



## DIGNE

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE  
RECHERCHES  
GÉOLOGIQUES  
ET MINIÈRES

# DIGNE

XXXIV-41

La carte géologique à 1/50 000  
DIGNE est recouverte par les coupures suivantes  
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :  
au nord : DIGNE (N° 212)  
au sud : CASTELLANE (N° 224)

*Barrière -  
Haute vallée de l'Asse*

SISTERON	LA JAVIE	ALLOS
FORCALQUIER	DIGNE	ENTREVAUX
MANOSQUE	MOUSTIERS- -STE-MARIE	CASTELLANE

MINISTÈRE DE LA RECHERCHE ET DE L'INDUSTRIE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex - France



NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
DIGNE A 1/50 000

par p.c.de GRACIANSKY  
avec la collaboration de :  
G. DUROZOY  
P. GIGOT

## SOMMAIRE

APERÇU MORPHOLOGIQUE, STRUCTURAL ET PALÉO- GÉOGRAPHIQUE .....	5
DONNÉES UTILISÉES POUR L'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE .....	7
DESCRIPTION DES TERRAINS .....	8
<i>TRIAS ET RHÉTIEN</i> .....	8
<i>LIAS</i> .....	9
<i>JURASSIQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR</i> .....	17
<i>CRÉTACÉ</i> .....	24
<i>TERTIAIRE</i> .....	34
<i>QUATERNAIRE ET FORMATIONS RÉCENTES</i> .....	47
DESCRIPTION TECTONIQUE .....	49
INDICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES .....	61
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS .....	69
<i>HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE</i> .....	69
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i> .....	70
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE .....	70
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i> .....	70
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	71
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i> .....	76
AUTEURS .....	76

## APERÇU MORPHOLOGIQUE, STRUCTURAL ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Le territoire couvert par la feuille Digne à 1/50 000 correspond à un nœud de structures dans les *chaînes subalpines méridionales* (fig. 1), puisqu'y aboutissent les extrémités des *arcs de Castellane et de Digne* et que s'y relaient les contacts anormaux qui délimitent ces structures.

C'est aussi un domaine de *variations paléogéographiques rapides*, à la fois dans le Mésozoïque et le Tertiaire. Il existe en effet dans le cadre de la feuille deux types de séries jura-crétacées; les unes, d'affinités *provençales*, occupant le Sud-Ouest, sont caractérisées par la prédominance des calcaires sur les marnes et par la minceur relative des dépôts; les autres, dites *dauphinoises et vocontiennes*, montrent des successions puissantes de calcaires et de marnes. Quant au Tertiaire, le *Paléogène* est marin, avec des dépôts à Nummulites dans la partie est de la feuille (synclinal de Barrême) et continental ou absent à l'Ouest. Le *Néogène* au contraire est largement représenté dans la partie ouest de la feuille par des dépôts continentaux et marins; il manque à l'Est.

### Morphologie

On peut distinguer dans le périmètre de la feuille quatre régions naturelles de morphologie différente, allongées N-S, qui se succèdent d'Ouest en Est.

A l'Ouest, le domaine des *conglomérats de Valensole*, avec une topographie assez molle, sans dénivelée supérieure à 300-400 m, est drainé par les vallées de l'Asse et de la Bléone.

Vient ensuite le domaine des crêtes calcaires du Jurassique: crête de Cousson (1516 m), montagne de Coupe ou crête des Dourbes (1600-1700 m), crête de Chabrières (1098 m à Saint-Pierre), montagne de Beynes (1598 m), crêtes de la région de Trévans, crête de la région du Poil (Salies: 1485 m), sommet de la Sapée (1682 m) séparées de combes marneuses, | dont celle des Terres Noires, qui traverse la feuille du Nord au Sud. Seule la vallée de l'Asse a réussi à entailler ces crêtes, donnant même des gorges à Chabrières.

Au delà vers l'Est, le synclinal de Barrême (communes de Tartonne, Clumanc, Barrême, Senez) correspond aux vallées largement ouvertes, portant des cultures et des pâtures, drainées par l'Asse de Clumanc et l'Asse de Blieux.

Le synclinal de Barrême est dominé à l'Est à nouveau par d'autres crêtes calcaires, ici d'âge crétacé supérieur, allongées en gros N-S, qui portent les points culminants du territoire couvert par la feuille [montagne de Tournon (2057 m) qui est l'un des contreforts du massif du Cheval Blanc, sommet de Meunier (1741 m)].

### Schéma structural

Aux unités morphologiques correspondent assez exactement les ensembles tectoniques (voir schéma en marge de la carte).

Les structures sont commandées par des chevauchements et des décrochements dextres, orientés en gros N-S, donnant lieu, par conséquent, à des unités disposées en bandes de même orientation. On observe, d'Ouest en Est:

- **Le domaine des conglomérats de Valensole**, d'âge miocène, qui laisse voir le substratum miocène et mésozoïque dont les faciès ont des affinités provençales, ceci à la faveur du *dôme* de Châteaudon-Chabrières. L'ensemble est recouvert vers l'Est par les chevauchements de la zone subalpine, pour laquelle il constitue un *avant-pays*.

• **Dans la zone subalpine**, deux parties peuvent être distinguées, l'une caractérisée par des faciès *d'affinités provençales*, l'autre par des faciès de type *delphino-vocontien*, séparés par le couloir des *décrochements dextres du Poil* :

- *le domaine d'affinités provençales* comporte, outre le *dôme* de Châteaurédon qui représente le substratum stratigraphique normal des conglomérats de Valensole [cf. ci-dessus), un lot d'unités groupées en triangle, coincées entre leur avant-pays qu'elles chevauchent à l'Ouest et l'unité externe du faisceau du Poil qui les chevauche à l'Est. Dans ce domaine qui s'élargit au Sud sur le territoire de la feuille Moustiers, figurent le *synclinal de Majastres*, ainsi que d'autres unités, séparées entre elles par des chevauchements à pendage est;
- *le faisceau de décrochements dextres du Poil* prend naissance dans la grosse masse des gypses de Chabrières; il s'allonge sur une douzaine de kilomètres N-S avec une largeur de l'ordre de 3 km; il se résout dans le cadre de la feuille Moustiers en passant aux *chevauchements du Couiet, de Calasse et de l'Hauteur*. Il est constitué par une série de lanières longues et étroites, ondulées autour d'axes sub-verticaux;
- *le domaine delphino-vocontien* occupe plus de la moitié est de la feuille. Il passe par-dessus les conglomérats de Valensole dans leur partie nord le long du *chevauchement de Digne*; il est limité, et d'ailleurs déformé, par les décrochements du Poil dans la moitié sud de la feuille.

Les structures principales s'orientent autour du *synclinal de Barrême*, longue gouttière N-S, à remplissage nummulitique recouvrant en discordance une succession de plis d'axe E-W (anticlinaux de Saint-Martin, du Saut du Loup, de la montagne de Vibres).

Par ailleurs, dans la partie orientale de la feuille, plusieurs lignes de décrochements dextres et de chevauchements convergent vers la grosse masse diapirique des *gypses de Gévaudan* : ce sont le *décrochement du col du Défend* venu du Nord et ceux de *Castellane* et de *Demandolx* qui passent rapidement à des chevauchements plats sur le territoire des feuilles Castellane et Moustiers-Sainte-Marie.

## Stratigraphie et paléogéographie

La série stratigraphique, d'âge mésozoïque et tertiaire, est décollée au-dessus du socle au niveau des évaporites du Trias moyen et supérieur et a réagi aux contraintes en se plissant et en se déchirant indépendamment de son substratum. Le socle, qui comporte un soubassement cristallophyllien anté-carbonifère et un «tégument» d'âge permo-werfénien restés solidaires l'un de l'autre, n'affleure pas sur le territoire de la feuille. Le Trias inférieur est connu au plus près au Nord de Digne, dans les gorges de Verdaches (feuille la Javie); le socle lui-même n'apparaît que nettement plus loin, dans le massif de l'Argentera-Mercantour au Nord-Est et en Provence, dans les Maures.

*La série mésozoïque* est formée de dépôts néritiques ou de plate-forme à sa base; mais, à partir du Lias supérieur, un changement intervient dans l'ensemble des chaînes subalpines méridionales, qui conduit à la différenciation des domaines provençal au Sud et dauphinois au Nord.

Les faciès ont des *affinités provençales* marquées dans le *dôme* de Châteaurédon, le *synclinal* de Majastres et les autres unités situées plus à l'Ouest, l'ensemble recouvrant en gros le quart sud-ouest de la feuille. Dans ce domaine, la *sédimentation* a été relativement *réduite* et de faible profondeur, entrecoupée de lacunes, avec prédominance des calcaires dans le Jurassique (lacunes principales: entre Lias et Dogger, Callovien et Oxfordien, Valanginien et Hauterivien, Barrémo-Bédoulien et Gargaso-Albien). La barrière récifale formée des calcaires

blancs de Provence, située plus au Sud, a fourni en abondance du matériel carbonate remanié, ceci de la fin de l'Oxfordien au Berriasien. Au Crétacé supérieur, les dépôts sont détritiques, glauconieux, fréquemment assez minces.

Les faciès d'affinités *dauphinoises* au Jurassique se répartissent dans la moitié orientale de la feuille. Il s'agit de dépôts puissants, fréquemment à dominante marnreuse, encore entrecoupés de lacunes jusqu'au Bathonien qui s'atténue à la fois du bas en haut et du Sud vers le Nord.

Le milieu de sédimentation correspondait à une mer ouverte (*faciès pélagiques à Ammonites*), avec un taux de subsidence de plus en plus fort du Sud vers le Nord et une profondeur plus grande que dans le domaine provençal, sans être très forte cependant.

Des conditions comparables ont dû persister du Crétacé inférieur et «moyen» lors du dépôt des faciès vocontiens, avec des alternances de marnes et de calcaires à Ammonites sans interruption notable de sédimentation.

Le Crétacé supérieur est marqué par de puissantes séries de calcaires crayeux blancs à organismes pélagiques, ceci jusqu'au Campanien où la série est tronquée par une surface d'émersion et d'érosion.

Les deux domaines, provençal et delphino-vocontien, ont été déplacés l'un par rapport à l'autre lors de l'orogénèse alpine et ont été rapprochés le long de deux accidents majeurs: le chevauchement de Digne et le décrochement du Poil. Les faciès de transition sont engagés et dissimulés sous le chevauchement de Digne; ils sont visibles par contre dans le faisceau du Poil, où la stratigraphie présente des singularités et une grande variabilité dans le détail.

La répartition des faciès dans le Mésozoïque est largement commandée par une tectonique de failles contemporaine de la sédimentation, ayant conduit à la différenciation d'une topographie sous-marine marquée.

Il en va de même pour le *Tertiaire* où les mouvements résultant des tectogénèses pyrénéo-provençale, puis alpine, qui s'échelonnent du Crétacé supérieur au Quaternaire, ont induit un système de déformations synsédimentaires et gouverné la répartition des faciès marins et continentaux.

Dans la partie est de la feuille Digne, la courte transgression du Nummulitique, venue de l'Est entre Priabonien et Oligocène inférieur, donne lieu à des sédiments marins intercalés dans des dépôts fluviaux et lacustres; elle n'a guère dépassé vers l'Ouest le méridien correspondant au milieu de la feuille.

Dans la partie ouest au contraire, les dépôts marins du Burdigalien et de l'Helvétien, intercalés dans de puissantes séries continentales et formés lors de deux transgressions successives venues du Sud-Ouest, n'ont guère dépassé vers l'Est la même limite. Ils se sont déposés dans le bassin subsident de Digne-Valensole, qui a fonctionné de la fin de l'Aquitainien à la fin du Pliocène.

#### DONNÉES UTILISÉES POUR L'ETABLISSEMENT DE LA CARTE

Dès leur parution, les cartes topographiques de Digne à 1/20 000 puis à 1/25 000 ont été utilisées pour l'enseignement de la géologie sur le terrain, dans cette région particulièrement favorable, où les formations sont datées avec précision, où la lithologie est bien contrastée et les affleurements continus sur de grandes étendues. Des levés ont été effectués de 1956 à 1973 par des élèves de l'Institut français du pétrole sous la direction de J. Guillemot et ont donné lieu aux travaux de diplôme de R. Bonafoux (1956), P. Moreau (1961), M. Masson (1961), V. Roca (1965), O. Nieto Polo (1966), R. Vernet (1966), C. Polo Chiapolini (1966), A. Sordi (1968), G. Unalan (1970) et par des élèves de l'Ecole nationale supérieure des mines de Paris sous la direction de J. Goguel et de M. Lemoine (R. Maurice, G. Troly, J.-C. Chauveau, 1956; C. Delas, 1957;

G. Donat, 1958 ; Y. Martin, 1960 ; R. Chappaz, V. Courtillot, M. Dagbert, 1971 ), puis de M. Lemoine et P.-C. de Graciansky (J.-C. Chermette, D. Fougeirol, G. de Naurois, J.-P. Talion, 1972; A. Renard, 1973; J.-P. Bouchard, P. Goblet, J. Lessi, C. Pierre, 1974).

Les cartes correspondantes ont été utilisées pour le dessin des contours, auxquelles s'ajoutent le travail de J. Ganeval (1973) sur le faisceau du Poil et les levers inédits de P. Gigot (1975) sur les formations tertiaires du synclinal de Majastres et du bassin des conglomérats de Valensole.

Le schéma structural a été établi en l'étendant pour partie sur la feuille la Javie avec les contours de D. Haccard et sur celle de Moustiers-Sainte-Marie avec les contours de C. Kerckhove.

La légende et la notice ont été rédigées d'après les données stratigraphiques classiques (feuilles Digne et Castellane à 1/80 000), d'après les travaux indiqués ci-dessus et en sus, pour:

- *le Lias*, d'après les publications de R. Mouterde (1960 et 1966), S. Assenat (1972), B. Beaudoin et A. Coadou (1975) et les données inédites d'E. Jautée (1976);
- *le Dogger à Cancellophycus*, les publications de C. Sturani (1966) et de G. Pavia (1969, 1971);
- *le Callovien-Oxfordien*, les données inédites de R. Enay et la thèse de D.-M. Duong (1974);
- *l'ensemble Oxfordien-Kimméridgien-Portlandien-Berriasien*, les données inédites de B. Beaudoin (1975);
- *le Crétacé*, les publications de P. Cotillon (1967, 1971, 1974) de J.-P. Thieuloy (1965), de G. Thomel (1961 et 1963), de Y. El Kholy (1973) ;
- *le Nummulitique*, les publications de J.-C. Chauveau et M. Lemoine (1961), de J. Bodelle (1971), de P.-C. de Graciansky (1972);
- *le Néogène*, les indications, inédites ou publiées, de P. Gigot (1973).

En outre des déterminations de fossiles, restées pour la plupart inédites, ont été effectuées à l'occasion de la mise au point des contours, par G. Carbonnel (Ostracodes), J.-J. Châteauneuf (Pollenospores), R. Enay (Ammonites du Berriasien), M. Lys (microfaunes du Barrémien-Aptien), M. Mangold (Ammonites du Dogger), P. Mein (Microvertébrés du Néogène), R. Mouterde (Ammonites du Lias), J. Sigal (microfaunes du Crétacé), J.-P. Thieuloy (Ammonites du Crétacé inférieur), G. Truc (Mollusques tertiaires), M. Vianey-Liaud (Microvertébrés de l'Oligocène).

Les levers ont été complétés et coordonnés, la légende et la notice rédigées entre 1974 et 1976 par P.-C. de Graciansky.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### TRIAS ET RHÉTIEN

L'érosion n'a guère atteint un niveau inférieur à celui des gypses du Trias supérieur, au niveau desquels la série mésozoïque a été décollée lors de l'orogénèse alpine; de ce fait, les terrains antérieurs au Keuper n'affleurent pas, sauf cas particulier local.

**t3-5. Calcaires dolomitiques et calcaires lumachelliques (Muschelkalk).** Dans la forêt qui couvre le sommet du Suy (3 km au Nord-Est de Beynes), des affleurements exigus apparaissent de loin en loin, avec des calcaires à Brachiopodes,

des calcaires micrograveleux gris, des calcaires dolomitiques, des grès; l'ensemble a été rapporté par J. Goguel au Muschelkalk pour des raisons d'analogie de faciès avec le Trias moyen provençal.

tG. **Gypses (Keuper)**. Les gypses, blancs, rouges ou noirs, saccharoïdes ou plus finement cristallisés, comportent des intercalations d'argilites rouges et de dolomie microcristalline; il s'agit de fragments de séquences évaporitiques typiques, bouleversées par la tectogénèse. Les gypses forment ou bien de fins liserés discontinus à la base des écaillés tectoniques ou bien de larges masses diapiriques situées aux points de rencontre des décrochements majeurs (Gévaudan, Chabrières). L'attribution stratigraphique au Keuper résulte d'une part de la place de ces gypses à la base des séries et de l'autre des analogies de faciès avec les régions moins tectonisées.

tK. **Cargneules (Keuper)**. Les cargneules, roches vacuolaires et bréchiqes à ciment calcaire, sont des roches dont l'histoire est certainement complexe et qui représentent probablement des faciès de convergence. Certaines de ces brèches, d'origine tectonique probable, bordent les masses de gypse et sont constituées de matériel triasique en majorité: c'est pourquoi elles sont rapportées au Keuper.

Les cargneules sont considérées souvent comme étant d'anciennes brèches à éléments dolomitiques et calcaires dont les éléments dolomitiques ont été plus ou moins dissous par les eaux séléniteuses issues des gypses avoisinants, d'où leur aspect vacuolaire. Un tel mécanisme peut s'exercer aussi bien sur toute brèche dolomitique et calcaire constituée sur une surface d'érosion, c'est-à-dire depuis le début du Tertiaire: ainsi existe-t-il des brèches de pentes quaternaires devenues vacuolaires, auxquelles peut s'attacher le nom de cargneule.

t7-9. **Dolomies et argilites versicolores (Keuper)**. Cet ensemble est traditionnellement rapporté au sommet du Keuper, mais sans être daté avec précision. Il passe en continuité au Rhétien. Il comporte au sommet des argilites vertes ou violacées en bancs de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, des intercalations décimétriques d'argilites noires. Des dolomies sombres en casure et rousses en patine en bancs de 0,10 m à 1 m d'épaisseur apparaissent de plus en plus nombreuses vers la base. L'épaisseur ne peut pas être évaluée à cause des déformations tectoniques.

t10. **Dolomies, argilites sombres, grès, lumachelles (Rhétien)**. Des dolomies ocre-jaune, des calcaires lumachelliques à *Avicula conforta*, des calcaires spatiques à coquilles (Pectinidés notamment) et à dents de Poissons, des argilites noires à débit en plaquettes, avec quelques intercalations de calcaires sableux à gros grains de quartz et des grès siliceux à pistes de Vers rendent le Rhétien très reconnaissable. Son épaisseur est réduite sous le Lias provençal probablement par l'effet de ravinements. Elle atteint une vingtaine de mètres dans la bande des Moulières (en rive gauche de l'Asse) et dépasse une cinquantaine de mètres dans l'unité chevauchante de Norante à Digne.

#### LIAS

Le territoire couvert par la feuille Digne est une région-clef pour la compréhension de la paléogéographie du Lias, puisque s'y affrontent le long de contacts anormaux (chevauchements et décrochements) :

- le **Lias à faciès dauphinois**, auquel se rattache la large bande affleurant de



		Aalénien	Domérien supérieur	Domérien inférieur	Carixien	Lotharingien	Sinémurien	Hettangien
<b>Le Brusquet</b> (10 km NE de Digne, feuille la Javie)		800 m	77 m	200 m				
<b>Entre Digne et Entrages</b>		180 m	30 m	80-100 m	150 m		120-150 m	100 m
<b>La Clappe</b>		120 m	12 m	35 m	145 m		85 m	65 m
<b>Gévaudan</b>			30 m		20 m	40 m		30 m
<b>Les Moulières</b>					50 m	50 m		?
<b>Lias provençal</b>	<b>Le Poil</b>		10 m	Surface d'érosion				
	<b>Chapelle St-Etienne</b>		150 m					
	<b>Trévans</b>		300 m					

TABLEAU 1. ÉPAISSEURS COMPARÉES DU LIAS DANS LE DOMAINE DE LA FEUILLE DIGNE ET AUX ENVIRONS

*Norante* à *Digne*, caractérisé par une abondante alimentation en sédiments argileux (dans le Lias supérieur surtout), une subsidence active (existence d'indicateurs d'émergence) et des épaisseurs considérables, passant de 300 m pour la totalité du Lias en rive droite de l'Asse à 1000 m pour le seul Lias supérieur au Nord-Ouest immédiat de *Digne*;

- **le Lias à faciès provençal**, avec lacunes par érosion dans le Lias inférieur et moyen et développement de dépôts carbonatés de milieu tidal dans le Lias supérieur, qui occupe une partie du faisceau du Poil ainsi que la bordure du plateau de Valensole au Sud de Chabrières;

- entre ces deux extrêmes, **le Lias des M ou Hères et le Lias «intermédiaire»**, situés dans des unités structurales en position géographique elle-même intermédiaire (rive gauche de l'Asse), montrent les modalités des passages de faciès d'un type à l'autre;

- **le Lias de Gévaudan à Clavonne**, situé dans le domaine structural du Lias dauphinois, montre au contraire une sédimentation de type lacunaire et réduit de type comparable à celle qui s'observe à l'approche des faciès provençaux.

### Lias à faciès dauphinois de *Norante* à *Digne*

#### 11-2. Calcaires noirs en gros bancs et calcaires bioclastiques (Hettangien).

Dans cet ensemble rapporté à l'Hettangien, on peut distinguer trois parties:

- *une assise inférieure* faite de calcaires noirs compacts, en bancs réguliers, épais de 0,3 à 0,5 mètre. Quelques bancs onduleux montrent des stratifications obliques. Un horizon particulier à oolithes situé vers le haut de l'assise inférieure correspond à l'importation de sédiments à partir de milieux plus agités vers ce milieu fortement réduit (couleur sombre; richesse en pyrite microscopique disséminée). Le fond du calcaire est constitué de micrite dans laquelle sont dispersés des débris d'Echinodermes à bords micritisés, peu abondants, non classés, des pellets, des coprolites (*Favreina*), des intraclastes (S. Assenat);
- *une assise moyenne* déterminée par trois à quatre grosses barres calcaires (un à plusieurs mètres d'épaisseur chacune) venant nettement en relief, formant un faisceau-repère d'extension régionale; il s'agit de micrite avec bioclastes dispersés et fréquemment riche en coprolites perforés (*Favreina*). Dans la coupe de la Clappe, la surface supérieure de la barre est parcourue d'un réseau de pistes et de terriers, et porte des Lamellibranches (*Mytilus*, *Modiola morrisi* Opp., *Cardinia gr. hybrida* Sow.);
- *une assise supérieure* formée de calcaires noirs biomicritiques (*wackestones*) à débris d'Echinodermes et de Mollusques; un horizon particulier a fourni des Polypiers et des colonies de Serpules, parfois en position de vie, témoignant de la faible agitation du milieu de dépôt; les bancs, séparés d'interlits marneux réduits ne dépassent pas 0,20 à 0,40 m et tendent à s'amincir vers le haut, à devenir onduleux, à s'enrichir en débris bioclastiques, faisant transition ainsi avec les faciès classiques du Sinémurien.

La datation de l'ensemble est rapportée à l'Hettangien grâce à l'existence de *Schlotheimia anguiata* Schloth. (Hettangien supérieur) dans l'assise du haut; la limite conventionnelle avec le Rhétien correspond à des bancs de calcaires bioclastiques très riches, notamment en Aviculidés.

13. **Calcaires à Gryphées (Sinémurien)**. Cet ensemble puissant comporte une assise basale et une autre, terminale, (formées toutes deux de calcaires sombres en petits bancs noduleux minces (0,2 à 0,3 m) avec interlits argileux d'épaisseur variable) et une assise moyenne (20 m à la Clappe) de calcaires bioclastiques en

bancs réguliers plus épais (0,3 m à 0,4 m). L'ensemble est extrêmement fossilifère, avec de nombreuses Gryphées (*Gryphaea arcuata* mk) distribuées sans orientation préférentielle dans un sédiment qui était fortement boueux à l'origine. L'assise supérieure est la plus riche en formes variées; à la Clappe elle a fourni de grands Plagiostomes (*P. gigantea*, jusqu'à 20 cm de diamètre), Pectens, Chlamys, Rhynchonelles, Térébratules et des Ammonites: *Arnioceras*, *Arietites* (jusqu'à 80 cm de diamètre). La surface supérieure des bancs est fréquemment rubéfiée et perforée et supporte Huîtres, tiges de Crinoïdes et d'autres petites formes fixées.

L'assise inférieure a été datée de la zone à Rotiforme et l'assise supérieure des zones à Bucklandi et Semicostatium.

La limite conventionnelle d'avec la formation 14 correspond à un épaississement des bancs marqué du bas vers le haut, qui précède de peu l'apparition des silex (S. Assenat).

**14. Calcaires marneux à silex (Lotharingien).** Calcaires en bancs épais (jusqu'à 1 m) avec interlits marneux, avec quelques Gryphées silicifiées (*Gryphaea rhodanensis* de Bron) et Rhynchonelles, de plus en plus rares de Norante à Digne. Les silex apparaissent une dizaine de mètres au-dessus du sommet des calcaires noduleux sous-jacents; ils sont souvent assez grands (plusieurs décimètres de long), creux dans la partie inférieure, plus compacts et pleins vers le haut. Le fond de la roche comporte des débris d'Echinodermes, de Lamelli-branches, de Brachiopodes et de rares Foraminifères. La nature du ciment qui, du bas vers le haut, devient de plus en plus riche en sparite et de moins en moins pourvu en micrite, traduit l'évolution des conditions de la sédimentation vers les milieux sédimentaires plus agités progressivement du Lotharingien vers le Carixien. La datation est assurée d'une part grâce à l'existence, à l'extrême base, d'*Asteroceras* appartenant à la zone à Obtusum (Lotharingien inférieur) et par des comparaisons de faciès avec d'autres régions (vallée du Bès) où le Lotharingien est plus fossilifère.

**15. Calcarénites crinoïdiques à silex (Carixien).** Elles déterminent l'une des corniches les mieux marquées de Norante à Digne; il s'agit de calcarénites crinoïdiques grossières en bancs de 0,6 à 0,8 m d'épaisseur, riches en silex amoeboides, avec stratifications obliques. Ces bancs sont jointifs. Dans la partie supérieure, ils s'écartent progressivement de haut en bas, pour laisser la place à des joints marneux. Les calcarénites (15) sont rapportées au Carixien, à cause de la présence d'Ammonites rares de la zone à Davoei à leur sommet [*cf. cidessous*] et d'autres Ammonites, elles du Lotharingien, nettement plus bas. Le microfaciès correspond, surtout vers le haut, à une véritable «entroquite» à ciment sparitique (*grainstone*), à débris arrondis, non seulement de Crinoïdes, mais aussi de Bryozoaires, de Brachiopodes, de Lamelli-branches, fréquemment encroûtés par des Nubéulariés.

**16. Calcarénites rousses et marnes micacées (Domérien).**

16b1. **Bancs calcaires à patine rousse**, avec débit en miches fréquent (épaisseur: 0,3 à 0,4 m), séparés d'interlits marneux, eux-mêmes riches en matériel détritique fin (quartz et muscovite). Des fossiles peuvent se concentrer dans certains niveaux marneux: nombreuses Bélemnites, Pectens, Chlamys, Gastéropodes, Crinoïdes, etc. Cette formation est rapportée au Domérien moyen à cause de l'existence d'Ammonites appartenant probablement à la zone à Margaritatus et certainement à Stokesi sur sa surface de base.

16b2. **Marnes micacées noires** intercalées de bancs calcaires (0,2 à 0,4 m) ayant livré des Amalthées de la zone à Margaritatus (Domérien moyen).

l6c. **Calcaires à patine rousse**, en bancs réguliers épais de 0,3 à 0,4 m séparés par des interlits marneux de quelques centimètres, l'ensemble déterminant une assise en relief; les calcaires sont riches en Pectinidés (*Pseudopecten aequivalvis*J. Sow.), en Bélemnites et contiennent diverses Amalthées, ces fossiles étant souvent localisés sur des surfaces d'arrêt de la sédimentation. Le faciès est celui de calcarénites à ciment sparitique, à stratifications entrecroisées et à silex, comportant une abondance relative (jusqu'à 50 %) en éléments détritiques importés (quartz, muscovite, feldspaths plus rares). Domérien supérieur probable.

l6b. **Domérien moyen non séparé**: les deux assises (b1) et (b2) n'ont pu être séparées d'une part aux environs de Chaudon-Norante (Sud du domaine d'affleurement) à cause de l'amincissement stratigraphique général de la série du Nord vers le Sud et de l'autre depuis Entrages et plus au Nord : la raison en est ici que la sédimentation, devenant moins en moins calcaire au fur et à mesure que la série s'épaissit du Sud vers le Nord, les marno-calcaires (b1) s'effilent progressivement dans les marnes micacées sombres de faciès (b2).

l6. **Le Domérien** n'a pu être subdivisé aux environs de Norante par suite de l'amincissement stratigraphique des couches, plus grand encore ici, et de la verticalité des pendages.

Les marno-calcaires du Domérien reposent sur une surface corrodée et perforée qui termine des calcarénites carixiennes (l5). Cette surface a fourni, aux environs d'Entrages, des Ammonites appartenant aux zones à Davoei (Carixien supérieur), Stokesi (Domérien inférieur) et probablement Margaritatus (Domérien moyen); la sédimentation s'est donc arrêtée là pendant le Domérien inférieur.

#### l6-9. Marnes et calcaires roux (Domérien-Aalénien non séparés)

#### l8, l9. Marnes noires et marno-calcaires du Toarcien et de l'Aalénien.

l8-9a. **Marnes gris foncé**, riches en mica blanc, avec des niveaux calcaréo-marneux en plaquettes à la base ; la partie supérieure, datée de la zone à Opalinum (Aalénien inférieur), est marquée par l'existence de surfaces de ravinevements internes; fa partie inférieure comporte des Ammonites du Toarcien supérieur seulement (zone à Aalensis) à la Clappe, du Toarcien moyen et supérieur (zones à Bifrons, Thouarcense, Aalensis, respectivement et de bas en haut), entre la vallée du Margaric et Entrages. Cette assise repose sur la surface durcie et perforée du sommet du Domérien, au niveau de laquelle des fentes de dessiccation ont été observées (environs d'Entrages).

Sur cette surface, sont collées des concrétions en forme de choux-fleur, parfois jointives, dues à l'activité d'Algues génératrices de Stromatolites. Les Ammonites détachées de cet horizon particulier appartiennent à la zone à Insigne (Toarcien supérieur) à la Clappe (S. Assenat) et à Bifrons (Toarcien inférieur) à Entrages et plus au Nord. Un niveau repère connu localement jusque dans le lobe de la Robine (Nord-Ouest de Digne) est formé de concrétions calcaires alignées, situées à quelques décimètres au-dessus de la base et datées de la zone à Bifrons; ce niveau n'est pas connu à la Clappe. Il apparaît donc que la reprise de la sédimentation au cours du Toarcien et au-dessus de la surface terminale du Domérien (qui a probablement correspondu à une émerision, au moins localement) est de plus en plus tardive du Nord vers le Sud.

l9b. **Calcaires marneux** en bancs séparés d'interbancs marneux, datés de la zone à Opalinum à leur base en divers points (Aalénien inférieur et moyen).

l9c. **Marnes noires** intercalées de minces niveaux calcaréo-argileux, datées de la

zone à Concavum dans la région de Digne (Aalénien supérieur); le passage aux marno-calcaires du Bajocien est progressif, sans lacune ni discontinuité.

l9b-c. Les deux assises (b) et (c) n'ont pas été séparées dans la région où ne le permet plus l'amincissement des séries, aux environs de Norante.

I. **Copeaux de calcaires du Lias inférieur**, coincés dans les contacts anormaux.

### **Lias du domaine dauphinois de Gévaudan à Clavoune**

Ce groupe d'affleurements forme une bande continue sur 2,5 km au Nord de la RN 207 de Barrême à Moriez, en face du village de Gévaudan. La particularité tient à la réduction stratigraphique du Lias, particulièrement forte dans le Lias supérieur; de ce fait, les différents étages n'ont pu y être représentés séparés.

l1-2. **Hettangien. Calcaires** (30 m environ). Au sommet, calcaires noirs à délit onduleux, se chargeant progressivement vers le haut de débris de coquilles. A la base, calcaires en gros bancs, épais de plusieurs mètres pour certains ; des horizons sont dolomitiques ; un banc comporte des stratifications obliques. L'ensemble a été rapporté à l'Hettangien par analogie de faciès.

l3-4. **Sinémurien s.l. Calcaires bioclastiques** noirs (biomicrites) à délit onduleux (40 m environ), avec le lot habituel de Lamellibranches (*Pectinidae*, *Limidae*, Gryphées fréquemment en position de vie), de Brachiopodes (dont un niveau à *Spiriferina walcotti* Sow. et d'Ammonites permettant de reconnaître successivement les zones à Rotiforme, Bucklandi, Semicostatum; le Lotharingien n'a pu être identifié par des fossiles.

l5-9. **Série condensée du Carixien-Aalénien**

- **Carixien.** Il s'agit des classiques calcaires cristallins à silex (20 m environ), avec des niveaux d'entroquites grossières ; certains bancs comportent de grosses Huîtres silicifiées ; un banc de silex demi-métrique quasiment continu et situé sous le sommet forme un repère commode.

- **Domérien et Toarcien basal:** calcaires crinoïdiques grossiers à stratifications obliques, recoupés par plusieurs surfaces de ravinements (4-5 m). La partie supérieure a fourni des Ammonites de la zone à Tenuicostatum, la partie moyenne, des Ammonites de la zone à Spinatum, avec de nombreuses Bélemnites, Brachiopodes (Rhynchonnelles et Térébratules), Gastéropodes (Pleurotomaires), Lamellibranches (*Chlamys* et *Pseudopecten aequivalvis* J. Sow.), la partie inférieure enfin, des Amalthées du Domérien moyen (zone à Margaritatus) ainsi que de nombreux bivalves et des Bélemnites, avec des intraclastes longs de plusieurs centimètres. On notera, ici encore, l'existence d'une lacune s'étendant sur la presque totalité du Toarcien.

- **Toarcien supérieur** (zone à Aalensis avec Ammonites caractéristiques) présent dans 3 m de marnes noires intercalées de miches calcaires.

