



DIE

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

- au nord-ouest : VALENCE (N° 187)
- au nord-est : VIZILLE (N° 188)
- au sud-ouest : PRIVAS (N° 198)
- au sud-est : DIE (N° 199)

VALENCE	CHARPEY	LA CHAPELLE- EN-VERCORS
CREST	DIE	MENS
MONTÉLIMAR	DIEULEFIT	LUC- EN-DIOIS

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

DIE

XXXI-37

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE ET DE LA RECHERCHE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
GÉNÉRALITÉS	3
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE</i>	3
<i>APERÇU GÉOLOGIQUE</i>	4
Caractères principaux de la série stratigraphique	4
Grands traits de l'évolution paléogéographique et orogénique	7
Traits structuraux majeurs	9
<i>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	10
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	10
Lias supérieur	10
Dogger	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	11
Callovien basal	11
Callovien inférieur	11
Callovien moyen	11
Callovien supérieur - Oxfordien inférieur	12

	Pages
Oxfordien moyen (<i>Argovien</i>)	12
Oxfordien supérieur (<i>barre rauracienne</i>)	13
Kimméridgien et <i>Séquanien</i>	13
Tithonique	13
Berriasien	14
Valangien	15
Hauterivien	16
Barrémien et Bédoulien	17
Gargasien et Albién	20
Cénomanién	21
Turonien	22
Coniacien inférieur marin	22
Coniacien supérieur et Santonien inférieur continentaux	23
Ludien	23
Ludien terminal et Stampien inférieur (<i>Sannoisien</i>)	24
Stampien <i>s. stricto</i>	24
Stampien terminal et <i>Chattien</i>	24
Burdigalien	24
Helvétien	25
Formations alluviales (terrasses) et superficielles	25
DESCRIPTION STRUCTURALE	27
<i>STRUCTURES « PROVENÇALES »</i>	27
<i>STRUCTURES « ALPINES »</i>	28
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	33
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	33
<i>MATÉRIAUX UTILES</i>	34
VÉGÉTATION ET CULTURES	34
BIBLIOGRAPHIE	35
DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES	36
AUTEUR	36

GÉNÉRALITÉS

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Le Diois nord-occidental, que recouvre en majeure partie la feuille Die à 1/50 000, constitue la fraction la plus septentrionale des chaînes subalpines méridionales. Il est limité au Nord par les hautes falaises du Vercors et à l'Ouest par la dépression rhodanienne vers laquelle il s'abaisse progressivement. C'est un territoire essentiellement montagneux dont la structure résulte de la superposition d'efforts orogéniques d'âge et de direction différents et qui présente de ce fait des traits morpho-tectoniques assez confus.

En règle générale, le relief est de type inversé, les anticlinaux correspondant à des dépressions plus ou moins étendues et les synclinaux — ou tout au moins leurs bordures — à des crêtes plus ou moins élevées. C'est ainsi que le point culminant de la feuille est donné par la falaise turonienne de l'extrémité orientale du synclinal de Saou, dont l'altitude atteint 1 559 m au Signal. En revanche, les dépressions de Barnave—Montmaur, de Die et d'Aurel correspondent à des anticlinaux de *terres noires* d'âge callovo-oxfordien, le terme le plus ancien de la série stratigraphique (Callovien basal) affleurant à la cote 300 au cœur de l'anticlinal d'Aurel. La même inversion se constate dans l'axe valanginien de l'anticlinal de la Raye, dans le secteur nord-ouest de la feuille. Cette règle générale d'inversion du relief souffre toutefois quelques exceptions. C'est ainsi que les sommets tithoniques et berriasiens de Chabanat (1 028 m), de Serre de l'Aup (1 195 m) et des Clots (1 025 m) se situent à l'axe de plis anticlinaux, tandis que les dépressions de Sainte-Croix, d'Espenel, de Saint-Benoît et de Piégros-Blacons correspondent, les trois premières, à des synclinaux de marnes valanginiennes et la quatrième à un synclinal de *marnes bleues* du Gargasien—Albien.

Si la puissante falaise turonienne du synclinal de Saou a le privilège de fournir le point culminant de la région, nombreux sont les sommets dépassant 1 000 m qui sont formés par des assises calcaires d'âge différent. A la bordure septentrionale de la feuille ce sont les calcaires barrémiens et bédouliens du versant sud du Vercors, avec les sommets de la Raye (1 015 m) et des Berches (1 098 m) à l'Ouest et ceux du Baise (1 017 m) et de Barnavol (1 089 m) à l'Est. Le Barrémien constitue également le sommet du Serre des Bornes (1 024 m) à la bordure sud de la feuille. Partout ailleurs, ce sont les calcaires du Tithonique ou du Berriasien inférieur qui forment la majorité des points hauts. Ce sont eux qui dessinent en particulier les crêtes auréolant les anticlinaux de *terres noires* de Barnave-Montmaur, de Die et d'Aurel, avec les principaux sommets des Clots (1 245 m), la Pâle (1 340 m), la Plaine (1 231 m), Serre Chauvière (1 262 m), Beaufayn (1 251 m), But de la Richaude (1 039 m), Pierrand (1 182 m), Montagne de Gavet (1 163 m), Petit Justin (1 108 m), But de l'Aiglette (1 006 m) et Grand Barry (1 112 m).

Au point de vue hydrographique, le territoire de la feuille Die est traversé d'Est en Ouest par le cours moyen de la Drôme qui y entre à la cote 460 (région de Montmaur) et en sort à la cote 190 (région d'Aouste). Long de plus de 50 km, ce tronçon de cours présente une pente moyenne de 5 pour mille. Il emprunte tout d'abord les dépressions anticlinales de *terres noires* de Barnave—Montmaur et de Die, jusqu'au voisinage de Sainte-Croix. A partir de l'extrémité occidentale de la plaine de Die, la Drôme franchit une série de cluses, entaillées dans les calcaires tithoniques et berriasiens, qui la font pénétrer successivement dans le synclinal valanginien de Sainte-Croix, dans l'anticlinal de *terres noires* d'Aurel et dans le synclinal valanginien d'Espenel. Au-delà de la cluse de Saillans, la Drôme suit, sur environ 10 km, le flanc nord de l'anticlinal E—W de Saint-Moirans—Saint-Sauveur—la Clastre, puis recoupe le synclinal méridien de *marnes bleues* de Piégros-Blacons et traverse enfin, avant d'atteindre Crest, les petits chaînons éocrétacés de direction N—S qui précèdent le bassin tertiaire rhodanien.

Sur sa rive gauche, la Drôme ne reçoit qu'un affluent important, la Roanne, qui prend naissance très au-delà de la limite sud de la feuille, au pied de la Montagne d'Angèle (1 606 m). Sa vallée, profonde et étroite, traverse l'anticlinal à cœur argovien de Bramevache—Chabanat puis s'enfonce en canyon dans les calcaires berriasiens, tithoniques et kimméridgiens du versant sud-ouest du dôme d'Aurel. Par suite de sa très forte déclivité et de sa structure, le versant rive droite de cette vallée a été le siège, dans sa partie amont, d'éroulements rocheux et de glissements en masse particulièrement étendus et spectaculaires. Tous les autres affluents rive gauche de la Drôme sont des ruisseaux d'origine locale. Les principaux sont : la Barnavette et l'Esconavette, qui drainent le cirque de Barnave—Montmaur, les ruisseaux de Beaufayn et du Petit Julien, descendant des reliefs séparant la dépression de Die de celle d'Aurel, les ruisseaux de Barsac, Vionis et Colombe, qui drainent la cuvette d'Aurel, le Contécle qui, descendant de la région de la Chaudière, traverse en gorge l'anticlinal de Saint-Moirans, enfin la série des ruisseaux s'écoulant sur le flanc nord du synclinal de Saou, dont le principal est celui de Lausens.

Les principaux affluents rive droite de la Drôme sont originaires du massif du Vercors. Ce sont : la Meyrosse, descendant du flanc nord-ouest du massif du Glandasse, la Comane, provenant du Col de Rousset, le ruisseau de Marignac, descendant du col de Vassieux, la Sure, qui prend naissance au col de l'Infernet, et la Gervanne, descendant du col de la Bataille. Outre les pluies tombant sur son bassin versant, ce dernier cours d'eau est alimenté, vers son tiers inférieur, par une source karstique importante, dite des Fontaigneux, dont le débit varie de 300 à 1 200 litres par seconde. A la liste de ces affluents provenant du Vercors on peut ajouter, entre Saillans et Aouste, les ruisseaux d'origine plus locale du Riousset, de Charsac et de la Sye dont les vallées pénètrent profondément dans les reliefs s'élevant au Nord de la vallée de la Drôme.

APERÇU GÉOLOGIQUE

Caractères principaux de la série stratigraphique. Les terrains entrant dans la constitution du territoire de la feuille Die sont des terrains sédimentaires qui se placent chronologiquement, pour les seules assises visibles en surface, entre le Jurassique moyen (extrême base du Callovien) et le Miocène moyen (Helvétien). En-dessous de ces terrains affleurants, le sondage d'exploration pétrolière d'Aurel (7-3), profond de 2 805,40 m, a recoupé la succession des étages allant du Bathonien le plus élevé au Lias supérieur inclus.

Tous ces terrains se répartissent en deux ensembles stratigraphiques d'importance inégale, que sépare un hiatus assez long. Le premier, dont les assises couvrent la presque totalité de la carte et constituent le Diois nord-occidental proprement dit, correspond à une succession ininterrompue de formations d'origine marine allant du Lias supérieur au Sénonien inférieur inclus. Le deuxième ensemble, dont les assises n'apparaissent qu'à la bordure nord-ouest de la feuille, correspond à des formations continentales de l'Oligocène et à des dépôts marins du Miocène inférieur et moyen appartenant à la bordure orientale du bassin tertiaire rhodanien.

L'épaisseur globale des terrains représentés sur la feuille Die est très importante. Pour les assises traversées par le sondage d'Aurel (Toarcien à Bathonien inclus) cette épaisseur, corrigée des valeurs des pendages, est de 2 250 mètres. Pour les terrains jurassiques et crétacés visibles en affleurement, elle est comprise — suivant que l'on totalise les épaisseurs les plus faibles ou les épaisseurs les plus fortes de chacun des étages — entre 3 340 et 4 800 mètres. Enfin, les formations tertiaires de la bordure du bassin rhodanien atteignent une épaisseur globale d'environ 600 mètres. La puissance totalisée maximale des assises reconnues sur la feuille Die atteint donc une valeur de l'ordre de 7 650 m, dont environ 7 000 m pour les formations jurassiques et crétacées

participant à la constitution du Diois nord-occidental. Nous réservant de fournir l'analyse détaillée des étages dans la partie « Description des terrains » de cette notice, nous ne décrivons ici que les grands ensembles lithologiques, en soulignant le rôle qu'ils jouent dans le modelé topographique de la région.

Dans les terrains non affleurants traversés par le sondage d'Aurel, deux ensembles se distinguent nettement :

— 1 325 m de marnes argilo-schisteuses noires, admettant des intercalations marno-calcaires de même teinte dans leur quart inférieur, qui représentent le Lias supérieur à *faciès dauphinois* ;

— ensemble alternant de calcaires marneux microdétritiques, de marno-calcaires et de marnes, le tout de teinte sombre, de 925 m d'épaisseur, qui correspond au Bajocien et au Bathonien. Cette série comporte plusieurs horizons importants de calcaires détritiques en gros bancs, notamment au passage du Bathonien et du Callovien.

