absent par lacune. Toutefois, on rencontre de façon discontinue (aux environs de Clamensane et en rive gauche du Sasse au Sud de cette localité) un banc métrique ou une dizaine de bancs de **calcaire gris** (l7-8[1]) à pâte fine (« banc D » des auteurs) qui lui sont attribués. En effet, ces bancs sont encadrés par deux hard grounds, marquant respectivement les limites du Domérien et du Bajocien, et ont livré un *Hildoceras* dans la région d'Entraix.

**l7a. Toarcien inférieur de la nappe de Digne. Calcaires noirs.** Il est représenté par une barre, puissante d'environ 30 m, de calcaires argileux, assez massifs, noirs et à patine très rousse, voire « rouille ». Les éboulis de cette barre peuvent d'ailleurs colorer les pentes en contrebas sur plusieurs centaines de mètres de dénivellation.

Ces couches ont livré des *Harpoceras* du groupe *falciferum*. La base du Toarcien n'est cependant pas représentée dans ce membre (elle est incluse dans celui noté l6).

**l7b. Toarcien moyen de la nappe de Digne. Calcaires argileux.** Calcaires très argileux mal lités, à débit en plaquettes et à patine rousse s'atténuant vers le haut. Leur épaisseur est de l'ordre de 100 m.

**l7. Toarcien inférieur et moyen de l'unité de Barcillonnette.** Dans cette unité, les faciès sont les mêmes que dans la nappe de Digne mais les épaisseurs sont plus réduites : ceci n'a pas permis d'effectuer la distinction des deux membres l7a et l7b, pour des raisons purement graphiques.

**l8. Toarcien supérieur de la nappe de Digne et de l'unité de Barcillonnette. Marnes noires.** Il est constitué par une centaine de mètres de marnes noires à rares lits, isolés, de miches plus calcaires, espacées.

Vers la base, un niveau, épais de quelques mètres, de bancs de calcaires argileux rognoneux, a livré entre autres *Grammoceras thouarsense* (base du Toarcien supérieur). Plus haut on y a récolté, de bas en haut, des *Dumortieria*, des *Cottesworldia* et enfin des *Pleydellia aalensis* (Toarcien supérieur).

### Jurassique moyen calcaréo-marneux

**l9. Aalénien.** Trois cas sont à envisager en ce qui concerne cet étage : — dans les séries réduites, l'Aalénien est totalement absent par lacune. Dans certaines coupes cependant, on doit lui rattacher quelques bancs qui se

distinguent à peine, lithologiquement, de ceux de la base du Bajocien (environs de Clamensane) et n'ont pu en être séparés ;

—dans l'unité de Barcillonnette, il n'a pas été subdivisé (19). En effet, dans cette unité les épaisseurs sont trop réduites (moins de 100 m au total) pour y avoir permis d'effectuer la distinction graphique des deux membres 19a et 19b, décrits ci-après dans la nappe de Digne, mais les faciès y sont les mêmes ;

—dans la nappe de Digne, l'Aalénien, très puissant, peut aisément être partagé en deux membres :

19a. **Aalénien inférieur. Calcaires argileux.** Alternances de gros bancs métriques, à limites peu nettes, de calcaires argileux à patine grise et de marnes à peine moins calcaires (les limites de strates, bien visibles dans les falaises, deviennent très indistinctes dans les entailles fraîches). Les calcaires ont une pâte gris bleuté assez grossière, avec des mouchetures ocreuses parfois alignées selon la stratification (très mal visible par ailleurs). Vers le haut on y trouve deux ou trois bancs métriques, isolés, de calcaires à patine jaune, plus durs et à pâte plus fine.

Ces niveaux ont livré des *Lioceras opalinum* à leur base et des *Tmetoceras scissum* à leur sommet, ce qui fait coïncider assez bien leurs limites avec celles de l'Aalénien inférieur. Ils atteignent 150 à 200 m de puissance.

19b. **Aalénien supérieur. Marnes feuilletées.** Le membre précédent passe traditionnellement, en une dizaine de mètres, à des marnes noires feuilletées, parfois à posidonomes, qui atteignent près de 200 m d'épaisseur. Leur faciès ne les distingue en rien de celles du Toarcien supérieur ou de celles des Terres noires. Elles ont livré des *Ludwigia* et des *Graphoceras*.

19a. **Bajocien inférieur et moyen. Calcaires lités à alternances marneuses.** Formation bien individualisée, quoique pouvant être confondue avec celle de l'Aalénien inférieur. Elle est constituée par une alternance régulière et monotone de bancs calcaires pluridécimétriques et de lits de marnes d'épaisseur comparable.

Les calcaires, assez durs, sont gris sombre et à patine gris clair, et la surface des bancs présente souvent des mouchetures ocreuses. Vers le bas, les bancs sont plus épais que les joints marneux, mais le rapport s'inverse vers le haut où les bancs n'atteignent plus que 0,2 m entre des lits de marnes de 0,5 m ou plus.

Cette formation est localement assez riche en ammonites, principalement en *Stephanoceras* dans sa partie basse. Les bancs terminaux appartiennent en général à la zone à *Garantiana*, voire au début de la zone à *Parkinsoni* (Bajocien supérieur).

Elle ne change pas de faciès entre le domaine des séries épaisses et celui des séries réduites. Elle est épaisse de 150 m dans la nappe de Digne mais seulement de 50 m dans l'unité de Barcillonnette. Dans la région de Clamensane, elle peut atteindre 100 m (Hautes-Graves, vallon de Rouinon) mais se réduit souvent par amputation plus ou moins étendue de ses termes inférieurs, du fait de son onlap discordant sur le Lias moyen. Sur les anciens

hauts-fonds les plus saillants, elle se réduit parfois à quelques bancs (Clamensane, Châteaufort, écaillés de Faucon—Turriers) ou peut même être complètement absente (Entraix, Valavoire).

### **Jurassique moyen-supérieur marneux (Terres noires)**

Succession monotone, épaisse de 1 500 à 2 000 m, de marnes noires, assez tendres et modérément feuilletées, en général à patine brunâtre.

Seul un examen attentif permet d'y distinguer une série de termes à limites très transitionnelles, calés paléontologiquement avec une précision variable. Ils sont caractérisés par des nuances de faciès plus ou moins nettes, qui consistent surtout en accidents sédimentologiques, tels que lits plus calcaires accidentels, alternances de minces bancs centimétriques calcarénitiques, dits « plaquettes », ou concrétions calcaires discoïdes décimétriques, dites « miches », « nodules » ou « galettes ».

On peut indiquer d'une façon plus générale que les marnes bajociennes et bathoniennes sont peu friables et se débitent plus facilement en feuillets secs que celles du Callovien et de l'Oxfordien : ces dernières sont moins feuilletées et s'effritent plus pour donner une terre d'altération malléable.

Un certain nombre de variations latérales, qui se font essentiellement d'Est en Ouest, viennent encore compliquer la cartographie et la nomenclature des membres de cette très importante formation. On peut en définitive la partager en 4 ensembles superposés, séparés par des niveaux-repères relativement constants.

#### **Terres noires inférieures**

j1b. **Bajocien supérieur. Marno-calcaires feuilletés.** Terme basal, plus calcaire et à patine plus claire que le reste de la succession des Terres noires. Il est formé de marnes très calcaires, sans bancs bien définis (à la différence des niveaux sous-jacents), se débitant en plaques suivant un feuilletage centimétrique. Son épaisseur moyenne est de 200 m. Elle atteint 400 m au Nord de Larnage (Eyguians) où s'intercalent, à sa base comme à son sommet, quelques minces lits de plaquettes calcaires dispersées sur 30 à 50 m d'épaisseur.

Ce terme est présent sur toute la surface de la feuille mais sa base et son sommet sont vraisemblablement diachrones. En effet, à Eyguians, ses niveaux à plaquettes basaux livrent encore des ammonites de la zone à Garantiana, la zone à Parkinsoni étant représentée dans les marnes qui font suite. D'autre part, à l'Est de La Motte-du-Caire, il n'a pas été possible de distinguer le terme de transition j1-2.

Sur les deux rives de l'Asse, en amont de Nibles, et notamment au confluent du riu d'Entraix, la partie inférieure de ce membre contient des lits grésos-quartzueux associés à des brèches à matériel de calcaires liasiques, de

dolomies et de grès triasiques, de pélites du Houiller et même de micaschistes. On y rencontre aussi des blocs métriques à décamétriques de ces divers terrains : il s'agit **d'olistolites** (j1b [1]) émis à cette époque par le horst principal du linéament de Clamensane dont le tracé passe peu à l'Est, au rocher des Moulières.

**j1-2. Niveau-repère du passage Bajocien—Bathonien. Bancs de calcaire gris.** Sur presque toute la feuille on peut suivre un niveau-repère caractérisé par la présence de bancs calcaires espacés sur une épaisseur de 50 à 100 m.

À l'Ouest, ces bancs sont plaquetés et répartis en une dizaine de faisceaux. À l'Est, ils sont plus massifs et d'épaisseur métrique. À l'extrémité nord-est de la feuille (dans l'unité de Barcillonnette), ce niveau est toutefois absent par lacune.

Ce terme a livré des ammonites qui le rapportent à la fois au sommet du Bajocien et à la base du Bathonien.

**j2. Bathonien non différencié.** Cette notation a été appliquée aux secteurs situés à l'Ouest de la Durance et à ceux où les conditions d'affleurement, et/ou la tectonisation, n'ont pas permis de séparer les niveaux décrits ci-après.

**j2a-b. Bathonien inférieur et moyen. Marnes.** À l'Est de La Motte-du-Caire (et donc du Grand-Vallon), les premiers niveaux de l'ensemble inférieur des Terres Noires, à faciès de marnes banales, n'ont pas été subdivisés (mais néanmoins séparés d'un terme Bathonien supérieur j2c).

Entre la vallée de la Durance et celle du Grand-Vallon (qui passe par La Motte-du-Caire), ce membre inférieur a été subdivisé en deux (j2a et j2b).

**j2a. Bathonien inférieur. «Plaquettes inférieures».** La partie inférieure est constituée, sur environ 50 m d'épaisseur, par des marnes riches en minces bancs centimétriques, de type « plaquettes ». Ces dernières sont calcarénitiques, le plus souvent bioturbées et à patine rousse. Elles s'organisent souvent en faisceaux serrés, ayant l'aspect de bancs de 5 à 20 cm à fines lamines bien visibles sur leur tranche.

On y trouve encore quelques bancs isolés, épais de 0,3 à 1 m, de calcaire brun sombre, à patine brune et à pâte fine.

**j2b. Bathonien « moyen ». Marnes.** Marnes à faciès de Terres noires banal. Leur épaisseur est comprise entre 200 et 400 m. Vers leur base, elles comportent encore de fines plaquettes d'épaisseur à peine centimétrique (Ouest de La Motte-du-Caire), mais l'épaisseur de ces dernières décroît progressivement vers le haut.

**j2c. Bathonien supérieur. « Plaquettes médianes ».** Niveau assez constant, épais de 50 à 150 m, qui peut d'ailleurs se dédoubler, voire se partager en trois par des intercalations marneuses plus franches. Il se caractérise par l'abondance de petits bancs centimétriques à décimétriques (« plaquettes »), souvent regroupés en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur. Ces plaquettes sont

formées de calcarénites rouges, très bioturbées, et sont souvent garnies d'empreintes de posidonomies à leur face supérieure.

### Terres noires moyennes

**j2-3. Niveau-repère du passage Bathonien—Callovien. Bancs de calcaire brun.** Il s'agit d'un membre d'épaisseur décamétrique, dit « niveau-repère médian », qui est constitué par une succession de quelques bancs isolés, espacés de 5 m environ et épais de 0,2 à 0,5 m, formés d'un calcaire brun à pâte fine et à patine jaune-ocre. Entre ces bancs s'observent de petits amas décimétriques de miches grises (dits « choux fleurs »). Il a été daté du *Bathonien supérieur—Callovien basal*.

À l'Ouest de La Motte-du-Caire et de la vallée du Sasse, ce membre repose presque directement sur les plaquettes j2c et a été distingué cartographiquement. À l'Est, au contraire, il en est séparé par 20 à 30 m de marnes franches. Comme il tend à perdre sa valeur de repère (voire à disparaître, n'étant plus marqué alors, en général, que par un ou deux lits de miches grises), on ne l'a pas individualisé par rapport au terme j3a1, dont il fait alors partie.

**j3a. Callovien inférieur non subdivisé.** Dans l'écaille de Barcillonnette (au Nord de Monétier-Allemon), il comprend peut-être, à sa base, l'équivalent latéral du niveau j2-3 mais repose directement sur le Bajocien supérieur (réduction de série par lacune et hard ground).

**j3a1. Callovien inférieur. Marnes.** À l'Est de La Motte-du-Caire et de la vallée du Sasse, le terme supérieur aux « plaquettes médianes » est constitué par des marnes banales montrant de façon accidentelle des amas boursoufflés, pluridécimétriques, de miches grises (dits « choux-fleurs »). Ce membre est puissant en moyenne de 150 m.

Sa partie basse est pratiquement l'équivalent latéral du terme j2-3, comme en atteste la présence de quelques lits de *calcaire jaune* qui ont été indiqués par un trait de couleur (j3a1 [2]).

**j3a2. Callovien inférieur-moyen. Marnes à lits marno-calcaires.** À l'Est d'une ligne passant à l'Ouest de Melve, de La Motte-du-Caire et de Nibles (vallée du Sasse) on voit se développer, au sommet du terme précédent et sur environ 100 m d'épaisseur, des bancs gris clair, plus clairs, plus calcaires, de 10 à 30cm d'épaisseur, espacés tous les 1 à 5m dans les marnes banales.

Ces niveaux ont livré des ammonites (*Kosmoceras*, *Endosphinctes*) qui indiquent un âge callovien inférieur (terminal) à callovien moyen.

**j3b1. Callovien moyen. « Plaquettes supérieures ».** Marnes riches en plaquettes. Celles-ci, de teinte brun-ocre, sont minces, centimétriques ou même millimétriques, avec traces de pistes et bioturbations diverses. L'épaisseur de ce membre est de l'ordre de 100 m et ses limites sont très

transitionnelles, les plaquettes se faisant plus rares de façon progressive vers le haut comme vers le bas.

**j3b2. Callovien supérieur. Marnes feuilletées à miches.** Marnes souvent assez feuilletées, caractérisées par la relative abondance (en moyenne tous les 10 à 20 m) des petits amas décimétriques à métriques de miches grises souvent contournées (dits «choux fleurs»). Ce niveau, qui atteint une épaisseur de l'ordre de 100 m, est particulièrement pauvre en fossiles. Il n'a été distingué cartographiquement que dans le secteur de rive gauche de la Durance entre Monétier-Allemont et La Motte-du-Caire.

**j3a-b. Callovien inférieur et moyen,** non subdivisé au Sud-Ouest d'une ligne Melve—Nibles : il comprend les niveaux j3a1 à j3b2, distingués plus au Nord-Est.

**j3b. Callovien moyen et supérieur,** non subdivisé à l'Est de La Motte-du-Caire : il comprend les niveaux j3b1 et j3b2, distingués plus à l'Ouest.

### **Terres noires supérieures**

**j3-4. Callovien—Oxfordien inférieur non différenciés.** Au Nord de Monétier-Allemont, dans l'échelle de Barcillonnette, la succession des marnes recouvrant les plaquettes attribuées au Callovien moyen (j3b1) n'a pas montré de repères permettant de la subdiviser (et notamment de placer la limite Callovien—Oxfordien). La notation j3-4 couvre donc vraisemblablement l'équivalent des termes j3b2 et j3c-j4a décrits ci-après.

**j3c-4. Callovien supérieur—Oxfordien inférieur non différenciés.** L'équivalent latéral des membres j3c à j4b n'a pas été subdivisé dans tout le secteur situé à l'Ouest de la Durance et au Sud de Barcillonnette.

**j3c. Callovien terminal—Oxfordien basal. Marnes à nodules chocolat.** Marnes, épaisses de 30 à 70 m, à patine d'un brun particulièrement ocreux. Par places, elles sont riches en petits lits de nodules aplatis, épais de 1 à 3 cm, tantôt aplatis et juxtaposés, tantôt plus lenticulaires et disséminés. Ces nodules se cassent assez facilement et contiennent de temps à autre des fossiles phosphatés. Leur teinte est très noire en cassure, brun soutenu (« chocolat ») en patine.

Les récoltes d'ammonites, localement abondantes, indiquent les zones à Athleta et à Lamberti du Callovien terminal, et la zone à Mariae de l'Oxfordien basal.

À mi-hauteur de ce membre apparaissent parfois quelques lits de miches plates, décimétriques, de teinte grise. À son sommet, ce sont des miches aplaties à patine brique qui marquent le passage au terme suivant.

Ce niveau, très constant au Sud de Monétier-Allemont, n'a pas été observé plus au Nord dans l'échelle de Barcillonnette.

j4a. **Oxfordien inférieur. Marnes à miches.** Marnes gris sombre, un peu bleutées, contenant en nombre relativement grand des miches décimétriques lenticulaires à patine grise, difficiles à casser. Ces miches sont le plus souvent alignées en lits espacés de 0,5 à 2 m mais ne sont que rarement juxtaposées. On en trouve également d'isolées, mais leur aplatissement correspond toujours à la disposition du litage stratigraphique.

Les ammonites (*Cardioceras cordatum*, etc.), trouvées dans les miches ou dans les marnes elles-mêmes, les placent dans l'Oxfordien inférieur peu élevé.

Vers le haut du membre, les miches deviennent progressivement plus grosses (atteignant 10 cm d'épaisseur et des diamètres de 20 à 50 cm). Elles acquièrent alors une patine brique justifiant le qualificatif de « galettes rouges ». Plus haut encore, elles deviennent coalescentes, ce qui correspond à un passage transitionnel aux bancs continus caractéristiques du membre suivant.