- **Aalénien moyen et supérieur**, avec *Ludwigia* sp., *Graphoceras* sp., *Tmetoceras* sp. : calcaires en plaquettes noires à stratifications obliques et grains phosphatés (3 m) surmontés de calcaires à silex et à surfaces mal-lonnées (18 m).

L'ensemble est limité supérieurement par une surface de ravinement et d'érosion.

L'Aalénien supérieur à *Hammatoceras* et *Lytoceras* fait partie des marno-calcaires à *Cancellophycus*, représentés sur la carte avec le Bajocien (j1).

On notera l'amincissement global de la série par rapport à celle de Norante à Digne, l'apparition de dolomies dans l'Hettangien, le développement des faciès calcaires et des silex aux dépens des marnes dans le Lias supérieur; certaines de ces caractéristiques évoquent celles du Lias du col de la Cine situé une quinzaine de kilomètres plus au Nord (feuille la Javie).

### **Le Lias en rive gauche de l'Asse: Lias des Moulières et Lias intermédiaire**

Etant donné la rapidité des variations de faciès dans ce domaine, il a été nécessaire d'en distinguer plusieurs types (d'après J. Ganeval, 1973 ; E. Jautée, inédit) :

- le *Lias des Moulières*, qui domine la vallée de l'Asse en rive gauche, face au pli de Norante ;
- le *Lias intermédiaire* entre celui des Moulières et le Lias provençal.

Ces types sont compris dans les couloirs d'affleurement délimités par les décrochements qui définissent le faciès N-S du Poil et les unités adjacentes.

#### **Lias des Moulières**

Il est géographiquement le plus voisin du Lias épais affleurant de Norante à Digne; il apparaît à la faveur d'un système anticlinal-synclinal en rive gauche de l'Asse entre la ferme du Couinier et celle des Moulières et reparaît probablement plus au Sud dans l'écaille de la Melle, au Nord-Ouest du Coulet de Calasse (feuille Moustiers). Les grandes subdivisions du Lias de Digne s'y retrouvent pour sa partie inférieure, mais ici fortement réduites en épaisseur; le Lias supérieur est encore plus sévèrement aminci et entrecoupé de lacunes.

La coupe en aval des ruines de Chandres, au bord de l'Asse montre :

I1-2. **Calcaires micrograveleux** gris en gros bancs (Hettangien).

I3-4. **Calcaires bioclastiques et noduleux à Gryphées** (50 m environ) représentant le Sinémurien *s.l.*

I5. **Calcaires à silex** (50 m) : calcarénites à entroques et à stratifications obliques limitées supérieurement par une surface d'arrêt de sédimentation, avec une accumulation d'Ammonites très corrodées; Carixien probable.

I6-9. **Marnes et calcaires roux (Domérien à Aalénien):**

- marnes grises à *Tisoo siphonalis* intercalées de calcaires roux vers leur base (10m environ; Domérien inférieur probable);
- calcaires roux marneux avec débit en miches et à interlits marneux (5 m), avec, à mi-hauteur, un béton fossilifère ayant livré des Ammonites des zones à Thouarsense, Variabilis et Aalensis (Toarciens moyen et supérieur) ; au-dessous, la présence de *Pseudopecten aequivalvis* indique l'existence du Domérien;
- marnes grises (2 m: Aalénien?)

Aux Moulières même, les marno-calcaires du Bajocien reposent directement sur la surface perforée et ferrugineuse qui limite supérieurement les calcaires à silex rapportés au Carixien : il y a donc une *lacune complète du Lias supérieur*.

### Lias intermédiaire

Il est de caractère intermédiaire en effet entre le Lias des Moulières où les subdivisions du Lias inférieur (Calcaires gris-Calcaires à Gryphées-Calcaires à silex) sont encore claires et le Lias provençal où des faciès dolomitiques envahissent progressivement le Lias.

Le Lias intermédiaire affleure dans une étroite bande entre le Couinier et la ferme de Creisset, dans une autre bande entre le ravin de la Valbonnette et le hameau abandonné du Bas-Villard, par ailleurs sur le flanc nord-est de l'anticlinal du Labourin et enfin, plus au Sud, le long d'une bande discontinue depuis la ruine de Nantès jusqu'au versant est de la montagne de Saliès. Dans tout ce domaine, les affleurements sont très perturbés par les déformations dues aux décrochements; il est cependant possible d'y reconnaître les calcaires à Gryphées (**I3-4**), le calcaire à silex (**I5**) ainsi que des dolomies et des calcaires (**ID**).

La succession normale peut être trouvée au Villard de Blieux (région nord-est de la feuille Moustiers), où on peut voir les dolomies et calcaires du Lias reposer, suivant les points, sur les calcaires à silex ou les calcaires à Gryphées, vraisemblablement par une surface d'érosion : ceci annonce une disposition générale dans le Lias Provençal (E. Jautée, inédit). Ces dolomies, dont l'épaisseur ne dépasse pas la dizaine de mètres, sont limitées à leur toit par une surface d'arrêt de sédimentation, avec, par endroits, une concentration de fossiles (Brachiopodes, Ammonites de la zone à *Concavum* à la ferme de l'Abeiller) ; au-dessus, viennent les marno-calcaires à *Cancellophycus* du Bajocien.

### Lias provençal

Le Lias provençal affleure dans les unités occidentales du faisceau du Poil, sous le synclinal de Majastres (gorges de Trévans) et sous l'unité frontale de Côte Chaude.

Il est caractérisé par une dualité entre deux termes :

t10, I1-2 : un terme inférieur, qui comporte suivant les points le Rhétien seul (Saint-Pierre, Saint-Etienne) ou le Rhétien surmonté des calcaires de l'Hettangien (le Poil).

ID : un terme supérieur essentiellement calcaréo-dolomitique, intercalé de niveaux d'émersion et limité à son sommet par une surface durcie, datée de l'Aalénien supérieur (zone à *Murchisonae*) ou du Bajocien (zone à *Sauzei*) suivant les points; il est rapporté au Lias supérieur par des arguments indirects et repose sur le terme sous-jacent par l'intermédiaire d'un microconglomérat, sur une surface d'érosion qui correspond probablement à la lacune du Lias moyen (E. Jautée).

On observe une dolomitisation de plus en plus prononcée dans le terme supérieur (**ID**), depuis les unités orientales (plus proches géographiquement des faciès dauphinois: le Poil) vers les unités occidentales, plus typiquement provençales (Trévans et serre de Montdenier sur la feuille Moustiers). Corrélativement, les épaisseurs du terme calcaréo-dolomitique croissent dans le même sens: moins de 10 m dans le Lias «intermédiaire», 20 m à Saint-Pierre et au Poil, 150 m à la chapelle Saint-Etienne, 200 à 300 m dans les gorges de Trévans, au-dessous du chevauchement du synclinal de Majastres sur son avant-pays où, d'ailleurs, des décollements d'origine mécanique ne permettent pas d'observer la base stratigraphique.

**Jurassique d'affinité dauphinoise (partie est de la feuille)**

(fig. 3)

j1. **Marno-calcaires à *Cancellophycus* (Bajocien).** Le Bajocien de la région comprise entre Norante et Digne atteint une puissance de 350 m environ; il tend à s'épaissir un peu du Sud vers le Nord, mais dans des proportions bien moindres que le Lias. Du point de vue de la lithologie, le Bajocien peut être subdivisé en trois parties: marnes schisteuses et calcaires marneux en plaques du Bajocien supérieur, calcaires et marnes alternant du Bajocien inférieur, marnes noires du Bajocien basai.

Les déterminations d'Ammonites ont permis de retrouver la succession sans discontinuité des zones classiques du Bajocien.

L'ensemble du *Bajocien inférieur*, à l'exception de la moitié inférieure de la zone à Sowerbyi, est constitué d'une alternance régulière de marnes et de calcaires, dessinant une ligne de crête dans la topographie.

La base de la zone à Sowerbyi passe continûment avec le sommet de celle à Concavum dans les marnes noires représentées sur la carte avec l'Aalénien supérieur dans la région de Chaudon-Norante. A Gévaudan par contre (route Barrême-Moriez), les marno-calcaires descendent jusque dans la zone à Concavum de l'Aalénien supérieur.

Le *Bajocien supérieur* est marqué par un ensemble de calcaires marneux en plaques et de marnes schisteuses. La teneur en argiles croît progressivement de bas en haut au droit des Dourbes, avec deux récurrences de bancs plus franchement calcaires vers le sommet des zones à Garantiana et à Parkinsoni. A partir de Chaudon et plus au Sud, par contre, la sédimentation rythmique marno-calcaire disparaît vers la limite Bajocien-Bathonien, annonçant l'assise purement marneuse sus-jacente.

Au-dessus du Bajocien supérieur (sous-zone à Bonfordi), les deux ou trois derniers bancs de marno-calcaires à *Cancellophycus* contiennent des fossiles du Bathonien inférieur (zone à Convergens); le dernier de ces bancs est d'ailleurs réduit à un cordon de nodules usés, ceci à partir de Chaudon et plus au Nord.

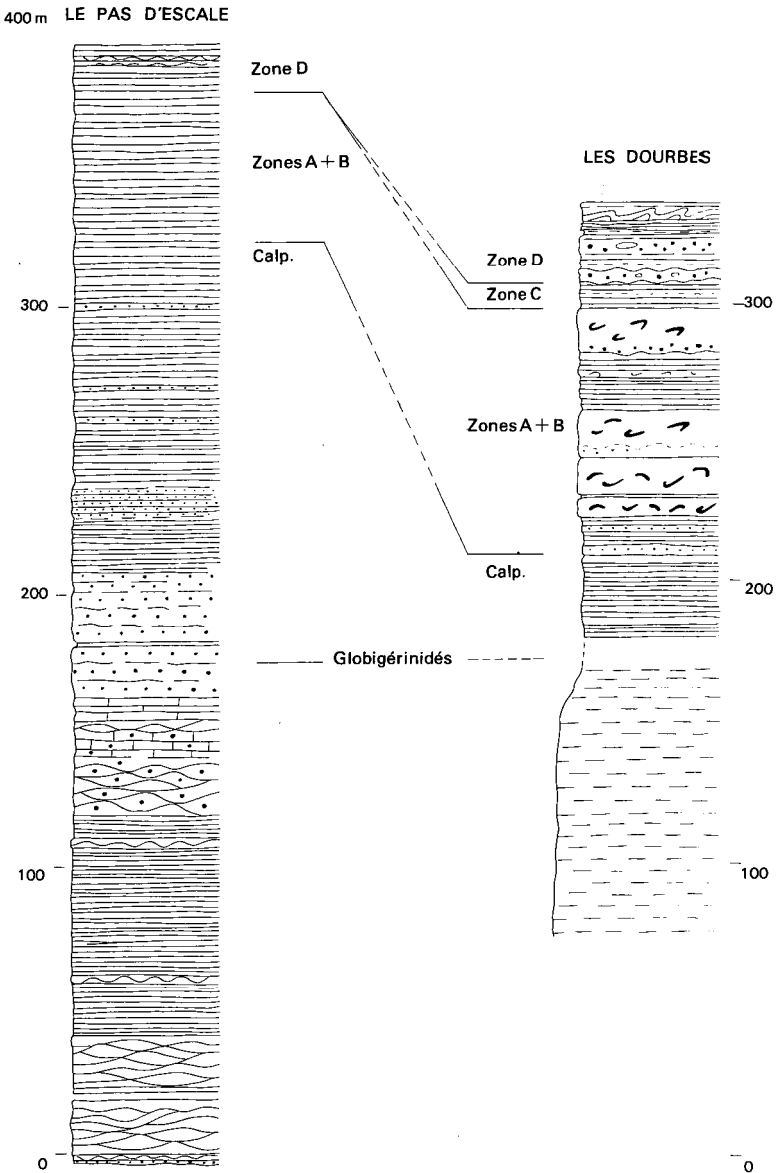
En rive gauche de l'Asse en face de Chaudon, par contre, (coupe de Bas-Auran) les marno-calcaires à *Cancellophycus* montent dans le Bathonien un peu plus haut au-dessus de la zone à Parkinsoni (Bajocien supérieur), puisque vingt deux bancs (6 m de dépôts) appartiennent à la zone à Zig-Zag et un seul, le dernier, à la zone à Progracilis, lui-même tronqué à son sommet par la surface d'érosion (C. Sturani).

C'est à cause de la forte réduction du Bathonien que seul l'indice j1 (Bajocien) a été utilisé sur la carte pour désigner cette formation.

Les calcaires et les marnes présentent une cassure noire et dégagent une odeur fétide sous le choc, témoignant de conditions de dépôt dans un milieu réduit: les fossiles benthiques (Pleurotomaires) y sont d'ailleurs l'exception, tandis que les organismes flottants [Ammonites, Bélemnites, *Bositra buchi* (Roemer) = *Posidonia a/pina*] dominent largement. Il existe également des traces en coup de balai, connues sous le nom de *Cancellophycus* rapportées à des empreintes d'Alcyonnaires sur le fond (G. Lucas) où des terriers hélicoïdaux (C. Sturani). Les seuls bancs calcaires à fossiles phosphatés de la limite Bajocien-Bathonien contiennent un benthos plus riche (Spongiaires, Echinides, Serpules, Brachiopodes, Crinoïdes, témoignant d'un milieu plus oxygéné.

j1-2. **Marno-calcaires à *Cancellophycus*** (350 m dans la bande des Moulières ;





*On comparera les épaisseurs et l'importance relative des dépôts resédimentés ; on constatera aussi que la sédimentation calcaire commence plus tôt (Oxfordien moyen) dans le domaine provençal que dans le domaine dauphinois (Oxfordien terminal) (figure de B. Beaudoin)*

**Fig. 3 - Comparaison de deux colonnes stratigraphiques dans le Malm-Berriasien : celles des Doorbes (domaine dauphinois) et du Pas d'Escale (rebord du domaine provençal)**

100 m autour de l'anticlinal du Labourin). Cette formation, qui s'amincit en direction du domaine provençal, contient les Ammonites citées par J. Ganeval du *Bajocien inférieur, moyen et supérieur*, ainsi que du *Bathonien inférieur et moyen*. Le faciès tend à être moins sombre que dans les séries dignoises et plus riche en fins débris d'origine bioclastique.

j2-4. **Terres noires (Bathonien pro parte, Callovien, Oxfordien s.s.)**. Elles forment une masse puissante de l'ordre de 600 à 700 m, dont l'épaisseur croît de Norante à Digne et, plus au Nord, atteint le millier de mètres. La morphologie est celle d'une combe creusée entre la corniche du Dogger et celle du Tithonique (barre des Dourbes, barre du synclinal de la Sapée, Parrioune) et encombrée de masses solifluées au Quaternaire et de chaos rocheux issus des falaises de calcaires portlandiens.

Les Terres noires sont des marnes feuilletées gris sombre à patine roussâtre, avec des intercalations de bancs ou de nodules calcaires sombres centimétriques à patine rousse, parfois gréseux et pyriteux. Vers le haut, des bancs calcaires apparaissent de plus en plus serrés, formant une transition avec l'Oxfordien moyen (Argovien). La datation des Terres noires est fournie par de rares Ammonites appartenant aux zones classiques et connues depuis le siècle dernier (zones à *Cordatum*, *Athleta*, *Macrocephalus* notamment, citées par Haug).

Une faune inédite de l'Oxfordien basai a été recueillie récemment par R. Enay au col de Corobin, comportant: *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Peltoceras (Parawedekindia) gr. arduennense* (d'Orb), *Hecticoceras (Lunuloceras) suevum* Douv. non Qu., *Cardioceras (Scarburgiceras) scarburgense* (Y. et B.).

Le problème de la présence du Bathonien dans les Terres noires, qui est aussi celui du passage avec les marno-calcaires à *Cancellophycus* sous-jacents, a été repris avec détail par C. Sturani; il mérite une attention particulière: le bas des Terres noires est en effet marqué par des arrêts de sédimentation avec des érosions et des surfaces durcies à fossiles phosphatés, connues depuis Garnier (1872). Le Bathonien supérieur seulement est représenté au-dessus de cette surface par quelques mètres de schistes noirs à *Posidoni alpina* (= *Bositra buchi* Römer), appartenant à la zone à *Retrocostatum*; le Callovien inférieur (*Sowerbyceras chantrei* Munier-Chalmas) vient au-dessus immédiatement.

Le Bathonien moyen et le Bathonien inférieur (au-dessus des zones à *Convergens* ou à *Yoevolensis* suivant les points) sont absents, ce qui correspond à la durée de la lacune; celle-ci est d'ailleurs de plus en plus ancienne en allant du Nord vers le Sud.

C'est à cause de ces dispositions que les Terres noires ont reçu sur la carte des notations correspondant au Bathonien, au Callovien et à l'Oxfordien : j2-4.

j3-4. **Terres Noires (probablement Callovien et Oxfordien inférieur)**. Les épaisseurs apparentes, de l'ordre de 300 m en *rive gauche de l'Asse*, tendent à se réduire d'Est en Ouest; il est certain qu'elles ont été modifiées par les dilacérations dues aux décrochements.

j5. **Alternance de marnes noires et de calcaires jaunes (Oxfordien moyen ou Argovien)**. Sur une épaisseur comprise entre 50 et 100 m suivant les points, cette alternance marque la transition entre les calcaires à joints marneux réduits du Kimméridgien et les Terres noires sous-jacentes. Les calcaires sont caractérisés par une patine ocre-jaune et une cassure très sombre. Les bancs marneux ont une épaisseur comparable à celle des bancs calcaires et de l'ordre de un à plusieurs décimètres dans le haut; ils augmentent progressivement vers le bas jusqu'à disparition complète des calcaires. Ce faciès, dit *Argovien*, date ici de l'Oxfordien supérieur élevé.

**j6-9. Calcaires tithoniques et calcaires lités à silex (Oxfordien supérieur, Kimméridgien, Portlandien).** Cette série calcaire puissante passe continûment au Berriasien vers le haut; vers le bas, des interlits marneux apparaissent entre les bancs calcaires, de plus en plus largement, de façon à former une transition avec les Terres noires sous-jacentes.

Quatre groupes d'affleurements principaux existent sur le territoire de la feuille Digne, qui déterminent des falaises abruptes ou des lignes de crête:

- une bande continue de la crête des Dourbes à la montagne de Vibres, qui dessine plusieurs plis au Sud du sommet de Saint-Martin; l'épaisseur totale (Berriasien compris) varie de 1 50 m (Pas de Labaud, sur la crête des Dourbes) à 80 m (Norante);
- une bande étroite au pied du massif du Cheval-Blanc, limitée par le décrochement du col du Défend; l'épaisseur totale (Berriasien compris) est de 100 m;
- une bande s'élargissant du Nord au Sud depuis le pied du sommet de Clavoune jusqu'à la Parrioune (Sud-Est de la feuille); l'épaisseur totale (Berriasien compris) est de 70 m;
- des copeaux dilacérés à l'intérieur du faisceau du Poil.

Dans cet ensemble, les principaux faciès sont:

- *les calcaires micritiques*, ne contenant que de fins débris d'organismes pélagiques; ils déterminent des bancs épais d'un ou de quelques décimètres;
- *les calcarénites*, qui sont limitées à leur base par des surfaces de ravinement porteuses de figures de courant, mais qui passent vers le haut aux micrites de façon continue. Les granuloclasses sont constants à l'intérieur de ces bancs; les grains sont des intraclastes, des entroques, des Foraminifères benthiques;
- *les brèches*, souvent à ciment rare, qui peuvent comporter, soit des éléments de même âge paléontologique que leur matrice, soit des éléments dont le contenu en fossiles montre qu'ils ont été remaniés en majorité, à partir d'assises plus anciennes.

On a observé, dans cette série calcaire, des bancs massifs, puissants de plusieurs dizaines de mètres, formés de l'accumulation de sédiments par le *glissement synsédimentaire* de couches parfois plus anciennes (datées du Kimméridgien et resédimentées au cours du Portlandien par exemple). On constate une continuité entre les faciès conglomératiques et les faisceaux de couches déplacées par glissement synsédimentaire les uns résultant du démantèlement plus poussé des autres (B. Beaudoin).

*Les repères chronostratigraphiques* disponibles sont des marqueurs précis: zones à Calpionnelles de J. Remane jusqu'au Portlandien inférieur, pic à *Saccocornidae* du Kimméridgien supérieur - Portlandien inférieur, pic à Globigérines du Kimméridgien inférieur. Ceux-ci ne permettent pas de localiser exactement les limites d'étage, mais de préciser cependant les caractéristiques suivantes:

- les faciès resédimentés ont un développement majeur dans le Berriasien et le Portlandien supérieur; ils déterminent ainsi de puissantes assises, s'emplantant sur 120 m de puissance, aux Dourbes par exemple. Au sommet de Saint-Martin (Nord de Barrême), on a pu repérer une lentille calcaire épaisse de 12 m, large de plus d'un kilomètre, représentant l'essentiel du Kimméridgien, resédimentée au cours du Portlandien supérieur sur un coussin de conglomérats à éléments datés du Portlandien inférieur (B. Beaudoin, J.-C. Chermette, G. de Naurois);

- l'épaisseur des sédiments déposés entre le Kimméridgien et le Portlandien inférieur est réduite à 30 m à la barre des Dourbes et sous Clavoune, à 40 m au Nord du col du Défend, à 50 m à Norante (B. Beaudoin);
- la sédimentation calcaire franche ne descend pas beaucoup plus bas que le Kimméridgien, l'épaisseur des calcaires d'âge oxfordien supérieur étant réduite.

#### Jurassique d'affinité provençale (partie ouest de la feuille)

j2-3. **Marnes noires et marno-calcaires à *Cancellophycus* (Bajocien, Bathonien, Callovien inférieur;** environ 80 m à Chabrières). Sous la surface correspondant à la lacune du Callovien supérieur-Oxfordien inférieur dans la coupe de Chabrières et qui limite vers le bas des calcaires grumeleux, on observe de bas en haut:

- une alternance de bancs calcaires à *Cancellophycus* et de marnes noires appartenant respectivement à la zone à *Macrocephalus* (Callovien inférieur, 10 m) et aux zones classiques du Bathonien. Le Bajocien n'a pas été caractérisé sur cette coupe; il est possible qu'il y soit représenté mais il n'est probablement pas très épais;
- deux bandes de marnes noires séparées par un faisceau de bancs calcaires (Callovien inférieur, zone à *Gracilis*, 34 m).

Dans la nomenclature des terrains sur la légende de la carte, la notation j4 n'a pas été utilisée pour suggérer la lacune entre Callovien et Oxfordien. Par ailleurs, la notation j1 a été sautée dans le domaine provençal (Trévans, Chabrières) où le Bajocien n'a pas été daté au-dessus du Lias dolomitique.

j5. **Calcaires grumeleux à Ammonites de l'Oxfordien [ex-Argovien).** Ce niveau, dont l'épaisseur atteint une dizaine de mètres à Chabrières (accentuée sur la carte), est célèbre pour sa richesse en Ammonites depuis le siècle dernier (Velain, 1872, etc.). Il affleure également sous le Portlandien du synclinal de Majastres (coupes des gorges de Trévans et du Pas d'Escale) et sous la dalle du Portlandien de Côte Chaude.

Les Ammonites recueillies appartiennent de bas en haut aux zones à *Transversarium* (4,5 m), *Bifurcatus* (3,7 m) et *Bimammatum* (2,3 m) de l'Oxfordien moyen et supérieur (Duong et Enay).

La limite inférieure retenue correspond à une surface glauconieuse d'arrêt de sédimentation, laquelle limite supérieurement un banc de calcaire marneux perforé de terriers et ayant livré à sa base des Ammonites de la zone à *Gracilis* (Callovien inférieur **J2-3**) : à la forte condensation observée, s'ajoute donc dans cette zone la lacune du Callovien moyen et supérieur, de l'Oxfordien inférieur et d'une partie de l'Oxfordien moyen, vérifiée dans les coupes du Pas d'Escale et de Chabrières (fig. 4).

Le faciès grumeleux lui-même est fait de l'alternance de calcaires marneux et de calcaires en bancs parfois très minces (0,5 à 0,2 m), avec des surfaces de bancs et un délitage en grumeaux caractéristiques; ces grumeaux se révèlent être le plus souvent des moules internes d'Ammonites ou d'autres fossiles (Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes, Oursins) mais aussi des fragments de sédiments remaniés (intraclastes). Le ciment qui unit ces grumeaux est généralement plus argileux et moins résistant à l'érosion.

Des traces de remaniement synsédimentaire s'observent dans ces faciès, notamment dans les niveaux plus marneux où les Ammonites sont brisées, roulées, disposées en tout sens, témoignant d'un certain hydrodynamisme du milieu qui peut être responsable de la structure grumeleuse du sédiment.

En outre, on observe que les faces inférieures des Ammonites, lorsqu'elles

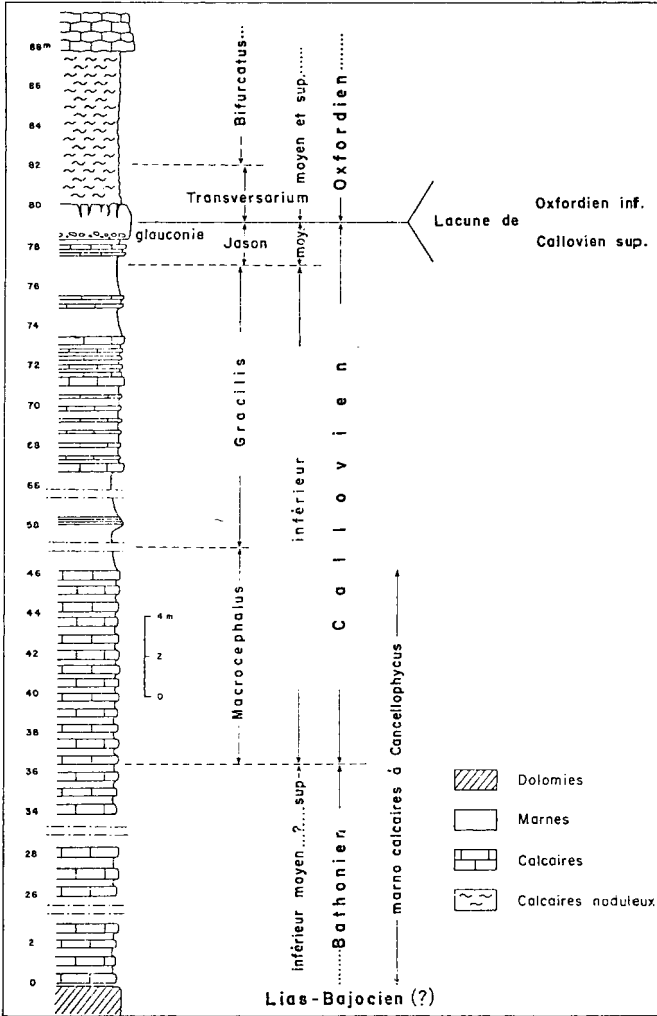


Fig. 4 - Coupe stratigraphique dans le Jurassique moyen et l'Oxfordien à Chabrières (détail)

sont posées à plat, ont bien conservé leur ornementation ; les faces supérieures, par contre, ne sont plus reconnaissables, tant elles sont corrodées et enduites de pyrite ou de glauconie.

Les effets mécaniques (remaniements), chimiques (dissolution) et peut-être diagénétiques ont très probablement superposé leurs effets dans l'élaboration des grumeaux; c'est d'ailleurs ce qui se trouve dans l'interprétation des calcaires noduleux, eux de couleur rouge (*Ammonitico rosso*), du Lias des Alpes méridionales.

La superposition des surfaces de dissolution rapprochées, la minceur des dépôts, l'abondance des fossiles montre que la ligne Chabrières-Pas d'Escale-Trévans a pu correspondre à une zone très peu subsidente, située en haut de pente, balayée par des courants d'eau relativement bien oxygénée, à une profondeur relativement faible, dans un milieu largement colonisé par les organismes.

Ces conditions succédaient à d'autres qui du milieu du Callovien au milieu de l'Oxfordien n'ont pas autorisé le dépôt de sédiment: courants trop forts et/ou proximité de l'émergence.

j6-8, j9. **Calcaires massifs en gros bancs (Oxfordien supérieur, Kimméridgien, Portlandien)**. Série calcaire, puissante de 350 m environ, déterminant des falaises abruptes et l'essentiel des lignes de crête, notamment du «dôme» de Chabrières, la montagne de Beynes et son prolongement sud entaillé par les gorges de Trévans, les crêtes de Saliès et de la Font-d'Isnard. La coupe de la montagne de Beynes le long de la route de Majastres a été étudiée avec détail (Pierre et Lessi). On y a reconnu la présence des différents étages grâce à la succession des zones classiques de micro-organismes (pic à Globigérines du Kimméridgien inférieur, *Saccocomidae* du Kimméridgien supérieur - Portlandien inférieur, Calpionelles du Portlandien supérieur - Berriasien). Cependant la rareté de la macrofaune caractéristique ne permet pas de préciser les limites d'étages (*Portlandien, Kimméridgien, Oxfordien supérieur*). Une limite arbitraire a été cependant dessinée sur la carte entre Portlandien et Kimméridgien pour réaliser la continuité avec la feuille Moustiers-Sainte-Marie et suggérer la polarité des séries.

Trois ensembles lithologiques peuvent être distingués:

- **ensemble inférieur** (150 m) de l'Oxfordien et du Kimméridgien inférieur caractérisé par l'alternance des bancs parallèles régulièrement stratifiés et de bancs dont les contournements résultent de glissements synsédimentaires. Dans les parties régulièrement stratifiées, les bancs d'épaisseur inférieure à 0,5 m se groupent en faisceaux atteignant 40 m de puissance, tandis que l'épaisseur des faisceaux de bancs contournés varie de 0,3 à 0,2 m. Le sédiment est du calcaire fin, pauvre en organismes, mais contenant du matériel détritique, dont du quartz. La présence à la surface des bancs d'*aptychus* et de Bélemnites, parties d'organismes présentant un allongement, a permis de reconstituer des *directions de courants* (ici de l'Ouest vers l'Est).

- **ensemble moyen** (170 m), du Kimméridgien et du Portlandien *pro parte*, formé de calcaires en bancs de 0,1 m à quelques mètres d'épaisseur; des silix en bandes parallèles aux strates sont présents sur une quarantaine de mètres vers la base de cet ensemble. Le matériel est riche en éléments détritiques eux-mêmes calcaires et souvent de couleur plus sombre que leur ciment; parmi les éléments, des fragments de cupules de dessiccation resédimentés ont pu être identifiés.

- **ensemble supérieur** (35 m), daté du Portlandien et passant continûment vers le haut au Berriasien, formé de calcaires fins en bancs d'épaisseur comprise entre 0,2 m et quelques mètres. Des débris de fossiles nombreux et dans certains bancs des rhomboédres de dolomite sont visibles au microscope.

Dans l'ensemble de ces trois assises, les *débris organogènes* de *dimension microscopique* sont rares dans le bas de la coupe et sont de plus en plus abondants vers le sommet: Radiolaires, Foraminifères, Gastéropodes, fragments d'Echinodermes, *Globochaete*.

#### CRÉTACÉ

### Le Crétacé dans l'Est de la feuille : domaine alpin vocontien

(fig. 5)

Les flancs du synclinal de Barrême et les montagnes qui le dominent plus à l'Est sont entaillés dans une série crétacée, essentiellement marneuse et calcaire où les faciès pélagiques à Céphalopodes sont la règle. Deux assises déterminent les reliefs; ce sont d'une part la corniche du Coniacien qui culmine à plus de 2 000 m (montagne de Tournon-crête du Cheval Blanc), formant de hautes falaises peu accessibles et à un moindre degré la corniche de Barrémien qui fait saillie entre les dépressions marneuses correspondant au Valanginien et à l'Albien.

n1. **Calcaires lités et marno-calcaires à Berriaselles (Berriasien)**. Les calcaires berriasien sont caractérisés par l'existence de bancs d'épaisseur demi-métrique environ, séparés par des interlits marneux dont l'épaisseur croît du bas vers le haut ; la couleur de patine est très claire ; la couleur de la roche est beige clair ou gris clair; un débit caractéristique en petites boules s'observe à la surface des bancs. Des faciès resédimentés ou déplacés en cours de dépôt (brèches massives et couches contournées) sont fréquents. Les datations sont fournies à la fois par les zones d'Ammonites classiques et par les zones de Calpionelles définies par Remane. Les calcaires berriasien et ceux du Tithonique - Kimméridgien font en fait partie du même corps sédimentaire, qui doit donc être considéré comme un tout.

n2. **Marnes à Ammonites pyriteuses et faisceaux de bancs calcaires (Valanginien, 200 à 250 m)**. Les marnes du Valanginien, de couleur sombre dans les entailles fraîches, mais beige à l'altération, déterminent une ligne de cols et de petites dépressions entre la corniche du Tithonique et la crête du Barrémien qui les dominent de part et d'autre sur le pourtour du synclinal de Barrême au Nord et à l'Ouest.

Les marnes elles-mêmes se débitent en feuillets, comme du carton, parallèlement à la stratification. Les bancs de calcaires marneux, tendres à l'érosion, se groupent en plusieurs faisceaux à l'intérieur de la série dont la lithologie reste monotone d'un bout à l'autre. Quelques bancs minces (0,1 à 0,15 m) franchement calcarénitiques, portant par endroits des rides de courant (gorge d'Enflorin, Haut-Ourgeas) s'intercalent dans la série pélagique.

Un niveau remarquable par sa richesse en Ammonites pyriteuses est caractéristique de cette formation: *Bochianites* sp., *Olcostephanus astieri* (d'Orb.), *Teschenites neocomiensiformis* (Uhlig), *T. paraplesius* (Uhl.), *Saynoceras verrucosum* (d'Orb.), avec *Aulacobelus subfusiformis* (Rasp.) et *Lamellaptychus gr. didayi* (Coq.).

Ailleurs, les Ammonites pyriteuses sont rares dans les lits marneux. Toutefois, on a pu préciser que, grâce à d'autres Ammonites pyriteuses de la zone à Roubaudiana [*Thurmanniceras thurmanni* (Pict. et Camp.)], le Valanginien inférieur était présent dans 35 m de marnes entrecoupées de petits faisceaux calcaires et surmontant une alternance de calcaires microcristallins et de marnes qui passent insensiblement au Berriasien (P. Cotillon).

n3. **Série marno-calcaire rythmique (Hauterivien).** La série des marno-calcaires hauteriviens forme de larges surfaces d'affleurement le long de tout le flanc ouest et de la terminaison nord du synclinal de Barrême, ainsi que dans les collines du Sud de Moriez. Il s'agit, à la base, d'une alternance de bancs calcaires épais de 0,3 à 1 m séparés de bancs marneux d'épaisseur comparable (mais un peu moindre) se poursuivant sur 100 à 150 m d'épaisseur dans la région de Barrême même où elle est pauvre en niveaux de glissements synsédimentaires et sur plus de 200 m autour de Clumanc, où elle en contient de très nombreux (voir la coupe dans l'entaille du flanc nord du sommet de Pétignon).