Dans la succession des termes affleurant à la surface du sol on peut reconnaître, toujours de bas en haut :

— ensemble correspondant au Callovien inférieur *sensu lato* et moyen qui comporte deux assises principalement calcaires, de 150 et 200 m d'épaisseur, séparées par un horizon de marnes sombres de 150 m de puissance. L'assise inférieure, formée de calcaires détritiques en gros bancs, à patine brune, et l'assise supérieure, formée de calcaires en plaquettes roux, donnent naissance à des reliefs modérés, mais cependant bien reconnaissables en-dessous de l'ensemble marneux suivant ;

— formation des *terres noires* proprement dites, présentant 750 m d'épaisseur, qui débute avec le Callovien supérieur et se poursuit jusque dans la partie inférieure de l'*Argovien*. Cet ensemble, formé de marnes schisteuses sombres facilement affouillables, donne des paysages de *bad lands* dans les dépressions de Barnave—Montmaur, Die et Aurel ;

— série alternante de marnes grises et de calcaires marneux à patine jaune, épaisse de 400 à 450 m, qui représente l'Oxfordien moyen ou *Argovien*. Par sa teinte générale jaunâtre, par son aspect toujours très raviné et par ses plissements fréquents que soulignent ses bancs calcaires, cette série est très reconnaissable dans les paysages entre les *terres noires* callovo-oxfordiennes et les calcaires de teinte claire du sommet du Jurassique ;

— ensemble calcaire et calcaréo-marneux, de teinte blanche ou gris clair, de 250 à 350 m d'épaisseur, englobant la série des étages allant de l'Oxfordien supérieur (*Rauracien*) au Berriasien inclus. On y distingue deux barres calcaires principales, l'une à la base, parfois peu accusée, dite barre *rauracienne*, de 30 à 50 m d'épaisseur, l'autre au sommet, plus épaisse (50 à 100 m) et toujours très reconnaissable, qui représente le Tithonique et la base du Berriasien. Cette barre tithonique constitue, dans les paysages auxquels elle participe, le trait morphologique et structural le plus net ;

— le Valanginien correspond à une série essentiellement marneuse, de teinte grise ou légèrement jaunâtre, dont l'épaisseur se tient entre 200 et 450 mètres. Il détermine dans les paysages des cuvettes, des combes et des zones de cols séparant la barre, ou les surfaces structurales, du Tithonique—Berriasien des reliefs également calcaires de l'Hauterivien—Barrémien ;

— un ensemble calcaréo-marneux et calcaire, dont l'épaisseur peut varier de 200 à plus de 1 000 m, représente l'Hauterivien et le Barrémo-Bédoulien. L'Hauterivien, encore riche en intercalations marneuses, surtout dans sa partie moyenne, constitue des talus ou des reliefs modérés tandis que le Barrémien et le Bédoulien, plus franchement calcaires, donnent des barres et des falaises nettement reconnaissables, mais cependant moins hardies que celles du Tithonique. Ces falaises sont particulièrement développées dans la partie nord de la feuille où, à l'approche du Vercors, les deux étages présentent leur plus forte épaisseur et où commence à apparaître — ou à s'annoncer — le faciès urgonien ;

— le passage du Barrémo-Bédoulien au Gargasien correspond à un brusque changement de sédimentation, qui est souligné localement par l'absence ou l'extrême réduction d'épaisseur du Bédoulien et par la présence de *fonds durcis*. Le Gargasien et l'Albien *sensu lato* sont en effet représentés, tout au moins au Sud de la Drôme, par environ 500 m de *marnes bleues* dans lesquelles s'intercalent, à plusieurs niveaux, des horizons de grès grossiers glauconieux. Ces sédiments très tendres déterminent le talus, largement couvert d'éboulis, qui ceinture à son pied la falaise cénomano-turonienne du synclinal de Saou et occupent la dépression de Piégros—Blacons. Au Nord de la Drôme, les mêmes *marnes bleues* se retrouvent dans les synclinaux N—S de Blacons—Sagnol et de Plan-de-Baix—Vellan, ainsi qu'en quelques points de la région de Beaufort-sur-Gervanne ; mais elles n'y présentent plus d'intercalations gréseuses individualisées. Par ailleurs leur épaisseur diminue rapidement, jusqu'à s'annuler presque totalement, en direction du Nord. Enfin, l'Albien, et plus particulièrement l'Albien terminal ou Vraconien, s'y charge dans la même direction d'éléments sableux de plus en plus abondants ;

— le début du Crétacé supérieur est marqué par une reprise progressive de la sédimentation calcaire. Tout d'abord partielle durant le Cénomanién, où des calcaires plus ou moins marneux ou gréseux alternent avec des assises marneuses encore importantes, cette sédimentation calcaire devient presque exclusive durant le Turonien. C'est à cet étage que se rapportent en effet les hautes falaises calcaires des synclinaux perchés de la forêt de Saou, de Suze, de Gigors et du Vellan. L'épaisseur de ces calcaires montre toutefois des variations importantes : maximale à l'extrémité orientale du synclinal de Saou (400 m), elle n'est plus que de 200 m environ à l'extrémité occidentale du même pli et tombe à 60 et même 40 m dans les synclinaux de Suze, Gigors et Vellan. Il en est d'ailleurs de même du Cénomanién, dont l'épaisseur diminue du Sud au Nord jusqu'à devenir pratiquement nulle sur le pourtour du synclinal du Vellan. Enfin, des éléments sableux de plus en plus abondants envahissent les termes supérieurs du Turonien et annoncent la prochaine émergence de la région ;

— ce sont en effet des sables continentaux blancs ou rouges, attribuables au Sénonien inférieur, qui, surmontant directement le Turonien terminal (Gigors), ou séparés de lui par des calcaires gréseux lumachelliques encore marins (Saou), représentent le dernier terme de la série crétacée du Diois nord-occidental ;

— les assises tertiaires constituant la bordure orientale du bassin rhodanien sont indépendantes stratigraphiquement de la série jurassico-crétacée du Diois ; elles en sont séparées chronologiquement par une lacune d'environ 35 millions d'années s'étendant de la fin du Sénonien inférieur à la fin de l'Éocène. Au point de vue structural cependant ces assises, qui sont redressées à la verticale ou montrent de forts pendages ouest, constituent la couverture du pli anticlinal en genou de la bordure sud-ouest du Vercors et de son prolongement méridional.

D'après leur origine et leur âge, ces assises appartiennent à deux ensembles sédimentaires différents : l'un d'origine continentale, attribuable à l'Oligocène, l'autre d'origine marine, correspondant au Miocène inférieur et moyen. Le premier, dont l'épaisseur globale avoisine 450 m, débute par 10 à 40 m de brèches calcaires monogéniques résultant de la démolition des reliefs barrémo-bédouliens qui bordaient le bassin rhodanien de l'époque. Viennent ensuite deux horizons tendres de type molassique, épais respectivement de 200 et 130 m, fréquemment masqués par des éboulis, entre lesquels se place une assise de calcaires lacustres, formant relief, de 40 m d'épaisseur. La série oligocène se termine par un nouvel horizon de calcaires blancs, de 35 m d'épaisseur, qui ressort lui aussi très nettement dans le paysage. Les sédiments marins du Miocène inférieur et moyen sont peu différents lithologiquement de ceux de l'Oligocène continental. On y distingue de bas en haut : un horizon principalement calcaire, de 35 m d'épaisseur, formant relief, qui représente le Burdigalien et un puissant ensemble de molasse sableuse tendre, appartenant à l'Helvétien, qui se

poursuit largement sur la feuille voisine de Crest mais dont seuls les termes inférieurs sont représentés sur la feuille Die.

Les différents ensembles litho-stratigraphiques qui viennent d'être décrits sont plus ou moins largement recouverts et masqués par des formations alluviales et des formations superficielles attribuables au Quaternaire. Les premières correspondent principalement à cinq niveaux de terrasses et de glacis, bien développés dans les vallées de la Drôme et de la Gervanne, qui s'étagent au-dessus des thalwegs actuels à des altitudes relatives comprises entre 130 m et 2 à 3 mètres. A ce même groupe se rattachent les alluvions des lits majeurs des cours d'eau et quelques cônes de déjection. Les formations superficielles sont essentiellement des éboulis stabilisés et des éluvions qui recouvrent principalement les talus et dépressions s'étendant au pied des hauts-reliefs. Elles englobent également des éboulis vifs ou encore des écroulements et des glissements rocheux en masse tels ceux de la vallée de la Roanne.

Grands traits de l'évolution paléogéographique et orogénique. La succession des assises reconnues par forage ou à l'affleurement sur la feuille Die indique que, depuis la base du Lias supérieur jusqu'au Sénonien, soit durant environ 90 millions d'années, l'emplacement du Diois nord-occidental a été occupé par des mers dans lesquelles des sédiments se sont accumulés de façon à peu près continue. Toutefois, les différences de nature lithologique et d'épaisseur des étages successifs montrent que, durant cette longue période, ces mers ont connu, de même que leurs bordures, des modifications d'ordre paléogéographique importantes.

Du Lias supérieur à l'Oxfordien moyen inclus, l'emplacement du Diois semble avoir correspondu à un bassin fortement subsident, d'étendue et de profondeur assez constantes, appelé *bassin de Die-Laragne*, dans lequel s'accumulèrent près de 4 000 m de sédiments d'origine principalement terrigène, mais cependant assez fins, caractérisant le Jurassique à faciès dauphinois.

Annoncé durant l'*Argovien* par la présence d'assises calcaires déjà abondantes, un changement radical de sédimentation se produit à partir de l'Oxfordien supérieur. Aux dépôts principalement argileux et très épais de la période précédente succèdent, jusqu'au Bédoulien, des sédiments essentiellement calcaires, beaucoup moins épais, d'origine presque exclusivement océanique et le plus souvent fins, qui témoignent à la fois d'un certain ralentissement de la subsidence et d'un éloignement, et/ou d'une atténuation des reliefs des terres émergées bordières. La nature fine ou très fine des sédiments permet de penser que la mer conserva une profondeur notable jusqu'à la fin de l'Hauterivien, tandis que le caractère fréquemment biodétritique des calcaires barrémiens et bédouliens conduit à admettre qu'elle présenta une profondeur nettement moins grande durant ces deux étages. C'est d'ailleurs à cette époque que le faciès urgonien se développa dans le domaine voisin du Vercors. La diminution de profondeur de la mer atteignit son maximum au Bédoulien, étage dont la fréquente absence ou les notables réductions d'épaisseur peuvent être attribuées à l'action de courants balayant des zones de hauts-fonds. Si la mer connut son extension maximale et conserva une profondeur notable durant le Jurassique terminal et la majeure partie de l'Éocrétacé, son fond fut affecté durant la même période par des déformations génératrices de rides et de sillons. L'existence de ces paléo-déformations est révélée par celle de figures synsédimentaires (*slumpings*) (Kimméridgien-Séquanien et Berriasien), de conglomérats intraformationnels (Tithonique et Berriasien), de décharges biodétritiques et de ravinements sous-marins (Berriasien, Barrémien et Bédoulien).

Au début du Gargasien ou, parfois, à l'extrême sommet du Bédoulien, la sédimentation change à nouveau complètement de nature. Des *marnes bleues* d'origine terrigène, admettant des intercalations de grès glauconieux (Sud de la Drôme) ou comportant une proportion croissante d'éléments sableux en direction du Nord-Ouest (Nord de la Drôme), succèdent brusquement aux calcaires précédents. Ce changement de sédimentation traduit une reprise d'érosion, donc un exhaussement, du Massif

Central et correspond à une réduction d'étendue du domaine maritime, tant en direction de l'Ouest, où se produit un envahissement sableux, qu'en direction du Nord, où l'on constate un biseautage à peu près complet des *marnes bleues*.