En plusieurs points, notamment aux abords nord de Melve, ce terme est absent, sans doute par lacune ou condensation sédimentaire. Ailleurs, son épaisseur varie de 100 à 300 m.

j4b. **Oxfordien inférieur-moyen. Marnes à bancs calcaires pourpres.** Marnes noires ou parfois grises caractérisées par la présence de bancs isolés, plus ou moins espacés, de calcaires grésos-silteux à patine ocreuse ou pourpre. Les bancs sont épais de 5 à 15 cm et communément espacés de 5 à 20 m.

Ce membre correspond à peu près aux zones à *Plicatilis* (Oxfordien inférieur terminal) et *Transversarium* (base de l'Oxfordien moyen). Il marque le sommet des Terres noires proprement dites et a une limite inférieure très floue, sans doute diachrone (passage latéral possible au faciès à « galettes rouges »). Son épaisseur varie entre 50 et 200 m.

Au Nord-Est de Barcillonnette, la base du membre j4b possède un faciès particulier de **calcaires en plaquettes** (j4b [1]) gris, à patine souvent ocreuse, avec des lits de galettes décimétriques jaunes : il semble constituer un terme de transition entre j4a et j4b mais n'a pas livré de fossiles.

#### « Argovien »

Par ses caractères lithologiques, cet ensemble sommital est le plus distinct de toutes les Terres noires. C'est pourquoi il n'est parfois pas considéré comme en faisant partie : il s'y rattache toutefois par le fort contraste de faciès qui l'oppose aux niveaux plus élevés de la série stratigraphique.

Ce terme d'Argovien, utilisé traditionnellement dans toutes les chaînes subalpines, a été l'objet d'acceptions lithologiques différentes d'un point à un autre et n'a pas de valeur chronostratigraphique.

j5. **Oxfordien moyen («Argovien»).** **Marno-calcaires sombres.** Calcaires très argileux sombres, en bancs mal délimités épais de 0,5 à 1 m et séparés

par des lits marneux d'épaisseur analogue. Ils sont très sensibles à la schistosation et se débitent en « frites » pour cette raison. On y rencontre occasionnellement quelques faisceaux de bancs calcaires plus durs et mieux délimités. L'ensemble se caractérise par une patine ocreuse assez marquée.

Cette formation livre des ammonites (*Ochetoceras*, *Orthosphinctes*) de POxfordien moyen (zone à *Transversarium*).

Son épaisseur dépasse en général 250 m mais elle peut se réduire à moins de 100 m dans certains secteurs (Roche-Cline, à l'Est de Faucon, par exemple). Localement, au Nord de Melve, on peut constater que cette réduction correspond à une ablation sous-marine, synsédimentaire, de ses termes supérieurs.

Au Nord d'une ligne passant par Monétier-Allemont et La Motte-du-Caire on a subdivisé cette formation en trois termes successifs. (Au Sud de cette ligne, la différenciation de ces trois termes s'atténue et ils n'ont pas été séparés) :

j5a. « **Argovien** » *inférieur*, à prédominance des bancs marno-calcaires sur les marnes et où l'on trouve même des bancs franchement calcaires à la base.

j5b. « **Argovien** » *moyen*, à bancs marno-calcaires plus espacés, constituant plusieurs faisceaux séparés par des talus marneux.

j5c. « **Argovien** » *supérieur*, où prédominent de nouveau les marno-calcaires mal lités.

### Jurassique supérieur calcaire

La barre calcaire du Jurassique terminal constitue le repère lithologique majeur de la série stratigraphique et souvent l'élément morphologique principal du paysage. Son épaisseur totale varie sensiblement du fait des condensations et des remaniements synsédimentaires qui peuvent localement la réduire à quelques mètres seulement. Dans la partie orientale de la feuille, la « barre tithonique » est constituée par une falaise unique, à la différence de ce qui se passe plus à l'Ouest où, comme sur les feuilles voisines Serres et Gap, elle est partagée en deux ressauts par un talus intermédiaire.

D'autre part, l'interprétation des couches de passage Jurassique—Crétacé n'a pas été identique selon les auteurs des levés : à l'Est, elles ont été distinguées et considérées comme le terme terminal du Tithonique (j9b); à l'Ouest, elles ont été confondues avec la base du Berriasien, lui-même non subdivisé (m).

j6-7. **Oxfordien supérieur—Kimméridgien inférieur (« Séquanien »). Calcaires lités.** Calcaires à pâte gris-brun, à patine brunâtre et à grain fin, à radiolaires. Ils forment des bancs réguliers, épais de 0,3 à 0,6 m, séparés par des joints marneux décimétriques, avec des surfaces de bancs assez souvent

onduleuses. Vers la base, sur une dizaine de mètres, les bancs calcaires sont plus espacés, séparés par des lits de marno-calcaires épais de 0,5 à 1 m (ressemblant à ceux de l'«Argovien» sous-jacent).

La puissance moyenne de ce membre est de 50 à 100 m et l'on ne dispose guère de données paléontologiques précises pour dater ses limites. Le terme de « Séquanien », qui le désigne traditionnellement dans toutes les chaînes subalpines, n'a pas de valeur chronostratigraphique. Par analogie avec les régions voisines on doit le rattacher à l'Oxfordien supérieur (zones à *Bimammatum* et à *Planula*) et peut-être, en ce qui concerne son sommet, à la base du Kimméridgien.

**j8-9a. Kimméridgien supérieur-Tithonique inférieur. Calcaires fins.** Le faciès des calcaires séquaniens se poursuit dans la base des couches attribuées au Tithonique mais évolue en général vers le haut pour prendre une pâte plus fine et plus claire, couleur café-au-lait. La patine est en général franchement blanche.

La différence de stratonomie est le critère le plus commode pour délimiter la base de ce terme : les joints marneux disparaissent et les bancs deviennent jointifs, à surfaces souvent onduleuses. Leur taille est variable, avec des faisceaux de 2 à 5 m de lits décimétriques alternant avec des bancs massifs de 1 à 5, voire 10 m. Ces derniers sont, en fait, lenticulaires et constitués, le plus souvent, de conglomérats intraformationnels à éléments centimétriques ou (plus rarement) décimétriques, en général difficiles à distinguer de leur ciment. En divers points on rencontre également des faisceaux décimétriques de bancs contournés (*slumps*), dont les conglomérats représentent le terme distal disloqué.

L'épaisseur est variable, en général voisine de 50 m, mais pouvant aller localement jus qu'à 100 m.

**j9b. Tithonique supérieur. Calcaires lithographiques clairs.** Au sommet de la corniche tithonique on trouve très généralement un couronnement beaucoup moins abrupt. Il est constitué par 50 m de calcaires en bancs réguliers de 0,5 m d'épaisseur, sans joints marneux. Leur pâte est très fine et en général très blonde ou même blanche, et leur débit au choc est facile et sonore.

Quelques ammonites (*Berriasella primitives*, *Perisphinctes*) et des calpionelles (*C. alpina* prédominante) permettent d'attribuer l'essentiel de ces couches au Tithonique supérieur, même si leur sommet appartient peut-être déjà au Berriasien basal en quelques points.

Dans la partie sud-ouest de la carte, ce membre n'a pas été distingué et considéré comme la base de la formation n1.

**j8-9. Kimméridgien supérieur et Tithonique regroupés**, dans toute la partie sud-ouest de la carte. Ce terme correspond pratiquement à celui noté j8-9a dans la partie nord-ouest de la carte mais peut inclure, par places, une partie du terme j9b.

## Crétacé

n1. **Berriasien non subdivisé**, dans toute la partie sud-ouest de la carte.

n1a. **Berriasien inférieur. Calcaires lités.** Calcaires régulièrement lités en bancs de 0,3 à 0,5 m séparés par des joints marneux décimétriques, d'abord minces puis atteignant 30 cm vers le haut. La patine est beige et la pâte fine est claire mais plus jaunâtre que celle du Tithonique supérieur, devenant même ocre au mouillage.

On y trouve des ammonites (*Berriasella*) et des calpionelles qui indiquent un Berriasien peu élevé. L'épaisseur est de 50 à 100 m, mais les limites avec les formations encadrantes sont très transitionnelles.

n1b. **Berriasien supérieur—Valanginien basal. Marno-calcaires.** Par augmentation de l'épaisseur des joints marneux et du taux d'argile dans les bancs, on passe à des marno-calcaires lités, d'une épaisseur de 50 m environ, à bancs mal délimités. L'importance de ces derniers reste supérieure à celle des marnes. La pâte devient plus grossière, de teinte grise, et la patine franchement jaune-ocre.

Ce membre livre des ammonites du Berriasien supérieur et déjà, vers son sommet, des formes pyriteuses du Valanginien inférieur.

n2. **Valanginien. Marnes grises.** Marnes grises à patine jaunâtre, intercalées tous les 1 à 2 m de bancs marno-calcaires décimétriques tendres. Épaisseur voisine de 50 m.

Abondants nodules pyriteux et ammonites pyriteuses (*Phylloceras*, *Neolissoceras*, *Neocomites*, *Kilianella*, *Bochianites*, etc.) indiquant surtout le Valanginien supérieur.

n3. **Hauterivien. Calcaires argileux gris.** Calcaires gris, un peu argileux et à grain moyen, en bancs de 0,3 à 0,6 m bien délimités, séparés par des joints marneux de 0,1 à 0,3 cm. Ces bancs se succèdent régulièrement et d'une façon monotone sur plus de 300 m d'épaisseur, avec seulement quelques niveaux où les lits marneux sont plus épais, et surtout d'assez nombreux faisceaux contournés d'épaisseur décamétrique (slumps) qui peuvent occuper localement jusqu'à près de 50% de l'épaisseur totale. La base de la formation se caractérise en général, sur une vingtaine de mètres, par des bancs calcaires un peu plus épais, pouvant atteindre 1 m sans augmentation de l'épaisseur des joints marneux.

Les ammonites sont assez fréquentes, avec prédominance des *Olcostephanus* et des *Crioceras*. Les formes rencontrées montrent que la limite inférieure de la formation coïncide sensiblement avec la base de l'Hauterivien.

À l'extrémité nord de la feuille (au Nord de Barcillonnette), la base de la formation présente un niveau épais de quelques mètres de **calcaires roux** (n3[a]), sans joints marneux et à silex, que l'on a représenté, comme sur la feuille Gap où il se prolonge en se développant.

n4-5. **Barrémien—Bédoulien. Calcaires en gros bancs.** La formation précédente passe très transitionnellement, vers le haut, à des bancs plus puissants, atteignant souvent 1 m, séparés par des lits marneux plus minces, voire absents. Le calcaire devient plus clair, à pâte fine (souvent sublithographique) et peut mimer celui du Tithonique supérieur avec lequel il possède la particularité de se débiter de façon sonore sous le marteau.

À l'extrémité nord de la carte (synclinal des Selles) on rencontre quelques bancs bioclastiques vers le tiers inférieur de la succession. À son sommet, elle se termine par quelques mètres de bancs de calcaires argileux à patine ocreuse, épais de 0,3 m, espacés de 0,5 m entre des lits marneux.

L'épaisseur de ce terme n'excède guère 60 m. De rares ammonites (*Procheloniceras*, *Costidiscus*), récoltées près du Laboudou (synclinal des Selles), permettent de l'attribuer, comme dans les régions voisines, au Barrémien et au Bédoulien.

n6-7. **Aptien—Albien. Marnes noires.** Marnes franches de teinte noire, à patine d'un gris bleuté ou verdâtre, contenant de rares nodules à *septaria* (concrétions étoilées). Leur épaisseur atteint environ 150 m, mais il est très rare (dans les limites de la feuille) d'en observer le sommet, enlevé le plus souvent par les érosions tertiaires ou quaternaires. La base de la formation se caractérise par la présence de quelques bancs isolés, épais de 0,5 m, de marno-calcaires gris-bleu à patine claire.

Elles ont livré quelques fossiles pyriteux peu abondants, avec des ammonites (*Melchiorites*, *Salfeldiella*).

Dans la partie nord de la feuille on voit se développer dans ces marnes un niveau de bancs décimétriques de **grès verts** (n6-7[g]) qui sont sans doute comparables à ceux datés du Gargasien, plus à l'Ouest dans le synclinal de Rosans (feuille Serres).

c1-2. **Cénomaniens. Marno-calcaires gris bleuté.** Au sommet des marnes bleues, il y a passage transitionnel, en quelques mètres, à une succession régulière de bancs marno-calcaires gris bleuté. Les bancs sont épais en moyenne de 0,5 m et séparés par des lits marneux d'épaisseur comparable. L'ensemble atteint au moins 30 m, sans que son sommet stratigraphique soit observable dans les limites de la feuille.

La récolte d'une *Schloenbachia*, aux Clots (à l'Est du Caire) permet d'attribuer ces couches au Cénomaniens, conformément à ce qui est connu dans les régions voisines.

C6-7. **Sénonien. Calcaires cristallins gris.** Calcaires en petits bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur, sans joints marneux notables, à fine zonation siliceuse (spicules d'éponges).

Épaisseur inconnue, supérieure à 50 m (affleurement hectométrique unique en marge sud de la feuille). Pas d'éléments de datation paléontologique

(datation par analogie de faciès avec les affleurements datés de la feuille Gap).

## TERRAINS TERTIAIRES

### Priabonien

eC. **Calcaires nummulitiques.** Calcarénites brunes, à patine souvent brun ocreux, en bancs métriques mal délimités, passant latéralement et verticalement à des grès calcaireux bruns, terreux, à débris charbonneux. Dans les faciès calcaires on trouve surtout des petites nummulites (indiquant un âge priabonien) et dans les faciès gréseux surtout des empreintes de plantes et de pectens.

La base de la formation est parfois marquée par un conglomérat épais de quelques décimètres, à petits galets (centimétriques ou, au plus, décimétriques) ou par des passées microbréchiques. La nature du substrat a une grande influence sur la composition de ces niveaux détritiques, d'alimentation purement locale.

Ordinairement, l'épaisseur atteint environ 30 m et l'on observe, dans le détail, la succession suivante :

—barre calcaire inférieure, la plus calcaire et la plus massive, épaisse de 5 à 20m;

—vire intermédiaire, à bancs décimétriques séparés par des lits argilo-pélimitiques relativement importants (environ 10 à 20 m) ;

—barre supérieure plutôt gréseuse, passant transitionnellement, vers le haut, à des pélimites litées.

eM. **Marnes à globigérines.** Marnes et pélimites noires, à patine brune, qui contiennent seulement des microfaunes planctoniques. Elles passent transitionnellement aux formations encadrantes, vers le haut comme vers le bas.

Dans le domaine de la feuille, l'épaisseur de ce terme reste modeste et ne dépasse guère 30 m. Son âge précis n'a pas été déterminé ici mais il doit correspondre, comme dans les régions immédiatement voisines, au sommet du Priabonien et peut-être à la base de l'Oligocène.

### Oligocène

gv. **Molasses vertes à conglomérats polygéniques.** Ensemble molassique épais de plus de 200 m en général, où prédominent des grès verts calcaireo-argileux à grains de glauconie. Son âge est mal connu car cette formation n'a pas livré de fossiles à valeur chronostratigraphique, et elle est d'ailleurs probablement diachrone. Peu à l'Est des limites de la feuille (à Esparon, feuille Seyne) on y a récolté une dent de *Ronzotherium*, du Sannoisien.

À tous niveaux de cette formation s'intercalent des bancs, d'épaisseur variant de 0,5 à 10 m, de conglomérats polygéniques. Leurs galets, en moyenne décimétriques, sont pauvres en matériel local et leur nature indique en général une provenance plus lointaine. On y trouve notamment des éléments caractéristiques des zones internes, tels que « roches vertes » et radiolarites.

La base de la formation montre une interstratification des grès verts avec des marnes plus ou moins gréseuses, beiges ou violacées, assurant la transition avec le membre sous-jacent. Des marnes analogues, mais souvent très versicolores, apparaissent également à la partie haute de la formation, en intercalations faisant la transition avec le membre supérieur.

**gM. Marnes rouges et bariolées.** Marnes et pélites blanches, vertes ou le plus souvent rouges, montrant des alternances de lits décimétriques plus durs et plus tendres à limites peu nettes. Ces marnes sont particulièrement susceptibles de prendre la schistosité, cette dernière oblitérant alors souvent le litage stratigraphique. Leur épaisseur totale est de l'ordre de 150 à 200 m. On peut en général y distinguer dans le détail deux niveaux :

— *marnes inférieures*, orangées, blanches ou verdâtres, avec des variations de teinte capricieuses, notamment à l'échelle centimétrique, en doigts de gants (taches de réduction). On y rencontre des bancs plus gréseux, isolés, de teinte blanche, gris clair ou même verdâtre ; ils sont un peu quartzitiques et leur épaisseur varie de 0,5 à 2 m ;

— *marnes supérieures*, violacées, à bancs gréso-marneux plus nombreux et de même teinte.

Au sein des marnes rouges et, le plus souvent, à leur base lorsqu'elles sont directement transgressives sur le Mésozoïque, se développent de puissantes lentilles de **brèches et poudingues** (gP) à matériel local. Elles se terminent en biseau dans les marnes rouges, peuvent être séparées par des poches ou' des lits de marnes lorsque l'on se rapproche du paléorelief sur lequel elles s'appuient et deviennent en général coalescentes à son contact.