Le sommet est marqué par un horizon, épais d'une dizaine de mètres, de bancs calcaires presque jointifs et venant en relief, avec *Raspailliceras* sp., *Pseudothurmannia* sp., *Crioceratites binelli* (Astier) (zone à Angulicostata).

Les Ammonites permettent de reconnaître l'Hauterivien inférieur (15 à 25 m d'épaisseur) avec *Crioceratites loryi* (Sarkar), *Spitidiscus gr. incertus* (d'Orb.) et l'Hauterivien supérieur avec *Paraspinoceras pulcherrimum* (d'Orb.), *Plesiopitidiscus ligatus* (d'Orb.), *Crioceratites duvali* Lev.

n4-5. **Calcaires ités gris (Barrémien et Bédoulien; 80 m environ).** Une série de calcaires en gros bancs (jusqu'à 1 m), séparés d'interlits marneux réduits, détermine une ligne de reliefs sur les flancs ouest et nord du synclinal de Barrême et ailleurs; du fait de leur résistance à l'érosion vis-à-vis des marnes gargasolbiennes, ils affleurent souvent le long de larges surfaces structurales autour de Clumanc: la Reynière, Chauvet, Plan de Bec, le Grasson, Pétignon, Cogu, la Bouisse, Souvestre; à Barrême: Serre d'Arène, la Baisse, Tourap et à Moriez la Grosse Grau) qui contribuent à l'impression d'aridité laissée par les paysages.

La partie inférieure de cette assise est un peu plus tendre à l'érosion que ne l'est le haut de l'Hauterivien; la partie haute, par contre, est la plus compacte et vient nettement en saillie.

Le Barrémien inférieur est marqué par des interlits marneux relativement épais et a livré *Emericeras emeric* (Lev.), *Anahamulina subcylindrica* d'Orb., *Acrioceras tabarelli* Astier, *Holcodiscus kiliani* Paquier, *Spitidiscus hugii* (Ooster), *Pulchelia compressissima* (d'Orb.), *Barremites gr. difficilis* (d'Orb.), *Silesites gr. vulpes* (Coq.).

Le Barrémien supérieur, nettement en relief, a livré: *Silesites seranonis* (d'Orb.), *Barremites strettostoma* (Uhlig), *B. difficilis* (d'Orb.), *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.), *Leptoceras puzozianum* (d'Orb.), *Hemihoplites heberti* (E. Fallot), *Matheronites gr. astarte* (Fall. et Termier).

Le sommet de la série calcaire barrémo-bédoulienne est fréquemment séparé des marnes grises gargasiennes par une surface d'arrêt de sédimentation marquée par des perforations et des enduits glauconieux (Nord de Clumanc, à la Reynière et Sud de Barrême, à la ferme du Vignon). On peut donc suspecter une lacune du Bédoulien et/ou du Barrémien supérieur, comme c'est le cas dans les séries à caractère provençal. Cependant le Bédoulien a été caractérisé par ses fossiles dans la région à Saint-Jacques et à Hyèges: *Costidiscus recticostatus* (d'Orb.), *Chelonicerus cornuelianum* (d'Orb.), *Audouliceras audouli* (Astier), *Prochelonicerus albrechtiaustriæ* Uhlig, *Pseudohaploceras matheroni* (d'Orb.) (détermination de J.-P. Thieuloy). A la ferme du Vignon (Sud de Barrême), le Bédoulien est représenté par une quinzaine de bancs à *Chelonicerus cornuelianum*, c'est-à-dire avec une épaisseur de 7 m sous la surface durcie, comme l'étude des microfaunes l'a montré à M. Lys (inédit).

n4. **Olistolites de calcaires datés du Barrémien** et intercalés dans les marnes gargasiennes (Clumanc).



n6a. **Marnes grises à Ammonites pyriteuses (Gargasien).** Ces marnes grises, dont la couleur est bien différente des marnes bleu-noir de l'Albien, forment un liseré qui ourle constamment le sommet des calcaires barrémo-bédouliens, le long de la bordure ouest du synclinal de Barrême, au-dessus des calcaires barrémiens à l'Est du décrochement du Défend de Lambruisse à Moriez et enfin au Nord-Est de Senez, sous Serre Blanchard. Quelques bancs calcaires se tiennent constamment à quelque 10 à 15 m au-dessus de la base.

Un niveau classique à Ammonites pyriteuses du Gargasien inférieur [zone à Martinoides (Casey) = zone à Obliquestrangulum-Pretiosum (Thomel)] assure la datation: *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *moriezense* Sayn, *Holcophylloceras guettardi* (Rasp.), *H. paquieri* (Sayn), *Phyllopachyceras baborensis* (Coq.), *Eotetragonites jacobi ambiguus* (Breist.), *Eotetragonites duvalianus* (d'Orb.), *E. blieuxi* Breist, *Eogaudryceras numidum* (Sayn), *Melchiorites emerici* (Rasp), *Zurcherella zurcheri* (Jacob), *Cheloniceras* (*Epicheloniceras*) *gr. martinii* (d'Orb.), *Colombicerass crassicostatum* (d'Orb.), *Ptychoceras laeve hamaiense* Perv., *Salfieldella guettardi* (Rasp.), *Gabbioceras lamberti* Breist, et *Neohibolites aptiensis* (Stoll.), *N. semisulcatus* (Bl.).

Les microfaunes recueillies le long de deux coupes, l'une au Sud des Sauzeries-Basses (Ouest de Clumanc) et l'autre à la ferme du Vignon (Sud immédiat de Barrême) ont montré que la base des marnes dépasse le Gargasien et descend dans le haut du Bédoulien sur la bordure ouest du synclinal de Barrême (Sigal). Cependant, à l'endroit où l'Asse de Barrême recoupe le synclinal du Saut du Loup (Nord de Valensole-Basse), l'extrême base des marnes est gargasienne (zone à Cabri, d'après P. Cotillon).

Les marnes gargasiennes de la région de Clumanc présentent une particularité sédimentologique remarquable (P.-C. de Graciansky et al.) : c'est l'intercalation en deux niveaux d'olistolites constitués de matériel d'âge barrémien et bédoulien respectivement, resédimentés avec leurs Ammonites et leurs microfaunes. Ils ont été notés n4, les plus petits d'entre eux, faits de calcaires bédouliens, n'ayant pas une dimension suffisante pour être représentés sur la carte. Le niveau en position supérieure s'observe sur 1,5 km de long depuis les Sauzeries-Basses jusqu'au ravin de Pétignon (x = 922 ; y = 200 et 201 ) déterminant une ligne de petits reliefs au milieu des marnes. Il est probable que le haut de la série barrémo-bédoulienne a eu tendance à subir décoiffement et resédimentation au cours du Gargasien dans cette région : un horizon de marnes contenant une faune gargasienne typique a été décrit (M. Masson) comme interstratifié dans les calcaires du Barrémien, ceci près du col du Défend.

n6b. **Marno-calcaires à Hypacanthoplites (niveau de Clansayes, 10 m d'épaisseur environ).** Il s'agit de l'intercalation dans des marnes grises de calcaires micritiques en bancs de 0,1 à 0,3 m d'épaisseur, distants de 0,7 m environ. Ce faisceau de bancs, épais d'une dizaine de mètres, souligne les structures le long de la terminaison péri-synclinale complexe de Tartonne, également dans le monoclinale au Nord de Lambruisse à l'Est du décrochement du Défend puis, plus au Sud, dans les petits plis entre Hyèges et Gévaudan, enfin plus au Sud encore, autour de Serre Blanchard et du ravin du Gipas.

Le niveau de Clansayes est très fossilifère dans la coupe des Sauzeries-Basses (Ouest de la poste de Clumanc) où il a fourni des Ammonites de la zone à Jacobi (Casey), déterminées par J.-P. Thieuloy : *Hypacanthoplites* cf. *elegans* (Fritel), *H.* cf. *nodosoplicatus* (Fritel), *Acantholoplites derognati* (Roch), *Parahoplites* cf. *melchioris* Anthula, *Nolaniceras* gr. *nolani* (Seunes), *Eotetragonites* cf. *shoupi* Murphy.

n6. **Marnes et marno-calcaires (Clansayésien et Gargasien non séparés).** Le

Clansayésien est réduit à deux ou trois bancs seulement au Sud de Barrême (ferme du Vignon) sous les calcaires nummulitiques; à cet endroit, il a été impossible de le séparer des marnes gargasiennes sur la carte.

**n7-c1. Marnes noires (Albien et Cénomanién inférieur).** Les marnes noires de l'Albien affleurent dans toute la partie est de la feuille où elles déterminent des vallées largement ouvertes, fréquemment encombrées de dépôts quaternaires soliflués issus des falaises de calcaires du Crétacé supérieur sus-jacent.

L'épaisseur de ces marnes est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres; mais elle ne peut pas être évaluée avec précision étant donné la multiplicité des accidents de détail et la densité des surfaces de glissement entre couches. Les marnes sont de couleur bleu-noir et se débitent en paillettes; les bancs-repères sont extrêmement rares, sauf au sommet où l'intercalation de niveaux calcaires à patine jaune clair correspond déjà au Cénomanién. De loin en loin, la stratification est soulignée par des horizons un peu plus calcaires. En outre, on rencontre de grosses miches calcaires, de 0,2 à 0,3 m de diamètre avec une géode de calcite au cœur, ou bien des nodules plus petits (5 à 10 cm de diamètre) avec un noyau fait de barytine et de calcite.

Les faunes sont rares et généralement mal conservées; on a signalé (M. Masson) dans la région de Tartonne : *Latidorsella latidorsatum* (Mien.), *Tetragonites timotheanus* (Pict.), *Silesitoides lamberti* (Jacob).

Dans la partie sud du domaine d'affleurement des marnes noires, un horizon formé de bancs calcaires à débit en miches, a été daté du sommet de l'Albien moyen (zone à *Nitidus*, *pro parte*) ; il comporte des fragments de bois flottés rapportés au genre *Taxodioxylon* (bois à structure botanique araucarienne). Dans le vallon de Hyèges, les bancs calcaires manquent; mais l'horizon à débris de *Taxodioxylon* a été retrouvé dans la même position stratigraphique, séparant l'Albien moyen de l'Albien supérieur, reconnu grâce aux microfaunes. Auprès de Hyèges aussi, il existe un niveau à Ammonites pyriteuses du Vraconien, au-dessus du niveau-repère.

Le même repère, caractérisé par ses débris de bois flottés, est connu également dans la coupe de Chabrières et jusqu'à Escragnolles (P. Cotillon et Le-moigne).

La faune n'est d'ailleurs pas limitée aux Céphalopodes; elle comporte des Gastéropodes (*Avellana cassis* d'Orb., *Turbo* sp.), des Lamellibranches (*Arca* sp., *Inoceramus crispus* Mant, *Variamussium inversum* Nilss., *Prospondylus dujardinii* Leym.), des Brachiopodes (*Terebratula dutempleana* d'Orb., *Kingenia asperulina* Stol.) et quelques Oursins.

Il y a donc, dans l'ensemble, un vif contraste des faciès albiens entre la bordure du plateau de Valensole et le domaine vocontien. On y peut retrouver cependant des intercalations glauconieuses (ainsi dans la vallée de Tartonne, 0,5 km au Sud de Plan de Chaude, d'après M. Masson) venues probablement là par résédimentation.

**c1-2. Marnes et calcaires marneux à *Schloenbachia* (Cénomanién).** La succession d'une bande marneuse (30 m) au-dessus et de calcaires en gros bancs (50 m) en-dessous est bien visible dans les entailles sur le pourtour du synclinal de Dourouilles, notamment sous le sommet de la Sapée à son extrémité nord et de même dans les arrachements au-dessus de la dépression entre Moriez et Lambruisse.

**Les calcaires** forment des gros bancs jusqu'à 1 m d'épaisseur mais qui se réduit progressivement de haut en bas jusqu'à former une alternance de calcaires marneux et de marnes par bancs d'épaisseur égale (0,40 m), annonçant le passage avec la formation purement marneuse sous-jacente qui est progress-

sif. La patine est blanc jaunâtre, claire; la cassure est sombre. Le grain est fin, montrant au microscope des Radiolaires, des Globigérines, des spicules d'Eponges.

Un gros banc marno-gréseux du sommet du faisceau calcaire constitue un repère chronostratigraphique remarquable par sa richesse en fossiles du Cénomaniens. Auprès de Saint-Lions, G.Thomel cite notamment pour leur abondance : *Schloenbachia subtuberculata* Shape, *S. subvarians* Shape, *S. varians* (Sow.) var. *trituberculata* (Spath.), *Puzosia subplanulata* Schuller, *Turillites costatus* Lmk, *Calycoceras newboldi* (Kossm.) ainsi que de nombreux *Gaudryceratidae* et *Tetragonitidae*. La particularité de ce gisement est la coexistence de formes albiennes (*Anisoceras Saussurei* Pict, *Hamites*) et d'espèces du Cénomaniens inférieur (déjà citées) et supérieur (*Acanthoceras rothomagensis* Brngt., *Euomphaloceras meridionale* (Stol.), *Turillites costatus* Lmk., *Holaster subglobosus* Leske).

Les marnes, de couleur sombre dans le bas, tendent à s'éclaircir vers le haut; elles comportent de rares intercalations de calcaires marneux, fragiles sous l'action de l'érosion. Leur épaisseur tend à se réduire d'Ouest en Est et du Sud vers le Nord au profit des faciès calcaires.

#### c3-4. Conacien et Turonien non séparés.

c3. **Calcaires crayeux à spicules d'Eponges et marnes grises (Turonien).** Les coupes du synclinal de Dourouilles montrent, sous les calcaires crayeux du Coniacien, la succession suivante de haut en bas: 10 à 15 m de marnes bleutées, 40 m de calcaires blancs en bancs intercalés de bancs marneux, 30 à 35 m de marnes bleutées, 40 m de calcaires et de marnes en bancs alternant. L'alternance de faisceaux de bancs calcaires et d'assises marneuses s'estompe en direction du Nord et de l'Est, par réduction de la phase marneuse à l'avantage des calcaires. Les horizons les plus marneux montrent l'existence de glissements synsédimentaires, près de Lambruisse notamment. Les calcaires, à grains très fins, contiennent surtout des spicules d'Eponges et des nannofossiles avec des Radiolaires, des prismes d'Inocérames et parfois de fins débris d'Echinodermes.

Le Turonien a été daté par ses microfaunes: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. turonica* Brotzen, *Gavelinella aumalensis* (Sigal), *Hedbergella paradubia* (Sigal), *Globotruncana renzi* Gandolfi, *G. imbricata* Mornod, *G. stephani* Gandolfi, *G. turona* (Olbertz), *G. helvetica* Bolli, *G. schneegansi* Sigal. Son épaisseur a été évaluée à 100-120 m dans la région entre Lambruisse et Saint-André-les-Alpes (Y. el Kholly) grâce à ces repères micropaléontologiques. L'homogénéité des faciès, la monotonie et l'épaisseur des formations, l'importance de l'étude en lames minces nécessaire n'ont pas encore permis de localiser avec précision les limites d'étage sur le terrain.

c4. **Olistolites de calcaires crayeux datés du Sénonien** et intercalés à la base de la série nummulitique à Barrême.

c4-5. **Calcaires crayeux blancs (Santonien et Coniacien).** Les calcaires du Coniacien forment des bancs épais de 0,2 à 1,5 m de couleur claire en cassure et en patine, avec des traces fréquentes de bioturbations. L'épaisseur des lits marneux est souvent réduite ou nulle; mais elle peut être du même ordre que celle des bancs. L'empilement se poursuit sur deux ou trois centaines de mètres de puissance; l'épaisseur stratigraphique réelle ne peut guère être évaluée avec précision à cause de l'incertitude relative à la limite exacte d'avec le Turonien sus-jacent, de l'existence d'une surface d'érosion infra-nummulitique au som-

met et, enfin, des complications introduites par de nombreux plis internes à petite échelle.

Dans la région de Lambruisse, Thoramme, la Mure, Saint-André-les-Alpes et dans le synclinal d'Argens, sous les poudingues infranummulitiques, il n'a pas été déterminé de microfaunes plus récentes que celles du Coniacien (Y. el Kholy) avec *Globotruncana sigali* Reichel, *G. bulloides* Vogler, *G. globigerinoides* Brotzen, *G. angusticarinata* Gandolfi, etc.

Il a été possible de caractériser le Santonien cependant, au Nord de la RN 207 entre Barrême et Moriez, sous les poudingues d'Argens, grâce aux microfaunes (déterminations Y. el Kholy).

Les calcaires coniaciens affleurant sur le territoire de la feuille Digne sont pauvres en matériel détritique terrigène, n'atteignant pas 10% du poids de la roche, en grains ne dépassant pas 500 microns (quartz et argiles) et de granulométrie décroissant globalement du Sud vers le Nord. Les constituants carbonatés sont surtout des spicules de Spongiaires, des prismes d'Inocérames, de fins débris d'Echinodermes compris dans un ciment calcitique microcristallin dans lequel les nanfossiles jouent un rôle important.

L'établissement des courbes isopaques du Coniacien montre que la région de Lambuisse coïncide avec une zone d'épaisseur anormalement forte; cette observation, conjointe avec celle de niveaux de glissements synsédimentaires dans le Coniacien inférieur, suggère l'existence dans ce domaine de paléopentes dues à une subsidence active (Y. el. Kholy).

Des faisceaux de bancs calcaires à patine claire alternant avec des bandes marneuses marquent le pied des falaises déterminées par les calcaires sénoniens occupant l'Est de la feuille. Offrant à l'érosion une résistance moyenne, les alternances mamo-calcaires forment le talus qui permet le raccord de pente avec les fonds de vallée occupés par les marnes noires albienues. La partie haute correspond au Turonien et la partie inférieure au Cénomaniens.

## Crétacé de Chabrières-Châteauredon

(fig. 5)

n1. **Calcaires lités blancs (Berriasien)**: datés par des Calpionelles. Ils se confondent lithologiquement à leur base avec le sommet des calcaires du Portlandien; ils comportent plusieurs niveaux de glissements synsédimentaires et une surface glauconieuse perforée qui a été déformée précocement (J.-P. Bouchard).

n2. **Marnes grises et faisceaux de bancs calcaires (Valanginien, 320 m environ)**. **La partie inférieure** (280 m environ) est pauvre en fossiles, surtout dans le bas; G.Thomel cite cependant *Grammatodon securis* Desh. et *Pinna robinaldina* d'Orb. dans les trente mètres supérieurs, faits de marno-calcaires finement bioclastiques, faisant la transition avec le haut du Valanginien. Un peu plus bas, des marnes et des marno-calcaires jaunâtres ont fourni: *Terebratulula valdensis* de Loriol, *Magellani hippopoides* (Pict), *Toxaster granulosus* Des., *Grammatodon securis* Desh., *Camptonectes cottaldinus* (d'Orb.), *Nautilus neocomiensis* d'Orb., *Thurmanniceras thurmanni* (Pict.), *Valanginites wilfridi* Kar., *Olcostephanus* sp., et des vertèbres de Reptiles.

**La partie supérieure** (40 m) se compose de marno-calcaires à patine jaunâtre caractérisés par la présence de Lamellibranches fouisseurs et d'Oursins de vase: *Miotoxaster obtusus* Lamb. (en nombre décroissant de bas en haut), *Pinna robinaldina* d'Orb., *Grammatodon securis* Desh., *Pholadomya* sp. (moules internes) et quelques Ammonites, dont *Saynoceras verrucosum* (d'Orb.), *Teschenites neocomiensiformis* (Uhlig), *Dobrodgeiceras wilfridi wilfridi* (Kar.),

*D. wilfridi ventrotuberculatum* (Nikolov) du Valanginien supérieur (citées par J.-P. Thieuloy).

n3. **Série marno-calcaire rythmique (Hauterivien : 100 à 110 m).** **La limite inférieure** de cet ensemble est définie par un banc glauconieux qui se retrouve également dans le synclinal de Majastres; il est spécialement fossilifère, avec une association à *Hibolites subfusiformis* Rasp., *Neolissoceras grasi* (d'Orb.), *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Spitidiscus rotula* (Sow.), indiquant l'Hauterivien inférieur.

**La partie moyenne** est formée de marnes bleutées intercalées de bancs de calcaires marneux gris clair et très fossilifères. D'après les faunes, G. Thomel a distingué de bas en haut:

- une zone de marno-calcaire à *Olcostephanus* (16 m), à calcaires gris, compacts. L'abondance des *Olcostephanus astieri* d'Orb., *O. sayni* (Kil.), *O. mittreana* (Math.), *O. jeannoti* (d'Orb.), définit ce niveau qui fournit aussi *Hibolites subfusiformis* Rasp., *Crioceratites nolani* (Kil.), *Spitidiscus rotula* (Sow.), *Neocomites neocomiensiformis* (Uhl.);
- une zone de marno-calcaires à *Lyticoceras* (17,5 m), *Hibolites subfusiformis* Rasp., *H. jaculum* Phill. et quelques formes déroulées déjà: *Crioceratites nolani* (Kil.), *Paraspinoceras pulcherrimum* (d'Orb.). La prolifération des *Lyticoceras* remplace celle des *Olcostephanus* observée plus bas;
- une zone à Céphalopodes déroulés (47 m) : *Crioceratites duvali* Lev., *C. nolani* (Kil.), *C. villersianum* (d'Orb.), *C. koechlini* (Astier) et *Moutoniceras annulare* (d'Orb.). Vers la base de cette zone, il existe un niveau de calcaire marneux à Spongiaires.

**La partie supérieure** (20 à 25 m) fait transition insensible avec le Barrémien; on y observe encore des bancs de calcaires gris, épais de 0,6 à 1 m et venant en relief dans la topographie (cascade dans le ravin de Terre Masse) ; la faune est rare (*Crioceras* sp.).

n4. **Calcaires lités gris (Barrémien, environ 45 m).** Cette assise, qui dessine un relief presque continu sur le pourtour du «dôme» de Châteauredon, peut être divisée en trois parties (P. Cotillon) :

- calcaires en gros bancs, à interlits marneux réduits, (27 m) avec une surface durcie dans le bas; un horizon de glissement synsédimentaire spectaculaire est visible de l'Ire du Claux à la Colle;
- marno-calcaires à Ammonites (18 m), très fossilifères et datés du Barrémien inférieur;
- calcaires compacts à *Barremites charrieri* (d'Orb.), glauconieux à la base et se terminent par une surface durcie (2 m) ; ces calcaires atteignent la base du Barrémien supérieur, tout comme dans la coupe du synclinal de Majastres.

La limite avec l'Hauterivien, qui peut être déterminée par l'étude des faunes, correspond à un élargissement progressif du haut en bas des interlits séparant les bancs calcaires.

**La partie inférieure** de la corniche du Barrémien, constituée de gros bancs presque jointifs et repérée par l'horizon de glissement synsédimentaire indiqué plus haut, est pauvre en fossiles; on peut y citer *Spitidiscus* gr. *heeridruentiacus*, *Silesites vulpes* (Math.) (détermination J.-P. Thieuloy) ainsi que *Crioceratites* gr. *koechlini*, *Emericiceras* gr. *thillierri* (cités par P. Cotillon), du Barrémien inférieur aussi mais cantonnés dans les 6 mètres supérieurs.

**Dans les marno-calcaires à Ammonites**, un faisceau de bancs, épais d'un peu

moins d'une dizaine de mètres, a fourni à G. Thomel une faune variée et abondante de Coelentérés (*Smilotrochus* sp.), Brachiopodes (*Terebratula moutoniana* (d'Orb.)), de Lamellibranches (*Grammatodon securis* Desh., *Prospodylus euthymi* Pict.), de Gastéropodes (*Solarium* sp.), de Bélemnites (*Mesohibolites minaret* (Rasp.), *Hibolites subfusiformis* (Rasp.)), et, bien sûr, d'Ammonites: *Barremites difficilis* (d'Orb.), *B. cassida* (Rasp.), *Pulchelia compressissima* (d'Orb.), *Nicklesia pulchelia* (d'Orb.), *H. ugiiformis* (Ooster), *H. caillaudianus* (d'Orb.), *Barremites* cf. *stretostoma* (Uhl.) (niveau de Combe-Petite).

La base de cette partie supérieure n'est pas moins riche aussi en fossiles caractéristiques du Barrémien inférieur, mais le nombre des *Emericeras* et *Acrioceras* remplace ici la variété des *Holcodiscus* observée plus haut (*Emericeras thiollierei* (Astier), *E. otto-haasi* Sarkar, *Acrioceras tabarelli* (Astier) et *Ptychoceras puzosianum* d'Orb., *Bochianites* sp., etc.).

Les calcaires du Barrémien sont limités à leur sommet par une surface corrodée et perforée (J. Goguel), correspondant à la lacune du Gargasien probablement, du Bédoulien certainement et d'une partie du Barrémien supérieur.

### Crétacé du synclinal de Majastres et dans le faisceau du Poil

(fig. 5)

La partie du synclinal de Majastres recouverte par la feuille Digne montre une série crétacée continue propice à l'étude stratigraphique (P. Cotillon). Les dilacérations tectoniques observées dans le faisceau du Poil n'ont permis, par contre, que des observations stratigraphiques ponctuelles (J. Ganeval).

n1. **Calcaires lités blancs (Berriasien, 30m au Pas d'Escale).** Ces calcaires, datés du Berriasien notamment par leurs Calpionelles, ne peuvent pas être séparés de ceux du Portlandien ; en bancs épais de 0,2 m à quelques mètres, ils sont constitués de matériel finement bioclastique (débris de Gastéropodes, d'Echinodermes, avec des Radiolaires et des Foraminifères). Ils ont fourni des Ammonites (*Subp/anites fauriensis* Mazonot et *Mazonoticerias curelense* (Kilian) appartenant à la zone à Paraminounum et un niveau riche en petites Rhynchonelles (*R. malbosii* Pict. ; dét. J.-H. Delance). *Berriasella subrichteri* (Reton) a été signalée aussi (J. Ganeval).

Les éléments de corrélation d'une transversale à l'autre sur le flanc ouest du synclinal de Majastres sont fournis d'un côté grâce à l'existence d'une surface à fossiles, *glauconieuse* et *ferrugineuse*, s'étendant jusque dans la série de Châteauredon et de l'autre par les intercalations de faisceaux de bancs contournés dus à des glissements synsédimentaires (J.-P. Bouchard, J. Lessi, C. Pierre).

n2. **Marnes grises avec faisceaux de bancs calcaires (Valanginien, 260 m environ au Pas d'Escale).** Le Valanginien inférieur (25 m environ) est fait de l'alternance de calcaires en gros bancs (0,5 à 1 m) séparés d'interlits marneux épais de 0,1 à 0,3 m, avec *Thurmanniceras* cf. *thurmanni* (Pict. et Camp.). Des surfaces durcies témoignent de phénomènes d'arrêt de la sédimentation à la surface de certains des gros bancs calcaires.

Plus haut, il s'agit de marnes grises, intercalées de bancs calcaires épais de 0,2 à 0,4 m, groupés en faisceaux épais eux-mêmes de plusieurs mètres. Les Ammonites sont peu fréquentes dans l'ensemble: *Thurmanniceras campylotoxun* (Uhl.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.), *Kilianella* sp., *Olcostephanus*

sp. A noter l'absence du niveau à Ammonites pyriteuses de la région de Barême (partie «vocontienne» de la feuille Digne).

Dans les 50 m supérieurs, le Valanginien comporte encore des marnes gris-bleu avec des intercalations calcaires de plus en plus serrées de bas en haut. Certains niveaux sont détritiques et contiennent du quartz, les surfaces de bancs comportant des rides de courants. On trouve des Oursins (*Toxaster*) dans ces marnes, des Lamellibranches (Pholadomyes, Pinnes, Pectens...). Un niveau-repère pétri de petites Exogyres, épais de quelques centimètres seulement, gît à une quinzaine de mètres sous le sommet (P. Cotillon).

**n3. Série marno-calcaire rythmique (Hauterivien, 60 m).** L'Hauterivien de base est représenté par un banc calcaire, épais de 0,5 m, très riche en glauconie et pétri de Bélemnites, d'Ammonites et de Lamellibranches. Au-dessus, vient un banc de calcaire glauconieux très tendre qui livre facilement et en abondance *Neocomites (Teschinites) neocomiensiformis* (Uhl.), *Olcostephanus gr. sayni* (Kil.), *Acanthodiscus radiatus* (d'Orb.), *Leopoldia leopoldina* (d'Orb.).

Un terme inférieur, fait de l'alternance de bancs de calcaires gris et de lits marneux d'épaisseurs comparables (0,2 à 0,4 m), avec dans sa partie haute *Lyticoceras gr. cryptoceras nodosoplicatum* (Kil. et Reb.), *Crioceratites gr. nolani* (Kil.), *Saynella clypeiformis* (d'Orb.), représente l'Hauterivien inférieur.

Un terme supérieur, à dominante plus marneuse, épais d'une trentaine de mètres, correspond à l'Hauterivien supérieur *Crioceratites gr. duvali* Lev., *Plesiospitidiscus cf. ligatus* (d'Orb.), *Euptychoceras gr. meyrati* (Ooster).

**n4. Calcaires lités gris [base du Barrémien supérieur (1 à 2 m) et Barrémien inférieur (10 à 20 m)].** Il s'agit de bancs calcaires épais de 0,1 à 1 m séparés d'interlits marneux minces. Dans la coupe du Pas d'Escale, la limite d'avec les marnes clansayésiennes est soulignée par un horizon glauconieux épais de quelques centimètres, surmonté par une surface durcie et perforée. Les derniers bancs, rapportés au Barrémien supérieur basai, contiennent des silex (P. Cotillon) et sont par endroits piquetés de glauconie. Plus bas, les Ammonites du Barrémien inférieur ne sont pas l'exception: *Holcodiscus fallax* (Coq.), *Pulchellia compressissima* (d'Orb.), *Nicklesia didayi* (d'Orb.), *Crioceratites koechlini* (Ast).

**n6a. Marnes grises à Ammonites pyriteuses (Gargasien).** Dans la région du Poil (1 km au Nord-Est du village), les marnes gargasiennes contiennent (J. Ganeval) la faune classique d'Ammonites pyriteuses: *Eotetragonites Jacobi* Breist, *E. kosmatelliformis* (Fallot), *Epicheloniceras martini* (d'Orb.), *Valdedorsella angladei* (Sayn), *Ptychoceras laeve* (Math.), *Diadochoceras pretiosum* (d'Orb.), *Columbicerias crasscostatum* (d'Orb.), *Aconecerias nisus* (d'Orb.), *Neohibolites aptiensis* (Stoll).

**n6b. Marnes noires glauconieuses (Clansayésien).** Ces marnes affleurent mal par suite des glissements de terrain. Dans le synclinal de Majastres, elles comportent le Clansayésien et le sommet du Gargasien (sous-zones à *Globigerina algeriana* et *Hedbergella trochoidea*) vu par P. Cotillon à Majastres et retrouvé au Pas d'Escale (dét. Sigal).

**n6b-7. Marnes intercalées de calcaires glauconieux (30 m ; Albien) puis marnes noires (90 m ; Clansayésien).** La *partie inférieure*, constituée de marnes noires finement litées (90 m environ), a donné *Neohibolites semicanaliculatus* Blainv. et *N. aptiensis* (Bl.). La microfaune (*Hedbergella globigerinelloides* (Subbot, 49), *H. planispira* (Tappax, 40), *H. infracretacea* (Glaessn., 37), *H. aptiana* (Bartenst., 65) et de rares *Conorotalites aptiensis* (Bettens., 52), avec *Gavelinella*, *Spliro-*

*plectinata*, *Pleurostomella*, ...) est d'âge clansayésien (J. Sigal). Le plus bas prélèvement de marnes, effectué une dizaine de mètres au-dessus de la barre calcaire du Barrémien, est déjà d'âge clansayésien; il indique donc que le Gargasien, s'il s'est déposé là, est certainement d'épaisseur réduite.

**La partie supérieure** de cet ensemble comporte un empilement de cinq couches marneuses, épaisses de 5 à 15 m, se chargeant de glauconie vers le bas et séparées par quatre bancs calcaires gréséo-glauconieux, épais de 0,20 à 0,4 mètre. Le banc le plus élevé a fourni *Paragaudryceras* cf. *budha* Forbes, *Mortonicerias* sp., *Hamites* sp. Le troisième banc à partir du haut est limité par une surface mamelonnée et couverte de pistes indiquant un arrêt de sédimentation; très riche en glauconie, il comporte *Puzosia* sp. aff. *mayoriana* d'Orb., *Deiradoceras* sp., ainsi que des «lithoclastes» arrondis, de nombreux nodules phosphatés, des morceaux de lignite (certains rapportés par Y. Lemoigne au genre *Taxodioxylon*) et des Ammonites remaniées (*Puzosia* sp., *Leymeriella* sp., *Latidorsella* gr. *latidorsata* (Mich.), *Beudanticeras* sp.). Les marnes de la base ont fourni *Neohibolites ultimus* (List.), *Puzosia quenstedti* Par. et Bon. var. *media* Seitz., *Inoceramus concentricus* Park., *Meracerithium* cf. *trimonile* Mich., *Pleurotomaria gipsi* Sow., *Avellana* sp. L'ensemble de la macrofaune indique un âge albien (G.Thomel). La microfaune indique le sommet de l'Albien moyen (zone à *Nitidus* et *Cornutum*) avec *Hedbergella gaultina* (Moros), *H. planispira* (Tappan), *Osangularia* aff. *brotzeni* (Gand.). Le même horizon à débris de *Taxodioxylon* a été repéré au sommet de l'Albien supérieur par P. Cotillon et Y. Lemoigne depuis Escragnoles jusque dans le domaine vocontien de la feuille Digne près de Hyèges.

**n7. Marnes et marno-calcaires glauconieux (Albien).** Cette formation est en contact discordant sur son substratum dans l'une des lanières constituant le faisceau du Poil, ceci le long d'une bande de plusieurs kilomètres de long : depuis le Nord de la montagne de Saliès jusqu'à l'Ouest de l'Hauteur, elle repose directement sur le Valanginien ou l'Hauterivien basal par l'intermédiaire d'une surface de ravinement.