Au Cénomanién, le retour d'une sédimentation principalement calcaire témoigne d'un affaissement probable des territoires bordant la mer de l'époque. Cet affaissement demeura cependant relatif car cet étage comporte encore, notamment en direction de l'Ouest et dans ses termes supérieurs, une forte proportion d'éléments quartzeux. L'étendue de la mer demeura à peu près celle de l'époque précédente, mais sa profondeur diminua encore vers l'Ouest et vers le Nord comme l'indiquent le caractère extrêmement littoral et l'importante réduction d'épaisseur des sédiments accumulés sur ses bordures occidentale et septentrionale.

De possibles émergences, ou tout au moins des arrêts de sédimentation accompagnés d'érosions sous-marines probables, marquent la fin du Cénomanién et le début du Turonien dans la partie occidentale du Diois et sur sa bordure nord. Dans ces secteurs (Ouest du synclinal de Saou, synclinaux de Suze et de Gigors, synclinal du Vellan), le Cénomanién est amputé de ses termes supérieurs et supporte directement, par ravinement, des termes déjà assez élevés du Turonien. Au Vellan, le Cénomanién manque même en totalité et le Turonien moyen transgresse directement les grès argilo-glaucosieux du Vraconien probable. Le Turonien inférieur correspond par conséquent, dans l'Ouest et le Nord de la feuille Die, à une régression nettement marquée. Plus à l'Est et au Sud, dans le secteur oriental du synclinal de Saou, l'importance de cette régression fut beaucoup moindre. L'extrême base du Turonien y fait cependant encore défaut et l'étage débute par un horizon gréseux grossier (grès de Venterol) qui témoigne d'apports terrigènes importants consécutifs à une réduction d'étendue de la mer et à une reprise d'érosion de ses bordures. A la fin du Turonien inférieur et durant le Turonien moyen, un large mouvement transgressif succède à la régression du début de l'étage et la mer retrouve à peu près l'extension qu'elle avait au Cénomanién inférieur et moyen. Cette transgression se traduit par une reprise de la sédimentation carbonatée (falaises des synclinaux de Saou, Suze, Gigors et Vellan) et par une réduction, sinon par un arrêt total, des apports sableux. La profondeur de la mer était encore assez forte en direction du Sud-Est (présence de Foraminifères pélagiques) mais diminuait rapidement vers le Nord, comme l'indique la nature très bioclastique des calcaires de Gigors et du Vellan. La diminution de profondeur de la mer s'accrut et se généralisa durant le Turonien supérieur, en même temps que s'effectuait un envahissement progressif du bassin par des sédiments gréseux de plus en plus abondants. Cette double évolution s'accrut encore au début du Sénonien et ce sont des sables d'origine continentale qui, au Santonien, terminent la série des assises secondaires du Diois nord-occidental.

C'est à cette même époque que prirent naissance les grands plis d'orientation E-W par la formation desquels débute l'histoire proprement orogénique du Diois. Très fortement marqués dans le Diois oriental, où la superposition du Sénonien supérieur entièrement discordant permet de les dater avec précisions, ces plis montrent une ampleur plus faible dans le Diois occidental, par suite sans doute d'un serrage moins intense et d'un ennoyage généralisé vers l'Ouest. A la suite de cette première phase orogénique majeure, le Diois nord-occidental fut définitivement rattaché au domaine continental, à l'exclusion toutefois de son extrême secteur nord-ouest (fossé de la Boussière) qui fut à nouveau atteint, au début du Néogène, par la transgression burdigalienne.

Des mouvements de caractère vraisemblablement épigénique déterminent, à la fin de l'Éocène, le soulèvement de la bordure occidentale du Diois et du Vercors et l'enfoncement corrélatif du bassin rhodanien. Ce dernier fut alors le siège, depuis le Ludien jusqu'à la fin de l'Oligocène, d'une sédimentation continentale dont la nature tantôt très grossière (Ludien), tantôt molassique (Stampien inférieur et supérieur),

tantôt lacustre (Stampien moyen et Chattien) traduit la succession, dans le bassin lui-même et sa bordure, de périodes de mobilité et de repos. A la sédimentation continentale de l'Oligocène succéda, sans changement de nature lithologique notable et sans discordance nettement décelable (tout au moins sur le territoire de la feuille Die), la sédimentation marine du Miocène, dont le terme ultime correspond, dans le domaine couvert par la carte, à la molasse sableuse de l'Helvétien.

Bien que l'absence de dépôts du Miocène terminal ne permette pas d'en fixer rigoureusement le moment, c'est de la fin du Miocène que date très vraisemblablement la seconde phase orogénique majeure à laquelle le Diois nord-occidental doit sa structure définitive. C'est à elle que revient la formation de tous les plis et de tous les grands accidents méridiens dont l'adjonction et/ou la superposition aux plis antérieurs de direction E-W confèrent à la région sa grande complexité, ou tout au moins diversité, structurale.

Traits structuraux majeurs. Sans entrer dans des détails, qui seront fournis dans la partie *Description structurale* de cette notice, nous indiquerons les traits structuraux majeurs qui ressortent d'un simple examen rapide de la carte. Le premier est l'envoyage général vers l'Ouest de l'ensemble des structures, qui se traduit par la localisation des formations jurassiques dans la moitié est de la feuille, des formations crétacées dans sa moitié ouest et des formations tertiaires à son extrême bordure occidentale. Une valeur moyenne approchée de cet envoyage est fournie par la dénivelée de la base du Turonien entre les extrémités est et ouest du synclinal de Saou : 460 m pour 12 700 m, soit 36 pour mille. Le deuxième trait structural évident est l'existence de deux directions majeures de plissement, l'une E-W, que l'on peut qualifier de *provençale*, l'autre N-S, que l'on peut qualifier d'*alpine*. Les accidents E-W résultent de la phase orogénique anté-campanienne à laquelle le Diois et les Baronnies doivent l'essentiel de leurs traits structuraux ; sur la feuille Die ils correspondent à des plis qui se trouvent localisés dans la partie sud de la carte. Les accidents N-S sont des plis et des fractures procédant d'une phase orogénique fini-miocène : responsable de la structure du Vercors et de l'ensemble des chaînes subalpines septentrionales, cette phase a également affecté le domaine vocontien où elle a généralement provoqué — notamment sur le territoire de la feuille Die contigu au Vercors — la déformation et/ou la fragmentation des plis néocrétacés. Le troisième grand trait structural de la feuille Die est l'existence, dans la moitié est de la carte, d'une *zone anticlinoriale de terres noires* correspondant à l'ensemble du *dôme d'Aurel*, de l'*anticlinal de Die* et de l'*anticlinorium de Montmaur-Recoubeau*. S'il est possible d'attribuer à l'orogénèse fini-miocène les déformations N-S affectant les bordures du dôme d'Aurel et de l'anticlinal de Die, ou bien encore la structure écaillée du Callovien de la région de La Salle—les Grimauds, il n'est pas possible de dire avec assurance si le rôle de cette orogénèse s'est limité à cela. En ce qui concerne la phase de plissement anté-campanienne, il est également difficile de déterminer avec exactitude la part qui lui revient dans la genèse de ces grandes structures anticlinales ; la tentative en sera cependant faite dans la « Description structurale » de cette notice.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

De même que pour les feuilles voisines déjà publiées (Séderon, Serres et Luc-en-Diois), la carte à 1/50 000 de Die a été réalisée à partir de levés au 1/20 000 effectués, sous la direction de l'auteur, par les élèves-ingénieurs de l'École nationale supérieure du Pétrole et des Moteurs dont les noms et secteurs d'étude sont indiqués dans le cadre de la feuille.

Le temps passé sur le terrain pour l'exécution de ces levés a été d'environ 20 mois ; leurs auteurs ont en outre consacré globalement 24 mois à l'étude de leurs matériaux (roches et fossiles), à la mise au net de leurs minutes et à la rédaction des Diplômes

d'Études supérieures fournissant les résultats de leurs recherches. Malgré leur qualité généralement très satisfaisante, et parfois même excellente, ces travaux ne pouvaient être utilisés pour l'établissement de la carte à 1/50 000 sans contrôle, révision, complètement et coordination préalables. Le séjour sur le terrain nécessité par cette mise au point a été de 3 mois ; il a été plus particulièrement consacré à l'uniformisation des échelles litho-stratigraphiques, au raccordement des contours, à la rectification des levés intéressant les secteurs structurellement compliqués et à la cartographie des formations alluviales et superficielles qui avait été volontairement négligée dans les levés initiaux. Le dessin définitif de la minute de la carte et de ses annexes et la rédaction de la présente notice ont été réalisés pour leur part en environ 4 mois.

Ainsi que les feuilles voisines, celle de Die se présente comme une carte d'affleurements dans tous les secteurs où la complexité des structures exigeait une grande fidélité et une grande précision des contours. Dans les secteurs de structure plus simple, tel celui du centre-nord de la feuille où, en dehors de quelques grandes fractures, les assises éocrétaçées ne montrent pas de déformations importantes, la carte présente un caractère plus interprétatif : la cartographie des formations superficielles y a été un peu négligée et le tracé des limites d'étages et sous-étages y est parfois approximatif, notamment dans les zones présentant une forte couverture forestière.

Sur le plan stratigraphique, la carte présente également quelques points faibles. La limite entre Valanginien *inférieur* et Valanginien *supérieur* est une limite lithologique non isochrone, étant donné l'extension verticale variable des *plaquettes calcaréo-gréseuses* caractérisant le terme supérieur. Parfois groupés en un seul ensemble compréhensif, parfois séparés sur des critères plus pétrographiques ou même morphologiques que paléontologiques, le Barrémien et le Bédoulien n'ont pas fait l'objet d'une cartographie aussi précise que l'on aurait souhaitée. Les variations de faciès et d'épaisseurs que ces deux étages présentent sur l'étendue de la feuille Die sont à la fois si importantes, si nombreuses et si progressives qu'elles n'auraient pu être traduites sur la carte qu'à la suite d'une longue étude stratigraphique et sédimentologique. Cette étude est en cours de réalisation dans le cadre d'une thèse consacrée au Barrémien et au Bédoulien de la fosse vocontienne ; il conviendra d'en attendre les résultats pour améliorer, dans une seconde édition, la cartographie des secteurs de la feuille Die où ces deux étages sont représentés.

DESCRIPTION DES TERRAINS (*)

TERRAINS NON-AFFLEURANTS

Le sondage d'exploration pétrolière de la COPEFA (7-3) a traversé, en-dessous du Callovien basal affleurant au cœur du dôme d'Aurel, l'ensemble du Dogger et du Lias supérieur. D'après les données recueillies en cours de forage, la coupe des terrains appartenant à ces deux ensembles stratigraphiques est la suivante :

Lias supérieur (1 325 m). Série extrêmement monotone de marnes argileuses noires, feuilletées, finement pyriteuses et micacées, qui admettent dans leur quart inférieur de minces intercalations de macro-calcaires grumeleux à menus débris. Les seuls macro-tossiles recueillis ont été, vers le milieu de l'ensemble, des petites Posidonomyes. D'après la microfaune, généralement assez pauvre, ce Lias supérieur à faciès dauphinois serait attribuable au Toarcien et à l'Aalénien.

(*) Avec la collaboration de B. Porthault pour les étages du Crétacé supérieur.

Dogger (925 m). Série alternante de minces assises de marnes ou marno-calcaires noirs, à texture floconneuse, lamelleuse ou vermiculée, et de calcaires marneux noirs, microdétritiques, à spicules abondants ; cette série comporte en outre de nombreuses intercalations de calcaires marneux cryptocristallins, légèrement détritiques, en bancs plus épais. L'attribution de la partie inférieure de cette série au Bajocien (310 m) et de sa partie supérieure au Bathonien (615 m) repose sur l'étude des microfaunes ; elle ne présente pas une rigueur absolue. Au point de vue lithologique, le premier de ces étages se distingue du second par une fréquence plus grande des intercalations de calcaires marneux cryptocristallins.