Les éléments, en prédominance calcaires, sont de nature variable, étroitement dépendante de celle du substrat : principalement dolomitiques là où ils reposent sur le Trias (la Fougère, au Nord de La Roche-du-Caire), formés de calcaires liasiques sur les couches de cet âge (le Temple-de-POure, près de la ferme de l'Escalier, dans le haut vallon de Vermeil), mais le plus souvent formés de Tithonique et de Néocomien car c'est sur ces terrains qu'ils reposent le plus souvent (le Défens, à l'Est du Caire, montagne de Crigne, au Nord de Monétier-Allemont, etc.).

La taille de ces éléments est également variable (en fonction, bien sûr, de la distance par rapport à la paléopente-source) et peut atteindre aisément plusieurs mètres.

L'épaisseur des zones à passées conglomératiques peut atteindre plus de 50 m (le Défens, au Nord de Vermeil).

**gR. Molasses gréseuses rouges.** Le terme le plus élevé de la succession tertiaire visible dans les limites de la feuille est constitué par une formation molassique continentale typique, dépassant 100 m d'épaisseur. Elle est

constituée par une succession de bancs de grès rouge sombre en patine (parfois seulement gris rougeâtre en cassure), épais de 0,5 à 2 m et séparés par des lits décimétriques de marnes rouges. Il n'est nullement exclu (et même probable) que les niveaux inférieurs au moins de ces molasses passent latéralement aux marnes gM. Aucun élément de datation paléontologique n'y a été rencontré et l'âge oligocène qui leur est attribué est surtout basé sur les données recueillies dans les secteurs voisins (notamment aux abords de Digne).

La partie haute de la formation visible se caractérise, notamment à l'Est de Faucon, par des passées plurimétriques de marnes, le plus souvent bariolées de beige et de rose. Il s'avère que beaucoup de ces passées correspondent à une désagrégation synsédimentaire de paquets olistolitiques de marnes des Terres noires ou de l'Argovien (dont on trouve des panneaux métriques à décamétriques encore reconnaissables). On y rencontre également des lambeaux lenticulaires ou stratoïdes de conglomérats polygéniques à ciment de grès vert, qui sont aussi attribuables à des olistolites émis lors des chevauchements synsédimentaires oligocènes de la région de Faucon.

### *TERRAINS QUATERNAIRES*

Trois faciès principaux caractérisent les formations quaternaires de la feuille : le faciès alluvial (fluvial et fluvio-glaciaire), le faciès morainique et le faciès torrentiel (cônes de déjection et couvertures des glaciaires). Comme ils se répètent sans grand changement à chaque étage, on en fera une description générale en introduction, se réservant d'en signaler les particularités lors des descriptions détaillées.

#### **Faciès alluvial ; origine durancienne et origine locale**

Les nappes alluviales sont constituées de cailloutis à galets roulés généralement hétérométriques, parfois à blocs, à matrice sableuse ou sablo-limoneuse et litage lenticulaire très allongé. La nature pétrographique des galets permet de reconnaître deux sources d'apport : un apport durancien et un apport local.

- **Apport durancien** : le matériel est polygénique et formé, par ordre de fréquence décroissante, de calcaires (sombres plus nombreux que clairs), grès (Champsaur, Annot, flysch), quartzites, quartz, verrucano, roches cristallines et métamorphiques peu abondantes mais très variées, roches vertes dont variolites, etc.
- **Apport local** : le matériel est monogénique, exclusivement composé de calcaires divers et généralement moins arrondi. Il s'y trouve toujours une faible proportion d'éléments duranciens remaniés de nappes alluviales ou de moraines plus anciennes.

D'une façon générale les alluvions polygéniques sont fluvio-glaciaires, surtout lorsqu'elles se trouvent dans les vallées affluentes de la Durance, les alluvions locales sont fluviales car il n'y a pas eu de glaciers locaux.

## **Faciès morainique**

Bien que moraines externes et internes se présentent sous plusieurs formes définies — telles que tapis de moraine de fond, arcs frontaux, cordons latéraux, colmatages de dépressions ou vallées latérales, placages de versant —, et soient d'âges différents, elles possèdent toujours le même faciès : argiles compactes sombres, grises à noires, contenant des éléments grossiers polygéniques disséminés, le plus souvent roulés, des calcaires striés et de rares blocs, sans structure. C'est le faciès de moraine de fond classique, sans remaniement par les eaux de fonte.

## **Faciès torrentiel : cônes de déjection et couvertures des glacis**

Les alluvions des cônes de déjection sont bien connues (cailloutis locaux hétérométriques, mal roulés, grossièrement lités, parfois à blocs) tandis que les glacis sont encore sujet à discussion. On a dénommé glacis, des replats de versant, détachés ou non des tabliers d'éboulis de bas de corniche où ils prennent naissance, à profil régulier concave de pente décroissante vers l'axe des dépressions. Les plus étroits se réduisent à un interfluve et portent alors le nom de *serre*. Ces replats, de largeur variable mais généralement étroits ici, peuvent être très longs (plurikilométriques), et s'étagent à différentes hauteurs au-dessus des thalwegs ou des cônes de déjection récents dont ils reproduisent le profil à un niveau plus élevé. Ils sont formés par un dépôt alluvial (couverture) dont le matériel est un cailloutis calcaire local plus ou moins grossier et émoussé, contenant même des galets et où figurent des blocs pouvant atteindre plusieurs mètres. On y trouve parfois des éléments duranciens remaniés. L'ensemble est plus ou moins lité et présente un faciès de plus en plus fluvial vers l'aval. L'épaisseur est variable, d'ordre métrique à décamétrique ou plus. Faciès et morphologie indiquent qu'il s'agit d'épandages torrentiels ou cônes de déjection anciens aujourd'hui démantelés par l'érosion.

On trouve les glacis dans trois domaines paléogéographiques distincts :  
—un domaine non atteint par les glaciers (combe de Savournon). Ils sont alors directement superposés au substrat ;  
—un domaine envahi par le glacier des moraines externes (Riss) mais non par celui des moraines internes (Würm), comme le versant sud de la montagne de Saint-Genis. Ils recouvrent alors le substratum soit directement, soit par l'interposition locale de moraine rissienne ;  
—le domaine atteint par le glacier wurmien. Ils sont le plus souvent superposés à ces moraines (Barcellona, Venterol, etc.). Sauf exception, ils ne présentent nulle part de couverture morainique.

Deux familles de glacis peuvent se distinguer par leur étagement et leur stratigraphie :

—une famille de glacis de bas niveau ou superposés à la moraine wurmienne, qui existent dans les trois domaines paléogéographiques. Ils sont à rapporter au *Würm* ;  
—une famille de glacis plus élevés, plus démantelés, qui n'existent que dans le domaine externe au glacier wurmien (à l'exception du glacis des Sauziers recouvert de moraine wurmienne), et qui ont été rapportés au *Riss*.

### Quaternaire anté-Rissien

**Fu. Alluvions de la très haute terrasse. Poudingue de Mison (Günz?).**  
Cailloutis polygéniques de composition pétrographique typiquement durancienne, relativement pauvres en quartzites, à galets et graviers très hétérométriques de longueur pouvant atteindre voire dépasser 0,5 m, dans une matrice sablo-graveleuse grossière peu abondante vu la distribution dimensionnelle très étendue des éléments grossiers.

Galets et graviers sont dans l'ensemble bien arrondis, même les plus petits (1 cm), à l'exception des quartz. Le litage indistinct dans le détail, net en grand, est horizontal. L'ensemble donne l'impression d'avoir été déposé en vrac. Il existe cependant des niveaux de galets bien orientés, à pendage NNE traduisant un écoulement de même sens que la Durance actuelle.

Le matériel apparaît homogène sur toute l'épaisseur, sauf quelques minces bancs sableux vers la base. Il présente une forte compacité dans la masse, la matrice est légèrement durcie mais non consolidée. La consolidation n'existe que sur les versants et de façon irrégulière tant en ce qui concerne la géométrie (bancs ou lentilles allongées d'épaisseur variable) que le degré.

Le cailloutis est relativement frais en profondeur, mais les éléments cristallins sont le plus souvent fragilisés, quelquefois arénisés vers la base, et les calcaires présentent parfois de petites cupules d'impression.

L'épaisseur dépasse 40 m, mais les glaciers en ont intensément érodé la surface. La base, irrégulière, semble dessiner une gouttière centrée sur Joufaly où elle descend au moins à la cote 660 (655 à Mison, en aval, feuille Sisteron) alors qu'elle remonte rapidement vers l'Est (cote 720 en amont de la butte de Langueirard). Sa surface actuelle domine le lit du Buech de 200 m environ (773 m contre 539), celui de la Durance de 240 m (733 m contre 491).

Le poudingue de Mison occupe les sommets des collines de Langueirard (Bellevue), Joufaly et des Romeyères, à la limite sud de la feuille. De petits témoins couronnent aussi les buttes 735,2 et 743 au Nord de Bellevue. Ces collines, allongées grossièrement N-S, sont isolées par de profonds ravinelements (chenaux fluvio-glaciaires) et leur sommet émoussé par l'érosion des glaciers qui ont envahi à plusieurs reprises le bassin de Laragne.

C'est la plus haute nappe alluviale durancienne connue en amont de Sisteron. Il n'est pas possible de lui attribuer un âge précis, et sa genèse est aussi discutable. Sa pétrographie, son faciès très grossier et la nature des argiles (illite dominante, kaolinite, montmorillonite, interstratifiés I-M et C-M, traces de chlorite ; selon Tiercelin, 1974), peu différentes de celles du substratum de Terres noires, sont des arguments en faveur d'un dépôt de climat froid. Ainsi, J.J. Tiercelin lui attribue une origine fluvio-glaciaire et un âge gunzien relativement aux autres formations du bassin de Laragne. Si l'origine fluvio-glaciaire est vraisemblable, même probable, on ne peut être aussi affirmatif quant à la datation, qui a varié selon les auteurs entre le Pliocène (poudingue des plateaux) et le Mindel (F. Bourdier, carte géologique à 1/80000 Le Buis, 3<sup>e</sup> éd.). Il est hors de doute qu'il appartient à un

Quaternaire ancien, mais la notation Fu adoptée ici n'a de valeur que relative par rapport aux autres formations quaternaires régionales.

**Fv. Alluvions de la haute terrasse du Puy (Mindel ou Günz ?).** Le plateau du Puy s'étend de l'Ouest du Poët (limite sud de la feuille) au Sud des Armands (feuille Sisteron), en contrebas des collines de poudingue de Mison des Romeyères—Langueirard. Il est constitué par des cailloutis duranciens de faciès voisin de ceux de Mison, moins grossiers toutefois bien que renfermant des blocs arrondis atteignant 0,5 m, de calibre moyen 0,10 m, très bien lités. La masse des cailloutis est consolidée en un poudingue très dur et compact mais irrégulier, quelques mètres sous la surface et jusqu'au substratum qui affleure sur le versant Durance.

L'épaisseur des alluvions du Puy est d'une quarantaine de mètres, chiffre proche de l'épaisseur originelle car, malgré une érosion glaciaire superficielle évidente, un paléosol tronqué est localement conservé en surface (carrère de Blache-Pauvre, feuille Sisteron). La base des alluvions est apparemment régulière sur le versant Durance (elle est masquée du côté opposé) et décroît de 640 m en amont à 630 m en aval, 40 m sous la base du poudingue de Mison. La surface présente une topographie d'érosion glaciaire typique avec dépressions fermées et chenaux, mais ne possède qu'une couverture morainique ou fluvio-glaciaire sporadique.

Le plateau du Puy forme une haute terrasse entre les poudingues de Mison et le plateau de la Silve recouvert de moraines externes (feuille Sisteron). Son faciès le désigne aussi comme un dépôt de type fluvio-glaciaire. Plus récent que les poudingues de Mison, son âge n'est pas mieux connu mais sa situation morphologique conduit à le placer dans le Quaternaire ancien ou moyen.

### **Riss. Moraines externes, alluvions des moyennes terrasses et des glacis intermédiaires**

On a rapporté à la glaciation de Riss l'ensemble des dépôts d'origine glaciaire ou périglaciaire extérieurs au domaine d'extension des glaciers wurmiens (moraines internes).

Le Rissien est représenté par un ensemble de formations complexes : glaciaires proprement dites (moraines), fluvio-glaciaires et fluviatiles (moyennes terrasses), glacio-lacustres (faciès et niveaux divers), périglaciaires (glacis dominant les glacis wurmiens). Le glacier rissien, qui a eu une extension supérieure au glacier wurmien, a envahi complètement le bassin de Larnage, débordant dans la vallée du Buech jusqu'en amont d'Eyguians, dans la vallée du Sasse par le plateau de Melve jusqu'en amont de Clamensane et remontant la vallée du Beynon jusqu'au col de Faye. Cette extension s'est accompagnée d'obturations glaciaires latérales, notamment dans la vallée du Buech, donnant lieu au dépôt d'épaisses séries glacio-lacustres. Elle a été précédée ou accompagnée du dépôt d'alluvions fluviatiles ou fluvio-glaciaires formant des moyennes terrasses. On ne retrouve que très peu d'alluvions

fluvio-glaciaires de décrue dans le cadre de cette feuille (il n'en existe pas dans la vallée de la Durance proprement dite), soit qu'il n'y ait eu que très peu d'alluvionnement lors de cet épisode, soit plutôt que ces dépôts aient été ultérieurement déblayés, en particulier lors de la glaciation wurmienne.

Cartographiquement, une seule extension glaciaire des moraines externes peut être relevée. Mais il y a peut-être la trace d'un interstade rissien à l'intérieur du complexe glacio-lacustre de Châteauneuf-de-Châbre.

**FGx(a,b,c). Alluvions fluvio-glaciaires des moyennes terrasses antérieures aux moraines externes.** Trois nappes alluviales étagées, antérieures aux moraines externes qui recouvrent la plus basse, existent à l'état de lambeaux de terrasses dans la vallée du Buech seulement. Il s'agit de cailloutis plus ou moins grossiers à éléments calcaires dominants voire exclusifs, mais généralement polygéniques (origine durancienne). Ils proviennent d'alluvionnements fluvio-glaciaires issus de la diffluence du glacier de la Durance dans la vallée du Petit-Buech par le seuil de la Freissinouse (feuille Gap), auxquels se mêlent des apports locaux uniquement calcaires.

**FGxa. Moyenne terrasse, niveau supérieur.** Cailloutis très grossiers à blocs anguleux pouvant atteindre 2 m, d'origine locale, constituant le sommet de la butte du Chevalet, cote 752 au Sud de Saint-Genis, et deux petits lambeaux accrochés au versant de la colline des Plantiers à l'Est d'Eyguians, cote 722 m. Leur épaisseur est de l'ordre d'une douzaine de mètres et ils dominent le lit du Buech de 130 à 140 m, mais leur surface a été érodée.

**FGxb. Moyenne terrasse, niveau intermédiaire.** Cailloutis peu grossiers (calibre moyen décimétrique) à galets arrondis ou bien émoussés, d'origine durancienne, bien lités horizontalement et localement consolidés en bancs irréguliers. Épais de 20 à 25 m environ, ils forment le petit plateau coté 705 m au Sud du Chevalet (Saint-Genis), à surface érodée, et dominent le Buech de 100 m environ.

**FGxc. Moyenne terrasse, niveau inférieur.** La moyenne terrasse inférieure est beaucoup plus développée, ou mieux conservée, et forme d'assez vastes éléments de plateaux à Lagrand, Saléon, Laragne, Le Duc. Le matériel est un cailloutis durancien grossier à galets et blocs bien arrondis pouvant atteindre 0,5 m, à matrice sableuse grossière, bien lité horizontalement et localement fortement cimenté en bancs irréguliers (Saléon, Le Duc). Son épaisseur est comprise entre une vingtaine et une trentaine de mètres et le sommet, régulier, domine le Buech d'une soixantaine de mètres. Il est recouvert jusqu'à Saléon par une épaisse couche de moraine argileuse appartenant au complexe des moraines externes. Au-dessus de Laragne, ce cailloutis porte un paléosol tronqué de versant, évolué et de couleur 2,5 YR 5/8.

**FGxd. Alluvions fluvio-glaciaires des moyennes terrasses postérieures aux moraines externes.** Une moyenne terrasse de niveau légèrement inférieur à celui de la terrasse FGxc à couverture de moraine externe, existe dans

la vallée du Buech dans la zone d'extension du glacier rissien, mais sans couverture morainique. Elle est donc postérieure au retrait de ce glacier. Il n'en subsiste que deux lambeaux, l'un au Domaine, cote 600 m au Sud-Est de Laragne, l'autre plaqué à la base des formations glacio-lacustres de Châteauneuf-de-Châbre en amont du Béai de Pré-Gauthier, cote 580. Ce sont des cailloutis duranciens à galets très grossiers et blocs arrondis jusqu'à 0,5-0,6 m de long, à matrice sablo-graveleuse, bien lités et localement fortement cimentés. Au Domaine, ils recouvrent des sables glacio-lacustres et sont surmontés par des limons bruns de ruissellement des Terres noires, épais de plusieurs mètres. Leur puissance est d'une trentaine de mètres.

On a noté ainsi des alluvions à galets duranciens localement cimentés, superposés ou ravinant les moraines externes à Bas-Forest et au Pigeonnier, au Sud-Ouest de Melve. Elles jalonnent un ancien chenal fluvio-glaciaire perché qui suivait le tracé du torrent de Syriex lors du retrait de la diffluence du glacier rissien qui débordait dans le Grand-Vallon vers la Motte-du-Caire. Épaisseur: 10m.

**Ex. Brèches de Campagne-de-Gras.** À l'Est et au-dessus de Melve existe une formation bréchique à cailloutis calcaires anguleux de taille variable mais généralement petits (décimétriques au maximum), très fortement consolidée par un ciment calcaire compact. Cette brèche forme un vaste placage irrégulier et hautement perché sur le substrat. Sa surface est fortement érodée, localement recouverte de moraine externe, et ravinée par l'élément de moyen glaciaire des Buis. Elle tapisse un ancien versant, antérieur, selon toute probabilité, à la glaciation rissienne.