**n7d. Marnes intercalées de calcaires en petits bancs et calcaires marno-gréseux** (100 m environ). Les fossiles sont rares dans cette formation et se réduisent à des Lamellibranches et à des Serpules. Un exemplaire de *Mantelliceras* cf. *mantelli* (Sow.) a été signalé à 15 m au-dessus de la base. La microfaune indique un âge vraconien (P. Cotillon, J. Sigal) : *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi, 42), *R. praebalernaensis* var. *evoluta* Sigal 66, *Hedbergella* gr. *amabilis* ou *simplicissima*, *Planomalina buxtorfi*, *Thalmanninella* sp.. Le sommet est tronqué en biseau par la surface d'érosion à la base de la Molasse rouge à *Microcodium*.

**n7-c1. Marnes et calcaires sableux à Exogyres et à Orbitolines (Cénomaniens et ? Albien; 220 m au moins).** Au-dessus des ruines des Praux (Nord-Est de Beynes), au-dessus de la surface d'arrêt de sédimentation qui limite supérieurement le Barrémien du «dôme» de Châteauredon, une série de marnes bleues ou grises avec des intercalations de bancs calcaires marno-gréseux fossilifères a été rapportée au Cénomaniens (G. Thomel) grâce à la présence d'*Acanthoceras rothomagense* Brgnt, d'*Orbitolina concava* Lmk, d'*Exogyra columba* Lmk. Il se pourrait que les vingt mètres de marnes sans fossiles situées à la base au-dessous d'un premier banc gréseux à Orbitolines puissent appartenir à l'Albien. A une centaine de mètres au-dessus de la base, une succession de surfaces d'arrêt de sédimentation avec des remaniements peut être observée sur une quarantaine de mètres d'épaisseur, dans des calcaires sableux à Pectens et à Pholadomyes,



avec *Trachycardium* sp., *Serpula otatoorensis* Stol. et *Acanthoceratidae*. En dehors de ces niveaux particuliers, les fossiles sont généralement concentrés dans les bancs calcaires parfois glauconieux où ils peuvent être nombreux: *Exogyra columba* (Lmk.), *E. flabellata* d'Orb., *Trigonia* sp., *Protocardium hillanum* Sow., *Alectryonia carinata* d'Orb., *Neithea aequicostata* Lmk, *Terebratula phaseolina* Lmk et *Orbitolina concava* Lmk.

### Crétacé de Trévans

La succession des assises du Crétacé est perturbée par les déformations liées aux décrochements de la vallée de l'Estoublaisse et de la région de Trévans. Il est possible de reconnaître les faciès et les fossiles caractéristiques mais point de mesurer les épaisseurs.

n2-3. **Marnes et marno-calcaires (Valanginien et Hauterivien).** Assez pauvre en fossiles, déformé par des petits plis d'échelle métrique et par de nombreuses petites failles, cet ensemble est difficile à subdiviser. Il existe cependant un niveau repère constitué de calcaires massifs à interlits marneux réduits et contenant de *gros silex amoeboides* sur 4 à 5 m d'épaisseur: ce caractère souligne *l'affinité provençale du Valanginien de Trévans*. Les bancs qui encadrent l'horizon à silex sont franchement fossilifères, avec des Brachiopodes, des Oursins (*Toxaster retusus*), des Lamellibranches (grandes Huîtres, *Pholadomya elongata*, *Exogyra couloni*), des Céphalopodes (*Olcostephanus sayni* (Kil.), *Kilianella* sp., *Thurmanniceras campylotoxum* (Uhl.); déterm. : J.-P. Thieuloy) . Il est vraisemblable que cet horizon-repère correspond à un niveau dit *de la petite lumachelle*, décrit par P. Cotillon dans la zone néritique du Néocomien, plus au Sud.

n4. **Calcaires en bancs gris (Barrémien).** Ces calcaires sont limités supérieurement là encore par une surface à Bélemnites durcie et perforée, incrustée de glauconie. Les faunes recueillies juste au-dessous indiquent un âge barrémien moyen (J.-P. Thieuloy) : *Cymatoceras neocomiensiformis*, *Crioceratites* gr. *koehlini* (Ast.), *Barremites (Raspalliceras) compsensis* (Kil.), *Anahamulina varuensis* (d'Orb.), *Holcodiscus* gr. *hugii* (Ooster).

Là encore, on retrouve la lacune du Bédoulien et du Barrémien supérieur.

n7. **Marnes noires feuilletées (Albien).**

n7d. **Marnes glauconieuses et sableuses, datées du Vraconien** par leurs microfaunes (M. Caron); affleurements isolés près du château de Trévans.

c1. **Marnes et calcaires à Orbitolines** et à *Exogyra columba* (Lmk.) silicifiées (Cénomaniens).

### TERTIAIRE

#### Tertiaire du synclinal de Barrême

Le synclinal de Barrême forme une longue gouttière N-S qui reste contenue au Nord dans les limites de la feuille Digne, mais qui les débordé vers le Sud sur celle de Castellane, vers Senez et Blieux. La série tertiaire (fig. 6) est caractérisée par l'existence du Nummulitique marin (Priabonien et Oligocène inférieur)

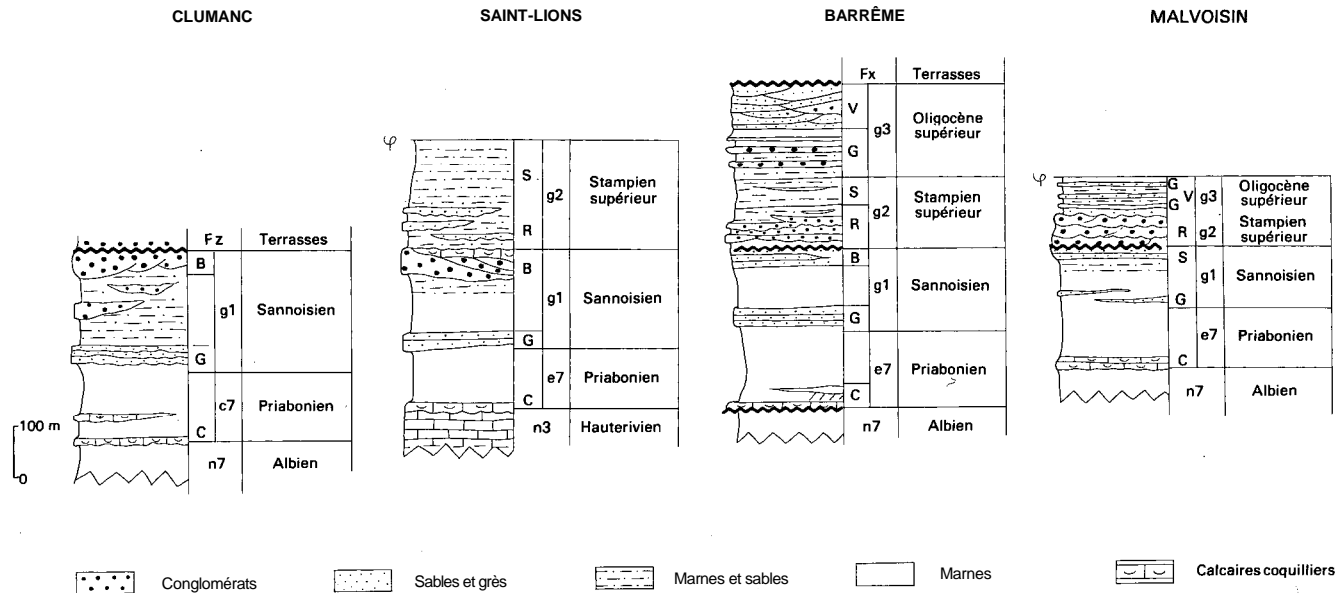


Fig. 6 - Colonnes stratigraphiques dans le Nummulitique du flanc W du synclinal de Barrême

largement développé sur le territoire des feuilles voisines à l'Est (Entrevaux, Puget-Théniers), mais n'a probablement guère dépassé vers l'Ouest ses limites d'érosion actuelles.

eA. **Poudingues d'Argens, à *Microcodium*.** La position stratigraphique des poudingues des bois de Lieye par dessous les calcaires nummulitiques a été établie par J.-C. Chauveau et M. Lemoine. En outre, l'existence de galets perforés au sommet des poudingues dans le synclinal de Douroulles démontre aussi l'assimilation possible de l'ensemble aux Poudingues d'Argens définis par Y. Gubler. La coupe de ces poudingues au bord de la RN 207 (Barrême-Moriez) montre, au-dessus des calcaires d'âge santonien carriés par des colonies de *Microcodium* :

- un banc de brèches et de microbrèches calcaires à éléments crétacés cimentés par du calcaire à *Microcodium*,
- une barre massive de brèches à ciment rare,
- un empilement de séquences torrentielles typiques, avec des lentilles de poudingues remplissant des chenaux profonds (blocs jusqu'à 0,8 m de diamètre), des calcarénites à grains de calcaires, de quartz et de glauconie, des marnes sableuses grises (J. Bodelle). L'orientation des chenaux montre des directions d'alimentation N-S. L'épaisseur totale de la formation, difficile à évaluer, peut atteindre 600 mètres. Elle est recouverte ici en discordance directement par la Série grise (Oligocène supérieur).

Une coupe comparable peut être trouvée dans la coupe du synclinal de Douroulles, d'Ouest en Est, à partir de la crête de l'Adret du Gion, avec un conglomérat bréchique à *Microcodium* à la base (J. Bodelle), puis une alternance de lentilles conglomératiques venant en relief et de marnes à poupées calcaires contenant de très rares *Helix*.

Les poudingues de Lieye et de Douroulles, n'ayant pas encore livré de fossile stratigraphique, ne sont pas datés localement en toute rigueur entre le Santonien et le Priabonien.

eP. **Marnes infranummulitiques à galets perforés.** Les calcaires nummulitiques reposent par endroits sur des conglomérats à galets perforés (coupe de la Bastide, près de Saint-Lions) qui peuvent occuper des surfaces suffisantes pour être représentées sur la carte: c'est le cas près de Saint-Jacques (Clot de Bramaire) et surtout dans la partie sud du synclinal de Douroulles (bois communal de Mouchon) où les perforations affectent aussi bien des galets que, sur les marges du domaine d'affleurement des conglomérats, les calcaires du Sénonien en place.

C. **Calcaires à Nummulites (Priabonien).** Les calcaires à Nummulites représentent la formation marine la plus ancienne de la série tertiaire transgressive dans le bassin de Barrême. Sur le flanc ouest du synclinal, ils reposent en discordance cartographique sur les terrains d'âge albien à hauterivien, fossilisant ainsi un paléo-anticlinal dont l'axe passe à peu près par le sommet de Saint-Martin (4 km au Nord de Barrême). Sur le flanc est, ils ravinent régulièrement les marnes albiennes de Clumanc à Saint-Lions; mais de Saint-Lions à Senez, ils disparaissent sous les molasses continentales subséquentes, mis à part quelques affleurements isolés reposant sur les poudingues d'Argens (Dardayonne, Adret de Lieye).

Il existe deux barres de calcaires nummulitiques dans la région de Clumanc, intercalées d'une trentaine de mètres de marnes bleues et aussi auprès de Barrême où elles sont séparées par des klippes sédimentaires de calcaires d'âge

sénonien (c4), mises en évidence par J.-C. Chauveau et M. Lemoine (fig. 7). L'épaisseur de chacune des barres dépasse rarement la dizaine de mètres. La lithologie des calcaires à Nummulites est assez variée dans le détail : ils peuvent contenir ou reposer sur des lentilles de galets perforés; ils comportent par endroits des colonies de Polypiers à leur base (*Heliastraeidae*, *Stylophora* sp., *Actinacis* sp., *Astrocoenia* sp.) associées à des Lithothamniées, à des Pectinidés (J. Bodelle) comme au ravin de la Louve près de Saint-Jacques. Ailleurs, ils sont très riches en Nummulites (*Nummulites striatus* Bruguière), notamment dans la bande d'affleurements qui passe par le château de Clumanc. Souvent, ils sont riches en Mollusques divers (Solens, Pectens, Panopées, Huîtres, Turritelles, etc.). Généralement, il s'agit de calcaires argilo-sableux, à patine rousse, avec de petits grains de quartz, un peu de glauconie et fréquemment des débris ligniteux.

La microfaune, avec des Amphistégines, Operculines, Globigérines comporte diverses *Nummulites* (*N. fabianii* Prever, *N. striatus* var. *irregularis* Blondeau, *N. chavannesii* La Harpe, *N. bouillei* La Harpe, indiquant un âge priabonien.

Dans la coupe classique de Sauzeries (Ouest de Cumanc), J. Espitalié et J. Sigal, puis J. Bodelle, ont montré, grâce aux microfossiles planctoniques, que la partie inférieure des marnes bleues est d'âge priabonien supérieur (zone à Gortanii) et que la partie supérieure est d'âge oligocène inférieur; le passage de l'Éocène à l'Oligocène est progressivement réalisé sous les Grès de Ville, l'Oligocène franc étant atteint à une dizaine de mètres sous cet horizon détritique.

Par ailleurs, dans la région de Senez (coupe de Riou-d'Ourgeas) la récolte de *Nummulites incrassatus* La harpe, *N. striatus* Bruguière, *N. pulchellus* La harpe fournit là encore un âge priabonien pour la base des marnes bleues (J. Bodelle).

**e7, e7-g1, g1. Marnes bleues et Marnes sableuses grises (Priabonien seul, Priabonien et Sannoisien non séparés, ou Sannoisien marin).** La bande des marnes bleues notée **e7** et située entre les deux barres de calcaires nummulitiques à Clumanc, est riche en Mollusques et notamment en Turritelles (*T. clumancensis* Boussac), *T. imbricataria* var. *carinifera* Deshayes) avec *Voluta* sp., *Voluta placentiger* Oppenheim, *Tornatella simulata* Solander in Brander, *Deshayesia alpina* d'Orb., *Natica* sp., *Ostrea gigantea* Solander in Brander, *Limopsis scalaris* Sowerby, *Cardita* sp., *Sinodia* (*Cardiopsis*) *suborbicularis* Goldfuss (déterminations de S. Freynex pour R. Vernet).

La partie notée **e7-g1**, intercalée entre les calcaires à Nummulites et les Grès de Ville, contient encore des Mollusques; la couleur de patine est grisâtre; le litage est peu visible; la teneur en calcite est de l'ordre de 50%.

La partie supérieure (**g1**), qui commence avec les Grès de Ville, est caractérisée par une couleur d'altération jaunâtre, par un fin litage et par une teneur en calcite (45 %) un peu moindre qu'au-dessous (J. Bodelle). Dans le haut, les marnes se chargent en sable riche en quartz, en plagioclases zonés et altérés, en pyroxènes et en amphiboles; de ce fait, elles prennent une couleur gris verdâtre; elles sont interrompues à leur sommet par les conglomérats de Clumanc et de Barrême ainsi que, plus au Sud, par les Grès de Senez.

L'épaisseur de l'ensemble atteint quelques 400 m de puissance à Clumanc et sans doute moins au Sud, où l'importance des recouvrements quaternaires ne permet pas de l'évaluer correctement.

**G. Grès de Ville, Grès de Barrême (Sannoisien marin).** Ainsi nommés depuis J. Boussac d'après le nom d'un groupe d'habitation déjà en ruines à son époque, les Grès de Ville forment une corniche (Bussièrre d'Entouart, Clouet) ne dépassant pas une cinquantaine de mètres de hauteur à l'Ouest de Clumanc. Ils se prolongent vers le Sud par le «flying» de Barrême (expression tradition-

nelle due, semble-t-il, à A. Garnier, qu'il est préférable de remplacer par celle de grès de Barrême) et, plus au Sud encore, en rive gauche de l'Asse de Blieux par des intercalations gréseuses dans les marnes nummulitiques, reconnaissables, si minces soient-elles, jusqu'aux environs de Senez.

Il s'agit de grès calcaires, avec des lits riches en micas ou en débris végétaux et contenant des feldspaths et de la glauconie détritiques avec des débris d'Echinodermes et de Foraminifères. Les galets durs sont absents mais les «galets mous» constants. Il n'y a pas de granuloclasement, mais des stratifications obliques liées à des rides de courant. Les surfaces inférieures des bancs montrent également des traces de courant variées dont les mesures de direction convergent pour montrer que l'alimentation en matériel détritique provenait du Sud-Est (J. Bodelle).

Les Grès de Ville et de Barrême sont considérés classiquement comme s'étant déposés sur une plate-forme à profondeur réduite (inférieure à 200 m). Ils représentent l'équivalent latéral exact des Grès d'Annot, sédimentés, eux, dans un bassin situé au pied d'un talus (D. Stanley).

### **g1B. Conglomérats à *Natica crassatina*. Conglomérats de Clumanc et conglomérats de Saint-Lions et de Barrême (Sannoisien ou Oligocène inférieur marin).**

Dans la partie septentrionale du bassin de Barrême située au Nord de l'Asse de Moriez, c'est sur une série de lentilles conglomératiques que s'achève la série du Nummulitique marin. Ces conglomérats sont contemporains des Grès de Senez, mais ils s'en distinguent fortement par la nature du matériel détritique et la direction des courants d'alimentation.

Les conglomérats de Clumanc (extrême Nord du bassin) forment trois lentilles bien définies sur le rebord ouest du synclinal et venant en relief au milieu des marnes (g1). Ils contiennent des galets de calcaires d'âge crétacé (fréquemment perforés par des lithophages), de quartz filonien, de granite, d'andésite, de serpentinite, de diabase (dont des variolites), de gabbro (parmi lesquels des euphotides typiques), de prasinites, de radiolarites et même de flysch à Helminthoïdes.

Les galets d'origine locale, en majorité dans la lentille inférieure, s'effacent dans les lentilles supérieures en faveur du matériel exotique. Les figures sédimentaires rencontrées dans les conglomérats et les grès qui leurs sont associés (*flute casts*, *crescent casts*, chenaux) montrent des directions de paléocourants orientés en gros de l'Est vers l'Ouest ou du Sud-Est vers le Nord-Ouest (J. Bodelle).

Les mêmes conglomérats de Clumanc affleurent aussi sur le flanc est du synclinal de Barrême (colline de Château de Clumanc), où ils paraissent reposer en discordance sur les marnes et les grès sous-jacents, cette discordance enregistrant une première étape dans les déformations du bassin qui ont précédé son émergence définitive. La réalité de cette discordance a cependant été discutée : elle pourrait résulter d'une apparence due à un ravinement particulièrement profond.

Plus au Sud les conglomérats à galets de roches vertes du flanc est du synclinal de Barrême affleurent encore aux Gravières (2 km au N.NW de Saint-Lions) où elles dessinent une structure synclinale discordante, semble-t-il, sur les marnes sous-jacentes.

A partir de Saint-Lions et plus au Sud, au ravin de la Forêt puis au château de Barrême, des conglomérats en position stratigraphique homologue, dits à *Natica crassatina* depuis J. Boussac, ne forment plus qu'une seule bande, épaisse d'une dizaine de mètres qui disparaît au Sud de Barrême où elle est relayée par les Grès de Senez. La nature des galets compris dans ces conglomérats et notamment la richesse en éléments d'origine ophiolitique sont compa-

rables à ce qui a été observé dans la lentille des conglomérats de Clumanc la plus élevée. Des figures de ravinements sous ces conglomérats sont particulièrement nettes à Saint-Lions.

Le biostrome à Polypiers qui repose sur le sommet des conglomérats de Saint-Lions permet de préciser la datation: il contient *Actinacis* sp., *Stylophora* sp., *Millepora* sp., *Antillia* sp., *Pattalophyllia* sp., avec *Ampullinopsis crassatina* Lmk et des radioles de *Cidaris tramelli* Cotteau (in J. Bodelle).

Les sables et les conglomérats du château de Barrême ont fourni des fossiles étudiés autrefois par J. Boussac, puis récemment par J.-C. Chauveau et M. Lemoine et enfin par J. Bodelle qui donne la liste suivante: *Ampullinopsis crassatina* Lmk., *Ampullina (Cernina) garnieri* Bayan, *Olivella* sp., *Crommium (Amauropsella) scaligera* (Bayan), *Melongena* sp., *Jujubinus (Trochus) subcarinata* (Lmk.), *Diastoma biarritzense* Oppenheim, *Bayania semidecussata* Lmk., *Diastoma costellatum* Brngt., *Athieta* sp., *Cardium (Loxocardium) gr. bezançoni* Coss. et Lambert, *Cardium (Parvicardium) sp.*, *Ostrea* sp., *Glycimeris cf. obliteratus* (Desh.), *Anadara* sp., (déterminations de C. Cavellier).

L'ensemble est compatible avec un âge stampien inférieur et correspond à un milieu très littoral, voire légèrement dessalé.

**g1S. Grès de Senez (Sannoisien marin).** Dans la moitié sud du synclinal de Barrême, au Sud de la vallée de l'Asse de Moriez, le Nummulitique marin s'achève avec une assise de grès, épaisse de moins de 50 m (qui ont servi à la construction des maisons anciennes, de l'évêché et de la cathédrale de Senez). Ces grès, riches en feldspaths, en micas et en glauconie détritiques montrent des stratifications obliques associées à des rides de courant bien visibles au bord de la RN 85.

La base des Grès de Senez au Riou d'Ourgeas a livré à J. Bodelle, avec des Polypiers, des Algues, des Huîtres, des Panopées, des Pectens, des amas ligniteux perforés par des Tarets, des Nummulites (formes intermédiaires entre *N. vascus* et *N. incrassatus*) considérées comme étant d'âge oligocène inférieur (Blondeau).

M. Lemoine a pu saisir par ailleurs le passage entre les conglomérats à *Natica crassatina* et les Grès de Senez dans un affleurement aujourd'hui disparu et situé près de Barrême (Pré des Aubres), ce qui rend homogène la datation de ces deux formations.

L'entaille à travers les Grès de Senez fournie par le Riou d'Ourgeas (rive gauche de l'Asse de Blieux) montre le passage progressif des grès vers le haut à un calcaire gréseux et conglomératique lacustre qui définit la base de la Molasse rouge (J. Bodelle). Par contre, l'entaille du ravin du Gipas (rive droite de l'Asse, flanc ouest de l'anticlinal de Malvoisin), montre au-dessus de deux ou trois niveaux de marnes sableuses, un banc conglomératique à galets perforés par des lithophages et restés en place, suggérant à cet endroit l'appartenance de l'ensemble sous-jacent au cycle de Nummulitique marin (M. Lemoine).

Enfin, l'extrême variabilité latérale interne aux Grès de Senez doit être soulignée; il s'agissait de corps sableux orientés E-W à SE-NW qui se déplaçaient progressivement vers le Nord au cours du comblement du bassin (J. Bodelle).

**g2R, g2S. Molasse rouge et Série saumon.** Des conglomérats, des grès, des marnes d'origine fluviale, très vivement colorés dans les teintes brique, lie-devin, noir, ocre-jaune et blanc, séparent la Série lacustre grise de la série du Nummulitique marin. Ces molasses continentales constituent un tout dans lequel on a distingué deux faciès sans valeur stratigraphique, dont l'un en position plutôt basse, la Molasse rouge au sens strict.

g2R. **Molasse rouge : conglomérats fluviatiles et marnes rouges (Stampion supérieur probable).** La Molasse rouge représente la série continentale conglomératique grossière qui suit la régression marine du Sannoisien. Son épaisseur atteint 100 à 150 m au maximum. Le mode de sédimentation résulte de l'imbrication de séquences fluviatiles typiques, comportant, en bas, de puissantes lentilles de conglomérats, limitées à la base par des surfaces de ravinement, avec des galets décimétriques de calcaires, dont certains perforés et remaniés du Nummulitique sous-jacent; au-dessus, viennent des microconglomérats de graviers calcaires, puis des marnes rutilantes, encore intercalées de microcônglomérats et de conglomérats et contenant de très rares *Hélix*. Au sommet, on rencontre par endroits des cordons de miches calcaires sous des marnes noires, présentant des horizons d'accumulation calcaire dans des paléosols. Par endroits, de minces lentilles de calcaires lacustres concrétionnés terminent la séquence.

A la différence de la Série grise et surtout des Grès verts sus-jacents, l'alimentation en produits détritiques est d'origine proche : le matériel d'origine ophiolitique est l'exception et provient très probablement du remaniement des conglomérats sannoisiens sous-jacents ; le quartz n'est pas présent en quantité dominante. On trouve surtout des galets ou des graviers de calcaires mésozoïques (pouvant atteindre 0,5 m dans leur plus grande dimension) d'une part et de l'autre, un stock argileux composite (mélange d'illite, de kaolinite, de smectites et d'interstratifiés en proportions variées) fortement teinté par de l'oxyde de fer, associé à des concrétions calcaires d'origine pédologique en place ou remaniées. La sédimentation était donc nourrie par des torrents ou des cours d'eau, érodant les assises calcaires mésozoïques (crétacées surtout) alors en relief mais surtout les poudingues d'Argens fournissant des galets tout préparés (Y. Gubler), et aussi les produits de l'altération pédologique ayant eu le loisir de se différencier et d'évoluer dans les interfluves sous un climat méditerranéen relativement sec, tel qu'il peut en exister dans les plaines de basse altitude, en Afrique du Nord par exemple.

La limite inférieure de la Molasse rouge est une surface d'érosion et de discordance qui amène celle-ci à reposer aussi bien sur les poudingues d'Argens que sur les grès, les conglomérats, les marnes du Sannoisien marin. On a pu constater aussi que la bordure orientale du bassin avait été le siège de déformations contemporaines de la sédimentation : c'est ce que montre clairement l'existence de discordances internes à la Molasse rouge, aux Blachettes (Nord de la RN 207 Barrême-Moriez) et surtout sur le dos de l'anticlinal de Malvoisin (1 km au Nord-Est de Senez; cf. A.F. de Lapparent, J.-C. Chauveau et M. Lemoine).

g2S. **Série saumon : marnes, grès et conglomérats fluviatiles.** La Série saumon se rencontre plutôt au centre du bassin; elle atteint une soixantaine de mètres vers la gare de Barrême, au Quai-Ravin de la Forêt (2 km E.NE de Barrême) et au Coulet Rouge (1 km au Sud de Saint-Lions). La distinction d'avec la Molasse rouge à laquelle elle est superposée est particulièrement nette au Coulet Rouge : les couleurs sont lie-de-vin, le noir, le blanc; les marnes et les grès l'emportent très largement sur les conglomérats; les traces de paléosols se multiplient (probablement palustres, avec développement d'horizons à miches calcaires). Le nombre des horizons noirs riches en matière organique, en moules internes d'*Hélix*, en débris végétaux, avec un peu de gypse dispersé, semble indiquer un milieu calme, peu soumis aux influences des courants, où les remaniements ont lieu sans transport brutal.

La coupe du Quai-Ravin de la Forêt, si elle montre quelques intercalations de cordons conglomératiques et des dépôts de granulométrie moins fine, manifeste les mêmes caractéristiques; elle permet de voir également le passage progressif vers la sédimentation lacustre typique de la Série grise.

Vers le Sud (Sud du sommet de Lieye, ravin du Gipas) et l'Est du bassin (partie haute du Coulet Rouge, les Bachettes), la Série saumon se charge de plus en plus en matériel conglomératique et ne peut plus être distinguée de la Molasse rouge.

**g3G. Série grise : couches lacustres à Vertébrés (Oligocène supérieur).** Dans la Série grise, les faciès principaux sont variés: *conglomérats* (présents dans la partie sud du bassin surtout, vers la Rouvière), *grès calcaires* avec rides de courant et traces de bioturbation (matériel détritique: quartz, micas, feldspaths, glauconie, épidote, calcaires mésozoïques mais pas de matériel d'origine ophiolitique), *marnes et argilites* sableuses et micacées, de teinte grise dominante, mais aussi gris-vert, blanche, beige (association d'illite, de kaolinite et de smectites), *marnes ligniteuses* parfois gypseuses, à débris de Mollusques, de Végétaux et, plus rarement, de Vertébrés, *calcaires fétides* à Mollusques et à concrétions algaires.

La Série grise passe latéralement et vers le haut aux Grès verts, sauf dans la région des Blachettes (Nord de la RN 207 de Barrême à Moriez en face de la ferme de la Tuilière) où elle en est séparée par une surface d'érosion et de discordance ayant entaillé un système de petits plis synsédimentaires (fig. 8).

La limite inférieure, avec la Série saumon sous-jacente, correspond à la substitution progressive du régime fluvial au milieu lacustre; ailleurs, la Série grise repose, suivant les points, sur les conglomérats fluviaux de la Molasse rouge (les Blachettes, Malvoisin) ou directement sur les calcaires nummulitiques (les Traverses) ou sur les Poudingues d'Argens (flanc nord du bois de Lieye), ceci par l'intermédiaire d'une surface d'érosion et de discordance.

De ces dispositions, il résulte que l'épaisseur de la Série grise est très variable: 10 m aux Blachettes, 15 m au ravin du Gipas (Nord-Est de Senez), 100 m à la Rouvière (1,5 km au S.W du sommet de Lieye), 150 m à 180 m entre la ferme de Lieye et la Tuilière.

Des flores et des faunes de l'Oligocène supérieur ont été trouvées en divers points, au-dessus de la ferme de la Tuilière (feuille IGN à 1/25 000 Digne n° 8, x = 926,46; y = 191,06), au bord de la RN 207 de Barrême à Moriez sous les Blachettes (x = 926,7; y = 191,7) à la Rouvière (x = 926,12; y = 188,96).

Les pollenospores (*Aglaoreidia cyclops* Erdtman 1960, *Corsini pollenites oculis-noctis* Thiegart 1940, *Boehlensipollis hohli* Krutsch 1962) indiquent un âge plus récent que le Stampien inférieur; la composition floristique, plutôt caractéristique d'un âge oligocène moyen (J.-J. Châteauneuf), est compatible cependant avec un âge oligocène supérieur, indiqué par les Charophytes (*Rhabdochara praelangeri* Castel, *Sphaerochara cf. hirmeni* (Rasky); détermination M. Feist-Castel), les Ostracodes (notamment *Cytheridea hagenowi* (Reuss 1856), déterminé par G. Carbonnel), les Mollusques (*Tympanotomus margaritaceus monoliformis* (Grateloup), déterminé à la Rouvière par G. Truc) et les Vertébrés déterminés par M. Vianey-Liaud: *Cricetidae*: *Heterocricetodon* sp., *Melissiodon* aff. *quercyi* Schaub, *Eucricetodon* gr. *quercycollatum* (la Rouvière, la Tuilière, les Blachettes); *Eomyidae*: *Pseudotheridomys* aff. *pusillus* Falbusch (la Tuilière, la Rouvière), *Eomys* aff. *zitteli* Schlosser (la Tuilière, les Blachettes); *Theridomyidae*: *Archaeomys* aff. *laurillardi* Gervais (la Tuilière); *Scluridae*: *Heteroxerus* aff. *lavocati* Hugueney (la Tuilière); *Castoridae*: *Steneofiber* aff. *eseriantiquus* Lavocat (la Tuilière); *Cainotheriidae*: *Caenomeryx* sp. (la Tuilière).

Les conditions du dépôt peuvent être précisées de diverses façons: la distribution des faciès montre que des apports détritiques grossiers sont venus du secteur sud-est, au Sud des bois de Lieye (du Gipas à la Rouvière) et aux Blachettes; la partie située entre la RN 207 et les bois de Lieye était située au bord



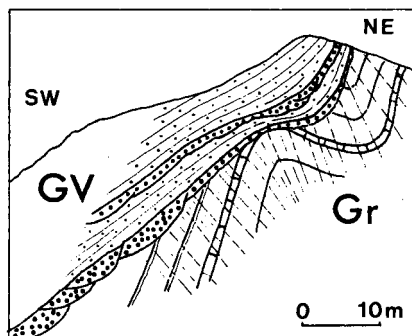


Fig. 8c

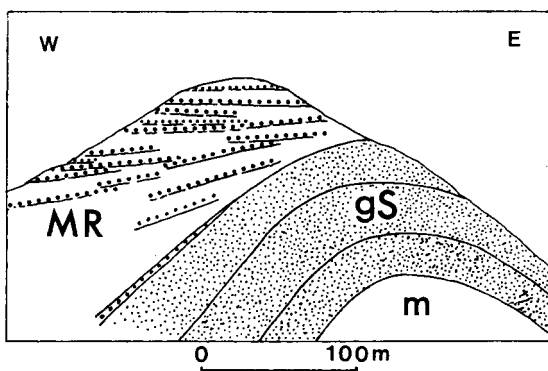


Fig. 8b

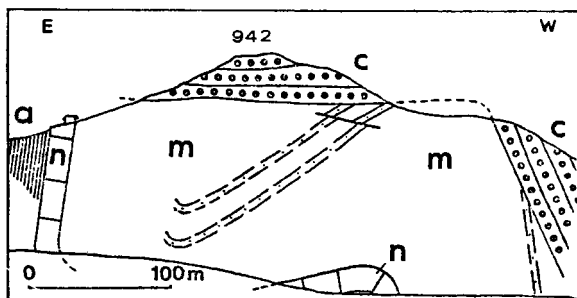


Fig. 8a

Fig. 8a - Coupe du château de Clumanc ; a, marnes albiennes ; n, calcaire nummulitique de base ; m, marnes nummulitiques ; c, conglomérats de Clumanc

Fig. 8b - Coupe de l'anticlinal de Malvoisain ; gS, grès de Senz ; MR, Molasse rouge ; m, marnes nummulitiques

Fig. 8c - Coupe des petits plis aux Blachettes ; Gr, Série grise ; GV, Grès verts

du bassin mais recevait des sédiments fins dans un milieu calme, dont une abondance de débris végétaux tandis que les faciès de centre de bassin se placent plutôt vers la limite ouest d'affleurement actuel (le Quai, l'Esterpau).

La liste des pollens et les spores recueillis montre l'existence d'un mélange de deux types de végétation : l'une, liée à des bordures de lacs (Pteridophytes), correspondant à un climat subtropical à tempéré assez sec (Oléacées, *Sequoia*, *Carya*) et l'autre à un climat montagnard (Conifères) correspondant à des stations élevées à climat plus froid (J.-J. Châteauneuf).