TERRAINS AFFLEURANTS

j3a. **Callovien basal** (environ 150 m). Ce sous-étage n'apparaît qu'au cœur du dôme d'Aurel dont il constitue le terme affleurant le plus ancien. Il correspond à une alternance de calcaires et de marnes, qui se traduit dans la morphologie par de légers reliefs où les calcaires dessinent une succession de gradins. Ces calcaires, dont les bancs atteignent 0,30 à 0,50 m d'épaisseur, sont sombres à la cassure mais présentent une patine superficielle brun-rouille. Parfois grumeleux, surtout à la base visible de l'étage, ils renferment toujours une certaine proportion de grains de quartz et se montrent généralement riches en débris d'Encrines. En lames minces, on y reconnaît en outre une abondance extrême de Radiolaires. Les niveaux marneux qui alternent avec les bancs calcaires présentent des épaisseurs comparables à celles de ces derniers. Ils sont formés par des marnes grises finement sableuses. L'attribution au Callovien tout à fait inférieur (zone à *Macrocephalus*) de cette série alternante de calcaires et de marnes résulte de la présence, dans les calcaires grumeleux de sa base, de *Macrocephalites* sp. et de *M. (Dolicocephalites)* aff. *subcompressus*. On doit signaler en outre, sur la surface des bancs calcaires, la présence fréquente d'empreintes en *edelweiss* d'origine énigmatique (remplissages gastriques de Méduses ?).

j3b. **Callovien inférieur** (150 m). Des marnes noires, très finement sableuses, succèdent dans le dôme d'Aurel à l'ensemble calcaire et marneux précédent. Elles y déterminent une dépression semi-circulaire qui entoure les légers reliefs du Callovien basal. Ces marnes, dont le faciès est très voisin de celui des *terres noires* du Callovien supérieur—Oxfordien inférieur, renferment de petits amas de miches calcaires, à patine jaune, à pâte micritique sombre. En dehors de Posidonomyes abondantes mais de faible valeur stratigraphique, cet horizon n'a livré aucun macro- ni microfossile. C'est donc uniquement d'après sa position dans la colonne stratigraphique, et par comparaison avec les régions voisines, qu'il est attribué au Callovien inférieur.

j3c. **Callovien moyen** (200 m). Ce sous-étage est représenté dans le dôme d'Aurel, où il surmonte les marnes précédentes, et dans les secteurs de Die, de la Salle et de Barnave, où il constitue le soubassement des *terres noires* du Callovien supérieur—Oxfordien inférieur. Il correspond à une série de marnes sombres, finement sableuses et indurées, dans laquelle s'intercalent d'abondantes plaquettes de calcaires finement spathiques, à patine brun-jaune, de 2 à 10 cm d'épaisseur, qui se groupent fréquemment en faisceaux ou bancs de plusieurs mètres d'épaisseur. Au tiers inférieur de la série on observe assez fréquemment des amas de calcaires construits, de forme lenticulaire ou en *colonne*, qui correspondent à de petits biohermes dont la nature exacte n'est pas encore élucidée. Ce *Callovien à plaquettes* détermine dans les paysages des zones de léger relief facilement identifiables. En lames minces, les plaquettes calcaires montrent des petits quartz anguleux (environ 5%), des spicules et des Radiolaires disposés en microlits. Sur la feuille Die, la faune livrée par ces marnes à plaquettes calcaires est pauvre : on ne peut citer, en dehors de grandes Posidonomyes, assez abondantes dans les termes supérieurs, et de fréquentes empreintes en *edelweiss*

énigmatiques, que quelques mauvais exemplaires d'Ammonites du genre *Reineckeia*. Leur attribution au Callovien moyen est cependant justifiée par comparaison avec les régions voisines où la même formation est plus fossilifère.

j4. **Callovien supérieur—Oxfordien inférieur (750 m).** Les terrains groupés sous l'indice j4 correspondent à une série compréhensive débutant avec la partie supérieure du Callovien moyen et se poursuivant jusque dans la partie basale de l'Oxfordien moyen. Elle constitue le puissant ensemble des *terres noires* proprement dites dont les affleurements occupent la majeure partie des dépressions d'Aurel, de Die et de Montmaur—Barnave. Dans les secteurs, tel le flanc nord du dôme d'Aurel, où les déformations structurales ne troublent pas trop la succession des assises, il est possible d'y reconnaître plus ou moins nettement les différents termes suivants : 1) environ 100 m de marnes argileuses fines, dites *marnes stériles* car totalement dépourvues de fossiles, qui correspondent vraisemblablement à la partie supérieure du Callovien moyen et à une fraction importante du Callovien supérieur ; 2) environ 300 m de marnes plus ou moins schisteuses, admettant à leur partie inférieure de nombreux lits de petits nodules de calcaire légèrement phosphaté, de teinte brun foncé, appelés *nodules chocolat*. On y rencontre également des miches calcaires à géodes de quartz ; 3) environ 300 m de marnes semblables aux précédentes mais renfermant des nodules calcaires de teinte plus claire, dits *nodules blonds* ; 4) environ 50 m de marnes un peu plus calcaires et plus *sèches*, dans lesquelles s'intercalent de minces bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires argileux à patine rougeâtre. Les horizons (2), (3) et (4) ont livré de nombreuses Ammonites caractéristiques dont la répartition est la suivante : partie inférieure de l'horizon (2) = *Peltoceras athleta*, *Quenstedtoceras henrici*, *Hecticoceras sarrasini*, *H. (Brightia) suevum* (Callovien supérieur) ; parties moyenne et supérieure de l'horizon (2) = *Cardioceras scarburgense*, *Quenstedtoceras mariae*, *Q. henrici* et sa var. *brasilii*, *Q. carinatum*, *Hecticoceras (Brightia) suevum*, *H. (Putealiceris) rosiense*, *Parapeltoceras oblongum*, *Phylloceras bukowskii*, *Properisphinctes bernensis*, *Orbignyceras pseudopunctatum*, *Parawedekendia cf. bodeni*, *Taramelliceras episcopale*, *Kheraïtes cf. laubei*, *Cardioceras bukowskii* (Oxfordien inférieur : zone à *Mariae* et base de la zone à *Cordatum*) ; horizon (3) = *Cardioceras cordatum*, *C. bodeni*, *Peltoceras eugenii*, *Parawedekendia arduennensis*, *Properisphinctes bernensis*, *P. sorbinensis*, *Perisphinctes navillei*, *Hecticoceras hecticum*, *Phylloceras kurdernatschi* (Oxfordien inférieur : zone à *Cordatum*) ; horizon (4) = *Cardioceras gr. tenuicostatum*, *Ochetoceras canaliculatum*, *Arisphinctes aff. plicatilis*, *Perisphinctes trapezoidalis*, *Brightia brighti*, *Oppelia (Berniceris) inconspicua*, *Taramelliceras (Proscaphites) cf. heimi*, *Trimarginites sp.*, *Hibolites hastatus* (Oxfordien moyen : zone à *Plicatilis* et base de la zone à *Transversarium*). En dehors de ces espèces de bonne valeur stratigraphique, les horizons (2), (3) et (4) renferment à tous leurs niveaux *Sowerbyceras tortisulcatum*.

j5. **Oxfordien moyen (Argovien) (400 à 450 m).** Puissante alternance de marnes et de calcaires marneux, qui affleure largement dans les dépressions d'Aurel, de Die et de Montmaur—Recoubeau où elle fait transition entre les *terres noires* proprement dites et le Jurassique supérieur calcaire. Elle apparaît également, à l'Ouest du décrochement de Saillans, au cœur de l'anticlinal en « M » de Saint-Moirans. Les marnes, de teinte gris foncé, sont plus calcaires et plus *sèches* que celles de l'Oxfordien supérieur. Les calcaires, en bancs de 0,2 à 2 m d'épaisseur, sont sombres à la cassure mais présentent une patine jaunâtre ou rousse qui confère à l'ensemble de la formation une coloration caractéristique. Ils montrent le plus souvent un débit *en frites* très reconnaissable. En lames minces, ces calcaires apparaissent comme des calcaires argileux microcristallins assez riches en Radiolaires. Il est généralement possible de distinguer, au sein de l'*Argovien*, deux horizons à prédominance marneuse nette, qui présentent un faciès très voisin de celui des *terres noires* avec lesquelles ils pourraient être confondus. Le premier, épais d'environ 50 m, débute approximativement à 80 m au-dessus de la base

de la formation ; le second, qui atteint près de 100 m d'épaisseur, se place vers le milieu du sous-étage. Dans le tiers supérieur de la formation, les bancs calcaires deviennent progressivement plus épais et plus nombreux tandis que diminue leur teneur en argile ; ils constituent d'ailleurs, à une vingtaine de mètres en-dessous du sommet de la série, une petite barre qui annonce la *barre rauracienne* et qui doit être rattachée par sa faune (apparition du genre *Orthosphinctes*) à l'Oxfordien supérieur. Les fossiles récoltés en-dessus de ces termes marquant le sommet de la formation caractérisent l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*). Ce sont : *Ochetoceras canaliculatum*, *Glochiceras subclausum*, *Gl. (Creniceras) crenatum*, *Euaspidoceras perarmatum*, *Perisphinctes (Discosphinctes) gr. aeneas*, auxquels s'ajoutent des espèces de moindre valeur stratigraphique telles que *Sowerbyceras tortisulcatum*, *Hibolites hastatus* et *Duvalia dumortieri*.

j6. **Oxfordien supérieur (barre « rauracienne »)** (30 à 50 m). Cette barre, qui couronne l'*Argovien* sur tout le pourtour des dépressions d'Aurel, de Die et de Montmaur—Barnave, ainsi qu'au cœur de l'anticlinal en « M » de Saint-Moirans, est formée par la superposition de bancs de calcaire dur, épais de 0,5 à 1 m, que séparent de minces délits (quelques centimètres) de marno-calcaires. De teinte grise en surface, ces calcaires présentent une teinte sombre en cassure fraîche. En lames minces, ils montrent une pâte micritique au sein de laquelle s'observent toujours quelques Radiolaires. Dans leur partie inférieure, ces calcaires renferment des Ammonites proprement *rauraciennes* de la zone à *Bimammatum* : *Orthosphinctes tiziani*, *O. polygyratus*, *O. wemodingensis*, *Perisphinctes lusitanicus*, *P. pseudobreviceps*, ainsi que des fossiles de moindre valeur stratigraphique tels que *Sowerbyceras loryi* et *Hibolites hastatus*. En revanche, la présence d'espèces telles que *Taramelliceras (Metahaploceras) pseudowenzeli* et *Ataxioceras cf. guentheri* dans la partie supérieure de la barre conduit à faire débiter avec celle-ci le *Séquanien* (zone à *Planula*).