**Gx. Moraines externes non subdivisées.** À l'extérieur du domaine d'extension des moraines internes, elles forment soit des placages sur les versants (Eyguians, Upaix, Melve, Vaumeilh), soit d'épais colmatages (Saléon, Clamensane), soit des intercalations dans les complexes glacio-lacustres (Châteauneuf-de-Châbre, Laragne). Elles peuvent être directement superposées au substratum, recouvertes ou non de dépôts divers (glacis anciens ou récents, formations glacio-lacustres ou fluvio-glaciaires), soit recouvrir des cailloutis de la moyenne terrasse inférieure (FGxc). Toutefois, cette stratigraphie ne permet pas, localement, de subdivisions dans l'ensemble morainique.

Outre leur situation paléogéographique, les moraines externes se distinguent des internes plus récentes (Würm) par une plus grande compacité, la dissolution partielle des éléments calcaires en surface, faisant ainsi disparaître les stries, et par leur altération superficielle épaisse mais difficilement observable (décalcification et rubéfaction sur une profondeur > 2 m au passage à niveau du Niac, au Sud de Laragne — couleur 5 YR 4/4 ; > 1,5 m sur le plateau de l'hôpital psychiatrique de Laragne — couleur 2,5 YR 5/6).

Un fait important est la position localement très basse des moraines externes dans les vallées latérales : à la base des formations glacio-lacustres de Châteauneuf-de-Châbre, près du lit du Buech, au niveau du Sasse à Clamensane et Bas-Plan. Cela signifie que le réseau hydrographique était creusé

près du niveau actuel, sinon plus, avant l'arrivée du glacier rissien, disposition qui se retrouve par ailleurs (vallée du Drac, vallée du Rhône).

Les limites d'extension du glacier rissien sont relativement bien définies. Dans la vallée du Buech à l'Ouest il n'est guère remonté en amont d'Eyguians ; il a contourné la montagne de Saint-Genis à un niveau assez élevé (Jubi, 800 m), mais n'a pas franchi le col de Faye plus au Nord, bien que ses dépôts le dominent largement ; le col devait se situer plus à l'Ouest et à un niveau bien supérieur à l'époque. À l'Est, il a débordé la crête entre Durance et Sasse, par les dépressions de Melve et Vaumeilh—Nibles notamment, pour s'étendre jusqu'en amont de Clamensane. Il est douteux, qu'à ce moment, la diffluence du col de Sarraut ait existé.

**Alluvions glacio-lacustres rissiennes.** Le versant ouest de la montagne de Châteauneuf-de-Châbre au dessus du Buech et la colline de Combe-Cordeau au Nord de Laragne, sont constitués par des formations complexes où se succèdent des sables, argiles, moraines, cailloutis à structure fluviale et deltaïque, éboulis, d'une épaisseur minimale connue de 250 m à Châteauneuf-de-Châbre, 170 m à Combe-Cordeau. On ne connaît pas en effet le niveau de la base du remblaiement. La variabilité tant verticale qu'horizontale des divers constituants, leur nature, leur structure, leur épaisseur et leurs conditions de gisement, indiquent qu'il s'agit de dépôts de type glacio-lacustre formés au contact d'un glacier et du substratum. Ce sont de puissantes formations d'obturation glaciaire latérale ou de kame au sens large.

Les *formations de Châteauneuf-de-Châbre* peuvent être grossièrement subdivisées en quatre termes principaux superposés, qui sont de bas en haut :

- Des **sables inférieurs** (GLxS), bien visibles à la cabane cantonnière le long de la N 542. Gris jaunâtre, de granulométrie moyenne, homogènes, contenant quelques petits galets calcaires disséminés vers la base, ils sont cohérents, durcis mais non consolidés ni grésifiés, d'apparence molassique, avec un litage entrecroisé à léger pendage Sud (environ 10°). Leur épaisseur visible est d'une dizaine de mètres, leur substrat inconnu. Ils affleurent jusque vers la cote 570, une trentaine de mètres au-dessus du Buech.
- Un **complexe de moraines** (Gx), argiles (GLxA), sables (GLxS) et cailloutis (GLxF), en couches lenticulaires plus ou moins étendues et épaisses, alternant à différents niveaux entre les cotes 560 et 690. Les principaux constituants sont, de bas en haut :
  - une moraine très argileuse, noire, d'épaisseur pouvant atteindre 40 m ;
  - des argiles compactes plus ou moins sableuses, dures, vaguement litées, noires, contenant quelques éléments grossiers polygéniques (faciès de moraine aquatique). Épaisseur maximale 30 m ;
  - des sables gris jaunâtre de même faciès que les sables inférieurs, localement consolidés en bancs de grès d'allure molassique. Épais au maximum de 40 m, ils forment une lentille très allongée disparaissant au Sud du ravin de Courantille, localement creusée d'abris troglodytes ;
  - des intercalations lenticulaires de sables compacts, moraine argileuse, cailloutis à galets grossiers essentiellement calcaires, argiles litées, d'épaisseur métrique à décamétrique, variables tant verticalement que latéralement entre les cotes 610 et 690 (épaisseur maximale 60 m). Une grosse

lentille d'argiles noires compactes à bancs sableux, peu litées, apparaît dans le ravin du Devès avec une épaisseur d'une trentaine de mètres, passant progressivement vers le haut à de la moraine argileuse.

C'est au sommet de ce complexe, raviné par les cailloutis qui le recouvrent, que se retrouve un horizon jauni peut-être par pédogenèse, dont l'épaisseur résiduelle est de 0,70 m dans le ravin de Barrare, 0,30 m dans celui du Devès. Il comporte une faible proportion de vermiculite alors que les minéraux argileux de la moraine-mère sont constitués d'illite, chlorite, kaolinite, et montmorillonite et d'une petite quantité d'interstratifiés (Tiercelin, 1974).

- Des **cailloutis** (GLxF) à galets roulés plus ou moins grossiers, contenant localement des blocs arrondis de taille pouvant dépasser le mètre, à matrice sablo-limoneuse grise, lités horizontalement et parfois obliquement (delta). Le matériel est essentiellement local mais comporte une proportion notable de roches alpines (grès du flysch et du Champsaur, quartzites, cristallins, roches vertes, spilites). Ces cailloutis admettent une mince intercalation morainique vers le sommet, cote 720, dans le Béal de Pré-Gauthier. Ils apparaissent entre les cotes 650 et 730, leur épaisseur varie de 20 à 60 m et ils ravinent fortement l'unité inférieure (grands ripple-marks dans le ravin de Barrare).

- Une **formation éboulouse supérieure** (GLxE), constituée de cailloutis à petits éléments anguleux (éclats) centimétriques à décimétriques de calcaire du Crétacé inférieur, noyés dans une matrice argileuse très abondante de teinte variant du gris clair au noir, et contenant localement des blocs calcaires anguleux métriques à plurimétriques ainsi que des pans décamétriques de bancs de marnes valanginiennes à structure conservée. L'ensemble est très compact et épais entre les cotes 700 et 801, de structure vaguement litée horizontalement, et admet une mince lentille de cailloutis à galets vers la cote 750 dans le ravin de Courantille.

L'ensemble, d'origine strictement locale (matériaux directement dérivés du versant contre lequel ils s'appuient), est une formation cryoclastique probablement solifluée en bordure du glacier rissien.

La *formation de Combe-Cordeau*, moins épaisse, constitue le revêtement de la colline cotée 747 m au Nord de Laragne. Sa stratigraphie est, de bas en haut:

—argiles litées noires, homogènes, compactes, visibles sur une vingtaine de mètres d'épaisseur (sommet à la cote 600) à l'ancienne tuilerie de Laragne. Leur base est inconnue ;

—moraine argileuse noire entre 600 et 630 m ;

—cailloutis à galets relativement grossiers, essentiellement calcaires, entre 630 et 667m;

—moraine argileuse ;

—sables fins à moyens, gris, très bien lités horizontalement, à niveaux de cailloutis anguleux et galets polygéniques disséminés. Ils forment deux bancs séparés par une couche de moraine argileuse entre les cotes 670 et 700 m;

—une lentille de moraine argileuse supportant localement des sables fins lités, entre les cotes 700 et 705 ;

—cailloutis à galets bien calibrés, polygéniques mais essentiellement

calcaires, à litage horizontal et parfois oblique, entre les cotes 700 et 747 m ;  
— enfin, un mince placage de moraine argileuse au sommet.

Sauf la nature des matériaux, cette séquence n'a aucun rapport avec celle de Châteauneuf-de-Châbre. En particulier, les cailloutis sommitaux montent une cinquantaine de mètres plus haut à Combe-Cordeau. Il est clair que les deux ensembles se sont disposés dans des petits bassins glaciaires marginaux indépendants.

D'autres dépôts glacio-lacustres affleurent en lambeaux isolés toujours dans les environs de Laragne :

• **Sables** (GLxS) :

— sous la moyenne terrasse du Domaine, jusqu'à la cote 570. Ils correspondent probablement aux sables inférieurs de Châteauneuf-de-Châbre ;

— sur le replat d'Oriane en amont de Laragne, cote 665, superposés à la moraine externe. Ils contiennent des blocs anguleux de grès et de moraine, et portent un sol évolué, tronqué, de couleur 2,5 YR 4/6 à 4/8 ;

— dans le ravin du torrent de l'Aune, au Sud des Arzeliers (cote 614), recouverts par de la moraine externe ;

— au-dessus du village de Saléon, cote 670, entre le conglomérat de la moyenne terrasse inférieure et la moraine qui le recouvre, sur une épaisseur de l'ordre de 1 m.

• **Argiles** (GLxA) :

— aux ruines de Bury (Nord de Joufaly), remplissant une dépression du substratum sur 20 à 30 m ;

— aux Nord de Saint-Jean (Combe-Cordeau), entre les cotes 599 et 644, recouvertes de moraine externe ;

— dans le ravin de la Doux, sous les Roussets (Est des Arzeliers).

• **Cailloutis** (GLxF) : localement à litage oblique, de même faciès que ceux de Combe-Cordeau, ils forment la butte des Arzeliers, cote 688, au Nord de Laragne.

Ces formations glacio-lacustres sont indubitablement liées au retrait du glacier rissien des moraines externes qui s'est étendu au-delà de leurs affleurements actuels. Elles n'ont aucun rapport, ni par la stratigraphie ni par le faciès, avec les alluvions de la très haute terrasse de Mison auxquelles elles ont parfois été assimilées (Bourdier, 1961).

**Fx. Alluvions des moyennes terrasses non subdivisées.** On a réservé cette notation aux alluvions témoignant de l'existence d'une ou deux nappes alluviales dominant les lits du Sasse et du Grand-Vallon de 50 à 100 m, et postérieures au retrait du glacier des moraines externes.

Dans la vallée du Sasse, il s'agit d'étroites banquettes à gros galets calcaires et blocs arrondis pouvant atteindre 1 m, coiffant, sous une épaisseur variable (10 à 20 m), les replats de La Bâtie à La Bastide-Blanche (719 à 690 m), façonnés dans le grand éboulement du front de la montagne de Reynier. Dans le Grand-Vallon, à l'aval de La Motte-du-Caire, se trouvent quelques petits lambeaux de cailloutis duranciens épars sur les deux versants, comme à la source sulfureuse, mais surtout deux petits éléments de terrasse au-dessus de Nibles (Le Collet, Le Chapelet), recouvrant de la moraine

externe. Les alluvions du Grand-Vallon peuvent être considérés comme fluvio-glaciaires.

**Jx. Alluvions des moyens glacis non subdivisées.** Peu nombreuses et très discontinues, on les rencontre dans les secteurs du col de Faye, de Lazer, de Melve, de Vaumeilh, de Clamensane et à Saléon. La plupart sont superposées à la moraine externe. Seul le glacis des Sauziers est à couverture morainique car situé à l'intérieur du domaine d'extension du glacier wurmien (stade du Grand-Bois). Dans les secteurs où les glacis sont nombreux (combe de Savourmon, Lazer), ils dominent largement leurs homologues de bas niveau attribués au Würm. Les mieux conservés sont ceux du col de Faye et de la bergerie de La Tour au-dessus de Melve. Aux Sauziers et à La Tour, le matériel, épais, est un cailloutis relativement bien calibré, émoussé, bien lité, à matrice terreuse, sans gros blocs. Il peut en exister plusieurs niveaux étagés par la base et le sommet (au moins deux), qui n'ont pas été distingués ici.

### **Würm. Moraines internes, alluvions des basses terrasses et des glacis inférieurs**

On a rapporté au Würm l'ensemble des dépôts d'origine glaciaire ou périglaciaire en relation avec le complexe des moraines internes : alluvions des basses terrasses, moraines internes et couvertures des bas glacis.

Le premier dépôt attribuable au Würm est celui des alluvions de la basse terrasse dite du « poudingue de Durance », car elles forment des parois verticales de galets agglomérés dans les berges de la rivière. C'est sur ces alluvions que le glacier de la Durance s'est avancé, déposant une mince couche de moraine de fond à leur surface jusqu'à proximité de Sisteron et construisant en amont du Poët un beau système de doubles moraines frontales (Le Poët—Rourebeau). Ce système constituant les moraines internes, se prolonge en amont par des moraines latérales qui permettent de reconstituer aisément la langue terminale du glacier à ce stade. Mais il n'en est pas de même en ce qui concerne l'extension plus aval. Aucune forme construite n'ayant été conservée, la distinction entre moraines internes et externes en dehors de la basse terrasse ne peut se faire que sur d'autres critères : altération superficielle lorsqu'il existe des coupes bien situées et représentatives (très rares), morphologie d'érosion latérale (chenaux d'écoulement fluvio-glaciaires, ruptures de pente) parfois peu nette.

Les moraines internes permettent de distinguer deux extensions du glacier : une extension maximale, très discrète dans la morphologie et sans doute brève (stade du Grand-Bois) ; un stationnement prolongé sur une position de retrait, bien marqué par le double vallum frontal du Poët—Rourebeau (stade du Poët). Ces deux stades ne s'expriment que par la morphologie, et n'ont peut-être pas de signification chronologique. Le double arc des moraines internes marquerait une oscillation glaciaire d'assez longue durée, avec retrait du front du Poët sur une position mal définie, en amont de Rourebeau, puis une réavancée (Rourebeau) après une phase de pédogenèse (Tiercelin, 1974).

L'extension glaciaire wurmienne et son retrait s'accompagnent de phénomènes fluvio-glaciaires (façonnement de basses terrasses étagées, creusement de chenaux), glacio-lacustres et périglaciaires (épandage des couvertures des bas glacis).

**FGya. Poudingue de Durance.** On désigne sous le nom de « poudingue de Durance » (Tiercelin, 1974) les alluvions caillouteuses grossières et puissantes qui affleurent verticalement dans les berges de la Durance depuis le confluent du Buech jusqu'à Monétier-Allemont, localement cimentées sur toute leur hauteur. Elles forment le soubassement des basses terrasses, reposent sur un substratum irrégulier et sont recouvertes par les moraines internes (Würm).

C'est un cailloutis à galets bien arrondis, même les plus petits (cm), très hétérométrique (blocs roulés jusqu'à 0,5 m de grand axe, voire plus), à matrice sablo-limoneuse grossière de couleur grise à noirâtre, d'origine durancienne. Le cailloutis est très homogène sur toute l'épaisseur, bien lité en longues lentilles entrecroisées, très cohérent mais meuble dans la masse. La cimentation n'en existe que sur les versants naturels, talus d'érosion entre terrasses et berges de la Durance.

L'épaisseur est variable par suite des inégalités du substrat et des érosions superficielles, glaciaire et fluvio-glaciaire. Elle est au maximum d'une quarantaine à une cinquantaine de mètres dans le méandre de Thèze, et s'anule rapidement en direction des versants. Les alluvions remplissent une paléovallée que l'on peut observer directement dans la coupe du Beynon au Sud de Ventavon, dont l'axe diffère fréquemment du thalweg actuel.

Le poudingue de Durance forme une basse terrasse (\*) à surface irrégulière car partout érodée par le glacier wurmien, ou aplanie et disséquée par ses eaux de fonte, mais surtout recouverte par les moraines internes jusqu'à Château-Roman. Il ne semble pas toutefois que l'érosion glaciaire ait été très importante car le sommet du poudingue a un profil encore très régulier sous sa couverture, comme on peut le constater dans les berges. En aval de Rourebeau, il a été découpé en une série de terrasses étagées par les eaux de fontes glaciaires.

En amont de Monétier-Allemont, des alluvions de même faciès constituent des éléments de terrasse de même niveau, notamment à La Saulce, Curbans, Tallard, sur chaque rive. À La Saulce, elles sont également recouvertes de lambeaux morainiques, ailleurs de dépôts plus récents (cônes de déjection holocènes), sauf à Trébaudon (Tallard). Ces alluvions ont été notées comme le poudingue de Durance pour des raisons de géométrie, de faciès et de stratigraphie, bien que la continuité soit rompue.

L'origine de ces alluvions est vraisemblablement fluvio-glaciaire comme l'indiqueraient leur faciès grossier et hétérométrique et la présence

(\*) Basse terrasse dans le sens de dernier niveau d'alluvionnement fluvio-glaciaire, mais elle domine le lit de la Durance d'une soixantaine de mètres.

probable (requérant cependant confirmation sur de bonnes coupes) d'intercalations morainiques, comme dans le ravin de Pont-de-Frache, le talus au Nord de Monétier-Allemond et sous le plateau du Puy (Thèze).