Les Mollusques terrestres (*Helix*) et d'eau douce (*Limnaea*, *Unio*), ainsi que le microplancton montrent que la sédimentation s'est faite en milieu lacustre. Cependant, des intercalations saumâtres caractérisées par la présence de gypse dans certains horizons ligniteux, celle d'Ostracodes et de formes celluloseuses spécifiques (*Ovoidites*) montrent que la salinité du milieu a pu être élevée à certaines périodes. L'existence de bancs contenant une faune de Mollusques dite «saumâtre» (*Nystia*, *Hydrobia*, *Potamides*) avait d'ailleurs été signalée déjà par Ch. Depéret (1895). Il est probable que la salure a pour origine le lessivage des évaporites triasiques voisines, étant donné l'absence de tout dépôt marin d'âge oligocène supérieur dans cette partie de la chaîne alpine.

**g3V. Grès verts, à serpentine détritique (Oligocène supérieur).** Il s'agit de l'imbrication de lentilles de grès grossiers mal consolidés, séparés par endroits de minces passées marno-sableuses. L'épaisseur maximum entre les terrasses alluviales de l'Asse de Moriez à l'Est de Barrême (Gambi, l'Esterpau) et la Série lacustre grise sous-jacente (**g3G**) atteint 80 m ; mais au Sud du sommet de Lieve (coupe de la Rouvière), un passage latéral progressif s'observe entre les deux séries avec l'intercalation et l'effilement des bancs de Grès verts dans les marnes et les calcaires de la Série grise.

La datation de l'Oligocène supérieur est fournie par la faunule de Vertébrés du ravin du Gipas, recueillie au sommet des Grès verts (feuille IGN à 1/25 000, Digne n° 8, x =926,8 ; y =189,2), avec des dents de *Theridomyidae* et de *Cricetidae* (*Eucricetodon* sp.) (dét. M. Vianey-Liaud), ainsi que par des gyrogonites de Charophytes : *Tectochara meriani* (Herr) L. et N. Grambast, *Rhabdochara praelangeri* Castel, *Stephanochara* sp. (dét. M. Feist-Castel).

La couleur caractéristique des Grès verts est due à l'abondance de grains de serpentine, d'orthopyroxènes, de radiolarites et de diabases détritiques (avec lawsonite, pumpellyite, grenats et glaucophane) qui permet la distinction d'avec les grès de la Série grise, contenant uniquement les ubiquistes: quartz, feldspaths, micas et épidote détritiques.

Une image du milieu de dépôt correspondant est fournie d'une part grâce à l'existence de plusieurs niveaux de paléosols rouges avec poupées calcaires et de l'autre par la forme des lentilles sableuses marquées à leur base par des cordons de galets (*channel-lag deposits*) et par des surfaces de ravinement dessinant des chenaux.

Les galets proviennent surtout des calcaires d'âge crétacé ; mais ils peuvent avoir été remaniés à partir des molasses fluviales sous-jacentes.

La variation des dimensions des corps sableux, la décroissance de la taille des grains, l'amenuisement de la dimension ou même la disparition des galets à la base de chenaux dans le même sens, l'orientation des chenaux, suggère une direction d'alimentation issue du secteur nord-est pour le matériel détritique constituant les Grès verts.

### Tertiaire du Bassin de Digne-Valensole et du sillon de Majastres

Les formations tertiaires du bassin de Digne-Valensole occupent la partie ouest du territoire de la feuille Digne. Elles sont représentées essentiellement par une série miocène marine ou continentale et par les conglomérats de Valensole continentaux, d'âge mio-pliocène.

Les conglomérats de Valensole, très puissants, dessinent un système de plis généralement amples; la partie supérieure de la série miocène apparaît ainsi au cœur des anticlinaux de Mallemoisson, de Gaubert, de Préfaissal et de Lambruissier. L'ensemble de la série miocène apparaît en enveloppe de l'anticlinal à cœur mésozoïque de Châteauredon-Beynes. La partie inférieure de la série est conservée en position synclinale dans la bande de Majastres-Saint-Pierre.

Enfin des dépôts continentaux d'extension réduite, situés plus bas dans la série, ont été rapportés à l'Oligocène et au Lutétien : ils sont représentés dans les environs de Beynes et de Trévans.

**e5. Marnes et calcaires à *Planorbis pseudoammonius* (« Lutétien » lacustre).** Un chapelet d'affleurements discontinus, s'échelonnant de Beynes à Trévans, correspond aux marnes et aux calcaires lacustres qui marquent le début de la série tertiaire dans la partie sud-ouest de la feuille. Il s'agit d'une série assez mince (5 à 30 m), reposant en discordance sur le Crétacé supérieur et débutant soit par une croûte à *Microcodium* (Beynes) soit par des croûtes siliceuses et ferrugineuses (origine pédologique probable). Au-dessus, viennent des micro-brèches, des calcaires lacustres blancs à Charophytes, des marnes blanches, rouges et vertes, rapportés classiquement au Lutétien continental grâce aux Gastéropodes fournis par les niveaux typiquement lacustres (*Planorbis pseudoammonius*, Schloth. *in de Lapparent*).

Ces calcaires «lutétiens» sont représentés en abondance dans les galets des conglomérats miocènes de Châteauredon et de Majastres, ce qui laisse supposer une large extension avant les érosions de l'Oligocène et du Miocène dans le domaine couvert par le Sud-Est de la feuille.

**g. Conglomérats, marnes et sables jaunâtres de Beynes (Oligocène indifférencié).** Une formation détritique, d'origine fluviatile ou torrentielle, remplit le demi-graben situé à l'Est de Beynes, sur 300 m d'épaisseur à son maximum. Elle est limitée vers le Nord par la faille de Beynes-Saint-Pierre, qui a dû jouer pendant le dépôt puisqu'elle est scellée par les couches miocènes. De petits affleurements se retrouvent plus au Sud, isolés au milieu des éboulis de la montagne de Beynes.

Les faciès sont très variables d'un point à l'autre : conglomérats grossiers à blocs de calcaires remaniés du Crétacé supérieur marin ou de l'Eocène lacustre, marnes sableuses jaunâtres avec intercalations gypseuses locales n'ayant fourni que des fossiles remaniés à partir du Crétacé supérieur.

L'âge oligocène ne peut être précisé que par encadrement entre l'Eocène continental et le Miocène.

**m 1. Marnes rutilantes et conglomérats fluviatiles à *Microcodium* (Burdigalien).**

La série miocène de Châteauredon débute par des brèches ou des conglomérats, alternant avec des marnes rutilantes. Ces niveaux comportent des colonies de *Microcodium in situ* particulièrement bien représentées près de Beynes ainsi que dans quelques affleurements isolés dans la région de Trévans.

Au-dessus et en continuité, vient une succession de séquences fluviatiles typiques, comportant des lentilles conglomératiques riches en concrétions d'ori-

gine algair (Rivulariacées) qui correspondent à des remplissages de chenaux (sens des courants: du Sud-Est vers le Nord-Ouest), puis des grès fins et des marnes rutilantes, enfin, au sommet, des concrétions calcaires d'origine pédogénétique, parfois associées au développement de *Microcodium* (au Sud de Beynes). Des successions comparables se développent dans le sillon de Majastres-Saint-Pierre.

La découverte de dents de Micromammifères dans une passée marneuse continentale située en rive gauche du ravin de Font d'Eygout (x = 911,3; y = 3196,8) a permis de caractériser le Burdigalien (zone de Laugnac) avec *Rittenaria manca* et *Peridyromys occitanus* (détermination P. Mein).

D'importantes variations d'épaisseur et des discordances internes affectent cet ensemble, en particulier au Sud de Beynes, et marquent le caractère synsédimentaire des déformations miocènes.

Plus au Sud, la même série a livré dans le sillon de Majastres plusieurs gisements de Micromammifères du Burdigalien (feuille Moustiers-Sainte-Marie).

**m1M. Marnes et grès marins.** Des marnes et grès à Lamellibranches (Huîtres, Pectens, etc.) et des conglomérats à galets d'origine locale (subalpine) ou lointaine (radiolarites, roches vertes) correspondant à d'anciens cordons littoraux ou à des dépôts de plages, sont interstratifiés dans la série fluviatile. Ces intercalations marines, puissantes au Nord (les Courtiers), s'amincissent vers le Sud et disparaissent au niveau de Beynes.

Le niveau marin inférieur situé au Sud-Est des Courtiers, a livré une faune d'Ostracodes caractéristiques du Burdigalien (biozone A, référence Miocène de la vallée du Rhône), comportant: *Leguminocythereis elongata restitutensis*, *Aurila cicatricosa lauzea*, *Hemicythere notata costulata* (détermination G. Carbonnel).

L'épaisseur de l'ensemble des formations burdigaliennes atteint 340 m au Nord de Châteauredon.

Une passée marine sableuse existe également dans la série miocène du sillon de Majastres; elle est visible au Nord-Est de la ferme de Soleil-Bœuf, à la limite sud de la carte ; on y a trouvé des Gastéropodes (*Potamides papaveraceus*, *Pirenella guebhardi*, *Tympanotomus margaritaceus*) dont l'association caractérise également le Burdigalien (détermination G. Truc).

**m2. Marnes, calcaires et conglomérats blancs et gris (Helvétien).** Des marnes continentales blanches et grises, des calcaires lacustres, affleurent sur la périphérie du «dôme» de Châteauredon; leur base a été datée de l'Helvétien (zone de la Romieu) par des Micromammifères *Megacricetodon collongensis*. Les calcaires lacustres comportent de nombreux Gastéropodes continentaux de l'Helvétien, mais n'atteignant probablement pas le Tortonien, d'après G. Truc (*Tudorella draparnaudi*, *Megalotachea turonensis*, *Planorbarius mantelli*).

**m2M. Marnes et grès marins (Helvétien).** Les influences marines se sont faites sentir plusieurs fois dans les formations continentales helvétiques, soit par des accumulations lenticulaires d'Huîtres en lentilles (*Ostreà crassissima* Lmk) soit par des intercalations de grès dessinant des barres en relief. Les plus importantes de ces intercalations ont pu être distinguées sur la carte; l'une des barres, qui supporte le village de Châteauredon, est continue sur tout le pourtour du «dôme»; elle contient de nombreux fossiles marins: Lamellibranches, Gastéropodes, Crustacés et montre des figures sédimentaires caractéristiques d'un environnement de type plage.

**m2-3M. Grès et marnes sableuses de Gaubert et de Préfaissal (Miocène)**

**supérieur).** Les cœurs des anticlinaux de Préfaissal, de Gaubert et de Mirabeau-Mallemoison montrent une succession monotone de grès et de marnes sableuses, grises, jaunâtres ou bleutées. De gros bancs de grès forment une cuesta bien marquée sur le pourtour de l'anticlinal de Gaubert qui porte le village de ce nom. Les fossiles sont rares (Lamellibranches, Bryozoaires, Crustacés Décapodes), hors de quelques gisements, dont celui signalé par A.-F. de Lapparent sur le chemin des Mollières ( *Cardita*, *Venus*, *Dosinia*, *Tellina*, *Arcea*, *Trigonia*, *Tapes*, *Macra*, *Tracia*, *Turritella*). Les terriers de fousseurs sont abondants. Des Gastéropodes continentaux apparaissent dans les derniers bancs (*Paleoglandina*, *Megalotachea*, *Leucochroopsis*, du Miocène supérieur).

**m2-3. Marnes et gras jaunes stériles continentaux.** Cet ensemble de transition épais de plusieurs centaines de mètres se superpose par récurrence aux formations marines miocènes et marque le début des épandages continentaux de la paléo-Asse et de la paléo-Durance. Les récurrences de la base, bien exposées par exemple au Nord de Préfaissal, traduisent le recul rapide des incursions marines (marquées en particulier par l'activité intense des fousseurs) devant les épandages détritiques fluviales (stratifications obliques et entrecroisées plurimétriques) dans un environnement de type deltaïque.

**m-p. Conglomérats de Valensole (Miocène supérieur-Pliocène terminal).** Les formations continentales connues depuis l'époque d'Elie de Beaumont sous le nom de Conglomérats de Valensole n'ont pas encore livré de fossiles sur le territoire de la feuille Digne. Les Conglomérats de Valensole ont été récemment datés à leur sommet du Pliocène terminal grâce à une faune de Mammifères et de Micromammifères découverte non loin au Sud sur le territoire de la feuille Moustiers-Sainte-Marie (gisement de Puimoisson). La base est en continuité avec la molasse marine miocène datée. Ces conglomérats présentent à l'échelle du bassin d'importantes variations de faciès, verticales et latérales. Dans le cadre de la feuille Digne quatre ensembles ont été distingués :

**C. Affleurements isolés de conglomérats** reposant en discordance sur différents termes du Mésozoïque ou du Tertiaire: les Fontaines (Sud de Digne), les Eiguesses (Nord de Chabrières), Est de Trévans enfin. Ces conglomérats fortement hétérométriques comportent à la fois de gros blocs d'origine proche (calcaires du Lias ou du Portlandien) et des galets plus petits, arrondis, de provenance lointaine (grès d'Annot ou flysch à Helminthoïdes) dont le remaniement à partir de formations antérieures ne peut toutefois pas être exclu. Ces conglomérats pourraient représenter des témoins d'un stade ultime de remplissage du bassin de Digne-Valensole.

**Marnes et conglomérats à éléments d'origine exclusivement subalpine.** Cet ensemble, épais de plusieurs centaines de mètres, constitue sur le territoire de la feuille Digne la partie supérieure de la formation des conglomérats de Valensole. Il correspond à des dépôts de plaine alluviale en cours de surrection à la marge orientale du bassin. Les faciès évoluent depuis des brèches grossières à l'Est jusqu'à des poudingues à galets arrondis à l'Ouest, alternant avec des marnes de couleur généralement rougeâtre.

**Conglomérats, marnes et grès.** Cet ensemble épais de plusieurs centaines de mètres est caractérisé par le mélange d'un matériel détritique d'origine lointaine: radiolarites, roches vertes, flysch à Helminthoïdes, roches éruptives (granité, rhyolites, andésites) et roches métamorphiques. Les faciès organisés en séquence plurimétriques caractéristiques (conglomérats, grès, marnes, éventuellement paléosol au sommet) sont typiquement fluviales et correspondent à

des dépôts dans une vaste plaine alluviale occupant toute l'aire du bassin de Digne-Valensole et débordant peu sur ses marges actuelles (déformations syn-sédimentaires). Le matériel détritique est distribué, sur l'étendue de la feuille Digne, par deux cours d'eau principaux: une paléo-Durance venant du Nord dont les dépôts marqués par les paléocourants du Nord au Sud sont observables à la marge ouest de la feuille; une paléo-Asse venant de l'Est dont les bras divagent à partir de la région de Trévans-Beynes et se raccordent vers l'Ouest au réseau paléodurancien. Les apports de cette paléo-Asse, marqués par une abondance relative de flysch à Helminthoïdes, de rhyolites, d'andésites, semblent exclure le remaniement à partir de formations antérieures oligocènes ou miocènes.

A l'Est de la route Châteauredon-Digne, ces dépôts sont par contre mélangés à des apports locaux d'origine exclusivement subalpine, venant du Nord-Est. Toutefois en raison des complications structurales dans ce secteur l'ensemble a été représenté avec le même figuré.

**Marnes dominantes.** Ce faciès est représenté à l'Est de Champtercier. Il marque un domaine à l'abri des épandages détritiques grossiers localisés dans les bras principaux de la paléo-Asse et de la paléo-Durance. Les conglomérats y sont pratiquement absents. Ce faciès se poursuit au Nord de la feuille en bordure du drainage paléodurancien (feuille la Javie). Le passage latéral à l'ensemble conglomérats, marnes et grès est rapide.

### QUATERNAIRE ET FORMATIONS RÉCENTES

**C. Colluvions.** Dépôts superficiels d'érosion et altération, associant parfois des alluvions antérieures, des éboulis ou des produits de solifluxion et accumulés sans transport lointain sur les versants.

Exe, Eyc. **Éboulis anciens d'origine cryoclastique.** Des éboulis ou des faux éboulis, formés de petits blocs généralement bien calibrés, drapent le pied des falaises calcaires, notamment celles du Lias (pied du sommet de Cousson), du Portlandien (Barre des Dourbes, synclinal de la Sapée, montagne de Beynes, etc.) et du Sénonien (extérieur du synclinal du Clap, du synclinal de Dourouilles, falaises dominant Lambruisse, Hyèges, Moriez). Ces dépôts accumulés au pied des versants au cours des périodes froides du Quaternaire, sont maintenant stabilisés, par endroits, grâce à une cimentation en brèche imparfaite ou bien dispersée. Ils sont disposés le long de surfaces emboîtées, concaves vers le haut, à pente forte vers l'amont et s'adouissant régulièrement vers l'aval.

La disposition originelle a été fréquemment perturbée lors des reprises d'érosions longitudinales ultérieures, conduisant à l'approfondissement des vallées: les masses de cailloutis cryoclastiques, surtout lorsqu'elles sont superposées à des marnes, ont donné lieu à des glissements et à des tassements en haut de pente, dégageant des arrachements susceptibles d'alimenter des éboulis (entre Clumanc et Saint-Lions notamment). Vers le bas des pentes au contraire, des phénomènes comparables ont conduit à des coulées de solifluxion parfois longues de plusieurs centaines de mètres.

Des éboulis cryoclastiques, tel le Plan Long au pied sud du sommet de Cousson, ont été notés **Exc** ; ils sont fortement bréchifiés et sont certainement relativement anciens dans le Quaternaire. Ils se relient probablement à des formations comparables qui ont été signalées au Sud dans le cadre de la feuille Moustiers-Sainte-Marie (plaine de Barines, ferme de Nérines) au front du chevauchement du domaine sub-alpin sur les conglomérats de Valensole.

Ey. **Eboulis anciens.** Les éboulis et les formations de pente anciens peuvent être

distingués de dépôts analogues, mais plus récents, des éboulis vifs notamment, grâce à la végétation qui le recouvre. Certaines masses d'éboulis anciens sont limitées supérieurement par des surfaces régulières, recoupées par le réseau hydrographique actuel, surtout sur les flancs de la vallée de l'Asse.

Il est probable que les formations notées **Ey** doivent plus ou moins leur existence à la fracturation des roches-mères par gélivation lors de périodes froides du Quaternaire et leur répartition actuelle à des phénomènes de glissement en masse sur les pentes.

**E. Eboulis actifs ou entretenus.** Les éboulis vifs sont localisés en quelques points sous la crête des Dourbes et sous les falaises de calcaires sénoniens. Leur faible volume contraste avec la masse des éboulis maintenant fixés et produits lors d'une période antérieure de climat différent.

**ER. Eboulis grossiers, écroulements, chaos rocheux.** Des écroulements de pans de falaises, sous la Barre des Dourbes ou sous la Parrioune, ont conduit à de tels chaos.

**EBr. Broches de pente.** Des éboulis de différentes origines sont localement cimentés par des circulations d'eau qui ont déposé leur calcite à des époques qu'il n'est guère possible de préciser.

**Jz, Jy. Cônes torrentiels actifs ou anciens.** Il faut remarquer que dans les vallées de l'Asse et de la Bléone, la plupart des cônes de déjection sont en voie de fixation, notamment par des travaux de canalisation artificielle et par les cultures. Il semble qu'il y ait un tarissement des écoulements torrentiels de surface depuis le Quaternaire récent.

**FNx. Terrasse ancienne d'origine fluvio-glaciaire** (vallée de la Bléone). Des terrasses anciennes faites de matériel d'origine fluvio-glaciaire dominant de 100 à 200 m la vallée de la Bléone en rive droite en aval de Digne (Najon, Hautes-Sieyes, les Plaines, les Mollières). Des formations probablement comparables affleurent au sommet de Beaumont (cote 916 m), en rive gauche en amont de Digne sur la vallée du Margaric.

**Fx. Haute terrasse.** Un lambeau de terrasse est perché à plus de 100 m au-dessus des fonds de vallée, entre l'Asse de Blieux et l'Asse de Moriez en amont de Barrême (ferme de l'Arbitelle).

**Fy, Fya, Fyb. Alluvions anciennes.** Des dépôts de terrasse sont développés sur la vallée de l'Asse en amont de Barrême.

Les alluvions notées **Fy** dominent d'une trentaine de mètres le fond de la vallée de l'Asse de Clumanc; elles peuvent être dédoublées en deux niveaux en rive gauche de l'Asse de Moriez juste en amont de Barrême (entre Repentance et la gare de Barrême), notés **Fya** et **Fyb** respectivement, à une dizaine et à une cinquantaine de mètres au-dessus du fond de vallée. Il n'y a pas de formation comparable en aval dans la vallée de l'Asse ni dans celle de la Bléone.

**Fz. Alluvions actuelles ou récentes.** Les dépôts alluviaux sont largement développés dans les vallées principales: Bléone en aval de Digne, Asse en aval de Mézel, Asse de Blieux et Asse de Clumanc en amont de Barrême. Ils portent généralement les cultures.

## DESCRIPTION TECTONIQUE

### VUE D'ENSEMBLE

Il est traditionnel de dire que les chaînes subalpines méridionales, formées essentiellement de marnes et de calcaires du Jura-crétacé plissés, chevauchent le bassin molassique dit de Valensole, à remplissage d'âge mio-pliocène.

Ceci revient à considérer le territoire de la feuille Digne comme partagé en deux domaines: l'un d'eux, qui occupe la partie ouest de la feuille a la valeur d'un *avant-pays* ; il comporte les *Conglomérats de Valensole* et leur substratum tertiaire et mésozoïque, visible jusqu'aux couches triasiques au cœur de l'*anticlinal de Châteauredon*.

L'autre domaine, chevauchant l'avant-pays, est lui-même composite; il est divisé en bandes allongées approximativement N-S par un réseau de décrochements dextres, dont le *décrochement du Poil* qui a un rôle privilégié : il sépare deux secteurs dans lesquels les faciès du Mésozoïque sont différents; l'un deux, situé à l'Ouest a des *affinités provençales* et l'autre, à l'Est, se rattache aux domaines *dauphinois et vocontien*.

Une autre manière de présenter les grandes structures peut consister à accorder davantage d'importance aux faciès et à la valeur des contacts anormaux dans le classement relatif des unités. On distinguera alors:

- *le domaine autochtone*, comportant les conglomérats de Valensole et le «dôme» de Châteauredon, comme déjà dit;
- *un domaine parautochtone*, séparé du précédent par les contacts anormaux qui traversent l'Estoublaise à Trévans et où les faciès ont en commun, avec ceux du domaine autochtone, leurs affinités provençales et leurs intercalations marines d'âge miocène; c'est le synclinal de Majastres et les unités qui le séparent des Conglomérats de Valensole;
- *un domaine franchement allochtone*, où les faciès du Jurassique et du Crétacé sont respectivement dauphinois et vocontiens, où le Nummulitique est marin (Barrême) et qui affrontent les unités plus externes le long du chevauchement de Digne au Nord et du chevauchement de Majastres au Sud.

### AVANT-PAYS

#### **Conglomérats de Valensole**

Autant leur partie supérieure est restée tabulaire et peu déformée plus au Sud, autant, dans la région de Digne, les *Conglomérats de Valensole* sont plissés. La particularité de ces plis est, leur caractère *syndélimentaire* : de ce fait, la surface de base de chaque corps conglomératique exerce une érosion d'autant plus profonde sur ceux qui le précède que le point d'observation est plus proche de la charnière anticlinale. On aboutit ainsi à des structures très lourdes, telles que les courbures, accentuées dans le bas des structures, tendent à s'amortir progressivement de bas en haut.

Parmi ces plis, cinq d'entre eux (Gaubert, Châteauredon, Lambruissier, Sargant, Mirabeau, qui se prolonge, lui, sur le territoire de la feuille Forcalquier où il a été foré jusqu'au Jurassique moyen) sont orientés NW-SE à W.NW-E.SE, donnant une image qui n'est pas incompatible avec un *système de plis en échelons engendrés par des décrochements dextres de direction N-S*. La torsion vers le Nord de l'extrémité nord de l'anticlinal de Sargant donne la même indication.



Dans cette hypothèse, l'anticlinal de Piéfaissal, dont l'axe est approximativement N-S, pourrait être superposé à une ligne de décrochements dans le socle, avec une remontée du panneau est, attestée par la dissymétrie de l'anticlinal.

### **Substratum des Conglomérats de Valensole : le dôme de Châteauredon**

Le « dôme » de Châteauredon est connu depuis longtemps comme tel dans la bibliographie classique relative à la région de Digne. L'analyse géométrique de cette structure montre qu'il s'agit d'un simple pli cylindrique, d'axe NW-SE, plongeant de 45 ° vers le Nord-Ouest, l'allure en dôme étant due à l'intersection des couches avec la topographie; on peut supposer que le fort prolongement d'axe est lié à la subsidence du bassin.

L'exemple de l'anticlinal de Châteauredon permet d'illustrer le comportement différentiel des assises aux déformations suivant leur compétence : en effet, les couches marno-calcaires du Crétacé et du Tertiaire situées à l'extérieur du pli dessinent une structure régulière, sans dispersion forte des pendages autour du modèle cylindrique; par contre, les masses calcaires, puissantes et rigides, du Jurassique supérieur au cœur du pli ont été fracturées en plusieurs blocs séparés par des failles ou des flexures et ont subi des mouvements relatifs de rotation, avec une tendance à l'expulsion vers l'extrados du pli (J.-P. Bouchard).

Une faille *syndélimitaire* d'âge tertiaire tronque le pli de Châteauredon vers l'arrière : c'est la *faille de Beynes*; celle-ci a fonctionné en distension au cours du Tertiaire avant le Burdigalien (puisque des conglomérats de cet âge ne sont pas décalés par elle); elle a délimité un petit graben dans lequel des dépôts fluviaux d'âge oligocène ont été accumulés et conservés. Ultérieurement, elle a joué le rôle d'une zone de faiblesse favorisant la déchirure qui a permis la désolidarisation, puis le mouvement relatif de la montagne de Beynes vers le Sud.

#### DOMAINE PARAUTOCHTONE A FACIÈS PROVENÇAL : SYNCLINAL DE MAJASTRES. RÉGION DE TRÉVANS

(Fig. 9 et 10)

Le pli de Châteauredon d'une part, l'ensemble montagne de Beynes-synclinal de Majastres de l'autre, qui comportent des séries stratigraphiques extrêmement comparables, ont très certainement appartenu à une même structure qui a été tronquée dès le début du Tertiaire par la faille de Beynes. Au Nord de cette faille, le pli de Châteauredon est resté solidaire des conglomérats de Valensole ; par contre le *synclinal de Majastres*, délimité au Nord par la même faille, a glissé sur le coussinet de gypse triasique encore visible à l'affleurement sur le pourtour, ceci du Nord vers le Sud, parallèlement aux directions régionales de décrochement, comme le montrent les arguments de la microtectonique (J.-P. Bouchard, M. Ruhland, inédit).

A partir de cette donnée, les structures des écaillés empilées d'Est en Ouest entre le synclinal de Majastres au-dessus et les Conglomérats de Valensole au-dessous peuvent se comprendre assez clairement : il s'agit des trois unités de Marachare, de Côte Chaude et du château de Trévans, constituées surtout d'une assise puissante de calcaires du Jurassique supérieur, décrivant une série d'anticlinaux et de synclinaux. L'ensemble est limité au Nord par les décrochements senestres aboutissant un peu à l'Est de Saint-Jurs (feuille Moustiers), tous deux orientés E.NE-W.SW (N80° E) environ et recoupant les structures comme à l'emporte-pièce. Ces trois unités ont donc été poussées vers l'Ouest, par dessus les Conglomérats de Valensole, en étant guidées par les deux décrochements; la réalité et la direction de mouvement sont attestées par l'existence de plis assy-

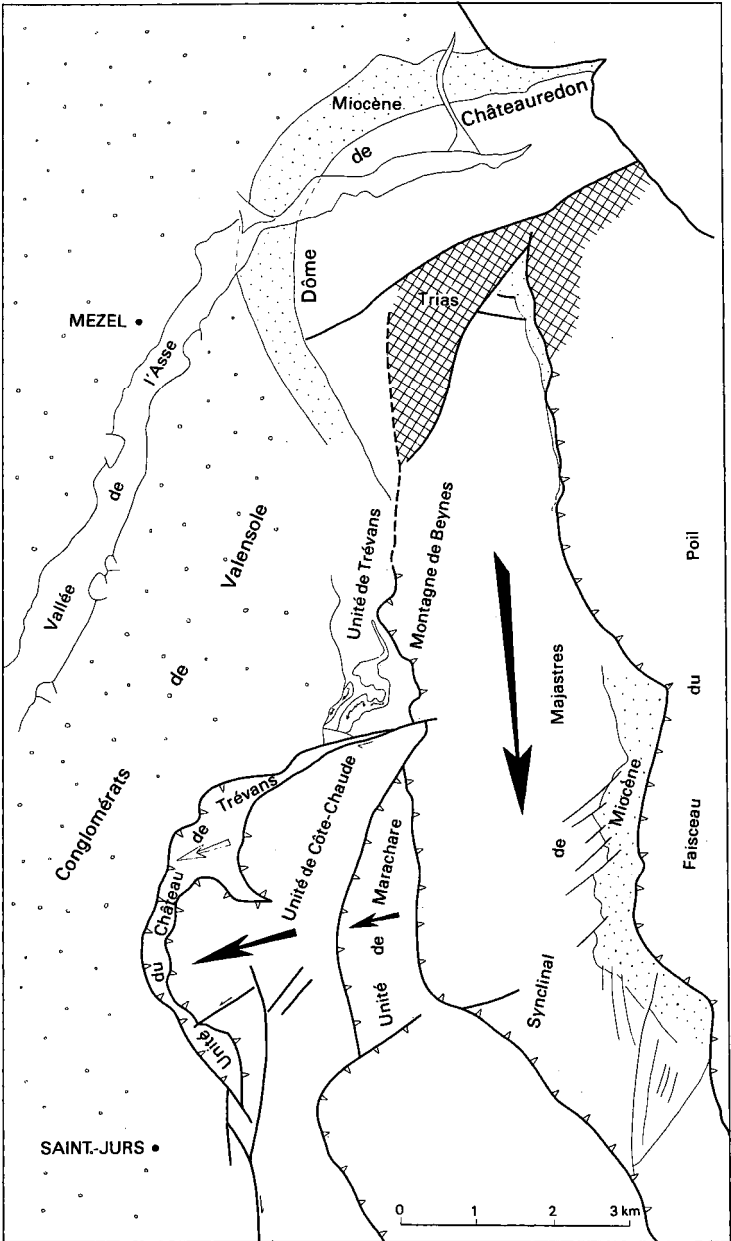



Fig. 9 - Mécanisme des décrochements dans la région de Châteauredon-Trévans

 : plis d'axes verticaux

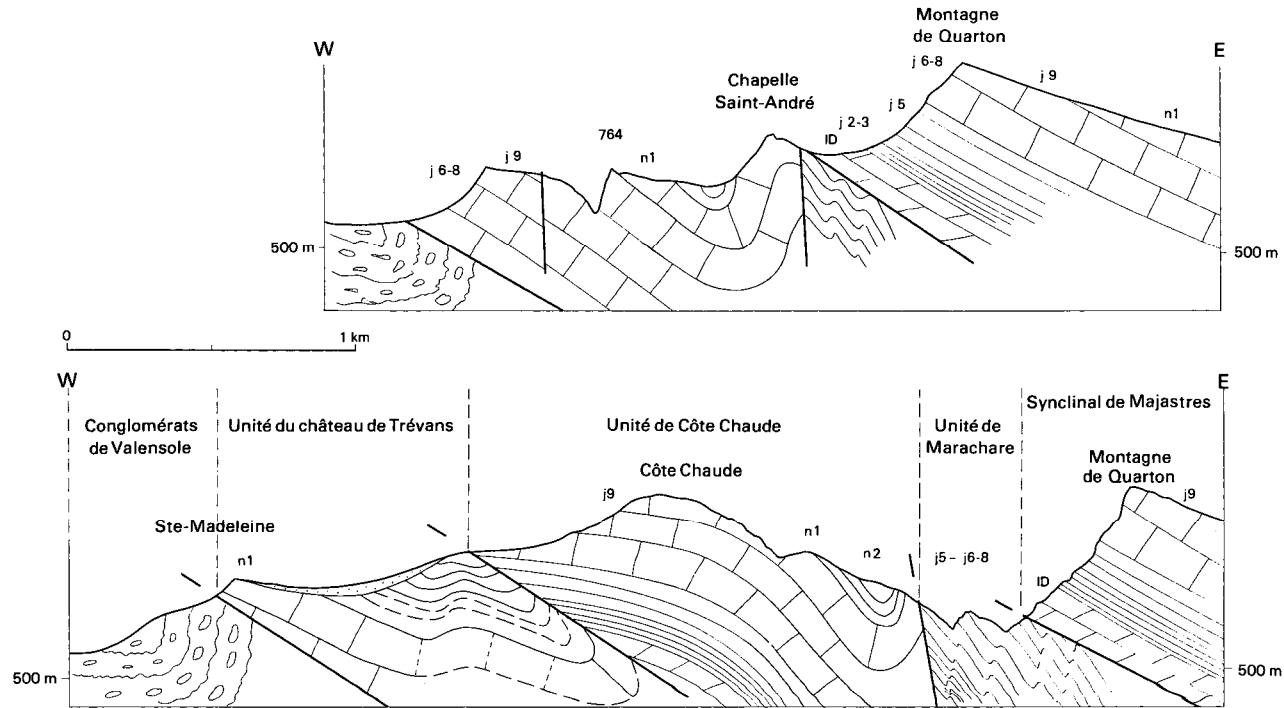


Fig. 10 - Coupes dans le domaine parautochtone au sud de Trévans

métriques d'axe N-S horizontal, visibles dans les Conglomérats de Valensole juste sous le chevauchement, l'un un peu au Nord de Saint-Jurs et l'autre, dans la vallée de l'Estoublaise, au Sud du Pigeonnier.

Ce mouvement de translation vers l'Ouest peut être compris comme un effet d'expulsion exercée par le bloc constitué du synclinal de Majastres et de la montagne de Beynes, lors de son mouvement du Nord vers le Sud, amenant un groupe d'écaillés à passer par dessus le bassin des Conglomérats de Valensole en voie de subsidence. On sait en effet que les couloirs de décrochement décrivent sur leur parcours des élargissements et des rétrécissements; il en résulte, au niveau des rétrécissements, des compressions transmises aux compartiments latéraux sous la forme de contraintes proches d'être (ici E-W) perpendiculaires au mouvement (ici N-S).