j7-8. « **Séquanien** » et **Kimméridgien** (100 à 150 m). A la barre *rauracienne* succède un ensemble lithologique plus tendre, constitué par une alternance de calcaires et de marnes et marno-calcaires qui dessine dans les paysages une vire séparant les calcaires *rauraciens* de la falaise du Tithonique. Au Sud-Est de la feuille, dans tout le secteur délimité par le cours de la Drôme, cette série débute par un horizon de *slumping*, épais de 15 à 30 m, qui fait corps morphologiquement avec la barre *rauracienne*. Au Nord de la Drôme, dans le secteur nord-est de la feuille, cet horizon n'existe pas mais on observe, à la base de la série, un pseudo-conglomérat intraformationnel à petits éléments (1 à 10 mm), épais de 0,5 à 1,5 m, qui en constitue vraisemblablement l'équivalent latéral au moins partiel. Au-dessus de ces termes de base, vient une alternance plus ou moins régulière de calcaires micritiques légèrement argileux, de teinte gris clair ou beige, fréquemment tachés de rouille, en bancs de 0,1 à 1 m d'épaisseur, et de marnes et marno-calcaires gris bleuté d'épaisseur variable. Au microscope, les calcaires montrent une texture micritique ; ils renferment généralement de rares Radiolaires et des spicules d'Éponges un peu plus fréquents. De façon exceptionnelle, ils montrent une structure bioclastique avec débris de Bryozoaires, radioles d'Oursins, spicules et rares petits grains de quartz. D'après les Ammonites qui y ont été rencontrées, seul le tiers inférieur de cette formation appartiendrait au *Séquanien*, les deux tiers supérieurs devant être rapportés au Kimméridgien. Ces Ammonites sont, pour la partie inférieure : *Ataxioceras effrenatum*, *A. lothari*, *A. inconditum*, *Taramelliceras kobyi*, *T. strombecki*, *Garnierisphinctes garnieri* ; pour la partie supérieure : *Ataxioceras guentheri*, *A. discobolum*, *Taramelliceras subnereum*, *T. trachynotum*, *Nebrodités macerrimus*, *Garnierisphinctes championetti*, *Crussoliceras crussolense*, *Streblites tenuilobatus*, *Progeronia lictor*. On rencontre en outre, dans l'ensemble de la formation, *Sowerbyceras loryi* et de fréquents *Aptychus* ponctués.

j9. **Tithonique** (50 à 80 m). Puissante falaise calcaire qui constitue le trait morphologique et structural dominant des paysages. A sa base on peut généralement

distinguer, mais pas toujours, 5 à 10 m de calcaires micritiques bien lités, en bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur, renfermant des silex noirs lenticulaires, qu'il convient sans doute d'attribuer encore au Kimméridgien. La falaise elle-même est formée typiquement de calcaires micritiques en gros bancs (un à plusieurs mètres), de teinte beige clair, qui constituent le sédiment originel et normal de l'étage. Mais des assises plus ou moins lenticulaires de brèches calcaires intraformationnelles, dont certaines atteignent jusqu'à 15 m d'épaisseur, s'intercalent généralement à différents niveaux de la falaise et en constituent fréquemment l'élément essentiel. Suivant les conclusions du Colloque sur la limite Jurassique—Crétacé (Lyon—Neuchâtel, septembre 1973) nous avons rattaché au Berriasien les assises de la zone à Jacobi qui étaient attribuées antérieurement au Tithonique supérieur. Sur la feuille Die, le Tithonique *sensu stricto* ainsi défini ne renferme que de rares Ammonites : *Subplanites contiguus*, *S. gevreyi*, *Virgatosphinctes* sp., *Aspidoceras sesquinodosum*, *Ptychophylloceras ptychoicum*. Les microfossiles sont plus abondants : *Saccocoma*, *Globochaete alpina*, *Chitinoïdella boneti*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*.

jn1. Berriasien (100 à 180 m). Lorsque sa sédimentation n'a pas été perturbée, le Berriasien de la feuille Die se présente comme une succession alternante de calcaires micritiques de teinte très claire, souvent tachés de rose, et de marnes et marno-calcaires gris bleuté. Dans les secteurs où le passage au Tithonique s'effectue de façon continue, l'étage débute généralement par une dizaine de mètres de calcaires très blancs, qui renferment fréquemment des rognons de silex clairs. Dans la suite de l'étage, les calcaires sont en règle générale plus purs et en bancs plus épais (0,2 à 1 m) dans la partie inférieure, où ils prédominent sur les marnes, que dans la partie supérieure, où ils deviennent plus argileux, s'amincissent (0,10 à 0,30 m) et admettent entre eux des niveaux marneux d'égale épaisseur. Les lames minces taillées dans les calcaires micritiques montrent à peu près toujours de nombreuses sections de Tintinoïdiens et de Radiolaires.

Au microscope électronique à balayage, les calcaires se révèlent formés en grande partie par l'accumulation de *Nannoconus* tandis que la fraction carbonatée des marnes paraît fournie par des Cocolithes. La constitution lithologique du Berriasien de la feuille Die ne correspond à peu près jamais dans la réalité — tout au moins pour l'ensemble de l'étage — à la description-type qui vient d'être donnée. Des phénomènes sédimentaires d'ordres différents se sont en effet produits au cours du Berriasien et ont eu pour résultat soit de perturber la succession régulière des assises, soit d'en modifier la nature (G. Le Hégarat, thèse 1973). Ce sont pour une part des glissements en masse, survenus sur les flancs de rides sous-marines, qui ont provoqué la déformation et la fragmentation plus ou moins prononcées d'assises déjà stratifiées et partiellement compactées. Ce sont d'autre part d'amples courants boueux qui, par érosion et transport de sédiments précédemment déposés, ont conduit — comme cela s'était déjà produit durant le Tithonique — à la formation de brèches de resédimentation sous-marines plus ou moins épaisses et étendues. Cela a été enfin l'apport, au sein des sédiments pélagiques normaux, d'éléments néritiques entièrement différents, qui s'étaient initialement déposés sur les bordures du bassin ou, peut être, sur des rides. Ces différents phénomènes se sont produits de façon particulièrement intense dans le Diois nord-occidental qui correspondait en partie, durant le Berriasien, à une paléo-dépression sous-marine appelée *dépression de Pontaix-le Chouet* par G. Le Hégarat. Par suite de leur trop grande fréquence et de leur trop large répartition spatiale, les déformations de couches et les brèches de resédimentation n'ont pas été distinguées sur la carte. En revanche, un figuré particulier a été affecté aux calcaires bioclastiques et graveleux qui, au Nord de l'anticlinal de Die, présentent un développement particulièrement important vers le milieu de l'étage (sous-zones à Dalmasi et à Paramimounum). On trouvera la description détaillée de ces sédiments particuliers dans les deux publications suivantes : Cl. Alliot et al., 1964 et

G. Le Hégarat, thèse, 1973. Notons enfin que des calcaires graveleux et bioclastiques de même type se retrouvent, mais avec un développement bien moindre, en différents points de la carte. Comme particularités lithologiques on signalera pour terminer les deux points suivants : 1) l'existence d'un *banc roux*, de 0,6 à 2 m d'épaisseur, par lequel le Berriasien se termine dans la vallée de la Roanne, au voisinage de Saillans et dans la région de Pontaix. Il s'agit d'un calcaire biosparitique dur, ferrugineux ou à surface rubéfiée, qui renferme de nombreux débris d'Échinodermes, des Foraminifères benthiques et un peu de glauconie ; 2) le caractère extrêmement marneux du Berriasien supérieur du plateau de Fontcouverte—Montagne de Gavet qui, riche en Ammonites pyriteuses, pourrait être confondu avec du Valanginien inférieur. Contrairement au Tithonique, le Berriasien est extrêmement fossilifère, tant sous son faciès pélagique que sous son faciès graveleux. Le lecteur trouvera dans la thèse de G. Le Hégarat (p. 364 à 379) la liste complète des macro- et des microfossiles récoltés dans l'un et l'autre de ces deux faciès ; nous ne signalerons, dans leur ordre chronologique, que les principaux d'entre eux. Faciès pélagique : macrofossiles : *Berriasella jacobii*, *Delphinella delphinensis*, *Pseudosubplanites grandis*, *Berriasella paramacilenta*, *Tirnovella subalpina*, *T. occitanica*, *Berriasella privasensis*, *Dalmasiceras dalmasi*, *Malbosciceras paramimounum*, *Picteticeras picteti*, *Neocosmoceras sayni*, *Fauriella boissieri*, *Berriasella callisto* ; microfossiles : *Globochaete alpina*, *Crassicolaria parvula*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellopsis oblonga*, Radiolaires et nombreux Ostracodes. Faciès graveleux : macrofossiles (à l'état de fragments) : Éponges, Bryozoaires, Encrines, Échinides, Annélides coloniaux, Balanes, Lamellibranches, Gastéropodes ; microfossiles : Foraminifères benthiques (*Verneuilinidae*, *Miliolidae*, *Lituolidae*, *Coskinolines*, *Trocholines*), très nombreux Ostracodes, Algues (*Dasycladacées*).

n2. **Valanginien** (200 à 450 m). De nature essentiellement marneuse, les assises du Valanginien donnent naissance dans la topographie à des zones déprimées dont les principales sont : les dépressions monoclinales de Chamaloc—col de Marignac, au Nord de l'anticlinal de Die—col d'Anès, et de Saillans—Véronne—l'Escoulin, à l'Ouest du décrochement de Saillans, les cuvettes synclinales de Sainte-Croix, d'Espenel et de Saint-Benoît-en-Diois et les anticlinaux *crevés* de Saint-Sauveur—la Clastre et de la Raye. Leur épaisseur varie dans de larges limites du Sud au Nord de la feuille : ne dépassant pas 200 m à Saint-Benoît-en-Diois, elle atteint environ 450 m au Nord de Saillans et dans le synclinal de Sainte-Croix. La subdivision en Valanginien *inférieur* (n2a) et Valanginien *supérieur* (n2b) qui a été admise sur la carte repose uniquement sur des critères lithologiques et n'a par conséquent pas de valeur chronostratigraphique précise : elle ne s'appuie sur aucun argument paléontologique, les seules faunes récoltées — d'ailleurs abondantes — appartenant au Valanginien inférieur et étant localisées à la base l'étage. De plus, la limite lithologique retenue risque de ne pas être isochrone car l'étage présente une constitution différente dans les différents secteurs de la carte. Dans le synclinal de Saint-Benoît-en-Diois, où l'étage présente son épaisseur la plus faible, le Valanginien *inférieur* correspond à environ 130 m de marnes gris bleuté, riches en Ammonites pyriteuses dans leurs vingt premiers mètres, dans lesquelles s'intercalent de façon régulière des bancs de 0,20 à 0,50 m de calcaires marneux. Les marnes renferment de la pyrite divisée en assez grande abondance ; les calcaires, de nature micritique, montrent en lame mince des spicules d'Éponges et des Radiolaires. Le Valanginien *supérieur* est représenté, sur 70 m, par une alternance répétée de *calcaires en plaquettes* à patine rousse, en bancs de 5 à 30 cm d'épaisseur, et de niveaux marneux généralement plus minces. Les plaquettes calcaires comportent toujours une proportion notable de grains de quartz (10 à 20 %) ; on y observe de minces lits ou lentilles de silex noirs de quelques centimètres d'épaisseur et elles montrent fréquemment des *ripple marks* à leur surface. En lames minces on y reconnaît de rares grains de glauconie, des spicules d'Éponges, des Radiolaires, des

fragments de Bryozoaires et des Foraminifères benthiques (Textulariidés, Valvulinidés, Verneuilinidés, Miliolidés).