**Glya. Argiles glacio-lacustres de Valenty.** Dans le ravin de Valenty, à proximité de la Durance, des argiles sont intercalées entre le substratum et les poudingues qui forment la terrasse. Ce sont des argiles noires, calcaires, compactes, dont la structure n'est pas visible par suite de glissements, mais qui ne semblent pas contenir d'éléments grossiers. Leur faciès est très voisin de celui des argiles glacio-lacustres rissiennes de Châteauneuf-de-Châbre et de Laragne. Elles affleurent sur une hauteur d'environ 5 m mais leur épaisseur est sans doute plus grande car le substrat s'abaisse vers l'Ouest sous la terrasse. Elles donnent lieu, jusqu'à Valenty même, à des glissements de versant qui tendent à élargir les parois du ravin.

**Moraines internes.** Dans la vallée de la Durance, l'amphithéâtre des moraines internes est particulièrement net dans le secteur du Poët—Rourebeau, où il forme des arcs frontaux très bien conservés. Cependant, de la moraine de fond s'étale loin en aval à la surface des poudingues de Durance, jusque près de Sisteron, sous la forme d'une mince pellicule superficielle sans relief construit. Cette moraine appartient indubitablement au complexe wurmien des moraines internes car sa position stratigraphique est la même que celle de vallums terminaux. C'est pourquoi on a subdivisé celles-ci en deux unités, distinctes paléogéographiquement sinon stratigraphiquement et chronologiquement : les moraines internes du stade du Grand-Bois (Gyb1), les moraines internes du stade du Poët (Gyb2).

**Gyb1. Moraines internes, stade du Grand-Bois.** Les moraines du stade du Grand-Bois s'étendent en aval et à l'extérieur des moraines du stade du Poët. Ce sont partout des moraines de fond, caractérisées par une altération superficielle modérée (décalcification et rubéfaction d'une épaisseur de l'ordre de 1 m, de teinte 5 YR 5/6 en moyenne). Leurs limites sont difficiles à tracer car elles se présentent en général en placages discontinus sur les buttes et les versants, et ne montrent pas de formes construites frontales ou latérales à l'exception du cordon latéral de La Gineste au Nord-Ouest de Melve. À l'Ouest de la Durance on les a arrêtées à l'origine des chenaux fluvio-glaciaires qui débouchent sur la basse terrasse du Buech (Joufaly, Le Brusset, Upaix), au-delà desquels les moraines externes plus profondément altérées affleurent. À l'Est, la limite est morphologique, les placages de moraines internes s'appuyant sur le substrat ou sur des masses morainiques plus anciennes dont elles sont séparées par une nette rupture de pente (secteur de Sigoyer) ou par un chenal d'écoulement (Les Baudes, Sud de Melve).

**Gyb2. Moraines internes, stade du Poët.** Les moraines du stade du Poët sont très bien individualisées au Sud de la montagne de Saint-Genis. Elles dessinent, rive droite de la Durance, deux alignements de crêtes morainiques latérales quasi continues, séparées par des chenaux d'écoulement fluvio-glaciaires, aboutissant à deux groupes d'arcs terminaux au relief très vigoureux : le groupe des moraines frontales du Pigeonnier (Le Poët) qui se poursuit en amont par les moraines de Costebelle—Les Carcassannes à

Pextérieur; l'arc morainique frontal de Saint-Martin—Rourebeau qui se prolonge par les moraines latérales du Villar. Rive gauche, le petit vallum du Puy à l'Est de Thèze appartient vraisemblablement au groupe du Pigeonnier, de même que les crêtes latérales de l'Ouest de Melve (La Pare, Les Espigners). Sur ce versant, la morphologie initiale est beaucoup moins bien conservée.

La moraine des arcs frontaux est très épaisse (plus de 40 m à Rourebeau) et très homogène, de même faciès que la moraine de fond et sans trace de remaniement par les eaux.

En amont de Thèze, il s'agit d'un placage de moraine de fond en surface du poudingue de Durance, devenant de plus en plus discontinu (Chapelle-Saint-Roch, La Saulce) et formant des petites buttes irrégulières sans morphologie particulière.

Gy ; Gyb. **Moraines internes non subdivisées.** On a réservé la notation Gy aux témoins discontinus et réduits de moraine argileuse en position stratigraphique incertaine, paraissant englobés ou recouverts par le poudingue de Durance (FGya) au Pont-de-Frache, à Monétier-Allemont et sous Thèze. En amont de la montagne de Saint-Genis et de Claret, il n'existe plus de formes construites latérales ni de morphologie marginale permettant de séparer les deux stades.

La moraine Gyb se présente soit en placages de dimensions diverses sur les versants, soit en épais colmatages dans des dépressions préexistantes jusqu'à une grande altitude, comme les vallées du Beynon, de la Déoule et du Briançon rive droite, les hauts ravins du Laux, du col de Blaux, d'Urtis et de Venterol rive gauche. Le faciès est toujours le même, très argileux, sombre, et la puissance peut atteindre, voire dépasser, la centaine de mètres.

GFy ; GFyb. **Moraine interne remaniée en surface.** Les eaux de fonte latérales du glacier en retrait ont érodé et aplani localement le remplissage de moraine de fond, notamment dans des couloirs entre buttes de substratum, dans des ravins préexistants ou simplement en surface. C'est le cas par exemple dans le secteur de Lardier-et-Valença et Vitrolles où ces formes sont fréquentes et, rive gauche, au Sud de Melve et à l'Ouest de Sigoyer. Il peut y avoir un mince dépôt de matériel lité superficiel.

**Alluvions glacio-lacustres.** Des alluvions glacio-lacustres de faciès divers se trouvent dans les secteurs de Vaumeilh et du col de Blaux, rive gauche de la Durance. À Vaumeilh, elles sont en relation avec le stade du Grand-Bois.

GLyb1. **Alluvions glacio-lacustres, stade du Grand-Bois.** Cailloutis à galets duranciens grossiers très hétérométriques et matrices sablo-limoneuse, à litage horizontal ou localement oblique (delta), reposant sur le substratum directement ou par l'intermédiaire de lambeaux de moraine de fond, avec intercalations de sables fins en amont. Cimentation locale importante. Ils affleurent dans les berges du torrent de Syriex, sont relativement peu épais (10 à 20 m) et forment de petits replats irréguliers probablement transgressés par le glacier (blocs erratiques en surface, sommet irrégulier)

puis érodés par les eaux fluvio-glaciaires qui y ont creusé des chenaux. Ces formations se sont déposées lorsque le glacier du stade du Grand-Bois a barré le débouché du ravin de Syriex au cours de sa progression en direction de Sisteron.

**GLyb. Alluvions glacio-lacustres.** Au Sud du col de Blaux, le replat du Ribassier (1 080 m) est constitué par une formation glacio-lacustre superposée à la moraine wurmienne non subdivisée et comprenant de bas en haut :

- des cailloutis polygéniques à matrice sableuse et litage oblique ;
- des argiles silteuses litées horizontalement (varves), épaisses d'une dizaine de mètres.

C'est un faciès d'obturation latérale du glacier de la Durance en retrait.

**Alluvions fluvio-glaciaires wurmiennes.** On a noté ainsi le système des terrasses duranciennes issues du front des moraines internes du Poët—Rourebeau et les dépôts colmatant les chenaux fluvio-glaciaires des deux stades wurmiens, creusés dans des formations variées (substrat rocheux, moraines, terrasses d'alluvions plus anciennes).

**FGyb1. Alluvions fluvio-glaciaires, stade du Grand-Bois.** À ce stade, il n'existe sur la feuille Larnagne que des chenaux fluvio-glaciaires marginaux ou transversaux qui prennent naissance dans la zone d'extension du glacier wurmien correspondant, lesquels peuvent se prolonger en amont jusqu'au contact des moraines du stade du Poët. Dans le premier cas, les chenaux ont cessé de fonctionner après le retrait du glacier de ce premier stade, comme ceux de La Palud-Bonthoux, du plateau du Puy, de Joufaly, de l'Ouest d'Upaix, des Plantiers (Vaumeilh). Dans le second, ils ont été réutilisés au stade suivant du Poët, comme les chenaux nord d'Upaix où il y a confluence de formes des deux stades au Nord de Jauves. Mais sauf dans le cas où ces chenaux n'entaillent que les dépôts morainiques du stade correspondant, comme au Sud du Poët (La Condamine), ils ont pu être amorcés lors d'épisodes glaciaires précédents, notamment lorsqu'ils incisent profondément les hautes terrasses et le substratum (La Palud-Bonthoux, Joufaly par exemple).

Le faciès des remplissages de ces chenaux n'est pas connu à l'affleurement. Les sondages EDF du lac de Mison ont montré une épaisseur minimale de remblaiement de 41 m de matériel divers (argiles, sables argileux plus ou moins caillouteux, cailloutis à matrice argileuse), à couverture argileuse superficielle épaisse. Ce remplissage peut être morainique et glacio-lacustre car le chenal a pu être parcouru par la glace avant d'être régularisé en surface par les derniers écoulements torrentiels du glacier en retrait, puis recouvert par des apports récents.

**FGyb2. Alluvions fluvio-glaciaires, stade du Poët.** Elles forment une série de terrasses étagées façonnée dans la nappe alluviale des poudingues de Durance, et colmatent les fonds d'un certain nombre de chenaux marginaux ou transversaux. La terrasse la plus élevée, celle du Plan (Le Poët), est directement issue des moraines frontales du Pigeonnier. Les autres, qui s'étagent en contrebas à des niveaux divers, s'inscrivent dans la nappe alluviale du

poudingue de Durance et sa couverture morainique jusqu'à proximité du fond de la vallée, sans que l'on puisse les rattacher à un quelconque stationnement du glacier en retrait. Tout se passe comme si le glacier avait diminué par saccades, matérialisées par l'échelonnement vertical des terrasses, sans que cela se soit traduit dans les formes glaciaires, ou que ces dernières aient été conservées.

Les alluvions liées à ces niveaux sont difficiles à distinguer, même en coupe, du poudingue de Durance, surtout lorsque ce dernier est meuble. Le matériel semble un peu plus grossier et hétérométrique que le poudingue, un peu moins lité mais toujours aussi roulé. Cela est particulièrement net dans les coupes récentes du pont de la Mouson au Sud de Thèze. Ailleurs, il a pu se produire aussi une érosion latérale et un aplanissement du poudingue, sans dépôt.

En face de Monétier-Allemont, le faciès est de tendance glacio-lacustre. Au Nord du ravin de la Tuilerie, sur de la moraine remaniée et litée qui forme son substratum, la basse terrasse montre une alternance de sables graveleux, de cailloutis à galets grossiers et de sables gris, fins, bien lités, qui se poursuivent jusqu'au sommet (épaisseur 20 m).

Les chenaux fluvio-glaciaires de ce stade n'existent, en rive droite, qu'au Nord d'Upaix où ils prennent naissance au contact de la moraine latérale des Carcassonnes, et entre les deux moraines latérales au Nord des Longs. Ils se réunissent dans le chenal des Capris qui débouche dans la Vérane, affluent du Buech. Les cailloutis n'y sont visibles qu'en surface et en amont, avant d'être recouverts, plus bas, de limons ruisselés et colluvionnés. Rive gauche, les chenaux sont profondément inscrits dans le substrat et se présentent comme une série de gouttières discontinues à L'Abbadie, La Peyrierie, Le Touroundet, Curbans, Les Boulangeons. L'épaisseur de leur remplissage fluvio-glaciaire n'est pas connue, et ils sont partout recouverts par des formations alluviales récentes.

FGy ; FGyb. **Alluvions fluvio-glaciaires non subdivisées.** Au Grand-Vallon, des cailloutis à galets grossiers essentiellement calcaires, mêlés de quelques éléments intra-alpins (grès surtout), contenant des blocs calcaires roulés pouvant atteindre le mètre, bien lités, apparaissent plaqués contre le versant au-dessus de Messire-Pierre (Sud de La Motte-du-Caire). Ils forment les terrasses (FGy) du Plan, au confluent Sasse—Grand-Vallon, et de Nibles où ils dominent les alluvions de fond de vallée d'une vingtaine de mètres. Ce sont les témoins d'une nappe fluvio-glaciaire très démantelée issue de la diffluence du glacier wurmien de l'Ubaye par le col de Sarraut en amont du Grand-Vallon, qu'il n'est pas possible de rattacher à un niveau défini de la vallée de la Durance.

On a noté FGyb les alluvions qui forment trois petites terrasses perchées entre Vitrolles et Lardier-et-Valença, superposées aux moraines wurmiennes non subdivisées. Ce sont des cailloutis à galets duranciens peu grossiers, passant localement à des sables lités, qui se sont déposés en marge du glacier en retrait, retenus soit par la glace, soit par un barrage morainique. Epaisseur faible (une dizaine de mètres au maximum). Leur position topogra-

phique, 200 m environ au-dessus de la Durance (cote 760), les rattacherait au stade du Poët.

**Fy1. Alluvions de la basse terrasse supérieure du Buech.** Cailloutis à galets très hétérométriques et blocs roulés pouvant atteindre 0,80 m de long, de calibre décroissant rapidement vers l'aval, à matrice sableuse grossière, bien lités. Matériel polygénique surtout calcaire, avec proportion notable d'éléments duranciens. Ils constituent trois lambeaux de terrasse, deux en amont d'Eyguians, l'autre à la base du versant des dépôts glacio-lacustres de Châteauneuf-de-Châbre. Le faciès très grossier et la composition pétrographique indiquent un mélange d'apports locaux prédominants sur ceux de la Durance, dont l'origine ne peut être que la diffluence du glacier durancien dans le Petit-Buech par le seuil de la Freissinouse (Feuille Gap).

**Fy2. Alluvions de la basse terrasse inférieure du Buech.** Cailloutis beaucoup moins hétérométriques, de calibre maximum 0,30 m, constitués essentiellement de galets calcaires de petite taille souvent assez peu roulés, parmi lesquels se trouvent noyés des galets arrondis et plus grossiers où figurent les faciès duranciens peu nombreux. Epais d'une vingtaine de mètres, ils forment une terrasse bien développée et relativement continue sur les deux rives du Buech (terrasse de Montéglin), dominant les alluvions de fond de vallée de 20-25 m, souvent recouverte de dépôts récents. Consolidation locale et irrégulière en surface, sous couverture limoneuse (1 à 1,5 m à La Tuilière, Sud de Saléon). Ils sont constitués d'apports locaux, comme par exemple de La Blaisance à Lagrand, remaniant quelques éléments allochtones de la basse terrasse supérieure et des dépôts plus anciens.

**Fy. Alluvions de la basse terrasse non subdivisées.** On a noté ainsi trois lambeaux alluviaux isolés : (1) les cailloutis calcaires mal roulés ou anguleux, plus ou moins lités, localement consolidés en brèche très compacte, peu épais, formant deux replats étroits cote 725 m, 80 m au-dessus du Beynon à Lafitte, au Nord-Ouest de Ventavon. Ils sont superposés à la moraine wurmienne et au substratum, et peuvent être des apports locaux intermorainiques ou postmorainiques sans continuité ; (2) un éperon de cailloutis calcaires émergeant du remblaiement du fond de la dépression du Plan-de-l'Orme au Sud des Sauziers ; et (3) une lanière de cailloutis calcaires à gros blocs roulés de bas niveau, accrochée au versant de Péboulement de la montagne de Reynier au-dessus de La Bastide-Blanche (Sasse).

**Cônes de déjection et bas glacis.** Les dépressions de Savourmon, de Faye, de Barcillonnette, le versant nord de la montagne de Saint-Genis, les ravins d'Urtis et de Venterol notamment, sont caractérisés par la présence de nombreux glacis de bas niveau ou superposés à la moraine wurmienne. Il en existe localement deux niveaux étagés qui ont été parallélisés aux deux niveaux de basse terrasse.

**Jy1. Cônes de déjections et bas glacis supérieurs.** C'est au Sud de la montagne de Saint-Genis qu'ils sont le mieux représentés. Les glacis de Rue et de Château-Bas recouvrent localement de la moraine externe et leur surface est relativement dégradée. Au Nord de Melve par contre, le glacis de La Gineste se présente comme un ensemble de racines de cônes de déjection

jointives à forte pente, directement issues de la base de la barre calcaire qui les domine, et s'appuyant contre un vallum morainique latéral attribuable au stade du Grand-Bois. Il y a donc ici simultanéité du dépôt de la moraine et de l'épandage du glaciais.

L'épaisseur du matériel est très variable, le plancher de la couverture n'étant généralement pas régulier et la surface rarement bien conservée (sauf à La Gineste). Elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et se réduire à quelques mètres, voire moins.

**Jy2. Cônes de déjection et bas glaciais inférieurs.** Les bas glaciais inférieurs sont aussi les mieux représentés sur le versant sud de la montagne de Saint-Genis (Jubi, Beaudinar). À Jubi, la couverture caillouteuse, de même faciès que celle du niveau supérieur, recouvre également des témoins de moraine externe. Il est donc possible que ce niveau inférieur ne soit qu'un creusement dans le niveau supérieur, sans réelle valeur chronologique.

Une série de cônes de déjection de bas niveau existent aussi rive gauche de la Durance entre Curbans et la terrasse de Thèze. Ils correspondent aux basses terrasses fluvio-glaciaires et sont ravinés par les cônes de déjection récents. Leur matériel est un cailloutis calcaire très hétérométrique, peu roulé mais bien lité, de faible épaisseur (quelques mètres).