Les structures visibles en rive nord de l'Estoublaise dans la région de Trévans peuvent être assez facilement intégrées dans ce schéma : il s'agit là de deux barres calcaires, celles du Barrémien et de l'Eocène; elles décrivent une série de *replis* d'axes *sub-vertical*, équivalents à des *décrochements dextres*, tandis que les marno-calcaires du Valanginien et de l'Albo-Cénomaniens subissent des *froissages* et des *bourrages* permettant les rattrapages nécessaires entre les deux assises encaissantes. L'unité du village de Trévans, qui porte ces structures complexes dans le détail, est en contact anormal avec les Conglomérats de Valensole, le détail des relations mutuelles avec les unités avoisinantes au Nord, à l'Est et à l'Ouest étant dissimulé sous les éboulis.

#### TERRAINS ALLOCHTONES : DOMAINES DAUPHINOIS ET VOCONTIEN

Les chaînes subalpines méridionales ont subi une translation d'ensemble, en gros du Nord vers le Sud, par dessus l'avant-pays provençal ; la feuille Digne est localisée à la fois sur cet avant-pays et sur l'aile occidentale de la masse déplacée, non loin de son front méridional. La limite entre les deux domaines est, au Nord, le chevauchement de Digne, qui s'amortit dans l'anticlinal de Norante, après avoir été relayé vers le Sud par les décrochements du faisceau du Poil. Cette ligne de discontinuité, majeure à l'échelle des chaînes subalpines, partage le territoire de la feuille Digne en deux parties; celle qui s'étend vers l'Est correspond au domaine allochtone.

Les structures y doivent leur complexité à la succession des événements qui ont superposé leurs effets depuis l'émersion datant de la fin du Crétacé, à savoir: *une première période de plissements d'axe E-W anté-priaboniens*, puis *la transgression du Nummulitique*, suivie d'une nouvelle *émersion* et des *plissements synsédimentaires d'âge oligocène*, enfin des *décrochements* et des *chevauchements* se poursuivant probablement jusqu'à la fin du Pliocène.

Malgré ces complications, la nature des terrains et le style des déformations permettent d'y distinguer trois bandes, allongées en gros N-S, parallèlement au synclinal de Barrême. Ce sont, d'Est en Ouest:

- à l'Est, la bande des synclinaux de calcaires sénoniens, dans lesquels les déformations majeures sont les décrochements et les chevauchements;
- le synclinal de Barrême lui-même, où les plissements synsédimentaires d'âge oligocène jouent le rôle important;
- à l'Ouest, la bande des plis anté-nummulitiques, déformée par les décrochements et les chevauchements le long de la surface de contact avec l'autochtone et le parautochtone.

### **Bande orientale : synclinaux de calcaires sénoniens, chevauchements, décrochements et diapir**

Cette bande est à son tour divisée en deux parties par le *décrochement du col du Défend* qui, venu du Nord depuis la région de Baujeu, passe par le col de la Cine (feuille la Javie), disparaît de l'affleurement sous les éboulis de Lambruisse et éclate en de multiples accidents au Nord immédiat de la vallée de l'Asse de Moriez avant de se perdre vers le Sud dans le *diapir de Gévaudan*.

De cette grosse masse gypseuse, trois contacts anormaux se détachent, vers le Sud : le *chevauchement de Demandolx* dont la trace se recourbe rapidement vers l'Est en direction de la feuille Castellane, puis le *décrochement* passant au *chevauchement* de Castellane, qui limitent à l'Est le synclinal de Barrême avant de se prolonger sur les feuilles Moustiers-Sainte-Marie et Castellane, enfin, le petit chevauchement qui contourne au Sud le sommet de Lieye avant de s'amortir dans la molasse oligocène.

- **Structures à l'Est du décrochement du col du Défend.** La ligne de contacts anormaux complexes constituée par le décrochement dextre du col du Défend, le bord est du diapir de Gévaudan et le chevauchement de Castellane, isole une grande unité chevauchante qui culmine, sur la feuille Digne, aux crêtes du Cheval Blanc (calcaires sénoniens) et de la Parrioune (Tithonique); cette unité s'étend loin à l'Est sur la feuille Entrevaux où elle est à nouveau limitée par le décrochement senestre de Rouaine.

Au dedans de cette masse déplacée large d'une vingtaine de kilomètres, il existe un certain nombre de décrochements secondaires; parmi eux, on remarquera ceux qui divisent l'épaisse dalle du Tithonique de la Parrioune en lanières N-S, larges chacune de quelques centaines de mètres et qui s'amortissent en se relayant sous la forme de froissements de couches dans les marnes néocomiennes et les Terres noires oxfordiennes. Cette disposition peut donner une image des processus selon lesquels se produisent les mouvements : les chevauchements ne correspondent pas à l'avancée d'une masse d'un seul tenant, mais au jeu de compartiments plus ou moins parallèles, chacun canalisé par des décrochements, eux-mêmes exprimés soit par des failles franches, soit par des gondolages de couches, l'ensemble glissant sur la semelle gypseuse.

- **Structures à l'Ouest du décrochement du col de Défend.** Le compartiment compris entre le décrochement du col du Défend à l'Est et le synclinal de Barrême à l'Ouest est marqué par une série de petits chevauchements en relais, allongés en gros N-S et qui traduisent des déplacements de l'Est vers l'Ouest ou du Nord-Est vers le Sud ; le bord est du synclinal de Barrême a lui-même tendance à être renversé, voire même rompu. Le synclinal de Douroulles, formé d'un lourd «bateau» de calcaires sénoniens, est aussi chevauchant le long de son bord sud, les contacts étant injectés de gypse.

Une telle disposition peut être comprise comme résultant de l'effet exercé par le compartiment Parrioune-Cheval-Blanc lors de son mouvement dextre le long du décrochement du col du Défend, tendant à expulser vers l'extérieur (c'est-à-dire vers l'Ouest) le contenu du compartiment voisin (le synclinal de Douroulles), selon un mécanisme de la tectonique de décrochement.

- **Structures au Nord du diapir de Gévaudan** (fig. 11 ). Les structures situées au voisinage du diapir de Gévaudan et au Nord immédiat de la vallée de l'Asse de Moriez sont particulièrement complexes et difficiles à interpréter toutes dans le détail ; c'est en effet là que les décrochements de l'extrémité sud de l'accident du col du Défend et les chevauchements satellites se rencontrent avec la masse

gypseuse. La complexité observée est due aussi au fait que les déformations n'ont guère cessé de se produire de l'Oligocène au Pliocène, probablement avec des phases d'arrêt, largement mises à profit par l'érosion.

La bande de terrains située entre le diapir et le chevauchement du synclinal de Douroules montre ainsi d'Est en Ouest (fig. 11a et b) :

- l'Unité de Baumenière,
- l'Unité de Clavoune-Gévaudan,
- l'Unité du Clap, qui chevauche vers l'Ouest le synclinal de Barrême.

*L'Unité de Baumenière* montre des terrains échelonnés des marnes de l'Albien à celles de l'Oxfordien ; elle est très déformée à la fois par des petits plis et des failles de diverses orientations.

Au pied ouest du petit sommet de Baumenière, les Terres noires de Bouquet-Haut emballent un copeau de calcaires du Tithonique-Berriasien, laminé entre deux décrochements N-S.

*L'Unité de Clavoune-Gévaudan.* Il s'agit d'une structure monoclinale presque verticale, montrant les terrains échelonnés du Rhétien au Barrémien et coincée sur ses quatre côtés entre quatre décrochements: à l'Est, une faille verticale met en contact les couches rhétiennes de Clavoune avec les marnes oxfordiennes de Bouquet-Bas; à l'Ouest, c'est la faille décrochante et chevauchante de Reichard qui est injectée de gypse dans sa partie sud; au Nord et au Sud, deux décrochements recoupent la structure obliquement.

L'échine liasique de Clavoune à Gévaudan est l'assise la plus caractéristique de cet ensemble; il s'agit d'une lame dégagée par l'érosion, qui est verticale dans sa partie inférieure et qui se déverse vers l'Ouest dans sa partie supérieure; elle est en outre décalée par plusieurs petits décrochements dextres orientés N30° E.

*L'Unité du Clap.* Cette nouvelle unité est constituée essentiellement d'un petit synclinal asymétrique de calcaires du Crétacé supérieur limité à l'Est par la faille décrochante et chevauchante de Reichard, et chevauchant franchement à son tour le rebord est du synclinal de Barrême.

Le synclinal du Clap lui-même, d'axe N-S dans sa partie nord, est relevé et décalé vers le Sud-Est dans sa partie sud.

### **Synclinal de Barrême** (fig. 12)

Le synclinal de Barrême est une longue structure allongée N-S, qui se prolonge vers le Sud sur le territoire de la feuille Moustiers-Sainte-Marie en se recourbant vers le Nord-Ouest pour se relier au synclinal de Blieux.

La forme en gouttière dessinée par les terrains nummulitiques entre Barrême et Clumanc est superposée à un monoclinale constitué par les formations mésozoïques: une telle disposition est classique dans les pays de tectogénèse décrochante où des plis superficiels se trouvent parfois superposés à des coulissements dans le substratum.

Le synclinal de Barrême est nettement asymétrique avec une tendance au déversement vers l'Ouest. Son flanc ouest présente en effet un pendage est régulier de Clumanc au château de Seisset.

Mais, sur quelques kilomètres de long au Nord de Barrême, cette régularité est perturbée par des plis et des failles, montrant que les plis anté-nummulitiques, notamment l'anticlinal de Norante-Saint-Martin, ont certainement joué plus tard.

A l'Est de Barrême aussi, les molasses sont affectées de divers plis côneux ou cylindriques, d'orientation diverse et d'axe très incliné sur l'horizontale. Le

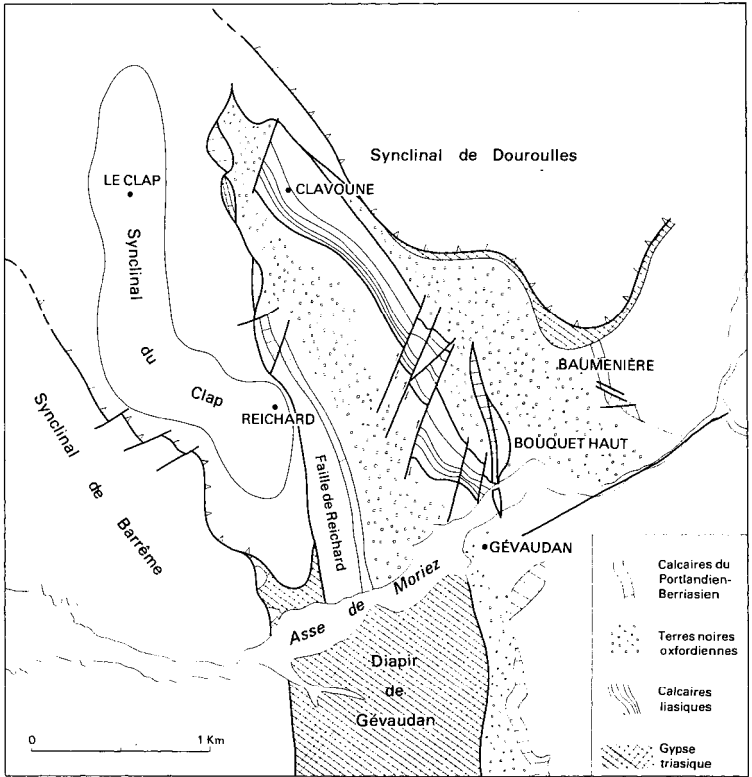


Fig. 11 a - Carte structurale schématique au nord du diapir de Gévaudan

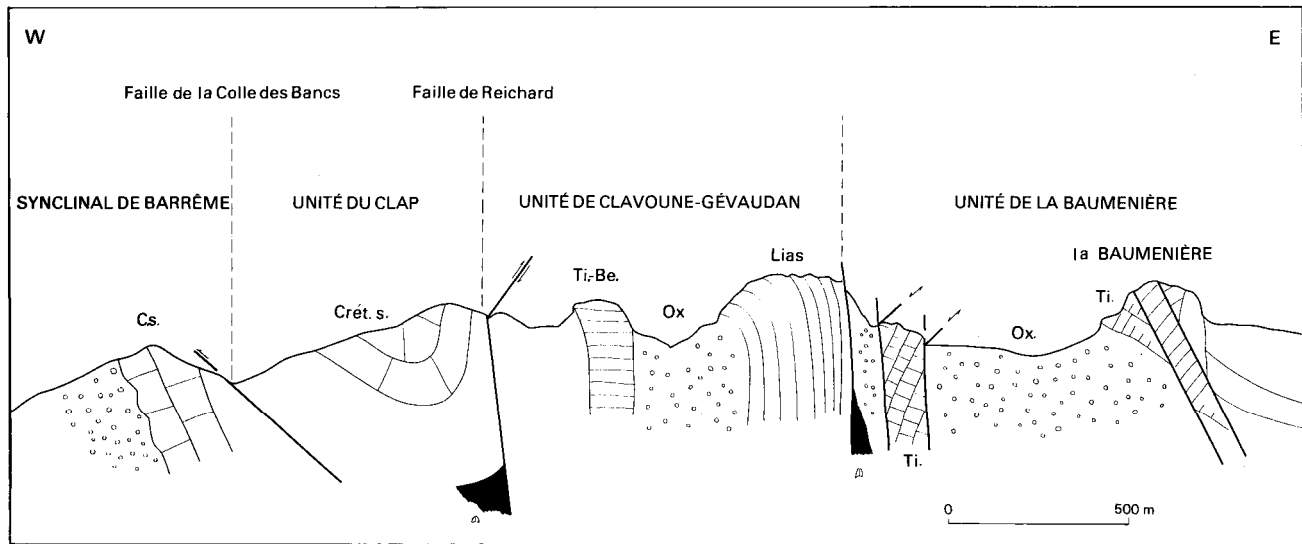


Fig. 11b- Coupe structurale schématique au nord du diapirde Gévaudan



fait est peut-être à mettre en relation avec le mouvement effectué par la masse rigide des Poudingues d'Argens culminant au sommet de Lieye, le long d'une surface de contact anormal injectée de gypse triasique qui passe au Sud avant de s'amortir à l'Ouest dans les molasses.

Le flanc oriental du synclinal de Barrême est nettement rebroussé, retourné ou même rompu et marqué par un système de petits plis chevauchants, à savoir, du Nord vers le Sud, ceux de Plan-de-Chaude, du Petit-Défond (commune de Tardonne), du Coulet Berton (Clumanc), des Gavrières (Nord de Saint-Lions), du Coulet Rouge (Sud de Saint-Lions).

Ce flanc oriental était déjà mobile à l'époque du dépôt, où il devait fonctionner comme zone haute; c'est ce que suggère d'une part la minceur relative des assises et notamment l'absence de certaines d'entre elles (les Grès de Ville, connus seulement sur le flanc ouest) ; c'est ce que démontre d'autre part l'existence des déformations synsédimentaires d'âge oligocène de l'anticlinal de Malvoisin, au Nord-Est de Senez, les replis du château de Clumanc, datés de la fin de l'Oligocène inférieur, les plis synchisteux des Blachettes (4 km à l'W.NW de Barrême), d'âge oligocène supérieur, enfin de la paléofaille de Dardayonne qui est antérieure au dépôt de la molasse lacustre grise.

#### **Bande occidentale, entre le synclinal de Barrême et les contacts avec l'autochtone et le parautochtone**

Dans ce dernier ensemble, on peut reconnaître deux parties: l'une au Nord représente l'extrémité méridionale des masses chevauchantes de Digne ; l'autre, au Sud, qui est recoupée à l'Ouest par les décrochements du Poil, est le compartiment de la Sapée ; il s'arrête au Sud avec le chevauchement du Coulet de Calasse qui surmonte le synclinal de Blieux (feuille Moustiers-Sainte-Marie). La partie nord chevauchante n'est pas dépourvue de petits décrochements dextres internes; le plus remarquable de ceux-ci, est celui du massif du Cousson, au Sud immédiat de Digne, décalant, en les tordant, des plis d'axes NW-SE.

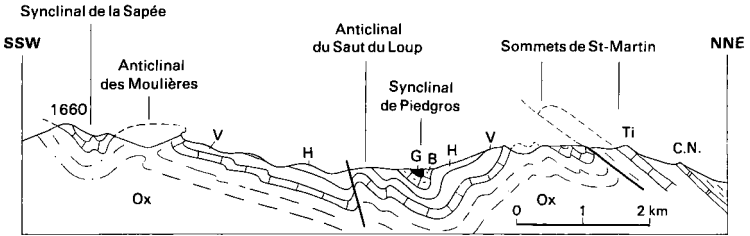
Les deux parties sont séparées l'une et l'autre le long de la vallée de l'Asse par la terminaison du chevauchement de Digne ; mais du fait de l'amortissement de celui-ci dans les Terres noires de l'anticlinal de Norante-Saint-Martin, elles sont solidaires l'une de l'autre : c'est ce que montre la continuité de la barre tithonique de l'une à l'autre rive de l'Asse, entre la crête des Dourbes et celle de la Sapée; c'est, en fait, globalement que l'ensemble a été transporté vers le Sud le long d'une ligne de déchirure complexe, à savoir le chevauchement de Digne, relayé au Sud par les décrochements du Poil.

L'amplitude du déplacement tend à se réduire progressivement du Nord au Sud, par l'effet d'amortissement réalisé au niveau des plis de plus en plus serrés, voire rompus et chevauchants, dessinés par la barre tithonique à partir du sommet de Saint-Martin et, plus au Sud, dans le compartiment de la Sapée (fig. 13 et 14).

On a la preuve que ces plis préexistaient à la tectogénèse de chevauchements et de décrochements: l'un d'eux, le synclinal de la Sapée, est en effet décalé le long de son extrémité ouest par des décrochements satellites de ceux du faisceau du Poil ; il subit ainsi une apparente torsion d'axe dans le sens dextre qui l'amène à 45° de sa direction primitive.

On sait même que les plis en question résultent de la phase pyrénéo-provençale, puisqu'ils sont tronqués à leur sommet par une surface d'érosion sur laquelle les calcaires nummulitiques se sont déposés en discordance : le fait est clair le long du flanc occidental du synclinal de Barrême. Il apparaît donc que les plis anté-nummulitiques, assez réguliers et assez souples à l'origine, ont été redéformés et déversés vers le Sud, lorsque les contraintes génératrices des

chevauchements se sont exercées après une assez longue période d'érosion, probablement vers la fin du Miocène et au Pliocène.



**Fig. 13 - Coupe dans des plis d'axe E-W, à la bordure W du synclinal de Barrême**

Ces plis sont antérieurs au Nummulitique ; ils ont été déformés à nouveau au Miocène terminal, après une longue période d'érosion

CN : Calcaires à Nummulites ; G : Marnes du Gargasien ; B : Calcaires du Barrémo-Bédoulien ; H : Calcaires et Marnes de l'Hauterivien ; V : Marnes de Valanginien ; Ti : Calcaires du Tithonique ; Ox : Terres noires de l'Oxfordien ;

FRONTIÈRE ENTRE DOMAINE ALLOCHTONE ET DOMAINES  
AUTOCHTONE ET PARAUTOCHTONE:

CHEVAUCHEMENT DE DIGNE ET DÉCROCHEMENTS DU POIL

**Le chevauchement de Digne**, qui surmonte les Conglomérats de Valensole, le pli de Châteauredon et la racine du faisceau du Poil, entre Chabrières et Norante, est une surface plate, faiblement horizontale. Aux environs de Digne, elle est assortie de deux petits chevauchements accessoires; l'un d'eux recoupe les Conglomérats de Valensole, l'autre passe à l'intérieur de l'anticlinal à cœur triasique de Caramantran et surmonte le terme le plus récent de la série mio-pliocène (P. Gigot). Ailleurs, la trace de la surface de contact anormal est dissimulée sous les éboulis quaternaires.

**Le long du faisceau décrochant du Poil** (fig. 15), les domaines allochtone (ici le compartiment de la Sapée) et parauchtone (le synclinal de Majastres-Saint-Pierre) sont en contact, non plus le long d'une surface à peu près unique, mais d'un couloir large de 2 à 3 km, formé d'écailles fortement dilacérées, compris

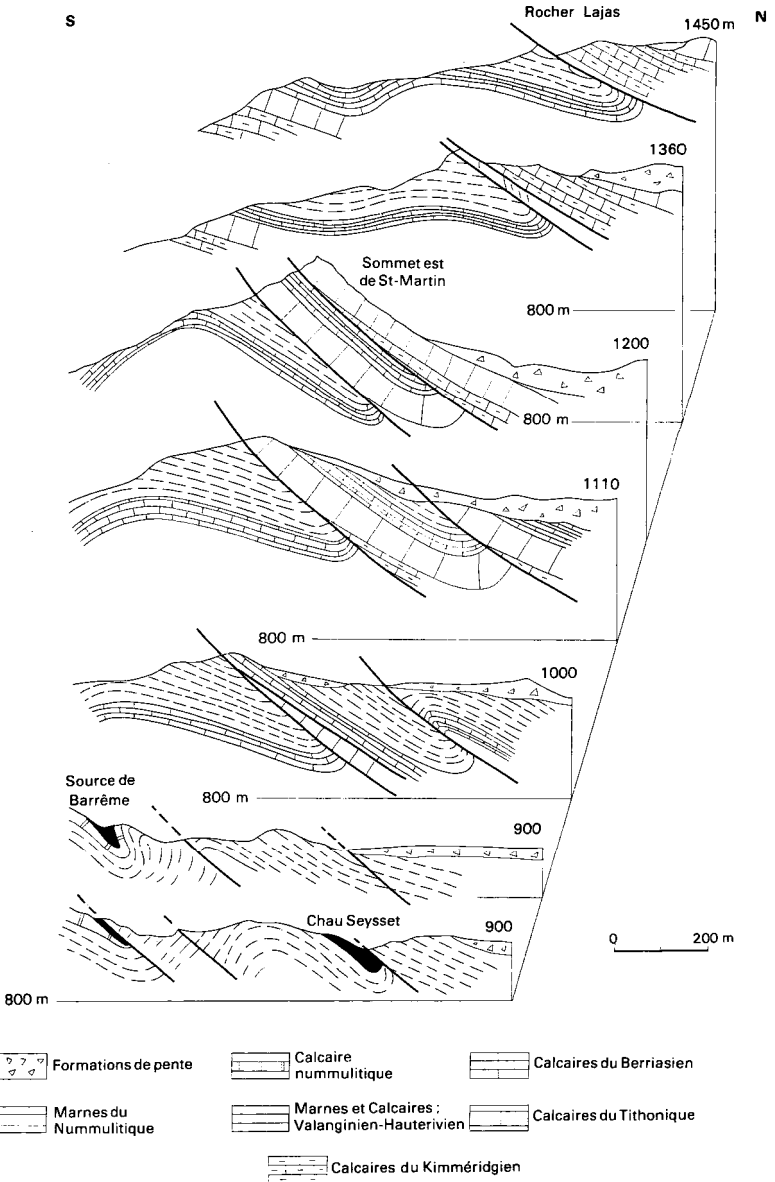


Fig. 14 - Coupes de détail dans les plis du sommet de Saint-Martin (Nord de Barrême)

(d'après J.C. Chermette) 1972

entre le chevauchement décrochant de Majastres à l'Ouest et le décrochement des Moulières à l'Est. L'amplitude de déplacement minimale le long de ce couloir de décrochement est de l'ordre de 7 à 8 km.

J. Ganeval a pu regrouper ces écailles, de dimensions parfois modestes, en un certain nombre d'unités constituées de séries stratigraphiques cohérentes, s'échelonnant du Keuper gypseux à l'Albien marneux et séparées les unes des autres par des contacts anormaux injectés de gypse. Ces unités ont une valeur structurale, mais non paléogéographique, puisque des variations de faciès s'y observent du Nord au Sud. Ce sont, d'Est en Ouest :

- l'unité de Couinier,
- l'unité de la Valbonette-l'Hauteur,
- l'unité de Creisset-le Poil,
- l'unité de la Font-d'Isnard.

Elles sont en outre divisées en sous-unités par d'autres décrochements, obliques sur ceux qui les limitent: il s'agit essentiellement des deux décrochements des Moulières et de Creisset-le Poil qui se rejoignent au Nord de Majastres, puis qui passent vers le Sud à des chevauchements (feuille Moustiers-Sainte-Marie).

Ces discontinuités mécaniques ne sont pas des surfaces uniques, recoupant nettement les terrains, mais des bandes plus ou moins larges, où les roches sont étirées et tordues autour d'axes verticaux: un exemple peut être donné, en rive gauche de l'Asse en face du ravin du Couinier, par la dalle portlandienne de la Valbonette qui est pliée en genou, puis brutalement biseautée et prolongée par un chapelet de copeaux calcaires exigus.

On peut constater que des plis préexistaient aux décrochements; certains sont encore visibles par tronçons, tel l'anticlinal de Labourin ou le synclinal de l'Adrech de la Colle; d'autres peuvent être reconstitués par le rapprochement d'éléments homologues de part et d'autre des failles.

Il a été possible de montrer que les décrochements séparant les unités majeures étaient nés dans des anticlinaux assez étroits, allongés N-S, dont le cœur triasique était probablement déjà dégagé par l'érosion. La localisation des décrochements dans ce domaine a été favorisée certainement aussi par la minceur de la série mésozoïque due aux conditions particulières de la sédimentation sur un haut-fond quasi permanent du début du Jurassique à la fin du Crétacé.

## INDICATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

L'étude géologique des régions avoisinantes montre que les terrains affleurant auprès de Digne se sont déposés sur la plate-forme continentale épivarisque. Les premiers d'entre eux qui soient largement visibles sont les évaporites du Trias supérieur. A partir de ce moment, l'histoire paléogéographique régionale est marquée par une suite d'événements caractéristiques de l'évolution du domaine subalpin; ce sont, successivement:

- la conquête progressive de la plate-forme continentale par la sédimentation marine, intervenant à partir du Rhétien,
- le passage de la sédimentation de plate-forme à la sédimentation pélagique au cours du Lias supérieur, ceci dans le domaine dauphinois, qui, dès lors, se sépare du domaine provençal où la sédimentation de plate-forme se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé,
- la phase des plissements, de l'émersion et de l'érosion dite pyrénéo-provençale, vers la limite du Crétacé et du Tertiaire,

- le retour de la mer à l'Eocène; les plissements de l'Oligocène et la nouvelle émergence,
- le nouveau retour de la mer au Miocène ; l'émergence définitive et le dépôt des Conglomérats de Valensole.

Le domaine d'affinités provençales (Chabrières, Châteauredon, Majastres, Trévans) est actuellement situé à l'Ouest du domaine dauphinois et vocontien (Digne, Norante, Barrême, la Sapée) par suite de mouvements de déplacement du Nord vers le Sud intervenus au cours du Pliocène, le long du chevauchement de Digne et du décrochement du Poil. Pour les reconstitutions paléogéographiques, il convient d'annuler l'effet de ces déformations et de replacer les unités à leur place primitive: ceci conduit à remettre le domaine dauphinois et vocontien au Nord du domaine provençal.

#### *LIAS : INDIVIDUALISATION DES DOMAINES PROVENÇAL ET DAUPHINOIS*

Le domaine de la feuille Digne montre, à la fois, suivant les lieux, des sédiments carbonatés de milieu tidal et des sédiments pélagiques, marno-calcaires à Ammonites.

Au Trias, les conditions de la sédimentation au-dessus de la plate-forme épi-parvarisque étaient extrêmement uniformes; mais, à partir de l'Hettangien la paléogéographie commençait à se différencier: la subsidence était réduite vers les faciès provençaux; elle augmentait au contraire, ainsi que la profondeur du dépôt, en direction des faciès dauphinois, conduisant à des marno-calcaires de plus en plus uniformes au fur et à mesure qu'on se déplace vers le Nord.

Dans un territoire intermédiaire, en gros au Nord-Est de l'actuelle vallée de l'Asse, la succession des faciès la plus complète et la plus fréquente comporte de bas en haut (A. Coadou et B. Beaudoin, 1975): marnes, calcaires marneux; calcaires à silex; calcarénites crinoïdiques à stratifications obliques; surfaces durcies; enfin, plus rarement, de véritables discordances.

On parcourt lentement cette succession de faciès du Sinémurien au Carixien, plus rapidement de la base du Domérien à son sommet dans la coupe de la Clappe par exemple. Elle traduit probablement la progression sur des vasières, d'un talus colonisé par les Crinoïdes, le tout dans un milieu suffisamment calme et profond pour être compatible avec la présence de ces organismes fragiles. Chaque répétition de ce motif traduit probablement un à-coup de la subsidence du bassin par rapport à la plate-forme située à fleur d'eau. Ce caractère saccadé de la subsidence peut être mis en relation avec l'existence de phases de déformations synsédimentaires, conduisant, par endroit, à de véritables discordances angulaires entre les formations (Domérien sur Carixien à Authon: feuille la Javie; Toarcien moyen sur les terrains antérieurs entre Sisteron et Mélan: feuille Sisteron).

C'est à partir du sommet du Carixien que la paléogéographie devient franchement contrastée.

Du côté provençal, au Lias moyen, une phase d'érosion active peut avoir attaqué la série jusqu'au Rhétien; elle prélude à l'installation de la sédimentation carbonatée de plate-forme qui va durer jusqu'à l'époque de la transgression des marno-calcaires à Ammonites du Bajocien.

Du côté dauphinois, des hauts-fonds se dessinent avec une sédimentation réduite; l'un s'avance vers le Nord (axe Gévaudan-col de la Cine); l'autre (Moulières) constituait un seuil protégeant le domaine provençal des apports détritiques argilo-quartzeux qui comblent le domaine dauphinois. En dehors de ces hauts-fonds, la sédimentation est boueuse et marno-calcaire, surtout à partir du Toarcien, et le restera jusqu'à la fin de l'Oxfordien.

**DOGGER : ESSAI DE TRANSGRESSION DE LA SÉDIMENTATION  
PÉLAGIQUE SUR LA PLATE-FORME PROVENÇALE**

Les marno-calcaires à *Cancellophycus* sont datés du Bajocien et du début du Bathonien entre Chaudon et Digne même ; ils débutent au Bajocien inférieur dans les unités constituant le faisceau du Poil et montent dans le Bathonien moyen ; au-dessus des dolomies liasiques du domaine provençal, ils peuvent commencer dans le Bajocien, recouvrir le Bathonien et atteindre la zone à *Macrocephalus* du Callovien inférieur.

En première analyse, on est autorisé à voir là l'installation d'un type de sédimentation pélagique transgressive, de plus en plus tardive du domaine dauphinois vers le domaine provençal. On peut donc avoir l'impression que les marno-calcaires à *Cancellophycus* représentent une formation diachronique continue.

A regarder les choses de plus près, on constate l'existence de discontinuités à l'intérieur de cette formation (arrêts de sédimentation, surfaces d'érosion ou même de discordance), qui définissent autant de cycles : surfaces durcies entre Aalénien et Bajocien au-dessus du Lias dolomitique provençal du Poil, discordance angulaire interne au Bajocien supérieur de la région d'Authon (B. Beaudoin et A. Coadou), surface d'érosion et de discordance du Bathonien inférieur (connue de Sisteron à Castellane).

Sur une coupe donnée, l'ensemble des marno-calcaires à *Cancellophycus* est donc constitué d'un ou de plusieurs cycles superposés, séparé chacun par une surface de discontinuité (qui peut, localement, passer parfaitement inaperçue). Or les terrains, ici de même faciès, qui constituent chacun de ces cycles, n'ont pas nécessairement la même extension géographique ; par exemple, le cycle des marno-calcaires du Bathonien déborde largement les précédents vers le domaine provençal : le caractère diachronique paraît donc résulter plutôt du déplacement de corps sédimentaires bien individualisés grâce aux discontinuités qui les limitent.

**MALM ET CRÉTACÉ : DÉPÔTS PÉLAGIQUES DAUPHINOIS ET VOCONTIENS ;  
DÉPÔTS SUR LA MARGE DE LA PLATE-FORME PROVENÇALE**

Les différentes unités ayant été remises en place en annulant l'effet des chevauchements et des décrochements, l'image générale qui est donnée de la paléogéographie des chaînes subalpines méridionales pour le Malm et le Crétacé est la suivante (B. Beaudoin, P. Cotillon) : le domaine provençal était une zone haute, séparée du domaine pélagique dauphinois situé au Nord, par une ligne de flexures orientée en gros E-W ; celui-ci était divisé à son tour par des failles syn-sédimentaires, déterminant des hauts-fonds avec sédimentation relativement réduite et des zones basses avec sédimentation un peu plus puissante, orientée N-S c'est-à-dire à peu près perpendiculaires à la ligne de flexures. Les traits principaux de ce schéma se sont maintenus à peu près pendant toute la durée du Malm et du Crétacé.

Dans le domaine provençal, la sédimentation carbonatée de plate-forme subsidente persiste depuis le milieu de l'Oxfordien jusqu'au Valanginien où elle subira désormais des influences détritiques croissantes. Dans le domaine pélagique, la sédimentation est d'abord argilo-calcaire (Terres noires) jusqu'au sommet de l'Oxfordien ; elle est calcaire jusqu'au début du Valanginien ; elle redevient progressivement argilo-calcaire ensuite.

**Malm-Berriasien**

Les cartes paléogéographiques et les coupes (fig. 3) montrent qu'on peut

reconnaître quatre régions à l'intérieur du périmètre de la feuille Digne pour la période *Malm-Berriasien* :

- une région méridionale où les dépôts ont leur épaisseur maximale, mais où les faciès resédimentés ont une importance réduite ; cette région (Chabrières-Trévans) s'appuie au Sud sur le domaine des calcaires de Provence ;
- une région nord-est, orientée N-S, où la série est plus mince, où le taux de resédimentation est le plus fort (Clavoune, col du Défend et plus au Nord) : il s'agit de dépôt de pentes ;
- une région nord-ouest, orientée N-S aussi, où la sédimentation redevient plus épaisse, correspondant à un bas de pente (Dourbes, Clue de Barles) ;
- enfin, prenant ces régions en écharpe, une vallée sous-marine, dont la tête serait située auprès de Barrême-Saint-Martin et qui aboutirait vers Sisteron.

### Crétacé inférieur

Comme pour le Malm-Berriasien, les terrains datés du Crétacé inférieur et affleurant sur l'espace de la feuille Digne s'échelonnent depuis les dépôts de profondeur faible (domaine provençal) jusqu'aux marno-calcaires à Ammonites puissants et formés en milieu pélagique. On peut distinguer trois régions de faciès :

- celle du faisceau du Poil, à sédimentation réduite,
- celle du « dôme » de Chabrières-Châteauredon et du synclinal de Majastres, située à l'Ouest du faisceau du Poil et caractérisée par des influences néritiques,
- celle du synclinal de Barrême, typiquement pélagique (domaine vocontien).