Dans le secteur de Véronne où son épaisseur atteint 430 m, le Valanginien comporte deux horizons de *calcaires en plaquettes*. L'horizon supérieur dessinant dans la topographie une ligne de reliefs plus nette que celle donnée par l'horizon inférieur, c'est à sa base qu'a été placée de façon arbitraire, et par commodité cartographique, la limite entre Valanginien *inférieur* et *supérieur*. La succession des assises est ici la suivante : Valanginien *inférieur* : 70 m de marnes et de calcaires marneux, riches en Ammonites pyriteuses dans leurs vingt premiers mètres ; 50 m de *calcaires en plaquettes* avec interlits marneux relativement importants ; 180 m de marnes admettant de minces intercalations de calcaires marneux et de calcaires roux en plaquettes ; Valanginien *supérieur* : 50 m de *calcaires en plaquettes* à interlits marneux très réduits ; 80 m de marnes s'enrichissant progressivement en intercalations de calcaires marneux à l'approche de l'Hauterivien. Les caractères sédimentologiques et pétrographiques des marnes, des calcaires marneux et des calcaires en plaquettes sont les mêmes que ceux indiqués pour le Valanginien de Saint-Benoît-en-Diois. On signalera enfin que dans la région de Chamaloc, où il présente une épaisseur de l'ordre de 400 m, le Valanginien *inférieur* correspond à une série marneuse de 350 m de puissance tandis que le Valanginien *supérieur* n'est représenté que par environ 50 m de *calcaires en plaquettes* couronnant l'étage. La présence, vers le milieu de la série marneuse, de quelques bancs de calcaires à patine rousse à silex noirs, permet d'en faire la corrélation avec le Valanginien *inférieur* de Véronne. Pauvre en fossiles dans sa majeure partie, le Valanginien renferme en revanche une faune pyriteuse très abondante dans ses 20 à 50 m inférieurs : *Thurmanniceras pertransiens*, *Th. thurmanni*, *Th. salientina*, *Kilianella roubaudi*, *K. lucensis*, *K. superba*, *Himalayites* (?) *nieri*, *Rogersites perinflatus*, *Olcostephanus drumensis*, *Simbirskites* sp. A ces espèces, dont l'association caractérise le Valanginien inférieur, s'ajoutent, soit dans les mêmes termes de base soit, sporadiquement, dans des termes élevés, les espèces suivantes : *Neocomites neocomiensis*, *Neolissoceras grasi*, *Holcophylloceras calypso*, *Ptychcphylloceras semisulcatum*, *Hemilytoceras juilleti*, *Protetragonites quadrisulcatum*, *Bochiannites neocomiensis*, *Duvalia emeric*i, *D. lata*, *Pseudobelus bipartitus*, *Conobelus conicus*, *Lamellaptychus didayi*, etc.

n3. **Hauterivien (150 à 400 m).** Dans la partie occidentale de la feuille, à l'Ouest du synclinal de *marnes bleues* gargaso-albiennes de Piégros—Blacons—Saint-Pancrace—Gigors, les fossiles recueillis dans l'Hauterivien ont permis de reconnaître les différents termes chronostratigraphiques de cet étage, mais l'uniformité de sa constitution n'a pas rendu possible sa subdivision cartographique. Dans l'anticlinal de la Raye où l'étage est complet, son épaisseur atteint 350 m. Il consiste en une série alternante extrêmement monotone de marnes, de marno-calcaires et de calcaires marneux dans laquelle s'observent de minces passées de *calcaires en plaquettes* à patine rousse semblables à ceux du Valanginien. Cette série débute par environ 15 m de calcaires légèrement gréseux et glauconieux, pouvant passer par place à une véritable glauconitite, qui constitue un excellent repère. Dans la suite de l'étage, l'épaisseur des intercalations calcaires varie de 0,30 à 1 m, celle des niveaux marneux de 0,5 à 2 m, l'importance relative des calcaires apparaissant plus forte dans les 100 m inférieurs que dans les 250 m suivants.

Dans le centre et l'Est de la carte, l'Hauterivien a pu être subdivisé en deux termes, l'un à prédominance calcaire, qui correspond à l'Hauterivien inférieur (n3a), l'autre à prédominance marneuse, sauf à sa partie terminale, qui représente l'Hauterivien supérieur (n3b). Presque partout, la limite entre les deux sous-étages a pu être placée de façon précise à la base d'un horizon marneux à *Subsaynella sayni*, les calcaires du sommet étant rapportés à l'Hauterivien terminal par suite de la présence de *Pseudothurmannia angulicostata*. Dans le secteur du ruisseau de Charsac, où

l'Hauterivien atteint une épaisseur de 330 m, sa constitution est la suivante : *Hauterivien inférieur* : 1) 20 à 30 m de calcaires à patine rousse, légèrement sableux et fortement glauconieux, en bancs de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur, séparés par des niveaux de marnes d'égale épaisseur ; 2) 100 m environ d'une alternance de calcaires et de calcaires marneux, en bancs de 0,3 à 0,8 m, et de niveaux marneux épais de 0,5 à 2 m. Les calcaires et calcaires marneux sont micritiques et montrent en lames minces des spicules d'Éponges, des Radiolaires, des Ostracodes et des Tintinnoidiens. *Hauterivien supérieur* : 200 m de marnes grises, à nodules et Ammonites pyriteuses, entrecoupées de bancs calcaires marneux de 0,3 à 0,5 m d'épaisseur, très subordonnés surtout dans la partie médiane. Dans les vingt derniers mètres de cette série, l'alternance de bancs calcaires de 0,30 m d'épaisseur, renfermant *Pseudothurmannia angulicostata*, et de niveaux marneux de même épaisseur détermine une légère barre marquant le sommet de l'étage. Cette coupe-type de la région de Charsac se retrouve sans modification notable dans tout le centre de la feuille. Au Sud, sur la bordure méridionale de l'anticlinal de Saint-Sauveur—la Clastre, l'Hauterivien ne présente plus que 150 à 200 m d'épaisseur, mais cette réduction ne s'accompagne d'aucune modification sensible des faciès. Au Nord-Est, à la bordure du Vercors, la puissance de l'Hauterivien atteint ou dépasse même 400 m par suite du développement de son terme supérieur calcaire à *Pseudothurmannia angulicostata*, individualisé sous l'indice n3bc, dont l'épaisseur avoisine 160 mètres. Pour le reste, sa constitution est comparable à celle de l'Hauterivien du ruisseau de Charsac, avec calcaires grésoglaucieux roux à la base, puis alternance de calcaires, calcaires argileux et marnes, représentant l'Hauterivien inférieur (110 m environ) et, au-dessus, une série essentiellement marneuse de 130 m d'épaisseur, renfermant *Subsavnella sayni* à sa base, qui correspond à la partie inférieure de l'Hauterivien supérieur. Les faunes d'Ammonites récoltées dans les différents niveaux de l'Hauterivien de la feuille Die permettent de définir quatre horizons biostratigraphiques : Hauterivien basal à *Lyticoceras* sp. aff. *paraplesius* et *Leopoldia castellanensis* ; Hauterivien inférieur à *Crioceratites duvali-loryi*, *Cr. villersianus*, *Olcostephanus sayni*, *O. jeannoti* ; Hauterivien moyen à *Subsavnella sayni* et *Crioceratites duvali-duvali* ; Hauterivien supérieur à *Desmoceras cassidoides*, *Plesiospiditidiscus incertus* et *Pseudothurmannia angulicostata*.

n4. Barrémien (50 à 500 m) — n5. Bédoulien (0 à 280 m). Le Barrémien et le Bédoulien du Diois nord-occidental présentent, globalement et individuellement, des variations latérales d'épaisseur et de faciès considérables. Si le dessin des contours traduit assez clairement les premières, la carte ne rend malheureusement pas compte, à l'exception de l'Urgonien, de la répartition spatiale des différents faciès car leurs frontières imprécises n'ont pas pu être suivies sur le terrain et par conséquent dessinées. Par ailleurs, la rareté des documents paléontologiques (deux seuls exemplaires d'Ammonites ont été récoltés dans tout le Bédoulien de la feuille) n'a pas permis d'établir une chronostratigraphie rigoureuse et la distinction des deux étages ne repose le plus souvent, là où elle a été faite, que sur des critères lithologiques : c'est dire la valeur douteuse de la limite placée entre eux. Enfin, dans les secteurs où le Barrémien et le Bédoulien probable montrent une même constitution lithologique, les deux étages ont été groupés sous l'indice n4-5.

Pour pallier ces différentes imperfections, les six coupes-types suivantes indiqueront à l'utilisateur de la carte la constitution présentée par le Barrémien et le Bédoulien dans les différents secteurs de la feuille ainsi que la répartition approximative de leurs principaux faciès.

I — Bordure orientale et septentrionale du synclinal de Saou. A l'extrémité orientale du synclinal de Saou, en-dessous du village de la Chaudière, le Barrémo-Bédoulien présente une épaisseur globale de 130 à 140 m, dont 90 m pour le Barrémien et 40 à 50 m pour le Bédoulien. Leur coupe simplifiée est la suivante : *Barrémien inférieur* : 6 m de brèche chaotique, à gros blocs calcaires et paquets de marnes noires,

correspondant à une coulée boueuse sous-marine de type *fluxoturbidite* ; 20 m de calcaires graveleux et bioclastiques formant une première barre ; 15 m de marnes noires à miches de calcaires gréseux. *Barrémien supérieur* : 20 m de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines, débutant par un niveau bréchique de 0,5 m, qui dessinent une seconde barre ; 30 m de marnes noires et de calcaires marneux gris sombre. *Bédoulien* : 20 m de calcaires graveleux à silex formant une troisième barre ; 20 à 30 m de marnes noires emballant des lentilles calcaires déformées, qui peuvent être interprétées comme une *coulée boueuse* sous-marine : la présence dans les marnes de *Trocholina infragranulata-paucigranulata* et l'absence de Schakoïnes indiquent qu'il s'agit encore là de Bédoulien.

En suivant d'Est en Ouest le flanc nord du synclinal de Saou on constate une réduction progressive de cette série barrémo-bédoulienne : 60 à 80 m aux Mouyons, où l'épaisseur du Bédoulien n'est plus que d'une dizaine de mètres, 40 à 50 m au Sud des Chapeaux, où la série se termine par un *hard ground* et où le Bédoulien, s'il existe encore, n'a plus que quelques mètres d'épaisseur.

II — Rive gauche de la Drôme, au Sud d'Aouste (Serres de Ferrande et de Pinpignoux). Dans ce secteur, les marnes bleues du Gargasien reposent directement sur le Barrémien supérieur par l'intermédiaire d'un *hard ground* qui traduit une lacune généralisée du Bédoulien. Le Barrémien, épais de 100 m, dessine deux barres peu accusées que sépare une petite dépression marneuse. Sa coupe simplifiée est la suivante : *Barrémien inférieur* : 15 m d'alternance de calcaires microcristallins gris clair, en bancs de 0,20 à 0,30 m, et de marnes ; 25 m de calcaires microcristallins, en bancs de 0,60 à 0,80 m, séparés par des niveaux plus minces de marnes en plaquettes ; 10 m de marnes beiges à nodules pyriteux : la présence de *Globorotalites bartensteini-bartensteini* indique encore le Barrémien inférieur. *Barrémien supérieur* : 50 m de calcaires micritiques ou biomicritiques, en bancs de 0,60 à 0,80 m, un peu glauconieux à la base, séparés par des niveaux de marnes indurées plus minces : les Ammonites, abondantes jusque dans les derniers bancs (*Silesites vulpes*, *Anahamulina lorioli*), et la microfaune qui leur est associée (*Globorotalites bartensteini-intercedens*) indiquent l'âge barrémien supérieur de cet ensemble.

III — Secteur d'Aouste—Blacons—Cobonne et Suze, au Nord de la Drôme. Le Barrémien est ici très épais (210 à 270 m) et de faciès essentiellement marneux tandis que le Bédoulien, toujours couronné par un *hard ground*, n'est représenté que par quelques mètres de sédiments. La coupe simplifiée-type de ce secteur est la suivante : *Barrémien inférieur* (170 à 230 m) : série monotone de marnes noires, entrecoupées de calcaires marneux en bancs de 0,20 à 0,30 m et de plaquettes calcaréo-gréseuses rousses de 1 à 10 cm, qui ne se distinguent que par sa faune de l'Hauterivien sous-jacent. *Barrémien supérieur* : 40 m de calcaires en gros bancs (0,4 à 1,2 m), parfois glauconieux et finement sableux, alternant avec des niveaux de marnes jaunâtres, un peu pyriteuses, d'épaisseur plus faible. L'âge de ce terme est donné par *Hamulina subcylindrica* et *Barremites strettostoma*. *Bédoulien* : 5 à 15 m de calcaires micritiques blancs, parfois légèrement crayeux, en bancs de 0,80 à 2,5 m d'épaisseur, à silex noirs, séparés par des interlits de marnes noires de 1 à 3 cm. La surface des calcaires est couverte généralement par un enduit ferrugineux et montre des perforations de lithophages. C'est dans ces calcaires qu'a été trouvé, dans la région du Corneret, un exemplaire d'*Acanthoplites* cf. *ulhigi* caractéristique du Bédoulien.