**Jy. Cônes de déjection non subdivisés.** Cette notation a été réservée aux cônes de déjection et glaciais de bas niveau, ou superposés aux moraines wurmiennes à une altitude élevée, isolés ou dont la position ne permet pas le rattachement à un niveau précis. Ce sont les plus nombreux (combe de Savournon, dépression de Faye, secteurs de Barillonnette—Lardier-et-Valença, Venterol). Ceux de Venterol sont particulièrement bien conservés et démonstratifs de leur origine torrentielle, car ils dessinent des éventails branchés sur les ravins et torrents, notamment le torrent de Pré-Garnier à l'Est. Superposés à la moraine wurmienne et perchés plus de deux cent mètres au-dessus de la Durance, ils ne peuvent s'être formés qu'en bordure du glacier durancien pendant une phase de stabilité au cours du retrait, comme ceux de Barillonnette. Ce peuvent être aussi des éboulis remaniés et étalés par ruissellement au pied des versants comme au Blanchet (même secteur). Le litage est toujours net, parallèle à la pente superficielle qui est faible même près des versants (de 6 à 10° d'aval en amont). Parfois, le matériel est légèrement consolidé. Épaisseur toujours faible (quelques mètres).

La surface de ces glaciais est fréquemment érodée ou légèrement déformée par des glissements dans le cas d'un substratum morainique.

Quelques cônes de déjection et bas glaciais existent aussi dans le secteur de La Motte-du-Caire (Nord de Clamensane, bois de Naples, torrent de Syriex).

## **Post-Würm. Alluvions fluviales et torrentielles des fonds de vallées et formations de versant**

Les formations postwurmienne sont très nombreuses et bien développées sur la feuille. Du fait d'un substratum fragile très largement affleurant (Terres noires du Jurassique moyen surtout), d'une intense tectonisation et de la présence de deux grandes vallées, l'érosion torrentielle a largement évidé les combes anticlinales notamment entre Buech et Durance. Ainsi, le démantèlement des dépôts quaternaires antérieurs, très meubles (moraines argileuses, couvertures de glacis), a été rapide, le creusement profond et l'élargissement des ravins aisé. La fourniture de débris par les versants marneux et les corniches calcaires étant abondante, les dépressions ont pu être remblayées sur de fortes épaisseurs, tandis que les versants instables étaient soumis aux processus d'ébouilisation, de colluvionnement et de mouvements de terrains divers.

On distingue deux complexes : les formations de versant et les alluvions de fond de vallée.

### **Formations de versant**

**U. Tufs.** Peu nombreux (Barcillonnette, Urtis) ; ceux de Barcillonnette sont célèbres depuis que D. Martin les a signalés comme préglaciaires. Ils affleurent en petites masses plaquées contre le substratum au village même et dans le versant au-dessus. Très fossilifères, ils contiennent 33 espèces de mollusques et une riche flore d'empreintes foliaires de hêtre, alisier, noisetier, sycomore, érable, vigne, sorbier (Martin, 1926, p. 103-105 ; Bourdier, 1961, p. 163), et des empreintes de troncs. Leurs conditions actuelles de gisement ne permettent pas d'affirmer qu'ils sont antéwurmien, car un recouvrement morainique en place est très douteux. Cependant, D. Martin cite un bloc remanié de ces tufs dans la moraine près d'Esparron, aujourd'hui disparu.

**EB ; EyB. Éboulis à gros blocs récents (EB) et anciens (EyB).** Les versants de la montagne d'Aujourd, de Saint-Genis, de Chabre, de Venterol, Urtis, Reynier, et la rive gauche du Grand-Vallon, sont localement tapissés de formations à gros blocs anguleux, métriques à décamétriques, à matrice terreuse plus ou moins abondante. Les ébouils récents se localisent généralement au fond des ravins ou drapent les versants uniformément, alors que les ébouils anciens, qui peuvent être wurmiens voire antérieurs, sont fortement ravinés ou même suspendus, à l'image des glacis (combe de Savourmon par exemple). Certains ont conservé leur profil initial, très régulièrement concave voire subrectiligne, mais la plupart ont subi des remaniements par glissement. Le plus vaste et le plus épais est celui de front de la montagne de Beynier où se mélangent des blocs calcaires de toutes tailles issus de la corniche sommitale avec les marnes du substratum et même, localement, de la moraine externe, comme au Sud de Clamensane le long du Sasse. Éboulement et glissement ont dû prendre naissance après le retrait de la diffluence du glacier des moraines externes. Ils paraissent aujourd'hui stabilisés, hormis une coulée boueuse locale. Citons aussi Péboulis à gros blocs colluvionné de Château-Rousset, au Sud de La Saulce, constitué d'éléments cal-

caires locaux anguleux, métriques à plurimétriques, emballés dans une matrice terreuse remaniant les gypses du substrat et de la moraine wurmienne. Dans certains ravins, ces éboulis ont été repris en coulées boueuses plus ou moins actives comme à l'Ouest de Barcillonnette, aux Fleurans (Est de Monétier-Allemont), à Meynard (Sud de Clamensane).

Des éboulements à gros blocs se produisent encore sporadiquement, comme celui de La Petite-Queylane (Nord de Monétier-Allemont), parti de la corniche tithonique du rocher de Chantelle et qui dévala le ravin jusqu'à proximité de la ferme en mai 1972.

**E ; Ey. Éboulis de gravité ou périglaciaires, récents (E) et anciens (Ey).** Tous les versants sous les crêts calcaires sont tapissés, à des degrés divers, par des éboulis de gravité ou périglaciaires. Cailloutis anguleux de petite taille, centimétriques à décimétriques, contenant généralement quelques blocs disséminés de dimension métrique, à matrice fine plus ou moins abondante, parfois absente (structure vacuolaire ou open-back), lités parallèlement à la pente superficielle. Les plus importants ennoient complètement l'ubac de la montagne de Chabre où leur épaisseur est supérieure à 20 m, mais ils peuvent être beaucoup plus minces, quelques mètres ou moins, comme sur les pentes du bois de Faye. Comme les éboulis à gros blocs, ils peuvent être récents ou anciens (mêmes critères morphologiques), intacts (Chabre, Faye) ou glissées superficiellement ou en masse (Clamensane, Beynier, etc.).

**EJ. Éboulis remaniés par ruissellement.** On a noté ainsi les éboulis de pied de versant formant des cônes isolés ou coalescents, dont les sommets sont branchés sur des couloirs d'érosion ou des ravins et dont la pente est intermédiaire entre celle des éboulis de gravité (34°) et celles des cônes de déjection (10-15°), plus proche cependant de celle des éboulis. Le matériel est un cailloutis anguleux plus ou moins grossier, avec ou sans blocs, lité parallèlement à la surface (Grand-Vallon en amont de La Motte-du-Caire, Clamensane) ou remanié de formations quaternaires plus anciennes (Laragne), qui peut avoir subi des glissements (col de Borne à l'Ouest de Rousset). Épaisseur variable, pouvant être forte.

**Mouvements de versants.** La raideur des pentes, la nature et la structure du substrat, la décompression successive à la disparition des glaciers et l'intensité du creusement vertical, ont mis en mouvement de nombreux secteurs de versants, parfois sur des surfaces considérables. Outre les éboulements, à gros blocs ou non, de pied de paroi, la plupart des versants sont affectés de mouvements de masse et superficiels qu'il est souvent difficile de distinguer. On a ainsi regroupé les affaissements, tassements et glissements en masse d'une part, les glissements et la couverture quaternaire d'autre part, généralement stabilisés ou faiblement actifs, et les coulées boueuses qui sont les formes de versant les plus actives aujourd'hui.

• **Affaissements, tassements, glissements en masse.** Mouvements de versants décimétriques et plus, de dimension hectométrique à kilométrique, généralement bien circonscrits, à remaniement interne plus ou moins important, parfois faible voire nul (pan de falaise simplement abaissé sans

bouleversement de structure, comme au Nord de Melve). Les principaux sont sur le versant nord de la montagne d'Aujourd, le versant est de la montagne de SaintGenis (Faye), le versant sud de la montagne de Colombier au Nord de Melve.

- **Colluvions (C).** Mélange en proportions variables de formations remaniées du substrat généralement marneux et de dépôts superficiels meubles (moraine, éboulis, etc.), sans structure (écoulement pâteux). Elles remplissent des dépressions parfois barrées par des moraines dans le secteur d'Upaix et tapissent certains bas de versants vers La Saulce et Curbans. Au-dessus de la moyenne terrasse du Domaine (Sud-Est de Laragne), il s'agit d'un limon brun contenant très peu d'éléments grossiers (quelques graviers calcaires, concrétions calcaires grumeleuses) paraissant directement remanié des Terres noires qui affleurent au-dessus. Épaisseur métrique à plurimétrique.

Des colluvionnements généralement minces drapent la plupart des versants et des dépressions des moraines internes, notamment dans le secteur du Poët—Rourebeau. Ils n'ont été représentés que lorsqu'ils atteignent une certaine ampleur.

- **Glissements.** On n'a pas affecté de notation aux glissements qui peuvent intéresser aussi bien les formations superficielles, notamment de versant, que le substratum. La tranche de terrain impliquée est généralement superficielle (métrique à plurimétrique). Les glissements sont très répandus et peuvent remanier de grandes surfaces.

- **Coulées boueuses.** On n'a pas donné de notation non plus aux coulées boueuses bien délimitées, plus ou moins actives, qui remplissent des fonds de ravins où elles remanient éboulis à gros blocs et substrat marneux dans les secteurs de Barcillonnette, Claret (Les Gaures, Les Fleurans) et le front de la montagne de Reynier (Nord de Meynard).

### Alluvions de fond de vallée

Les fonds de vallée de la Durance, du Buech, du Sasse, et aussi des courtes mais larges vallées affluentes entre Durance et Buech notamment, sont remplis d'alluvions de faciès variés, épaisses, qui se disposent en deux niveaux principaux :

—un niveau supérieur formant une très basse terrasse quelques mètres au-dessus du niveau inférieur ; ce sont les alluvions des plaines d'inondation (Fz1, Jz1) ;

—le niveau inférieur, balayé épisodiquement par les cours d'eau, qui forme le fond des vallées proprement dit ou lit majeur (Fz2, Jz2).

Fz1 ; Jz1. **Alluvions fluviales et torrentielles des plaines d'inondation.** Ce sont surtout dans les larges combes du Sarret, de Savournon, de la Véranne au Nord de Laragne, du Beynon-Merdaric etc.. que se situent les alluvions récentes les plus étendues et les plus épaisses. Ces dernières débordent également sur les basses terrasses qu'elles recouvrent localement, surtout à proximité des versants, notamment le long du Buech (Eyguians, La Tuilière, Montéglin) et de la Durance (Monétier-Allemont).

Il s'agit de dépôts caillouteux et limoneux à matériel local (remaniement des Terres noires du substrat et des éboulis de pied de corniche), dessinant de vastes cônes de déjection relativement pentés, dont le faciès varie très progressivement, d'amont en aval, d'un cailloutis grossier à matrice limoneuse jusqu'à un limon complètement exempt de cailloux. L'ensemble est grossièrement lité parallèlement à la pente superficielle, notamment le faciès caillouteux. Des niveaux ou bancs d'argile pure, litée, existent dans ce matériel aussi bien vers la base que dans la masse. L'épaisseur, variable aussi, est couramment d'une vingtaine de mètres (28 m à Monétier-Allemont aux sondages EDF 157 et 158 C). Ce remblaiement est profondément raviné par tous les torrents qui l'ont recréusé, notamment vers l'amont, parfois d'une vingtaine de mètres, et qui y élargissent leurs alluvions de fond.

Sur la feuille Laragne, ces remblaiements récents renferment sur de nombreux points des fragments de troncs d'arbres fossilisés, généralement enracinés dans un niveau argileux à une profondeur quelconque, et parfois des bois flottés redéposés ou des formations palustres à bancs de tufs et de lignites, qui ont donné lieu à des datations absolues.

La datation la plus ancienne est celle du *remblaiement des Vollaires* à l'Ouest de Lazer. Le petit ravin de Pra-Cisa, affluent latéral du torrent de Clachier, a probablement été barré par l'alluvionnement plus puissant de celui-ci descendu du versant sud de la crête de Saint-Genis, de sorte qu'il s'y est produit une sédimentation palustre riche en matières organiques : alternance de bancs d'épaisseurs diverses d'argile (caillouteuse à la base), de tufs plus ou moins argileux et de lignites, qui se termine par une couche d'argiles de plusieurs mètres, le tout ayant une puissance d'une douzaine de mètres au moins. La couche ligniteuse inférieure a un âge de 12250 + 410 ans BP (LY 1328), ce qui la situe dans le Dryas II (Tardiglaciaire) ; la couche supérieure a un âge de 5680 + 160 ans BP (LY 1329), Atlantique récent ; une couche intermédiaire proche de la couche supérieure a un âge de 6870 + 180 ans BP (LY 1327), Atlantique ancien. Comme plusieurs couches de tufs et de lignites existent au-dessous de cette dernière, on doit admettre que la sédimentation chimique a dû débiter au moins au Boréal, alors que la sédimentation organique a commencé beaucoup plus tôt. Il semble que le remblaiement a été globalement continu sur toute la hauteur de la coupe (pas d'indices d'érosion) depuis le Tardiglaciaire moyen jusqu'à la fin de l'Atlantique, avec de nombreuses phases d'arrêt, matérialisées par les couches organiques et tufacées, surtout au Boréal et au début de l'Atlantique.

Les datations suivantes nous ont été communiquées par M. Archambault. Deux datations successives intéressent le *remblaiement du Mardaric*, affluent de rive droite du Beynon au Sud-Ouest de Ventavon, issu de l'alluvionnement diffus du cône de déjection du Lauza qui s'est déversé à la fois dans la vallée de la Durance par celle du Beynon, et dans la vallée du Buech par la Véranne. Le tronc du gisement du Mardaric, 13-14 m en-dessous de la surface du remblaiement, a donné un âge de 10750 + 250 ans BP (Gif 2216), le situant au milieu du Dryas III. Un peu en amont, le *gisement du Trouquet*, environ 3 m sous la surface, a un âge de 8500 + 190 ans (Gif 2215) qui le situe au milieu du Boréal. Le dépôt étant ici homogène (cailloutis à matrice argileuse et limons en bancs alternés), on peut en déduire le

rythme global de la sédimentation, qui est localement de l'ordre de 4 mm par an.

Le *gisement des Barbiers*, à l'Ouest de Lazer, daté de  $9250 \pm 190$  ans BP (LY 555), concerne un arbre enraciné dans un banc d'argile à l'intérieur du remblaiement du torrent de Coulon, à une distance inconnue de sa base. Il se situe dans la seconde moitié du Préboréal.

La datation suivante est celle du *gisement de Melve* (sources Pochon). Le tronc daté se situe environ 3 m sous le sommet du cône de déjection du torrent de Sous-la-Roche, composé d'une alternance de cailloutis calcaires de petit calibre à matrice sablo-limoneuse et de bancs d'argile sableuse plus ou moins chargée de petits graviers, perché en tête du ravin de la Mouson. L'âge est de  $8970 \pm 210$  ans BP (Gif 1139), soit à la limite du Préboréal et du Boréal.

Deux datations à  $8500 \pm 200$  ans BP (Boréal) concernent ensuite le gisement du Trouquet (déjà cité) et celui de *Barlandonne* (Gif 865) dans les berges du torrent de Channe en limite est de la feuille Serres (Nord de Saint-Genis). Leur position stratigraphique est semblable, 3 m environ sous le sommet du remblaiement.

La dernière datation est celle du *gisement des Rois*, dans le cône du torrent des Rois au Nord d'Eyguians, 3 m environ sous le sommet des alluvions :  $8260 \pm 190$  ans BP (Gif 2217), d'âge et de conditions de gisement très proches des deux précédents.

Sauf le cas du gisement des Vollaires qui concerne une formation palustre dont le dépôt s'étend sur une longue durée (6 500 ans), du milieu du Tardiglaciaire au milieu de l'Holocène, les autres gisements sont assez concentrés sur un millier d'années (9250 à 8260), à cheval sur le Préboréal et le Boréal (celui du Mardaric date du Dryas récent). On peut donc conclure que la sédimentation des alluvions de la très basse terrasse des fonds de vallée a débuté dans le Tardiglaciaire et s'est poursuivie assez longtemps dans l'Holocène. Localement, elle s'est même poursuivie jusqu'au Bronze ancien (3800-3500 BP ; Bourdier, 1961), comme à Monétier-Allemont où les limons caillouteux superposés au poudingue de Durance, épais de 28 m, contenaient à 2,5 m de profondeur un gisement d'industrie lithique et de poterie attribué au Chalcolithique (Muller, 1906, *in* Tiercelin, 1974) et, en surface, des silex taillés du Bronze ancien. Ainsi, les limons superficiels issus du lessivage des Terres noires peuvent continuer à s'accumuler localement sur les dépôts antérieurs, notamment près des versants, tandis que ceux-ci sont ravinés ailleurs par les torrents rejoignant le niveau de base des grandes rivières.

Dans les couloirs fluvio-glaciaires, les remblaiements argileux superficiels peuvent être aussi très épais, comme l'ont montré les sondages EDF du lac de Mison dans la vallée morte de La Palud-Bonthoux : 15,20 m au sondage S23P près du centre de la dépression (argiles plastiques plus ou moins caillouteuses, litées, à niveaux organiques).

Fz2 ; Jz2. **Alluvions fluviales et torrentielles des lits majeurs.** Les lits majeurs occupent une grande place dans les vallées du Buech, de la Durance en amont de Monétier-Allemont et du Sasse—Grand-Vallon. Ils forment parfois une terrasse de très bas niveau (1 m au moins) au-dessus du lit mineur, parfois lit majeur et mineur sont sur le même plan. Souvent alors, le lit mineur a été endigué pour permettre la culture du lit majeur (Buech à Laragne, Durance à La Saulce). Les lits majeurs remontent le long des affluents assez loin vers l'amont, ravinant profondément les alluvions des plaines d'inondation (Channe, Riou, Véranne, Beynon, etc.), parfois jusqu'en un point où ils font place, en amont, à un simple thalweg d'incision sans dépôt, parfois jusqu'au pied des versants montagneux (Channe). On ne connaît pas la date exacte du début du recreusement, probablement postérieure à l'Atlantique, ni l'âge du remblaiement le plus récent.