• **Le faisceau du Poil**, pour une part au moins, coïncide avec une région où une érosion (peut-être consécutive à une émergence temporaire) a amené les marnes glauconieuses de l'Albien à raviner directement les marno-calcaires du Valanginien; cette situation est comparable à celle qui se rencontre dans le domaine provençal, nettement plus au Sud (environs de Comps-sur-Artuby, cf. P. Cotillon).

• **Le domaine du synclinal de Majastres et du « dôme » de Châteauredon-Chabrières**, situé entre le faisceau du Poil et les Conglomérats de Valensole, montre de très longues indentations entre les faciès pélagiques à Ammonites et les faciès plus néritiques colonisés par le benthos; la comparaison des coupes du Pas d'Escale (3 km au Nord de Majastres) et de Chabrières illustrera ce fait (fig. 5).

*Dans le Valanginien inférieur* en effet, des surfaces durcies surmontant de gros bancs calcaires au Pas d'Escale disparaissent vers Chabrières.

*Au sommet du Valanginien supérieur*, la « discontinuité néocomienne » (P. Cotillon) marquée par la lacune de quelques termes au Pas d'Escale et à la source de l'Adoux (sous un horizon glauconieux repère) s'estompe dans la série de Chabrières.

*Dans l'Hauterivien inférieur*, une condensation relative de série réduit une vingtaine de mètres de marnes et de calcaires connus plus au Sud (Rougon, la Bégude) à un mètre de marnes glauconieuses de Majastres au Pas d'Escale et à Chabrières.

*Dans le Barrémien inférieur* de la série de Chabrières par contre, une intercalation mamo-calcaire coïncidant avec un horizon de glissement synsédimentaire offre des caractéristiques pélagiques marquées (Kilian).

Entre le début du Barrésien supérieur et l'Albien, une lacune plus ou moins longue suivant les points s'observe de Chabrières à Majastres et plus au Sud.

Il apparaît donc clairement que les séries du Crétacé inférieur de Chabrières et du synclinal de Majastres ont enregistré les discontinuités régionales connues: celle du Néocomien, avec lacune et réduction du taux de sédimentation, celle du Bédoulien avec une lacune qui définissent les deux séquences principales du Crétacé inférieur. La manière dont la sédimentation s'est interrompue puis s'est réinstallée après ces discontinuités a aidé à comprendre l'évolution de la tectogénèse synsédimentaire, déterminant des hauts-fonds, dont le plus voisin, celui du Poil, est aussi l'un des plus marqués de toute la région (P. Cotillon).

• **Dans le domaine à caractère typiquement pélagique, c'est-à-dire le synclinal de Barrême**, venu en contact anormal avec les précédents par le jeu des grands décrochements régionaux, la situation est assez différente: les séquences assez visibles ailleurs, au Sud et à l'Ouest, ne peuvent plus se reconnaître ici; les discontinuités internes ne s'observent plus, sauf celle qui sépare le Bédoulien du Gargasien qui n'est plus marquée par une lacune (ou peut-être par une lacune très courte), mais par le passage brutal des calcaires aux marnes; la sédimentation est beaucoup plus régulière et les faciès plus uniformes; la glaucome devient une rareté; il n'y a plus de marnes à *Toxaster*, plus de lumachelles à Huîtres ou à Serpules dans le Valanginien, plus de marno-calcaires à *Pholadomyes* ou de marnes à *Bélemnites* dans l'Hauterivien, mais seulement des marno-calcaires à *Ammonites* d'un bout à l'autre de la série.

Ces trois régions (Majastres-Châteauredon, le Poil, synclinal de Barrême) sont présentement allongées N-S; mais si l'on remet les unités à faciès pélagiques à leur place originelle en les remontant vers le Nord, on retrouve l'organisation en bandes E-W, avec, du Sud au Nord:

- les faciès néritiques, provençaux,
- les faciès intermédiaires (Majastres-Châteauredon),
- la zone haute limite à sédimentation ultra-réduite, alignée du mont Gourdan au Poil,
- les faciès pélagiques (Barrême), répartis entre des rides et des sillons allongés N-S plus ou moins hérités des dispositions du Malm et se maintenant jusqu'à la fin de l'Hauterivien (B. Beaudoin, Le Doeuff).

### Haut du Crétacé à partir du Gargasien

Une surface d'arrêt de sédimentation généralisé marque la fin du cycle Haute-rivien-Bédoulien; le dépôt reprend assez vite à partir du Gargasien dans le domaine pélagique, mais de plus en plus tardivement sur les hauts-fonds où il peut s'accompagner de phénomènes d'érosion (Albien ravinant le Valanginien au Poil).

• **Dans le domaine alpin, à caractère pélagique**, une épaisse série de marnes noires se dépose d'abord au Gargaso-Albien; elle est suivie de l'alternance de marnes et de calcaires (Cénomaniens-Turonien *p.p.*), puis de calcaires massifs jusqu'au Santonien, l'ensemble pouvant atteindre plus de 1 000 m d'épaisseur. Des zones de faciès disposées approximativement E-W ont été distinguées dans ce Crétacé supérieur calcaire (Y. El Kholly), accidentées de rides orientées là encore N-S.

- **Dans le domaine d'affinités provençales**, les marnes qui font suite à la



lacune de l'Aptien sont d'autant plus riches en quartz, en mica et en glauconie qu'elles sont plus récentes; à Trévans ce sont même de véritables sables glauconieux, d'âge vraconien. Au Cénomanién, on rencontre une alternance de calcaires et de marnes à Céphalopodes et à Inocérames (Beynes) qui s'enrichissent du Nord au Sud en matériel plus quartzueux, plus calcaire, plus abondant en fossiles néritiques (Orbitolines, Exogyres, Huîtres, Oursins) : cette évolution latérale est sensible de Beynes à Trévans.

A la fin du Crétacé, une phase de déformation majeure intervient conduisant à l'émersion généralisée de la région, suivie d'une première période d'érosion; la mer va revenir à l'Eocène: on entre alors dans l'histoire tertiaire, enregistrée à son début par les dépôts remplissant le synclinal de Barrême.

#### *PALÉOGÈNE : ÉVOLUTION DU SYNCLINAL DE BARRÊME*

L'analyse des sédiments tertiaires du synclinal de Barrême offre un intérêt tout particulier à la fois pour la variété d'origine du matériel détritique et pour la succession des discordances, maintenant bien datées, faisant écho aux déformations qui ont affecté le domaine alpin au cours du Paléogène.

**Période de déformations et d'émersion post-crétacée et anté-priabonienne.** A la fin du Crétacé, à partir du Santonien, il n'y a plus de sédiment marin : on perd donc toute trace de l'histoire du pays. Cependant, les formations tertiaires reposent sur une surface de discordance, les plus anciennes étant continentales (poudingues d'Argens) : déformations, émersion, érosion ont donc eu pour effet de tronquer vers le haut la série crétacée.

Les relations entre la série mésozoïque et les assises du Nummulitique sur le flanc ouest du synclinal de Barrême montrent l'existence de plis d'axe E-W déjà érodés avant le dépôt du Priabonien [anticlinal de Norante-Saint-Martin au Nord de Barrême, pli de la montagne de Vibres au Sud (feuille Castellane)].

L'âge des déformations et l'orientation des structures a permis de les rattacher classiquement au système dit *pyrénéo-provençal*.

Avant l'arrivée de la mer nummulitique, un paysage existait, avec des reliefs marqués: les conglomérats d'Argens s'accumulaient dans les points bas, qui coïncidaient souvent avec les synclinaux à fond de calcaires sénoniens; sur les points hauts, qui étaient aussi en position anticlinale, les calcaires du Priabonien viennent par contre en contact direct avec les termes du Crétacé inférieur, mais sans conglomérats d'Argens.

Le style de reliefs consécutif à l'émersion fini-crétacée, marqué de cuvettes et de soulèvements, contraste avec celui qui modèle la surface de transgression anté-nummulitique, prête à recevoir partout des dépôts de faible profondeur.

**Transgression priabonienne.** La mer, venue de l'Est, fossilise sous ses dépôts les structures récemment créées; elle ne dépassera guère vers l'Ouest la limite occidentale du synclinal tertiaire de Barrême (qui est une limite d'érosion actuelle) puisque les formations paléogènes, situées sous les Conglomérats de Valensole plus à l'Ouest, sont continentales.

Une mention particulière doit être faite pour les klippes sédimentaires de calcaires sénoniens intercalés dans le Nummulitique à Barrême: leur existence montre que des escarpements existaient encore au début de la transgression nummulitique, que celle-ci faisait écrouler; leur présence à cet endroit suggère que les calcaires du Crétacé supérieur s'étendaient plus loin vers l'Ouest qu'à l'heure actuelle.

**Déformations d'âge oligocène inférieur et régression du Nummulitique.** Vers le sommet du Sannoisien, des plis synsédimentaires d'axe N-S apparaissent (château de Clumanc, anticlinal de Malvoisin près de Senez); du matériel détritique d'origine alpine lointaine (serpentinites, gabbros, diabases, etc.) arrive dans le bassin (conglomérats de Clumanc, de Saint-Lions) ; consécutivement, la mer nummulitique se retire et la sédimentation fluviale (Molasse rouge) s'installe en discordance sur les terrains sous-jacents.

La figure dessinée par les lits de conglomérats de la Molasse rouge, séparés par des discordances superposées, suggère que les déformations se sont poursuivies assez longtemps, mais pendant une durée difficile à apprécier entre les deux repères chronologiques disponibles (Sannoisien à la base de la Molasse rouge, au-dessous, et Oligocène supérieur dans la Série grise, au-dessus).

Un point mérite d'être souligné: c'est l'origine lointaine des apports détritiques qui ont prélué à la régression de la fin du Sannoisien ; leur nature et la direction des courants d'alimentation montrent qu'ils ne pouvaient provenir que de l'Est et des zones plus internes des Alpes, donc soumises à l'érosion déjà et pouvant livrer, en abondance, soit des galets d'ophiolites dans la partie nord du bassin de Barrême, soit du matériel quartzo-feldspathique dans les grès de Senez au Sud du bassin.

L'analyse des galets de conglomérats de Clumanc et de Saint-Lions a montré que plusieurs des paragenèses caractéristiques du métamorphisme alpin étaient réalisées dans les zones internes dès l'Oligocène inférieur. En sus, l'absence de métamorphisme dans les conglomérats oligocènes du bassin de Barrême mais la présence d'associations à prehnite-pumpellyite dans les grès de Champsaur et de Taveyannaz, d'âge et de position comparables sur des transversales plus septentrionales, démontrent l'existence de deux phases génératrices de minéraux du métamorphisme alpin, réparties différemment et séparées par un intervalle de temps non négligeable (P.-C. de Graciansky, M. Lemoine, P. Saliot).

**Déformations d'âge oligocène supérieur.** Au cours du dépôt de la Série grise et des Grès verts, de nouveaux plis synsédimentaires apparaissent d'axe NW-SE et accompagnés de schistosité. Ils sont visibles sur le bord oriental du synclinal de Barrême et correspondent à un système de déformations caractéristiques d'extension régionale. Simultanément des apports détritiques d'origine étrangère au bassin, ophiolitiques aussi bien que quartzo-feldspathiques se mêlent à nouveau au matériel d'origine locale.

L'analyse de la série tertiaire du bassin de Barrême montre ainsi que les déformations n'ont guère cessé tout au cours de l'Oligocène au fur et à mesure que la sédimentation se poursuivait. Mais dès la fin de cette période, il n'y a plus de dépôt pour enregistrer l'histoire locale; on sait que d'autres déformations ont certainement eu lieu : pour retrouver la trace, il convient de se reporter dans le bassin des Conglomérats de Valensole.

### **Histoire du synclinal de Barrême et évolution du bassin de la Molasse rouge.**

Durant l'Oligocène, un bassin continental, dans lequel se déposait la *Molasse rouge*, s'est établi à l'extérieur du domaine occupé par la mer nummulitique. Un certain nombre de témoins de ces dépôts ont été conservés dans des synclinaux situés entre le massif du Pelvoux et la région de Digne. Leurs relations avec le bassin de Barrême-Taulanne ont été précisées par P. Gigot. Tandis que le bassin nummulitique achevait de se combler, des brèches d'origine torrentielle se déposaient plus à l'Ouest (unité de Turriers, lobe de Clamensanne et autochtone), marquant le début de la Molasse rouge. Les directions de

courant, variables dans le détail, indiquent une tendance d'Ouest en Est, c'est-à-dire en direction de la mer nummulitique.

Mais, bientôt, le mode de remplissage du bassin continental change: de brusques apports conglomératiques, provenant des Alpes internes (présence de matériel ophiolitique) avec des directions de courant orientées cette fois-ci d'Est en Ouest, dessinent un vaste delta continental ouvert vers l'Ouest. Les conglomérats de Barrême et de Clumanc en matérialisent le front en milieu marin, tandis que des Grès verts s'intercalent plus à l'Ouest dans la Molasse rouge. Pendant la fin de l'Oligocène, des cours d'eau divaguent toujours avec une direction moyenne d'Est en Ouest, dans de vastes plaines d'inondation soumises à l'altération rubéfiante. Simultanément, un bassin lacustre temporaire s'installe dans la région de Barrême-Taulanne, recevant du matériel détritique de ses marges en voie de déformation.

#### NÉOGÈNE : ÉVOLUTION DU BASSIN DE DIGNE-VALENSOLE

Tandis que des sédiments marins et continentaux s'accumulaient dans la région de Barrême et plus à l'Est au cours du Paléogène, on ne sait que peu de choses sur ce qui se passait à l'Ouest pendant la même période: on connaît, au *Lutétien*, le développement de brèches à *Microcodium* ou de croûtes siliceuses continentales précédant l'installation de petits lacs abritant des végétaux et des Pulmonés; à l'*Oligocène*, l'activité de petits torrents localisés abandonnant des alluvions dans le petit graben de Beynes; à l'*Aquitainien*, la généralisation d'une surface d'érosion et d'altération à tout le domaine subalpin, marquée en particulier par le développement des *Microcodium*.

**Au Burdigalien** un changement radical intervient: c'est l'individualisation et le remplissage, jusqu'à la fin du *Pliocène*, du bassin subsident de Digne-Valensole dont la feuille Digne couvre partiellement la bordure orientale. Dans le centre du bassin plusieurs milliers de mètres de sédiments vont s'accumuler dans une ambiance constante de déformations synsédimentaires enregistrées par de brusques variations d'épaisseur et de nombreuses discordances internes, notamment sur les bordures et les flancs des plis.

Dans le coin nord du bassin, dessinant une morphologie de golfe, les dépôts marins miocènes montrent souvent un faciès de *tidalites* caractérisant un milieu de sédimentation situé dans la zone de balancement des marées. Ces *tidalites* associées à des cordons littoraux de galets, ou des dépôts caractérisant d'anciennes vasières littorales (marnes à nids d'Huîtres) apparaissent en bordure du bassin jusqu'à Châteauredon-Beynes et même Majastres (fig. 16), où elles alternent avec des faciès fluvio-lacustres (conglomérats chenalisants, calcaires lacustres,... marnes à paléosols, etc.) qui caractérisent les marges orientales et sud-orientales du bassin. Les passages latéraux sont particulièrement bien exposés sur le pourtour du «dôme» de Châteauredon.

**Au Miocène supérieur** la mer se retire du bassin de Digne-Valensole vers la vallée du Rhône; la subsidence se poursuit activement et permet le dépôt des *Conglomérats de Valensole mio-pliocènes*.

*Dans une première phase* (fig. 17) les apports dominants sont dus à deux cours d'eau principaux: une paléo-Durance descendant du Nord depuis les zones internes des Alpes, une paléo-Asse descendant de l'Est, des zones internes et vraisemblablement aussi de régions plus méridionales (arc de Castellanne, Nice). Ces cours d'eau donnent lieu à des bras divaguant dans la vaste plaine alluviale drainée au Sud-Ouest qui occupe toute la surface du bassin.

*Dans une seconde phase* (fig. 18) la surrection et la réjuvenation des reliefs

subalpines des bordures nord et est du bassin donnent lieu à des dépôts de plaine alluviale de piedmont: des brèches remplissent des chenaux étroits et tortueux au milieu de marnes rutilantes. Ces épandages détritiques d'origine locale se raccordent vers l'Ouest au drainage paléodurancien qui continue à fonctionner à la marge occidentale du bassin, au niveau de la Durance actuelle.

*Dans une dernière phase* les déformations s'accroissent : les décrochements et les chevauchements amènent les bordures subalpines, notamment la «nappe de Digne» à surmonter les derniers Conglomérats de Valensole achevant de combler le bassin.

Les reliefs ainsi formés sont soumis aux climats arides du Quaternaire; leurs pentes se couvrent de cailloutis cryoclastiques, qui glissent vers le bas des vallées en oblitérant les contacts anormaux récemment créés.

**L'époque actuelle** correspond à une période d'érosion longitudinale, au cours de laquelle le réseau hydrographique s'enfonce dans la surface morphologique encore très fraîche, née en milieu périglaciaire et héritée du Quaternaire.

## RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

### HYDROLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE

La Bléone, affluent de la Durance, n'intéresse que le quart nord-ouest de la feuille. Tout le reste appartient au bassin de l'Asse, autre affluent, mais moins important. Descendant d'abord N-S, il reçoit à Barrême l'Asse de Blieux et l'Asse de Moriez. Au contraire de la Bléone, dont les crêtes du bassin versant approchent 3 000m, l'Asse, torrent méditerranéen et dont les reliefs encaissés n'atteignent pas 2 000 m, peut être pratiquement tarie en été à la limite de la feuille.

Au point de vue hydrogéologique, deux domaines s'opposent:

- le plateau de Valensole à l'Ouest,
- le domaine sub-alpin à l'Est.

*Les ressources de la série de Valensole* sont très réduites : les niveaux conglomératiques alimentent des sources de faible débit et les agglomérations en bordure de la Bléone ou de l'Asse doivent prélever par pompage des ressources complémentaires sur la nappe des alluvions des deux rivières, y compris Digne, dont les prélèvements s'effectuent en dehors des limites de la carte (Marcoux).

*Dans le domaine sub-alpin* à dominante calcaire, il existe de nombreux niveaux aquifères.

Sur le front de chevauchement de Digne, les calcaires du Muschelkalk alimentent la source du Haut Vériscle et celle captée pour Beynes (le Tholonet). Les écaillures de calcaires liasiques (Hettangien à Carixien) alimentent de petites émergences de part et d'autre de la crête d'Entrages.

Les calcaires bathoniens de la série des Dourbes ne présentent pas d'exutoire dans les limites de la feuille (il en existe un au Brusquet, au Nord de ces limites) mais peuvent être drainés par les alluvions de la cluse du Mardaric au Nord de Digne.

Les calcaires massifs du Jurassique supérieur des écaillures tectoniques entre l'Estoublaise et l'Asse (entre Trévans et la due de Chabrières) alimentent deux sources importantes (débit supérieur à 50 l/s) dans le bassin du torrent de Saint-Pierre (l'Adoux et la source de la chapelle Saint-Etienne).

Dans le montagne de Coupe entre les Dourbes et Tartonne, l'ensemble calcaire allant du Jurassique supérieur au Barrémien constitue un appareil hydro-

lique unique dont les exutoires principaux émergent au toit de la série dans le bassin de Tartonne-Clumanc (source de la cascade de la maison forestière, source captée par les Sauzeries Hautes). Du même ensemble, et situées dans la même position, sont issues la source captée par Barrême (Saint-Martin, sur un accident E-W) et les sources du Viable (sur une faille N-S) au Nord-Est de Tartonne.

Les calcaires du Crétacé supérieur constituent un autre appareil aquifère important: le massif de la Sapée, entre Clumanc et Lambruisse, a ses exutoires sur un important accident N-S (sources du Jas de Lagier, de l'Auge et de Fontfreye, les deux dernières captées par Lambruisse). Au Nord-Est de Lambruisse, la montagne de Charvet (ou de Servet) fait partie d'un très important massif (montagne du Cheval Blanc) qui a ses exutoires en dehors des limites de la feuille.

Les terrains tertiaires peu étendus et à dominante marneuse n'offrent pratiquement pas de ressources en eau.

*La source thermale de Digne* se situe dans la cluse par laquelle un affluent de la Bléone recoupe les calcaires carixiens de la série chevauchante de Digne, mais 2,5 km à l'amont du point où le plan de chevauchement est recoupé par le ruisseau. Il existe plusieurs émergences dont les températures varient de 25 à 45 °. Il s'agit d'un mélange d'eaux ascendantes chaudes ayant circulé le long du plan de chevauchement, puis remontant verticalement à la faveur d'une zone de dislocation de la série liasique et d'eaux descendantes froides, issues des reliefs calcaires (barre carixienne) enserrant la vallée. Les eaux sont chlorurées sodiques et sulfatées calciques.

A Tartonne, près du col du Défend, existe une source salée, de débit infime actuellement, autrefois exploitée. Elle se situe sur un important accident N-S ayant permis la remontée de Trias gypso-salin le long du chevauchement; entre Trévans et le col de la Croix se situe une émergence froide très chargée en sulfates, en liaison également avec le Trias gypso-salin.

#### SUBSTANCES MINÉRALES

Les calcaires, notamment ceux du Tithonique-Berriasien, ont servi comme pierre d'appareil jusqu'au milieu du siècle, ainsi que les grès de Senez, utilisés pour bâtir la cathédrale de cet évêché de l'Ancien Régime. Les marnes grises oligocènes du synclinal de Barrême ont été cuites autrefois pour la production de tuiles et de briques (lieu-dit: la Tuillère). Les affleurements de gypse ont été exploités comme sources locales de plâtre dont la construction rurale des siècles passés.

Actuellement, les alluvions de la Bléone, en aval de Digne, fournissent des sables et graviers à béton ainsi que du matériau de remblai. Il pourrait être de même des cailloutis d'origine cryoclastique qui drapent le pied des falaises du Crétacé supérieur dans l'Est de la feuille.

#### DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

##### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques ainsi que des itinéraires intéres-

sant la région dans les *Guides géologiques régionaux* suivants (Masson et Cie, éditeurs) :

- **Provence**, par C. Gouvernet, G. Guieu et C. Rousset, 2<sup>e</sup> édition, 1979: *itinéraire 7* : la partie nord-ouest de l'arc de Castellane et son avant-pays provençal.
- **Alpes, Savoie et Dauphiné**, par J. Debelmas (1970) : *itinéraire VI*, de Digne à la haute vallée de l'Ubaye.

#### BIBLIOGRAPHIE

##### Documents consultés

- ASSENAT S. (1972) - Le Lias de l'arc de Castellane. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Lyon, 85 p.
- BEAUDOIN B. (1977) - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse, univ. Caen, 339 p., 116 fig.
- BODELLEJ. (1971) - Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse, Fac. sc. univ. Nice, B.R.G.M., Ed. n°CNRS AO, p. 5-183; *Documents du B.R.G.M.*, n° 2, 2 vol., 581 p., 27 pl., 1 carte h.-t.
- BONNAFOUXR. (1957) - Contribution à l'étude du Tertiaire dans le synclinal de Barrême (partie sud). D.E.S., Grenoble (inédit).
- BOUCHARD J.-P., GOBLET P., LESSI J., PIERRE C. (1974) - Etude stratigraphique et structurale de la région comprise entre Trévans, Chabrières et le sommet du Cousson (Alpes-de-Haute-Provence). Ecole nationale supérieure des mines de Paris, inédit, 56 p.
- BOUSSACJ. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*
- CARBONNELG., CHATEAUNEUF J.-J., FEIST-CASTEL M., GRACIANSKY P.-C. de, VIANEY-LIAUD M. (1972) - Les apports de la paléontologie (spores et pollens, Charophytes, Ostracodes, Mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *CR.Ac.Sc.*, Paris, D, 275, p. 2599-2602.
- CHAPPAZR., COURTILLOTV., DAGBERT D. (1971) - Etude stratigraphique et tectonique détaillée de la bordure septentrionale de la zone synclinale de Barrême. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 70 p, inédit.
- CHAUVEAU J.-C. et LEMOINEM.(1961) - Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bull. Carte géol. France*, 264, LVIII, p. 147-178.
- CHERMETTE J.-C. et NAUROIS G. de (1972) - Contribution à l'étude géologique de la bordure occidentale du synclinal de Barrême. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 30 p., inédit.
- CHIAPOLINI P. (1966) - Contribution à l'étude géologique de la région de Chabrières (Basses-Alpes). Dipl. Inst. fr. Pétr., 27 p., 13 pl., inédit.

- COADOUA. et BEAUDOIN B. (1975) - Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional au Jurassique inférieur et moyen. IX<sup>e</sup> Congrès intern. sédim. Nice, théine 5, p. 49-60.
- COTILLON P. (1968) - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. B.R.G.M.*, n°68 (1971), 320 p., 105 fig., 8 pl. photo.
- COTILLON P. (1974) - Sédimentation rythmique et milieux de dépôt: données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane (France SE). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVI, 6, p. 583-592.
- COTILLON P. et LEMOIGNEY. (1967) - Présence du genre *Taxodioxyton* dans l'Albien de la région de Chabrières (Basses-Alpes). *Bull. mens. Soc. linn. Lyon*, 9, p. 390-393.
- COTILLON P. et LEMOIGNEY. (1971) - A propos d'une découverte de fragments ligniteux dans l'Albien d'Hyèges (Basses-Alpes). *Bull. mens. Soc. linn. Lyon*, 8, p. 249-250.
- COURTILLOT V. (1971) - Contribution à l'étude tectonique des séries chevauchantes de la Robine et du Blayeul. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 35 p., inédit.
- DEPÉRET Ch. (1895) - Note sur les fossiles oligocènes de Barrême. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXIII, p. 873-883.
- DUONG D.-M. (1974) - L'Oxfordien moyen et supérieur à faciès grumeleux de la cluse de Chabrières (Basses-Alpes). Thèse n° 384, Fac. se. université Claude-Bernard, Lyon.
- EBRAY T. (1873) - Stratigraphie des étages qui affleurent dans la cluse de Chabrières près de Digne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, I, p. 261-262.
- ESPITALIÉ J. et SIGAL J. (1961) - Microstratigraphie des marnes bleues des bassins tertiaires des Alpes méridionales; le genre *Caucasina* (*Foraminifères*). *Revue microp. Paris*, 3, p. 201-206.
- ESPITALIÉ J. (1964) - Contribution à l'étude du Tertiaire du synclinal de Majastres. D.E.S., Grenoble, 54 p.
- FEDOROFF N. (1969) - Etude géologique et pédologique des formations continentales supérieures du bassin de Digne. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, géodynam. externe, univ. Paris, inédit.
- FOUGEIROL D. et TALLON J.-P. (1972) - Contribution à l'étude géologique du bassin de Barrême et de sa bordure orientale entre Senez et Saint-Lions. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 145 p., inédit.
- GANEVAL J. (1973) - Paléogéographie et tectonique dans la zone de décrochement de Creissot-le Poil (branche NW de l'arc de Castellane, Alpes-de-Haute-Provence). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, univ. sc. et méd., Grenoble, 62 p., 29 fig.

- GARNIER A. (1972) - Terrains tertiaires de l'Asse, du Verdon et du Var. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, XIX, p. 692-705.
- GIDON M. et PAIRIS J.-L. (1971) - Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'arc de Castellane. *CR.Ac.Sc.*, Paris, D, 272, p. 2412-2415.
- GIGOT P. (1973) - Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du Bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *C.RAc.Sc.*, Paris, D, 276, p. 1123-1126.
- GIGOTP., GRANDJACQUETC, HACCARD D. (1974) - Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XVI, 2, p. 128-139.
- GIGOTP., GUBLER Y., HACCARD D. (1975) - Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence IX<sup>e</sup> Congrès intern. sédim. Nice, thème 5, p. 157-162.
- GOGUELJ. (1936) - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France.*
- GOGUELJ. (1939) - Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 202, XLI, 48 p.
- GOGUELJ. (1944) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 215, t. 44.
- GRACIANSKY P.-C. de, LEMOINE M. et SALIOT P. (1971) - Remarques sur la présence de minéraux et de paragénèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *C.RAc.Sc.*, Paris, D, 272, p. 3243-3245.
- GRACIANSKY P.-C. de (1972) - Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence): relations entre déformation et sédimentation; chronologie des plissements. *C.RAc.Sc.* Paris, D, 275, p. 2825-2828.
- GRACIANSKY P.-C. de, LEMOINE M., SIGAL J., THIEULOY J.-P. (1972) - Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barrémien et bédoulien interstratifiées dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *C.RAc.Sc.*, Paris, 274, p. 3368-3371.
- GUBLER Y. (1958) - Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch «Grès d'Annot». *Eclogae Geol. Helv.*, 51, 1, p. 942-957.



- GUILLEMOT J. et UNALAN G. (1970) - Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes-de-Haute-Provence) à l'aide des faunes continentales nouvelles. *CR.Ac.Sc.*, Paris, D, 271, p. 2084-2086.
- HAUG E. (1891) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 3, 21, 197 p.
- HAUG E. (1900) - Excursions aux environs de Digne et Sisteron. 8<sup>e</sup> Congrès géol. intern., Paris, livret-guide XIIIb, p. 1-28.
- LANQUINEA. (1935) - Le Jurassique moyen et supérieur des chaînes provençales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 38, 191, p. 183-317.
- LAPPARENT A.-F. de (1938) - Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XL.
- LEMOINE M. (1972) - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau*, 67, 3, p. 975-1010.
- MASSON M. (1961) - Contribution à l'étude géologique de la région de Tarteron (Basses-Alpes). D.E.S., Fac. sc. Grenoble.
- MOUTERDE R. (1961) - Variations du Lias supérieur entre Digne, Gap et Castellane. Colloque sur le Lias français, *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 715-718.
- MOUTERDE R., KERRIENY., LABOURGUIGNE J. et MANIVITJ. (1966). - Le Lias et le Bajocien de la Javie (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, VIII, p. 317-352.
- PAIRIS J.-L. (1971) - Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes-de-Haute-Provence). *Géologie alpine*, 47, p. 204-214.
- PAVIAG. et STURANI C. (1968) - Etude biostratigraphique du Bajocien des Chaînes subalpines aux environs de Digne (Basses-Alpes). Note préliminaire. *Boll. Soc. géol. ital.*, LXXXVII, 2, p. 305-316.
- PAVIAG. (1969) - Nouvelles données sur le Bajocien de Digne (Basses-Alpes). Coexistence de *Normannites*, *Itinsaites*, *Stemmatoceras*, *Teloceras* avec les premiers représentants de la superfamille *Perisphinctacaea* à la base de zone à *Subfurcatum*. *Boll. Soc. géol. ital.*, LXXXVIII, 3, p. 445-452.
- PAVIAG. (1971) - Ammonite del Baiociano superiore di Digne (Francia SE, Dip. Basses-Alpes). *Boll. Soc. Paleont. ital.*, 10, 2, p. 75-142.
- RENARD A. (1973) - Contribution à l'étude du décrochement du Défend et de l'unité de Douroulles. Ecole nationale supérieure des mines de Paris, inédit.

- ROUX M. et TRUC G. (1972) - Données nouvelles sur le Miocène du sillon de Majastres (Alpes-de-Haute-Provence) et ses affinités avec les formations néogènes du bassin d'Eoulx. *CRAc.Sc*, 274, p. 1776-1779.
- SORDI A. (1968) - Contribution à l'étude géologique de la région de Gévaudan (Est de Barrême). Dipl. Inst. fr. Pétr., 27 p., 16 pl., inédit.
- STANLEY D.-J. (1961) - Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Rev. Inst. fr. Pétr. et Ann. Comb. liquides*, XVI, 11, p. 1231-1254.
- STURANIC. (1966) - Ammonites and stratigraphy of the Bathonian in the Digne-Barrême Area (South-Eastern France, Dept. Basses-Alpes). *Boll. Soc. Paleont. ital.*, 5, 1, p. 3-57.
- TEMPIER C. (1966) - Les faciès du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance; leur répartition géographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 8, p. 468-470.
- THIEULOY J.-P. (1965) - Ouverture buccale d'un Céphalopode microconche: *Saynoceras verrucosum* (d'Orb.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 1, VII, p. 839-842.
- THOMELG. (1961) - Contribution à la connaissance de l'Albien et du Céno-manien de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, n°1, p. 1-10.
- UNALAN G. (1970) - Etude géologique de la bordure W de l'arc de Castellane. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, 76 p., Grenoble.
- VELAIN C. (1872) - L'Oxfordien et le Néocomien dans le Midi de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2, 29, p. 129-136.
- VERNETR. (1966) - Contribution à l'étude géologique de la région de Clumanc (Basses-Alpes). D.E.S., Fac. sc. univ. Grenoble.
- ZÜRCHER P. (1895) - Note sur les environs de Chabrières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, vol. 3, t. 23, p. 982-990.
- ZÜRCHER P. (1872) - Compte rendu de la course du 23 septembre de Digne à Barrême. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3, XXIII, p. 866-873.

### **Cartes géologiques à 1/80 000**

Feuille *Digne*:

- 1<sup>e</sup> édition (1899), par E. Haug, W. Kilian, L. Bertrand, Ph. Zürcher, D. Martin
- 2<sup>e</sup> édition (1943), par Y. Gubler, J. Goguel, A.-F. de Lapparent
- 3<sup>e</sup> édition (1964), par J. Goguel

Feuille *Castellane*:

- 1<sup>e</sup> édition (1895), par Ph. Zurcher
- 2<sup>e</sup> édition (1936), par J. Goguel, A. Lanquine, A.-F. de Lapparent
- 3<sup>e</sup> édition (1966), coordination des levés par M. Lemoine, J. Goguel, M. Gidon

*DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES*

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au S.G.R. Provence-Alpes-Côte d'Azur, Route Léon Lachamp, Domaine de Luminy, 13009 Marseille, soit au B.R.G.M., 191 rue de Vaugirard, 75015 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par Pierre-Charles de GRACIANSKY, professeur à l'École nationale supérieure des mines de Paris, avec la collaboration de Patrick GIGOT, assistant au laboratoire de géologie de l'Université de Caen, pour le Tertiaire du Bassin de Digne-Valensole et du Sillon de Majastres et de Guy DUROZOY, ingénieur géologue au B.R.G.M., pour l'hydrologie et l'hydrogéologie.