IV — Secteur de la Raye. Le Barrémien inférieur et le Barrémien supérieur présentent la même constitution que dans le secteur précédent. En revanche le Bédoulien s'y montre très différent tant par son épaisseur que par ses faciès. *Bédoulien à faciès pélagique* : 40 m de calcaires compacts, gris-beige, à silex, en bancs de 0,5 à 1 m, séparés par des lits marneux de 0,1 à 1 cm ; 140 m de calcaires beiges ou blancs, dépourvus de silex, finement détritiques, parfois glauconieux, en bancs jointifs de 0,5 à 1,5 m, qui passent en direction du Nord à des calcaires plus ou moins bioclastiques

et graveleux. Sur le flanc est de la Raye, ces calcaires sont affectés de contournements, boudinages et étirements qui résultent très vraisemblablement de glissements synsédimentaires. On est conduit à penser que le secteur de la Raye constituait au Bédoulien un fossé subsident, bordant la zone de hauts-fonds de Cobonne sur laquelle des courants interdisaient ou limitaient les dépôts, dans lequel se produisait à la fois une sédimentation intense et des apports par glissements sous-marins. *Bédoulien à faciès « urgonien »* : 80 à 100 m de calcaires graveleux et bioclastiques plus ou moins grossiers, en bancs de 0,5 à 3 m d'épaisseur, dépourvus de glauconie et de tout élément terrigène mais riches en Orbitolines, Trocholines, Miliolidés, débris d'Algues, de Bryozoaires, d'Echinodermes et de Lamellibranches.

V — Secteur de Beaufort—Eygluy—Lozeron—Plan-de-Baix—Montagne des Berches. Le Barrémien et le Bédoulien de ce secteur présentent des constitutions si variées dans le détail qu'il n'est pas possible d'en donner une coupe générale-typé valable. On indiquera donc seulement les quelques caractères généraux suivants. Les deux étages, dont l'épaisseur croît globalement du Sud au Nord (175 m à Vaugelas, plus de 450 m à la Montagne des Berches), sont représentés principalement, ou entièrement, par des calcaires. Il s'agit essentiellement, dans le Barrémien, de calcaires micritiques de teinte clair, à spicules d'Éponges, en bancs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur, et pour les termes rapportés au Bédoulien de calcaires semblables ou à grain un peu plus grossier, mais renfermant de nombreux silex noirs et constituant des bancs plus épais (0,30 à 1 m). On notera que des silex ont également été observés, localement, dans le Barrémien (région d'Eygluy). Une Ammonite caractéristique (*Procheloniceras seminodosum*) ayant été trouvée à la surface d'un *hard ground* en bordure de la route de Beaufort à Plan-de-Baix, l'existence du Bédoulien est démontrée, au moins localement. Mais il est généralement impossible de séparer cartographiquement cet étage du Barrémien et son existence reste le plus souvent incertaine. Quand la distinction des deux étages a été faite, comme cela est le cas dans le Nord du secteur, elle repose uniquement sur des critères lithologiques. Il convient de signaler enfin qu'au Nord-Ouest de la vallée de la Gervanne, c'est-à-dire dans le prolongement de la zone haute d'Aouste—Blacons—Cobonne—Suze, le toit de la série calcaire est marqué, là où les *marnes bleues* gargasiennes le surmonte, par un *hard ground*. Il semble toutefois que la lacune matérialisée par ce fond durci soit moins importante que plus au Sud et qu'elle n'ait pas entraîné ici la suppression complète du Bédoulien.

VI — Bordure du Vercors, au Nord de Die. Le Barrémien apparaît seul sur la carte de Die, le Bédoulien n'étant visible que plus au Nord sur la feuille Charpey. Ce Barrémien, dont l'épaisseur atteint ou dépasse même 500 m, comprend les deux ensembles suivants : *Barrémien à prédominance marneuse* (environ 200 m) : 30 m de marnes jaunâtres, riches en Ammonites du Barrémien inférieur, constituant un excellent repère cartographique ; 180 à 200 m de marnes et marno-calcaires, coupés de trois assises de calcaires légèrement argileux. Ces calcaires sont microcristallins, biodétritiques, faiblement sableux et glauconieux. Ils ont également fourni des Ammonites du Barrémien inférieur. *Barrémien à prédominance calcaire* (300 m au minimum) : cette assise constitue une falaise en gradins dans laquelle on distingue : environ 50 m de calcaires d'abord massifs puis mieux stratifiés ; 40 m de marnes jaunes à moules internes de Gastéropodes et rares Ammonites pyriteux ; environ 60 m de calcaires massifs en gros bancs ; 30 m de marnes grises et de calcaires marneux en miches ; environ 120 m de calcaires massifs, mal stratifiés, renfermant de gros silex noirs dans leur partie moyenne et s'enrichissant en débris organiques vers le haut. La présence de *Barremites* sp. indique qu'il s'agit encore de Barrémien.

Les fossiles recueillis dans le Barrémien de la feuille Die permettent d'y reconnaître la présence des deux subdivisions de l'étage. Barrémien inférieur : *Emericiceras thiollieri*, *E. emeric*, *Pulchellia compressissima*, *P. dumas*, *P. pulchella*, *Spitidiscus kiliani*, *Sp. querolensis*, *Sp. kiliani*, *Sp. sfaensis*, *Holcodiscus fallax*, *H. druentiacus* etc., *Barremites difficile*, *Desmoceras cassioides*, *D. cassida*, *D. rebouli*, etc., *Phyllopa-*

chyceras infundibulum, *Moutoniceras moutoni*, *Salfeldiella gracile*, *Paraspiticeras percevali*, *Hamulina subcincta*, *H. astieri*, *Acrioceras* aff. *dissimile*, *A. tabarelli*, *Asteridiscus* cf. *menglonensis*. Barrémien supérieur : *Barremites strettostoma*, *Silesites vulpes*, *S. trajani*, *Saynella fabrei*, *S.* cf. *clypeiformis*, *Lytoceras phestum*, *Costidiscus recticostatus*, *Macroscaphites yvani*, *Phyllopachyceras baborensis*, *Hamulina subcylindrica*, *Anahamulina lorioli*, *Ancyloceras matheroni*, *Heinzia coronatoïdes*. Le Bédoulien n'a fourni que deux espèces d'Ammonites, représentées chacune par un exemplaire : *Procheloniceras seminodosum* et *Acanthoplites* cf. *uhligi*. Un certain nombre de Foraminifères apportent également des renseignements d'ordre chronologique. Ce sont, pour l'ensemble du Barrémien : *Meandrospira washitensis* et *Marginulina djaffaensis* ; pour le Barrémien inférieur : *Hedbergella infracretacea* et *Globorotalites barteinsteini-bartensteini* ; pour le Barrémien supérieur : *Globorotalites bartensteini-intercedens* et *Lenticulina heiermanni* ; pour le Bédoulien enfin : *Trocholina infragranulata-paucigranulata*.

N6 et N7. **Gargasien et Albien.** Le Gargasien et l'Albien du Diois nord-occidental sont essentiellement représentés, comme dans l'ensemble des chaînes subalpines méridionales, par une puissante série de *marnes bleues*, qui détermine dans les paysages des dépressions et des zones de cultures où les affleurements apparaissent fréquemment sous l'aspect de *bad lands*. Lorsque cette uniformité de constitution n'est pas interrompue par l'intercalation de sédiments de nature différente pouvant servir d'horizons repères, il est impossible de séparer cartographiquement, sinon de façon trop arbitraire, les deux étages : c'est ce qui est réalisé dans le synclinal méridien de Blacons—Suze—Gigors et sur le pourtour du synclinal du Vellan où les *marnes bleues* ont été affectées de l'indice N6-7. Au Sud de la Drôme en revanche, dans la dépression de Piégros et sur le pourtour du synclinal de Saou, où trois horizons de grès grossiers glauconieux s'intercalent à trois niveaux différents de la série marneuse, il a été possible de situer avec précision la limite Gargasien—Albien et même de délimiter les subdivisions existant à l'intérieur de ces étages. Étant donné la différence de constitution présentée par le Gargasien et l'Albien de part et d'autre de la vallée de la Drôme, nous décrivons séparément les coupes intéressant ces deux secteurs.

Sud de la Drôme (coupe relevée entre Chanteloube et le Pas de Lausens) : la puissance totalisée de la série des *marnes bleues* et de leurs intercalations gréseuses atteint ici 580 m, dont 290 m pour le Gargasien, 130 m pour l'Albien *sensu stricto* et 160 m pour le Vraconien ou Albien terminal. La succession résumée des assises est la suivante : **Gargasien** : débutant au-dessus du *hard ground* couronnant les calcaires barrémiens : 120 m de marnes bleu-noir à plaquettes gréso-calcaires rousses et miches calcaréo-gréseuses ; 20 m environ de grès glauconieux plus ou moins lenticulaires ou lités. D'après M. Moullade (thèse 1966, p. 295), ces grès se situent au niveau du Gargasien moyen ; 150 m de marnes bleues à plaquettes calcaréo-gréseuses. **Albien** : 40 m d'alternance de bancs gréseux et calcaréo-gréseux, à glauconie, dessinant une seconde barre ; 70 m de marnes assez sableuses admettant de fréquentes intercalations de plaquettes gréso-calcaires ; 20 m de grès et calcaires gréseux glauconieux. D'après M. Moullade (*loc. cit.*) cette troisième barre représenterait la totalité de l'Albien supérieur *sensu stricto*. **Vraconien** : 160 m de marnes bleues assez sableuses, s'oxydant en jaune à la surface du sol, avec de minces intercalations gréseuses. Au point de vue paléontologique, aucun macrofossile n'a été découvert, en dehors de *Neohibolites semicanaliculatus*, dans le Gargasien et l'Albien du Sud de la Drôme. En revanche, les microfaunes permettent de reconnaître les zones biostratigraphiques suivantes : Gargasien inférieur : *Schakoïna cabri*, *Clavihedbergella bizonae*, *Gavellinella barremiana* ; Gargasien supérieur : *Globigerinelloides ferreolensis* ; Albien inférieur : *Ticinella bejouaensis*, *Gavellinella flandrini*, *G. intermedia*, *G. reussi* ; Albien moyen—supérieur : *Hedbergella infracretacea* et *Rotalipora ticinensis* ; Vraconien : *Planomulina buxtorfi*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Rotalipora appenninica*.