Les alluvions sont souvent caillouteuses dans les lits mineurs, avec une mince couche limoneuse superficielle dans les lits majeurs. On n'en connaît généralement que la surface, sauf dans la coupe de la Déoule à Plan-de-Lardier : cailloutis calcaires à galets hétérométriques et blocs arrondis jusqu'à 0,5 m, à matrice terreuse et graveleuse gris foncé, lités, d'épaisseur variable (2-4 m), recouvrant et ravinant des limons gris jaunâtre à mollusques, sans structure, d'épaisseur supérieure à 2 m. On connaît aussi les alluvions de la Durance par sondage au pont de Curbans : cailloutis à galets duranciens et matrice gris foncé jusqu'à —7m ; cailloutis de même nature mais jaunâtres de —7 à — 14,5 m, avec consolidations calciteuses de 10,50 à 14 m; silts et sables fins avec quelques graviers entre —14 et —20 m (sondage EDF du pont de Curbans, inédit). On ne sait rien du remplissage plus profond qui s'enfoncerait rapidement jusqu'à—50 m au moins en direction de Curbans, et serait à plus de 100 m sous Plan-de-Lardier. Il est probable que la Durance remanie ici la surface de dépôts fluvio-glaciaires wurmiens (surcreusement).

Fz ; Jz. **Alluvions fluviales et torrentielles des fonds de vallée non subdivisées.** On a noté ainsi les remplissages des fonds de vallée qui ne montrent qu'un épisode de dépôt : torrent de Maraize dans la montagne d'aujourd'hui, Plan-de-Tallard en continuité apparent avec le lit majeur de la Durance, dépôts torrentiels et limoneux recouvrant certaines basses terrasses (Montéglin, Bas-Planet, Le Plan), remplissage de l'amont du Syriex au Sud de Melve.

T. **Tourbières.** Tourbière du marais de La Gourre, à l'Est de Monétier-Allemont.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL

### *HYDROGÉOLOGIE*

Le principal réservoir aquifère est constitué par les **alluvions récentes** de la Durance et du Buech. Ces dernières, bien développées, sont les plus sollicitées (alimentation en eau de Laragne). Au contraire, le cours de la Durance, large à Curbans, se rétrécit en aval en s'encaissant dans les conglomérats de la haute terrasse.

La nappe des **alluvions anciennes** du Sasse est suffisamment importante pour qu'elle puisse être utilisée pour l'irrigation (station de pompage au confluent du Grand-Vallon).

La deuxième ressource importante, la plus mise à contribution pour l'alimentation en eau des agglomérations, est constituée par les **dépôts fluvio-glaciaires**, essentiellement ceux du Riss, et par les cailloutis épais de la haute terrasse de Durance. Ces formations, très perméables dans l'ensemble, spécialement les seconds, alimentent de très nombreuses sources dont le débit varie en fonction de l'extension des affleurements s'étendant en amont des points d'émergence. Ces derniers sont localisés le long du contact de ces formations avec les marnes ou marno-calcaires des Terres noires sous-jacentes.

L'ensemble de la **partie supérieure de la série stratigraphique**, au-dessus de l'«Argovien», est à prédominance calcaire, donc aquifère car perméable par fissures. Par exemple, le synclinal perché de Saint-Genis (= montagne de l'Ubac) est essentiellement drainé dans le torrent du Riou, au Nord-Est du village de Saint-Genis, à la faveur d'une source importante qui correspond au point bas de cette succession. D'autres émergences de plus faible débit existent sur le flanc nord où elles se localisent sur des fractures (maison forestière de Jubée).

Au pied de la crête des Selles sort, dans des conditions comparables, la source de Crigne qui est utilisée pour alimenter Monétier-Allemont. En rive gauche de la Durance, le flanc ouest du synclinal de Reynier est drainé dans la cluse du Sasse à la fois en rive droite (Les Vaisses) et en rive gauche par les sources de la combe d'Ambesc et de Chasse. Les éboulis y reportent les émergences à l'aval du contact calcaires—marnes.

La source alimentant Le Caire, sous les Clots, est également issue des calcaires tithoniques constituant la crête qui domine ce site.

Le **Jurassique moyen** et la partie inférieure du Jurassique supérieur, essentiellement marneux (Terres noires), constituent en général un écran imperméable. C'est l'origine de très nombreuses sources, en général de faible débit, qui émergent à la base des placages de formations de couverture superficielle (glaciaire et fluvio-glaciaire, éboulis et/ou colluvions) dans les secteurs de Savournon, Lazer, Ventavon (entre Buech et Durance), Melve, Claret, Sigoyer et Thèze (en rive gauche de la Durance).

Cependant, des circulations existent aussi dans la zone d'altération superficielle des marnes. Elles sont en général drainées le long de fractures sur lesquelles se localisent d'autres sources, également de faible débit. Ces marnes étant souvent chargées en pyrite, certaines émergences sont alors sulfurées (par réduction des sulfates) : source du Poutras à Sigoyer et de Caramantran à La Motte-du-Caire.

Dans la **série liasique épaisse de la nappe de Digne**, constituée d'une alternance de marnes, calcaires, de schistes et de marnes schisteuses, ce sont surtout les assises inférieures, les plus calcaires (Hettangien à Toarcien), qui sont le siège de circulations. Elles constituent les magasins aquifères des

sources captées pour l'alimentation des villages : sources de Font-de-Boti à Venterol, du Vallion à Urtiset, de l'Usclaye à La Curmerie (Sud-Ouest de Curbans). Les émergences sont le plus souvent localisées sur des accidents, voire sur les grands chevauchements (Font-Chaude de La Saulce). Il n'en est pas de même dans quelques sources de faible débit issues des assises argilo-schisteuses de PAalénien.

Dans la zone altérée, décomprimée, existent aussi des circulations qui sont atteintes par quelques forages (lotissement du Gravos à Curbans).

Le *Trias* argilo-gypseux en diapir, pincé dans certains accidents ou surtout présent en coussinet à la base de la plupart des unités chevauchantes (« écailles »), peut être à l'origine de la présence de chlorures ou de sulfates dans certaines émergences : source salée de Savouraon, Font-Salée sous la crête des Selles, source sulfureuse de l'Aup à Fouillouze, sources sulfatées de La Palud au Nord-Ouest d'Upaix, d'Avrouze à La Saulce, et enfin à Entraix.

## *SUBSTANCES UTILES*

### **Matériaux divers**

Les *alluvions de la Durance* ont été et sont encore exploitées en maints endroits (Tallard, Vitrolles, Monétier-Allemont, Lardier-et-Valença). Il s'agit d'un matériau silico-calcaire de bonne qualité (Los Angeles : 17 à 18 ; Deval : 11 à 12 ; C.P.A : 0,5) ; sa granulométrie varie de 0 à 200 mm.

Ces alluvions ont été fortement exploitées hors d'eau sur des hauteurs de 0,5 à 2 m lors de la réalisation des travaux EDF (canal, plan d'eau) et elles le sont encore (1988) en différents casiers.

Elles servent beaucoup actuellement pour les chaussées (DDE), les travaux publics et la construction.

Les *alluvions du Buech* ont été et sont encore exploitées à Laragne-Montéglin et dans les communes en aval (près de Sisteron). Elles sont essentiellement calcaires et le gisement renferme de fortes proportions de limon et de sable. Leur granulométrie varie de 0 à 300 mm, avec un fort pourcentage de galets inférieurs à 150 mm. Leur qualité est bonne et permet l'emploi, notamment, pour les tout-venants et les bétons hydrauliques (Los Angeles : 17 ; Microdeval en eau : 12).

Les *argiles glaciaires* ont été exploitées jusqu'en 1955 à Lazer et jusqu'en 1975 à Eyguians pour la tuile et la brique. Les carrières avaient des fronts de 6 à 8 m de hauteur. Les argiles avaient une teneur en silice de 47 %, en alumine de 16 %, en chaux de 10 à 12 % et en fer de 4 à 5 %. Elles sont de nouveau exploitées (1988) à Eyguians pour la fabrication de carrelages dans une usine de Salernes (Var).

Des *argiles jurassiques* ont été exploitées il y a une quinzaine d'années à Trescléoux, pour la terre cuite, mais elles étaient de médiocre qualité car trop calcaires.

Le **gypse triasique** a été exploité à Lazer, en galeries à partir des affleurements. Il renfermait 42 à 47 % d'anhydride sulfurique et 31 à 33 % de chaux, un peu de silice (0,6 à 2 %), 0,2 à 0,6 % d'alumine, très peu de fer et de magnésium. Il était transformé par cuisson dans des fours implantés sur place puis vendu dans les départements des Alpes-de-Haute-Provence et des Hautes-Alpes.

Les **calcaires**, exploités à Eyguians (lieu-dit Coste-Bestiace) pour le « granito » et la construction, sont assez durs, en petits bancs avec interlits marneux.

### Ressources minières (tableau 1)

Il faut signaler, d'un point de vue historique, que du **plomb sulfuré** a été exploité à La Curnerie (près de Curbans) aux 17<sup>e</sup> et 18<sup>e</sup> siècles. Il s'agissait d'un filon de puissance variant entre 0,1 et 0,6 m et de plusieurs autres de moindre importance pris dans une gangue de calcite. Les travaux comprenaient deux étages de galeries tracées à partir de puits peu profonds.

Une couche **d'anthracite** a fait l'objet de travaux très limités à Clamensane (hameau de Rouast). Cette couche avait localement 1 m d'épaisseur mais les travaux furent rapidement abandonnés en raison de l'hétérogénéité et de l'irrégularité de la couche (passage à des schistes carbonneux et présence de pyrite).

À Laragne, à 4 km au Nord du village, au lieu-dit L'Argentière, existent des indices **d'anthracite** renfermant des filonnets de **blende**, de **chalcopyrite** et de **pyrite** qui ont donné lieu à quelques travaux limités à la fin du 19<sup>e</sup> siècle.

Du **plomb** a été exploité, dans les temps anciens, à Saléon, dans deux filons de 1 m de largeur. Du **cuivre** était associé dans cette galerie ; le gîte est de faible importance.

De la **barytine** a été signalée, sous forme très disséminée, à l'Ouest de Barcillonnette (dans le torrent de la Maraize) ainsi qu'à l'Ouest de Clamensane. Il s'agit aussi d'indices de peu d'importance.

Tableau 1 : Gîtes et indices minéraux

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Le Peyssier Jas-des-Aigues	2-4001	Ba	Barytine	Disséminé Faille	Calcaire Marne	Alignement de septarias minéralisées.
La Curmerie	3-4001	Pb	Quartz Calcite Galène Blende	Filon D = 90°	Calcaire.	Exploité de 1718 à 1810. Les travaux comprenant 1 puits de 36 m et 2 galeries de 40 et 120 m, sont effondrés. Haldes importantes.
Claret	3-4002	Pb	Marne Calcaire			Indice cité en littérature. Non retrouvé.
Valgeret	3-4003	Cu	Malachite	Disséminé	Cargneule	Simple indice vu en prospection.
Saléon	5-4001	Fe, Cu	Quartz Calcite Ankérite Sidérite Hématite Géothite Chalcopyrite Brochantite Pyrite	Filon	Calcaire Marne	Exploitation de 1878 à 1910. Les travaux : 2 descenderies de 20 et 40 m et une galerie 35 m, sont effondrés. La minéralisation était en lentilles, le minerai titrait 7 à 24 % Cu.
L'Argentière 2 Arzeliers	5-4002	Fe	Calcite Ankérite Oxybitume	Filon Fracture	Calcaire Dolomie	Grattage sur remplissage de fracture, une amorce de galerie effondrée.

Tableau 1 : Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Eyguians	5-4003	Zn	Calcite Blende	Fissures Disséminé	Calcaire	Fissures minéralisées dans une carrière de calcaire noir.
Les Hugues	5-4004	Pb	Calcite Galène	Filon (3) D = 135°	Calcaire Marne	3 Filons parallèles distants de quelques mètres.
L'Argentière 1	5-4005	Pb-Zn	Calcite Ankérite Barytine Galène Blende	Filon (3) D = 200 ° à 270°	Calcaire Dolomie	1 galerie de 150 m, avec descenderie de 15 m, recoupant 3 filons. Travaux effondrés, haldes importantes.
L'Argentière 3	5-4006	Pb-Zn	Ankérite Barytine Calcite Galène Blende Sidérite Smithsonite Hydrozincite Pyrite	Filon D = 150°	Calcaire Marne Cargneule	1 galerie en allongement de 50 m. Haldes importantes.
L'Argentière 4	5-4007	Pb-Zn	Ankérite Calcite Blende Galène Ocre	Filon	Calcaire Dolomie	Tranchée effondrée.

Tableau 1 : Gîtes et indices minéraux (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
L'Argentières 5 Maison Mazan	5-4008	Pb-Zn	Ankérite Galène Blende	Filon	Calcaire Marne	Une galerie coudée de 65 m, effondrée.
L'Argentières 6	5-4009	Zn	Ankérite Blende		Calcaire Marne	Affleurement minéralisé vu en prospection.
Les Vials	6-4001	Ba	Barytine Pyrite	Stratiforme	Calcaire Marne Cataclasite	Masse de barytine entre les strates, visibles sur la rive gauche du ravin.
Riou d'Entraix	8-4001	Ba	Barytine	Disséminé	Cargneule Grès	Barytine dans les vides des cargneules et en ciment dans les grès.

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### OUVRAGES GÉOTECHNIQUES

#### Sondages

##### Recherche pétrolière

Forages de recherche Sigoyer SR1 et Sigoyer SR2 réalisés par la COPEFA (Compagnie des pétroles France-Afrique) en 1959. Leur situation est indiquée sur le schéma structural en bas de carte.

**Sigoyer SR1** : 893-6-46, 1927 m.

0-19 m : Quaternaire ;  
19-193 : passage Bajocien—Bathonien ;  
193-624 : Lias supérieur ;  
624-1012 : Domérien ;  
**I 012** : *chevauchement* ;  
I 012-1927 : Lias supérieur.

**Sigoyer SR2** : 893-7-31, 1062 m.

0-662 : Bajocien ;  
662-919 : Lias supérieur et moyen ;  
919 : *chevauchement*  
919-1 062 : Lias supérieur (faciès dauphinois)

##### Recherches pour l'exploitation des gypses triasiques

###### **Plâtrières de Lazer**

893-5-61, 30 m: gypse  
893-5-64, 80 m: gypse  
893-6-89, 50 m : gypse  
893-6-91, 50 m: gypse

##### Sondages de reconnaissance EDF

L'équipement hydroélectrique de la Durance, entre la retenue de Serre-Ponçon et l'usine de Sisteron, a été précédé d'un très important programme de sondages de reconnaissance soit sur le site des usines (Curbans, Lazer), soit sur le tracé des conduites souterraines (Curbans, dérivation du Buech) ou des canaux (entre Curbans et la chute de Sisteron, avec dérivation sur l'usine du Poët).

Les sondages avaient alors pour but soit la reconnaissance du substratum marneux (Terres noires ou Lias) en profondeur (conduites souterraines, usines), soit le contact dépôts quaternaires—substratum (tracé des canaux).

###### **Conduite et usine de Curbans**

813-4-22, 41 m : calcaire (Lias) rencontré à 30 m sous le Quaternaire.  
813-4-03, 49 m : Aalénien rencontré à 37 m sous le Quaternaire.

- 813-4-04, 86 m : Quaternaire.  
813-4-06, 50 m : Lias rencontré à 43 m sous le Quaternaire.  
813-4-13, 60 m : Lias rencontré à 50 m sous le Quaternaire.  
813-4-43, 55 m : calcaire (Lias).  
813-4-55, 32 m : marne schisteuse (Lias) rencontré à 27 m, sous le Quaternaire.  
813-4-60, 50 m : marne dure (Lias) fissurée.  
813-4-44, 50 m : calcaire (Lias) rencontré à 5,5 m sous le Quaternaire.  
813-4-12, 225 m: Toarcien.

### **Prise sur Buech et conduite à Laragne**

- 893-5-46, 31 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 30 m sous le Quaternaire.  
893-5-36, 42 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 22 m sous le Quaternaire.  
893-5-41, 42 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 37 m sous le Quaternaire.  
893-5-40, 40 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 35 m sous le Quaternaire.  
893-5-56, 34 m : Quaternaire.  
893-5-54, 30 m : Quaternaire.  
893-5-22, 75 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 25 m sous le Quaternaire.  
893-5-20, 139 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 127 m sous le Quaternaire.  
893-5-17, 61 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 49 m sous le Quaternaire.  
893-5-15, 101 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 96 m sous le Quaternaire.  
893-5-12, 92 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 87 m sous le Quaternaire.  
893-5-25, 116 m : marno-calcaire (Jurassique sup.) touché à 115 m sous le Quaternaire.  
893-5-05, 60 m : Quaternaire.  
893-5-03, 46 m : marno-calcaire touché à 5m sous le Quaternaire.  
893-5-54, 40 m : Quaternaire.  
893-6-72, 58 m : gypse touché à 56 m sous le Quaternaire.  
893-6-73, 47 m : gypse touché à 47 m sous le Quaternaire.

### **Canal Curbans—Le Poët**

- 893-3-24, 40 m : Quaternaire.  
893-3-25, 50 m : Quaternaire.  
893-3-31, 40 m : Quaternaire.  
893-3-23, 50 m : Quaternaire.  
893-3-28, 50 m : Quaternaire.  
893-3-45, 108 m : Quaternaire.  
893-3-30, 46 m : Quaternaire.  
893-3-32, 35 m : Quaternaire.  
893-3-81, 34 m : Quaternaire.  
893-3-64, 50 m : Quaternaire.  
893-6-52, 28 m: marnes (Jurassique) à 21 m sous le Quaternaire.