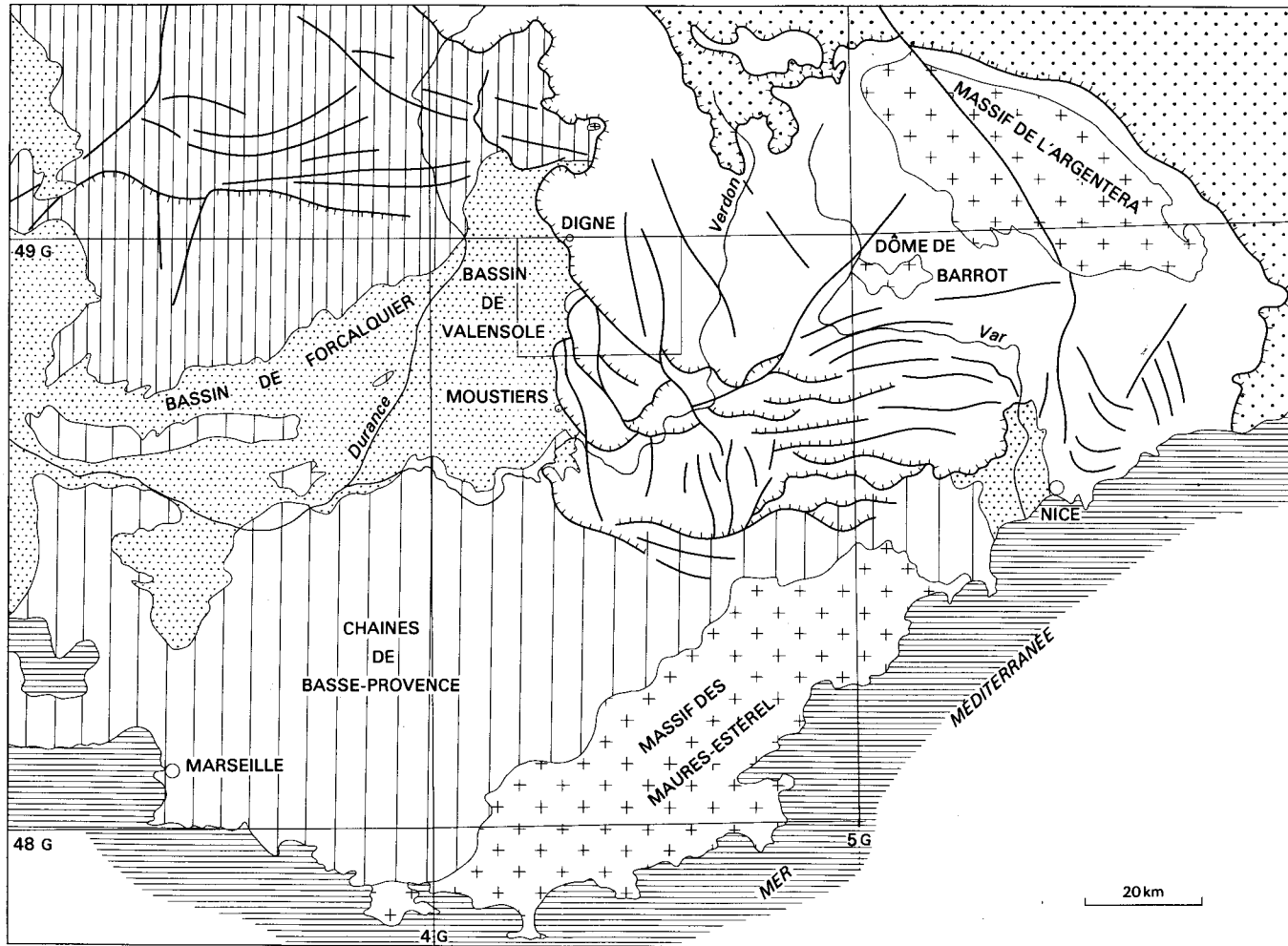
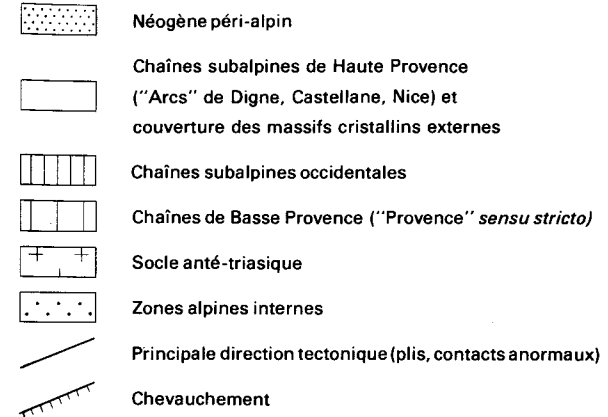


Fig. 1 - Cadre géographique et structural



DOMAINE DAUPHINOIS

FACIÈS INTERMÉDIAIRES

FACIÈS PROVENÇAL

Entre DIGNE et ENTRAGES

LA CLAPPE

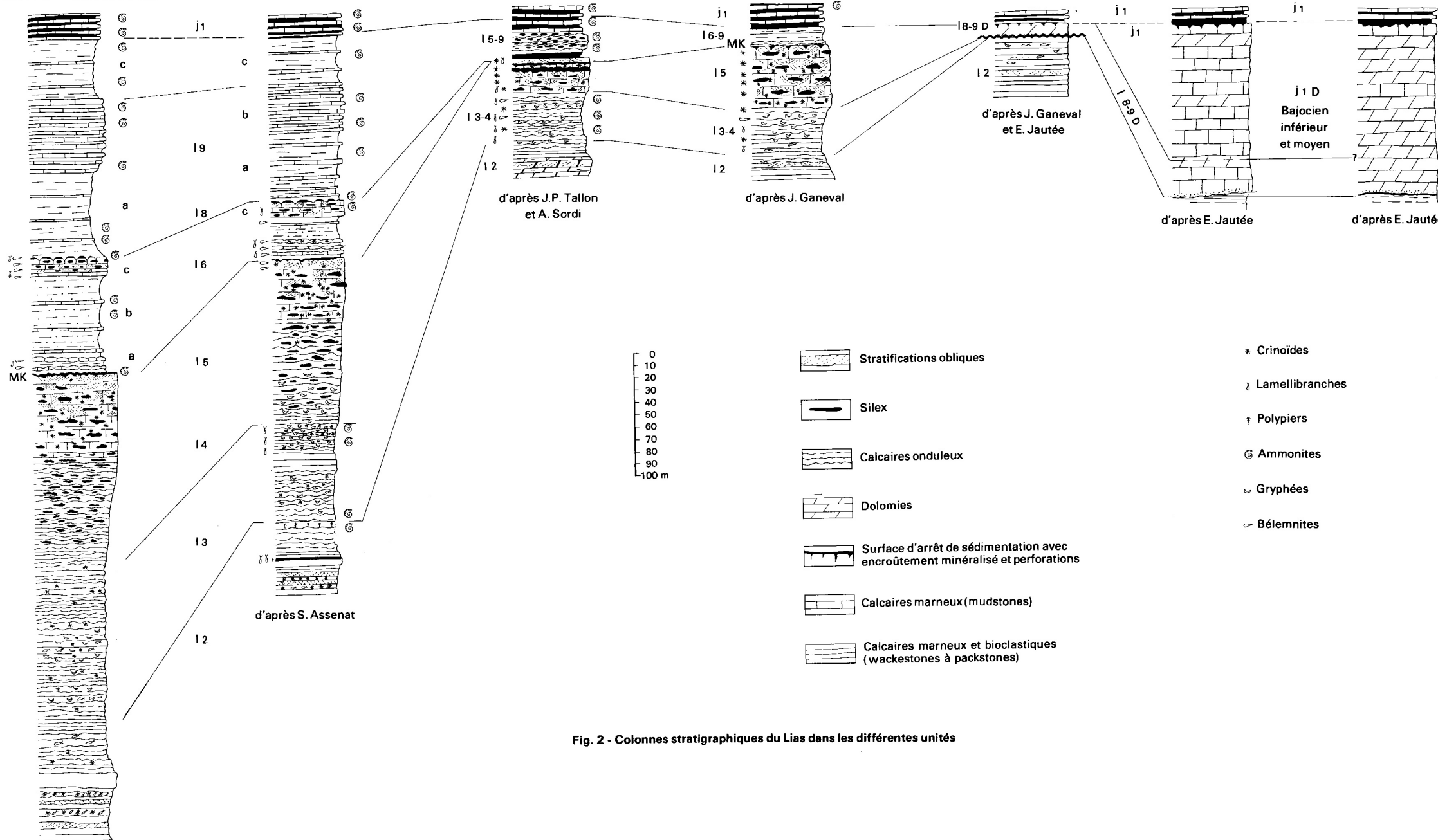
GÉVAUDAN

LES MOULIÈRES

LE POIL

CHAPELLE ST-ÉTIENNE

TRÉVANS



j1

c

b

19

a

18

c

16

b

a

15

14

13

12

c

b

a

19

18

16

15

14

13

12

15-9

13-4

12

d'après J.P. Tallon et A. Sordi

j1

16-9

15

13-4

12

d'après J. Ganeval

18-9 D

12

d'après J. Ganeval et E. Jautée

j1

18-9 D

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1

j1 D

Bajocien inférieur et moyen

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

7

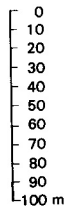
7

7

7

7

7



- Stratifications obliques
- Silex
- Calcaires onduleux
- Dolomies
- Surface d'arrêt de sédimentation avec encroûtement minéralisé et perforations
- Calcaires marneux (mudstones)
- Calcaires marneux et bioclastiques (wackestones à packstones)
- \* Crinoides
- λ Lamellibranches
- † Polypiers
- ⊗ Ammonites
- ∩ Gryphées
- ∩ Bélemnites

Fig. 2 - Colonnes stratigraphiques du Lias dans les différentes unités

d'après R. Mouterde

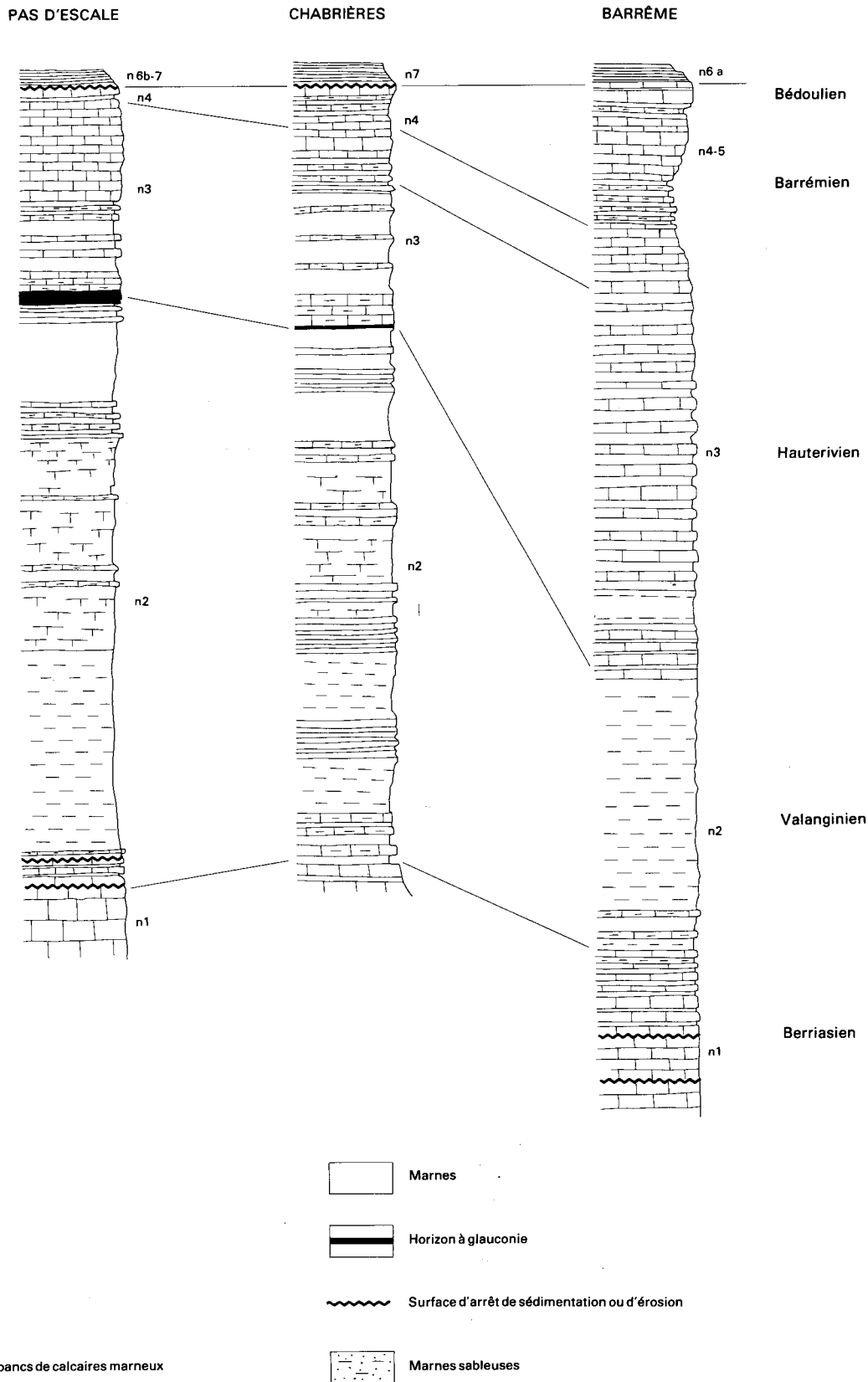


Fig. 5 - Coupes stratigraphiques dans le Crétacé inférieur  
(d'après P. Cotillon)

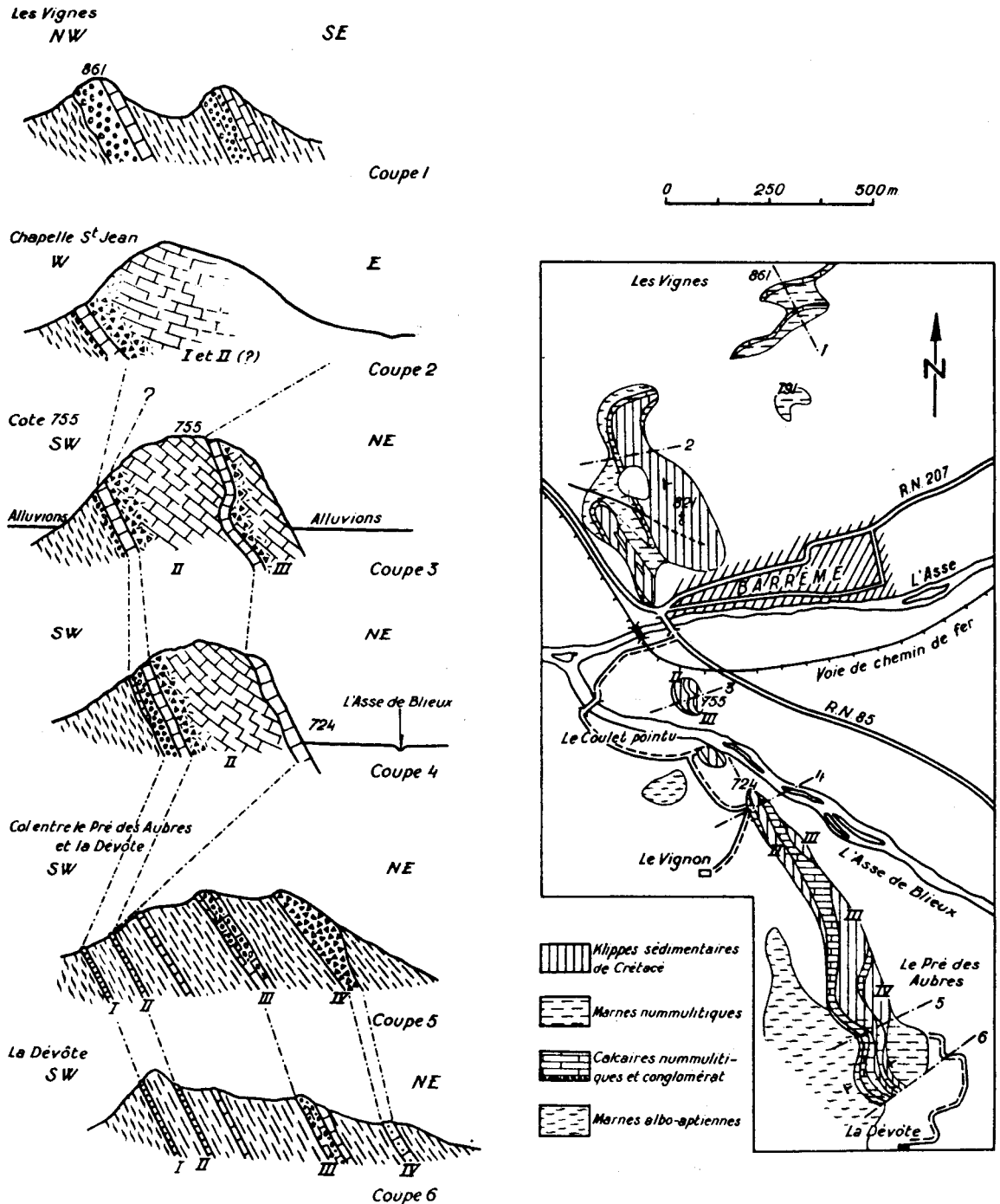


Fig. 7 - Carte géologique schématique des environs de Barrême et coupes sérieées du flanc occidental du synclinal

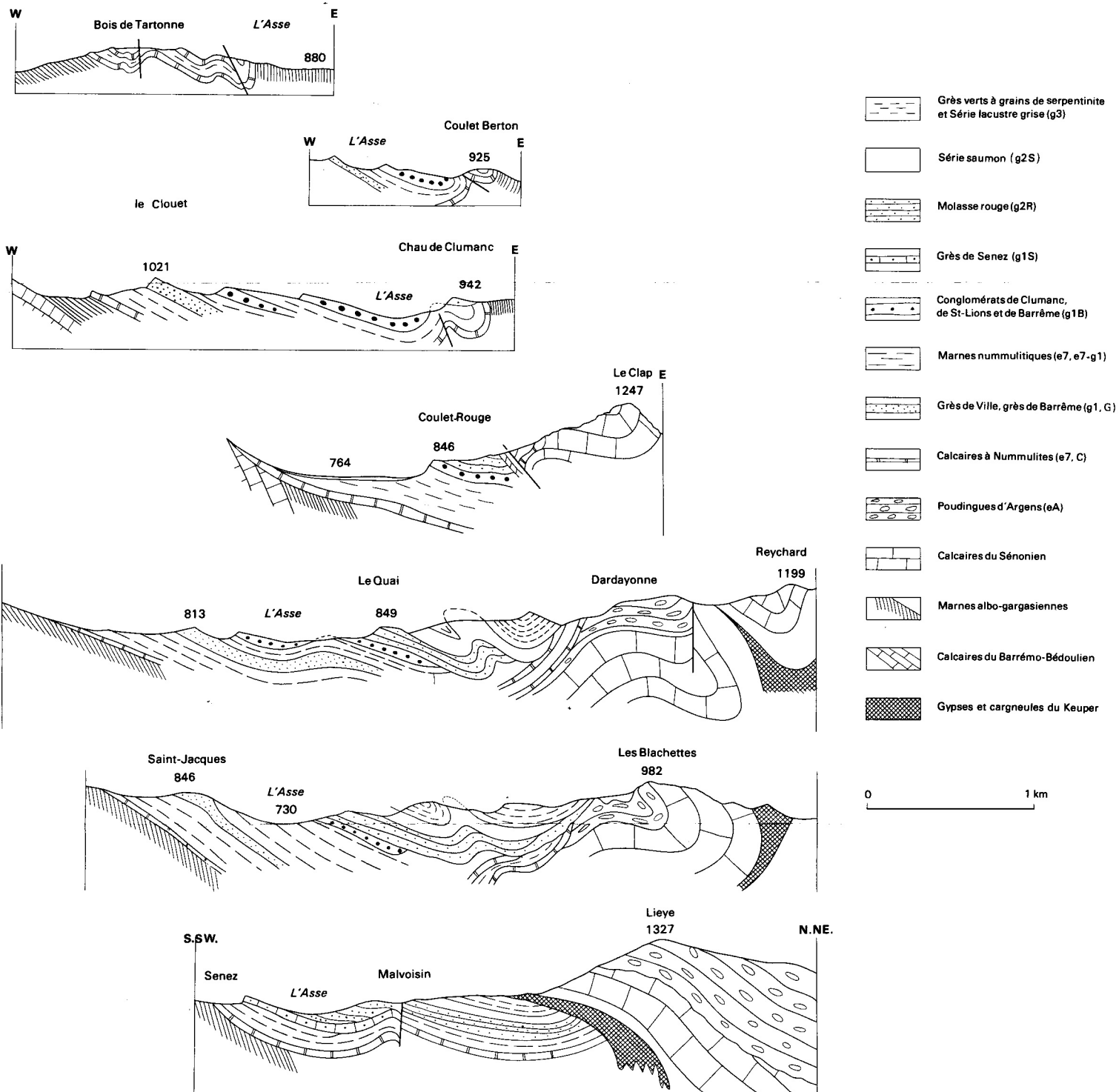


Fig. 12 - Coupes sériees dans le synclinal de Barrême



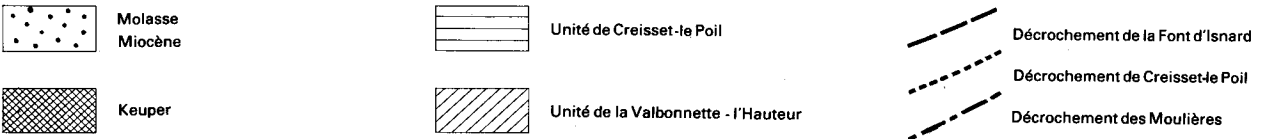
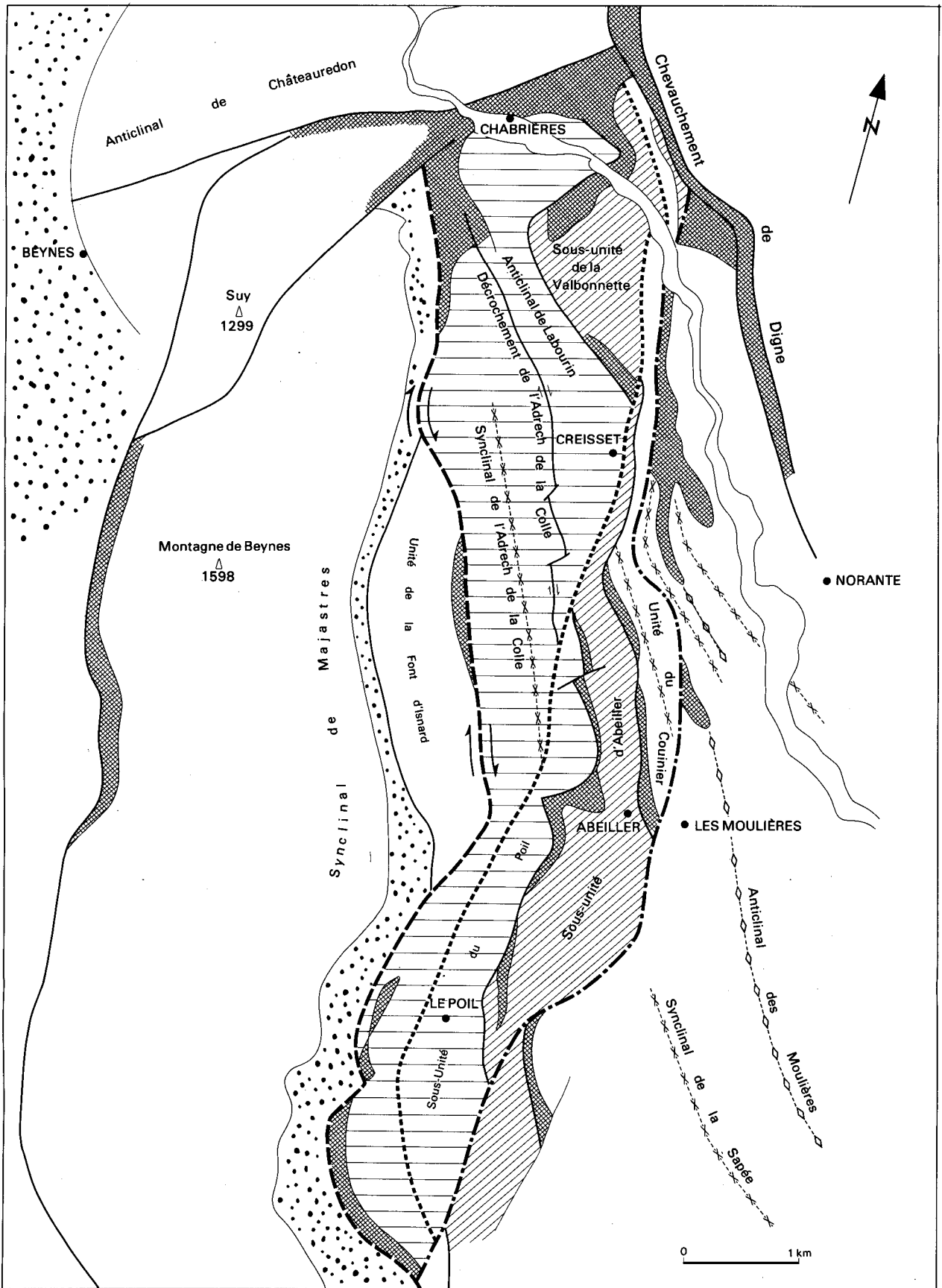


Fig. 15 - Schéma structural du couloir de décrochement du Poil (d'après J. Ganeval)

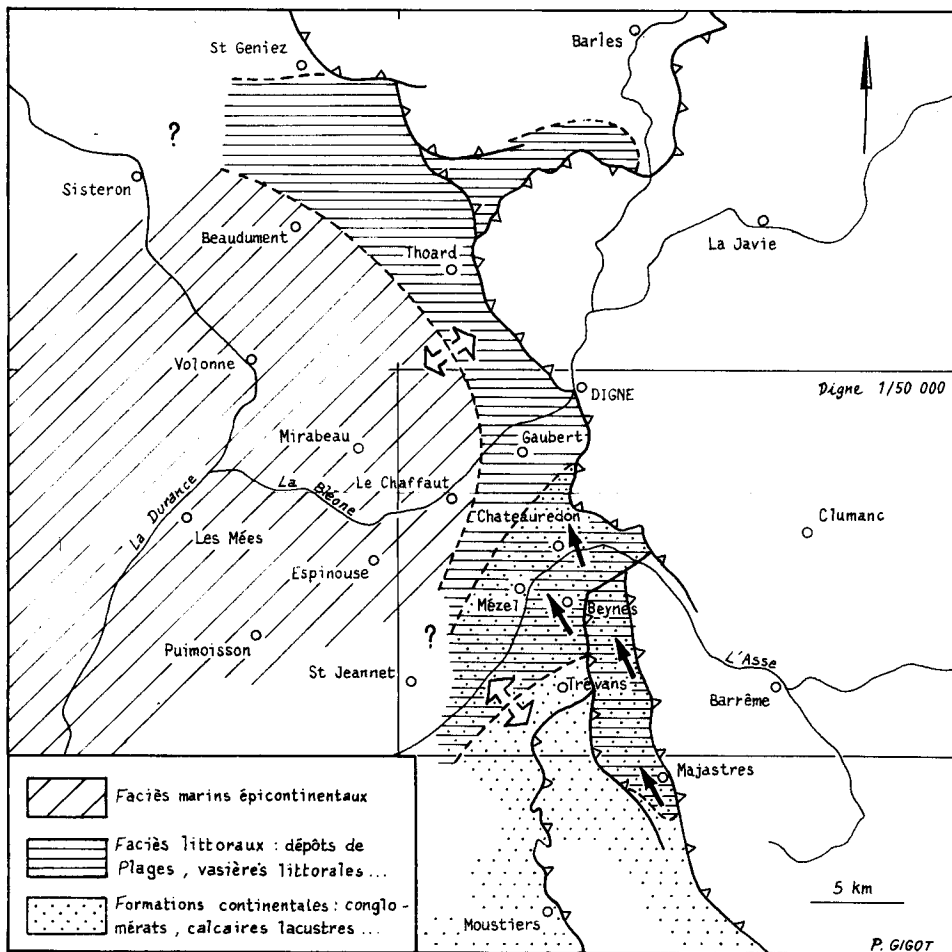


Fig. 16 - Bassin de Digne-Valensole. Miocène

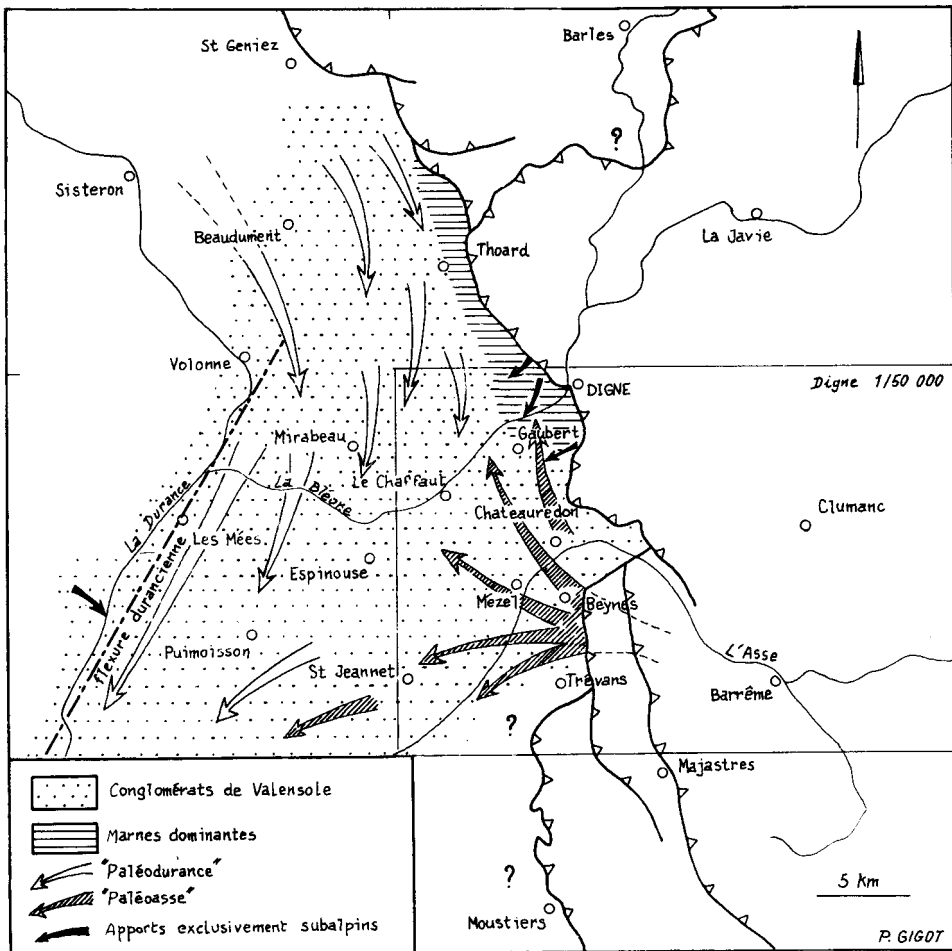


Fig. 17 - Bassin de Digne-Valensole. Conglomerats de Valensole (m-p)  
1ère phase

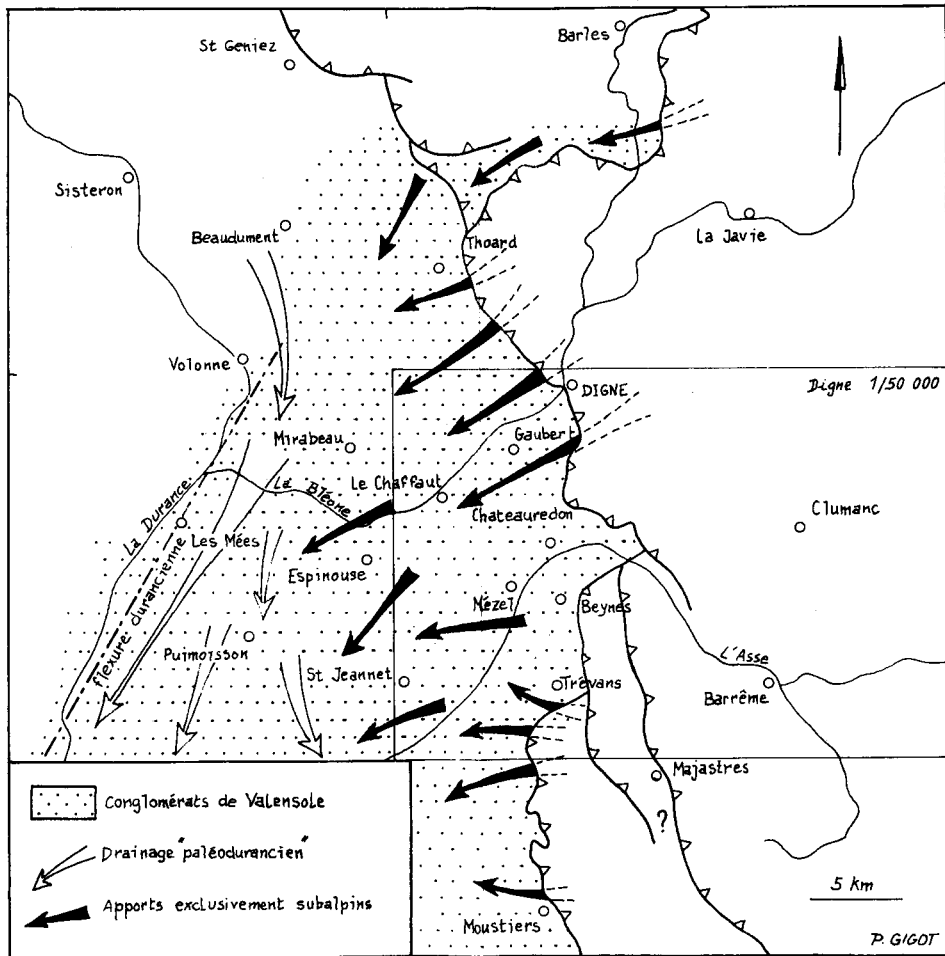


Fig. 18 - Bassin de Digne-Valensole . Conglomérats de Valensole (m-p)

2ème phase