- 893-6-49, 278 m : marnes (Jurassique) à 24 m sous le Quaternaire.  
893-6-15, 30 m : Quaternaire.  
893-6-19, 39 m : Quaternaire.  
893-6-14, 40 m : schistes (Jurassique) à 38 m sous le Quaternaire.  
893-6-80, 47 m : schistes (Jurassique) à 44 m sous le Quaternaire.  
893-6-39, 63 m : marnes calcaires (Jurassique) à 54 m sous le Quaternaire.  
893-6-38, 65 m : marnes (Jurassique) à 30 m sous le Quaternaire.

### **Recherches d'eau par la D.D.A**

- 893-4-62, 40 m : Quaternaire.  
893-6-81, 97 m : Quaternaire.  
893-6-82, 45 m : marne schisteuse à 36 m sous le Quaternaire.

### **Aménagements hydroélectriques**

Le canal de la Durance, entre la retenue de Serre-Ponçon et l'usine de Sisteron, parcourt toute la feuille selon un tracé grossièrement parallèle au cours de la rivière mais qui traverse les hauteurs garnies de dépôts quaternaires de sa rive droite.

### *RISQUES NATURELS*

#### **Stabilité des versants**

En dépit de la nature très argileuse du sous-sol, les versants de Terres noires ne sont pas particulièrement instables : ils sont surtout propices au ravinement dès qu'ils sont dégarnis de végétation. Par contre, de nombreux versants garnis de dépôts quaternaires, et spécialement s'il s'agit de moraines, présentent de grands risques d'instabilité : ils donnent lieu à des glissements de terrain par tassements de loupes hectométriques ou même par coulée boueuses (*cf.* « description des terrains » : Post-Würm). Les bas versants de rive gauche de la vallée du Sasse à partir de Clamensane et plus en aval jusqu'à Entraix, y sont particulièrement sujets.

Les paquets tassés, formés aux dépens de la corniche calcaire du Tithonique par glissement sur les versants de Terres noires, ne sont pas rares. On en voit notamment de beaux exemples au Sud du village de Saint-Genis, en rive droite du Buech en face de Laragne et surtout le long de la corniche de la montagne de Reynier, à l'Est de Clamensane. Ils sont anciens, probablement liés à la fonte des glaciers qui s'appuyaient antérieurement sur le versant, et sont le plus souvent stabilisés de longue date (l'érosion torrentielle actuelle les réentaille).

#### **Risques sismiques**

La région ne présente pas une sismicité particulière et l'on n'y connaît pas d'épicentre de séisme violent.

## *ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES*

Bien que parcourue par des voies très fréquentées telle que la N75 (Grenoble—Marseille), la région ne fait l'objet d'aucune description dans les guides géologiques, sauf quelques mots dans le **guide géologique régional: France géologique. Grands itinéraires** (C. Pomerol, 1980), Paris : Masson édit. ; *itinéraire 7*, p. 185.

### *BIBLIOGRAPHIE*

#### **Géologie générale, stratigraphie et tectonique**

ABRY C. (1964) — Contribution à l'étude géologique de la région de Bayons-Astoin (Basses-Alpes). D.E.S., univ. Grenoble.

AILLOUD (1958) — Contribution à l'étude géologique des Baronnies orientales dans la région de Barceillonnette (H.-A.), D.E.S., univ. Grenoble.

ARLHAC P., ROUSSET C. (1978) - Structures subalpines dans le bassin du Sasse (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, série D, p. 261-264.

ARLHAC P., ROUSSET C. (1979) - La nappe de Digne près de Gap (Hautes-Alpes) ; sa place dans les Alpes externes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 288, série D, p. 47-50.

ARNAUD H., BARFÉTY J.C., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978) - À propos du rhexmatisme des zones externes alpines au sud de Grenoble. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, série D, p. 1335-1338.

ARNAUD H., DEBELMAS J. FLANDRIN J., GIDON M., KERCKHOVE C. (1976) — Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 1.18, n° 4, p. 973-979.

ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978) - Dislocations synsédimentaires et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, série D, p. 787-790.

ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. (1978) - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 287, série D., p. 217-220.

ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. (1977) - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). *Géologie alpine*, t. 53, p. 5-34.

ARTRU P. (1966) — Les olistolites du riuu d'Entraix et leur signification paléostratigraphique. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, p. 401-404.

ARTRU P. (1966) — Sur une accumulation de débris végétaux dans les « Terres noires » de l'écaillé de Barcillonnette (Hautes-Alpes), *C.R. Acad. ScL*, Paris, t. 262, 1966, p. 2696-2698.

ARTRU P. (1972) — Les Terres noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen), stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse doct. État, univ. Lyon.

ARTRU P. (1967) — Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les Terres noires jurassiques, d'Embrun à la vallée du Rhône (France). *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 20, p. 211-222.

BARBIER R., GARIEL O. (1959) - A propos d'une interprétation récente du Dôme de Remollon, près de Gap (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. ScL*, Paris, t., p. 1122-1125.

BEAUDOIN B. (1972) - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse doct.-ing., univ. Caen, 143 p., 19 pi.

BEAUDOIN B., LE DOEUFF D., PINAULT M. (1975) - Les glissements synsédimentaires (slumping) : un mécanisme essentiel au Jurassique terminal-Néocomien dans le SE de la France. IX<sup>e</sup> Congrès international de sédimentologie, Nice, 1975, p. 221-227.

BEAUDOIN B., MOUTTE J., SOLER P. (1975) - Le canyon de Céuse, élément morphologique essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique-Crétacé. IX<sup>e</sup> congrès international de sédimentologie, Nice, 1975, p. 61-65.

BELLON H., PERTHUISOT V. (1980) - Âges radiométriques K-Ar de feldspaths potassiques du Trias diapirique vocontien. *C.R. Acad. ScL*, Paris, t. 290, p. 1241-1244.

BODELLE J. (1964) — Lacunes et réductions d'épaisseurs du Lias moyen et supérieur au NE de Sisteron. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VI, p. 635-649.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1972) - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 236-238.

COADOU A., BEAUDOIN B. (1975) - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. IX<sup>e</sup> Congrès international de sédimentologie, Nice 1975, p. 49-60.

EHTCHAMZADEH-AFCHAR M., GIDON M. (1973) - Mise en évidence d'une tectonique de chevauchements vers le Nord dans les chaînes subalpines au Sud de Gap (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Acad. ScL*, Paris, t. 276, p. 1127-1129.

EHTECHAMZADEH-AFCHAR M., GIDON M. (1974) - Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone des chevauchements de Digne. *Géologie alpine*, t. 50, p. 57-69.

EHTECHAMZADEH-AFCHAR M. (1973) - Les déformations superposées de la zone des chevauchements de Digne entre Barcillonnette et Astoin. Thèse doct.-ing., univ. Grenoble, 96 p.

FLANDRIN J., WEBER C. (1966) - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, p. 387-392.

FLANDRIN J. (1966) — Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VIII, p. 376-386.

GARIEL O. (1961) - Le lias du Dôme de Remollon (Hautes-Alpes). Colloque sur le Lias français. *Mém. BRGM*, n° 4, p. 697-706.

GIDON M., PAIRIS J.L. (1969) - Sur l'existence et la signification d'un système de fractures subméridiennes dans le Dévoluy méridional (environs de Veynes, Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 268, p. 1570-1573.

GIDON M., PAIRIS J.L., (1985) - La position structurale du Houiller des abords NE de Sisteron (Alpes-de-Haute-Provence, France) : à propos d'une interprétation nouvelle. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 301, série II, n° 6, p. 411-414.

GIDON M., PAIRIS J.L., (1986) - Problèmes d'autochtonie et de charriage aux confins méridionaux du dôme de Remollon (environs de Turriers, Alpes-de-Haute-Provence). *Géologie de la France*, n°4, p. 417-432, 9 fig.

GIDON M. (1961) — Existence de décoiffements dans la basse vallée du Buech (Hautes Alpes). *Trav. lab. géol. univ. Grenoble*, t. 37, p. 83-87.

GIDON M. (1975) - Sur l'allochtonie du Dôme de Remollon (Alpes françaises du Sud) et ses conséquences. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 280, p. 2829-2832.

GIDON M. (1977) — Sur l'existence d'une lacune du Tithonique au Nord de Melve (Rive gauche de la Durance au Sud de Gap). *Géologie alpine*, t. 53, p. 57-59.

GIDON M. (1982) — La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive ; sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie alpine.*, t. 58, p. 53-68.

GIDON M. (1985) — Les failles du Dôme de Remollon : nouvelles données et essai d'interprétation. *Géologie alpine*, t. 61, p. 75-84.

GIGOT P., HACCARD D., BEAUDOIN B. (1974) - Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, «unité de Turriers», mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 279, p. 1063-1066.

GOGUEL J. (1939) — Tectoniques des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°202, t. LXI, p. 189-236.

GRANDJACQUET C, HACCARD D. (1973) - Certaines séries à gypses et cargneules réputées triasiques des chaînes subalpines méridionales sont des sédiments tertiaires. I<sup>er</sup>R.A.S.T.

GRANDJACQUET C, HACCARD D. (1975) - Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVII, n°2, p. 242-259.

GRANDJACQUET C, HACCARD D. (1973) - Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de « cargneules » et de gypses des chaînes subalpines méridionales : implications structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, p. 2369-2372.

GUBLER Y., MALDIDIER C, MOUTERDE R. *et al.* (1961) - Lias dauphinois et Lias provençal. Colloque sur le Lias Français. *Mém. BRGM*, n° 4, p. 829-839.

GUIOMAR M., ROUSSET C. (1984) - Le Houiller de Nibles (Alpes-de-Haute-Provence, France) : interprétation nouvelle de sa mise en place par glissement sous-marin au Jurassique, rôle du linéament d'Aix-en-Provence. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 298, n°4, p. 129-132.

HAUG E., (1891) — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes françaises. *Bull. Serv. Carte, géol. Fr.*, n°21, t. III, p. 197-2.

HAUG E. (1894) - Feuilles de Digne et Gap. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 38, t. VI, p. 115-117.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., SEMPERE T., MAILLART J. (1988) - Vallées sous marines et systèmes d'épandanges carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. 4, n° 3, p. 463-474.

KERCKHOVE G., GIDON M., PAIRIS J.L. (1988) - Carte géol. France (1/50000), feuille Chorges (870). Orléans: BRGM. Notice explicative par Kerckhove C, Gidon M., Pairis J.L. (1989), 55 p.

LEMOINE M. (1972) — Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau*, B. 61, 3, p. 975-1010.

LEVET J., FERRY S. (1988) — Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. 4, n°6, p. 1029-1038.

MOUTERDE R. (1956) - Le Lias inférieur de Serre-Ponçon (Hautes et Basses-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 78-80.

MOUTERDE R. (1951) - Variations du Lias supérieur entre Gap, Digne et Castellane. Colloque sur le Lias Français. *Mém. BRGM*, n°4, p. 715-718.

MOUTERDE R., PETTEVILLE P., RIVOIRARD R. (1961) - Stratigraphie du Jurassique inférieur au Sud de Gap. Les faciès dauphinois de la Durance et la série réduite de Turriers. Colloque sur le Lias Français. *Mém. BRGM*, n°4, p. 709-713.

ORGEVAL M., ZIMMERMAN M. (1957) - Perspectives pétrolières de la zone subalpine : bassin méridional. COPEFA, rapport inédit.

PAIRIS J.L. (1987) — Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est Français. *Géologie, alpine*, mém. h. s., n° 13, p. 319-328.

PAIRIS J.L. (1987) — Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales françaises. Thèse doct. État, univ. Grenoble, 451 p.

PAIRIS J.L., GIDON M., FABRE P., LAMI A. (1986) - Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 303, série II, n° 1, p. 87-92.

PETTEVILLE P., RIVOIRARD R. (1959) - Note préliminaire sur la structure et la stratigraphie de la région comprise entre Gap et Seyne-les-Alpes. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n°52, t. 6, p. 139-141.

RICHE P., RIVIER F., MICHOLET J. (1961) - Observations sur le Lias de la bordure subalpine méridionale. Colloque sur le Lias français. *Mém. BRGM*, n°4p. 719-735.

ROUSSET C. (1976) - Sur la structure de la cuvette de Turriers et de ses abords (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 283, p. 745-748.

ROUSSET C. (1978) — Présence d'un conglomérat synorogénique d'âge miocène probable dans le secteur de La Motte-du-Caire (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, p. 579-582.

ROUSSET C. (1978) - De l'importance régionale de la faille d'Aix-en-Provence. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 286, p. 189-192.

ROUSSET C. (1979) — Paléo-structures et néo-structures sur la marge du craton : faille d'Aix-en-Provence et nappe de Digne, au Sud de l'Oisans. 7<sup>e</sup> R.A.S.T., Lyon 1979, p. 410.

SÎIDDANS A.W.B. (1977) - The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, p. 533-557.

SÎIDDANS A.W.B. (1979) - Arcuate folds and thrust patterns in the Subalpine Chains of Southeast France. *Journ. Struct. Geol.*, vol. 1, n° 2, p. 117-126.

TRIBOVILLARD N.P. (1988) - Géochimie organique et minérale dans les Terres noires calloviennes et oxfordiennes du bassin dauphinois (France SE) : mise en évidence de cycles climatiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8<sup>e</sup> s., t. IV, n<sup>o</sup> 1, p. 141-150.

#### Quaternaire et géographie

ARCHAMBAULT M. (1968) — Recensement provisoire des arbres et formations forestières fossiles du bassin de la moyenne Durance alpestre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 267, p. 2101-2104 et 2284-2287.

BONIFAY E. (1967) — Glaciaire et fluvio-glaciaire durancien dans la région de Sisteron. *Bull. A.F.E.Q.*, n<sup>o</sup> 13, p. 179-191.

BOURDIER F. (1961) - Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Éd. CNRS, Paris, 2 vol. (364 et 294 p.).

E.D.F. Rapports sur l'aménagement de Sisteron (inédits).

GABERT J. (1967) — Moraines, terrasses et glacis de versant du bassin de Laragne. *Rev. Géogr. alpine*, t. 50, n<sup>o</sup> 3, p. 521-548.

GIGOUT M. (1969) — Sur le Quaternaire glaciaire et périglaciaire dans la vallée du Buech (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 268, p. 1580-1582.

LINAGE J. (de) (1930) — Moraines et terrasses du Bochaîne. *Rev. Géogr. alpine*, t. 18, n<sup>o</sup> 4, p. 731-806.

MARTIN D. (1926) — Les glaciers quaternaires des bassins de la Durance et du Var. Imp. Jean et Peyrot, Gap. (extraits du *Bull. Soc. et Htes-Alpes*, 1911 à 1918).

TIERCELIN J.J. (1974) — Le bassin de Laragne-Sisteron : stratigraphie et sédimentologie des dépôts pléistocènes. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. Provence, Marseille, 150 p.

TRICART J. (1954) — Périglaciaire et fluvio-glaciaire. Essai de corrélation du Quaternaire durancien. Mém. et doc, Centre doc. cart. CNRS, 4, p. 171-202.

VEYRET P. (1944) — Les pays de moyenne Durance alpestre. Étude géographique. 596 p.

DELIBRIAS G., GABERT J., JORDA M. (1984) - Données nouvelles sur la chronostratigraphie et l'évolution paléomorphologique post-glaciaire des Alpes françaises du Sud (moyenne Durance). *C.R. Acad. Sci.*, Paris t. 299,2, p. 263-266.

#### Gîtes minéraux

BILLOUD J. (1958) — Les mines de plomb des Basses-Alpes. *Provence historique*, Vaison, t. 8 fasc. 31.

GUEYMARD A. (1830) — Sur la minéralisation et la géologie du département des Hautes-Alpes.

LAFITTE L., CHARRIN V. (1934) - Répertoire des mines et gisements de France.

LORY C. (1860) - Géologie du Dauphiné, t. 2.

MELOUX J. - Carte des gîtes minéraux de la France, 1/500 000, feuille Marseille. Orléans : BRGM.

MONTHEL J. (1984) — Les minéralisations du domaine vocontien. Essai de synthèse, orientation des travaux. Rapport BRGM. 84 SGN 197 GMX.

PIERROT R. *et al.* (1974) — Inventaire minéralogique de la France : Hautes Alpes. Orléans : BRGM.

ROUVIER H. (1960) - Contribution à l'étude géologique et métallogénique des minéralisations du Diois et des Baronnies. Thèse 3e cycle, Paris.

SCHEIBER (an V) — Tableau des mines de la République, département des Alpes. *Journal des Mines*, XXXII Floréal, p. 640-643.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de donnée du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit à l'agence régionale Rhône-Alpes, 29, bd du 11 novembre, BP 6083,69604 Villeurbanne Cedex, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris.

#### AUTEURS

La notice a été rédigée :

—pour la mise au point générale, l'introduction, la description des terrains de la partie nord-orientale (sauf le Quaternaire) et la géologie structurale, par Maurice GIDON, professeur à l'université de Grenoble ;

—pour les terrains quaternaires, par Guy MONJUVENT, directeur de recherches au CNRS, Grenoble ;

—pour la description des terrains antéquaternaires de la partie sud-occidentale, par Maurice GIDON et Michel MOULLADE, directeur de recherches au CNRS, Nice, et en utilisant les données inédites transmises par Jacques FLANDRIN, professeur honoraire à l'université de Lyon ;

—pour l'hydrogéologie et les ouvrages géotechniques, par Guy DUROZOY, ingénieur au BRGM, Marseille ;

—pour les substances utiles, par Lucien DAMIANI, ingénieur au BRGM, Marseille.

Rédaction définitive en 1990.