Nord de la Drôme : plusieurs traits distinguent la série gargaso-albienne représentée au Nord de la vallée de la Drôme de celle existant au Sud. Le premier est la disparition des horizons grésoglaucieux du Gargasien et de l'Albien ; le second est la réduction d'épaisseur considérable que présentent les *marnes bleues* entre la Drôme et la bordure nord de la feuille ; le troisième est l'ensablement important qui affecte les termes supérieurs de l'Albien et notamment le Vraconien. Entre le hameau de Gabriel et le synclinal perché de Suze (Saint-Pancrace), où la série est la plus complète, la succession des assises est la suivante : *Gargaso-Albien* : environ 350 m de *marnes bleues* qui ont livré à leur base une faunule du Gargasien très inférieur (*Valdedorsella angladei*, *Hemitetragonites crebrisulcatum*, *Macroscaphites striatisulcatum*, *Dufrenoya* sp.). Dans leur partie inférieure et moyenne, les marnes admettent des plaquettes calcaréo-gréseuses et de minces passées marno-calcaires. On y récolte en assez grande abondance *Neohibolites semicanaliculatus*. Dans leur partie supérieure elles se chargent progressivement d'éléments sableux. *Vraconien* : 70 m de marnes sableuses verdâtres, dans lesquelles viennent s'intercaler progressivement des bancs de grès argileux, glauconieux, à grains de plus en plus grossiers. L'attribution au Vraconien de ce dernier terme ne repose sur aucun argument paléontologique et on peut penser qu'il englobe également l'Albien supérieur *sensu stricto*. Au Sud du synclinal de Gignors, l'épaisseur des *marnes bleues* est réduite à 130 m, celle du Vraconien ne dépassant pas 40 m. A l'extrémité nord du même synclinal (Ferme de Sagnol), le Vraconien conserve la même épaisseur mais les *marnes bleues* disparaissent totalement. Il semble que l'amenuisement du Gargaso-Albien se soit produit plus rapidement en direction du Nord-Ouest qu'en direction du Nord car à l'extrémité méridionale du synclinal du Vellan les *marnes bleues* montrent encore une épaisseur de l'ordre de 180 m. Ce n'est que plus au Nord encore (feuille Charpey), à l'extrémité septentrionale du synclinal du Vellan—Chaffal, qu'elles cesseront d'exister.

C1-2. **Cénomaniens** (0 à 250 m). D'importantes variations de faciès et d'épaisseur ont été observées au niveau de cet étage et il convient ici encore de décrire séparément les séries représentées au Sud et au Nord de la vallée de la Drôme.

Sud de la Drôme : à l'extrémité orientale du synclinal de Saou, près du col de la Chaudière où la puissance du Cénomaniens atteint environ 250 m, la succession des assises est la suivante : *Cénomaniens inférieur* : 85 m d'une alternance de marnes grises et de calcaires à grain fin en bancs de 0,10 à 0,40 m d'épaisseur, qui succède de façon progressive aux *marnes bleues* du Vraconien ; on y observe à différents niveaux d'importants épisodes de glissements synsédimentaires. *Cénomaniens moyen et supérieur* : environ 165 m de calcaires gréseux et glauconieux à ciment micritique, en bancs de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur, où l'on note par endroits quelques accidents siliceux. Cette série calcaréo-gréseuse comporte en divers points (angle nord-est du synclinal, ferme du Haut-Berthe sur le flanc sud) des niveaux de conglomérats à éléments du Barrémo-Bédoulien. On constate enfin que les couches terminales de l'étage sont plus ou moins ravinées par les grès turoniens sus-jacents. Dans la partie occidentale du synclinal de Saou, le Cénomaniens témoigne d'un ensablement important qui rend difficile la distinction des deux termes reconnus à l'Est. En même temps l'épaisseur de l'étage diminue sensiblement (170 m au Pas de Lausens), mais cette réduction paraît résulter essentiellement d'une érosion anté-turonienne de ses termes supérieurs.

Nord de la Drôme : malgré l'absence d'arguments paléontologiques, on peut rapporter au Cénomaniens les calcaires gréseux bioclastiques à stratifications obliques qui ceinturent, au pied des falaises turoniennes, les synclinaux perchés de Suze (Saint-Pancrace) et de Gignors. Le faciès de ces sédiments témoigne, par comparaison avec le Cénomaniens du Sud de la Drôme, d'un milieu de dépôt plus agité et d'un enrichissement très net en éléments clastiques. L'étage présente en outre une forte diminution d'épaisseur en direction du Nord : de 170 m au Pas de Lausens, sa puissance passe à 70 puis 50 m dans le synclinal de Suze, à 20-25 m à l'extrémité

septentrionale du synclinal de Gigors (Ferme Sagnol) et devient enfin nulle au synclinal du Vellan où le Vraconien est directement surmonté, en transgression, par le Turonien. Par suite de son caractère fortement détritique, le Cénomanién du Nord de la Drôme est pauvre en fossiles ; par contre celui du synclinal de Saou a livré des macrofaunes et des microfaunes qui permettent d'y établir des subdivisions : **Macrofaunes** : Cénomanién inférieur : *Mantelliceras* sp., *Inoceramus crippei*, *I. virgatus* ; Cénomanién moyen : *Schloenbachia varians* et sa var. *trituberculata*, *S. ventriosa*, *S. subvariens*, *Puzosia planulata*, *Inoceramus* sp. ex gr. *schloendorfi*, *I. sp.* ex gr. *longobardicus*, *I. sp.* ex gr. *crippsi* ; Cénomanién supérieur : *Inoceramus* cf. *schloendorfi*, *I. sp.* ex gr. *pictus*, *I. cf. crippei*. **Microfaunes** : Cénomanién inférieur : *Hedbergella delrioensis*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *P. stephani*, *Rotalipora appenninica*, *R. brotzeni*, etc. ; Cénomanién moyen et supérieur : *Hedbergella portdownensis*, *Rotalipora greenhornensis*, *R. cushmani*.

c3. **Turonien** (40 à 480 m). Comme pour les étages précédents on décrira séparément les successions représentées au Sud et au Nord de la vallée de la Drôme.

Sud de la Drôme : le Turonien y constitue les importantes falaises du synclinal de Saou dont la coupe montre les différents termes suivants : « Grès rouges de Venterol » (c3a, base) : grès grossiers rougeâtres à ciment calcaire, à graviers de quartz, à stratifications obliques, contenant parfois des dents de Poissons, des graviers phosphatés, de petits galets de Crétacé inférieur ainsi que des fossiles remaniés de l'Albien ou du Cénomanién. Cet horizon, dont l'épaisseur varie de 30 m (col de la Chaudière) à 5 m (Pas de Lausens) et même moins (Pertuis de la Forêt), a pu être daté du Turonien inférieur grâce aux Foraminifères planctoniques inclus dans les plages micritiques du ciment des grès : *Praeglobotruncana helvetica*, *P. (Dicarinella) canaliculata*, *P. (D.) difformis*, etc. Il ne correspond toutefois pas à l'extrême base de l'étage et représente le terme transgressif marquant le retour de la mer après la brève période d'émergence de la fin du Cénomanién et du tout début du Turonien. « Calcaires à silex de Rochecourbe » (c3a p.p. max.) : puissant ensemble de calcaires biomicritiques à silex, généralement riches en éléments clastiques et en spicules de Spongiaires, dans lequel s'intercalent à plusieurs niveaux des interlits gréseux dont le faciès rappelle celui des grès de base. Dans la partie orientale du synclinal, l'épaisseur de cet ensemble calcaire atteint 350 m ; elle diminue sensiblement en direction de l'Ouest (220 m au Pas de Lausens) en même temps que s'accroît la proportion des éléments bioclastiques. D'après les Foraminifères qui y ont été reconnus, les calcaires de Rochecourbe appartiennent encore par leur base au Turonien inférieur mais représentent essentiellement le Turonien moyen et une partie du Turonien supérieur (zones Tu 3 et Tu 4 de B. Porthault) : *Praeglobotruncana helvetica* (à la base seulement), *Marginotruncana angusticarinata*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana*, *M. cf. sigali*, etc. « Calcaires gréseux du Champ de la Croix » (c3b) : dans la partie axiale du synclinal de Saou le Turonien se termine par une alternance de calcaires gréseux et de grès grossiers jaunâtres, épaisse de 70 à 100 m qui constitue un terme de passage au Coniacien.

Nord de la Drôme : le Turonien qui couronne les synclinaux perchés de Suze (Saint-Pancrace), de Gigors et du Vellan (c3) diffère de celui de Saou par son faciès et par son épaisseur. Il est représenté, au-dessus d'un mince niveau conglomératique transgressif, par des calcaires entièrement bioclastiques dont l'épaisseur varie de 60 m à Suze à environ 40 m à Gigors et au Vellan. Ces calcaires, qui présentent fréquemment une stratification oblique, sont formés par l'accumulation de débris d'organismes benthiques (Échinodermes, Bryozoaires, Brachiopodes, Lamellibranches, etc.) que lie entre eux un ciment sparitique. Ils s'enrichissent fortement vers le haut en quartz détritiques dont les grains deviennent progressivement plus nombreux et plus grossiers.

c4. **Coniacien inférieur marin** (50 à 60 m). Cet étage n'est représenté qu'au cœur du synclinal de Saou, entre le Pertuis de la Forêt et le Pas de Lausens. Il correspond à des grès grossiers plus ou moins calcaires, parfois lumachelliques, à passées de sables peu

consolidés, qui comportent à leur partie supérieure quelques interlits argileux et qui se terminent par des grès grossiers peu cimentés passant à la formation suivante. Ces assises renferment une faune abondante et variée de Mollusques, Échinodermes, Bryozoaires, Annélides tubicoles, etc., dont les espèces les plus caractéristiques sont : *Exogyra plicifera* et sa var. *auricularis*, *Cardium latunei*, *Janira quadricostata*, *Chlamys* cf. *puzosianus*, *Cucullaea* aff. *matheroni*, *Modiola* cf. *typica*, *Pteria* aff. *coerulescens*, *Turritella difficilis*, *Rhynchonella* sp. ex gr. *compressa*, *Hemiasster* aff. *soulieri*. Une microfaune assez caractéristique a également été tirée des lits argileux du haut de la série : *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M.* cf. *coronata*, *Vaginulina trilobata*, *Neoflabellina praeugosa*, *N.* cf. *deltoidea*.

c5. Coniacien supérieur et Santonien inférieur continentaux. Le Crétacé se termine dans le synclinal de Saou, à la bordure nord de la petite plaine de la Prade, par un complexe continental de sables ligniteux versicolores comportant des lits de graviers de quartz laiteux et des croûtes ferrugineuses. Ce complexe, dont la nature continentale est prouvée par la faible teneur en bore de ses éléments argileux, n'a livré aucun fossile ; son attribution au Coniacien supérieur et/ou au Santonien inférieur a été faite par assimilation aux dépôts analogues de Dieulefit et de Nyons.

c4-5. Sénonien inférieur continental (?). Au cœur du synclinal de Gigors, des sables blancs à passées rougeâtres font suite, en continuité apparente, aux calcaires très gréseux du Turonien terminal. Naguère attribués à l'Éocène sans argument paléontologique, ils ont été rapportés hypothétiquement au Sénonien inférieur indéterminé, par analogie avec les sables à lignite du synclinal de Saou et d'après leurs relations avec le Turonien sous-jacent.

e7. Ludien (10 à 40 m). Le Tertiaire de la bordure du bassin rhodanien débute, sur la retombée occidentale de l'anticlinal de la Raye, par un niveau de brèches qui témoigne du démantèlement rapide des reliefs auxquels l'épirogenèse éocène avait donné naissance sur la marge du Vercors. Participant au pli en genou de la Raye et présentant de ce fait des pendages ouest voisins de la verticale, ce niveau bréchique surmonte cependant en discordance plus ou moins marquée les assises crétacées de son substratum (coupe X-X'). Par ailleurs, sa constitution varie sensiblement en fonction de la nature des assises sur lesquelles il repose. A l'Est des Peyrouses, où il repose sur des calcaires massifs en gros bancs, avec silex, du Barrémo-Bédoulien, il débute, au-dessus d'un sol fossile résultant de l'altération sur place des calcaires sous-jacents, par des brèches à éléments anguleux de très forte taille, empruntés au Barrémo-Bédoulien, qui évoquent un paléo-éboulis de pied de falaise. Ce premier horizon bréchique est surmonté par quelques bancs de calcaires gréseux renfermant des débris de roches étrangères au Barrémo-Bédoulien. La série se termine enfin par une succession de gros bancs de conglomérats à éléments barrémo-bédouliens assez arrondis, entre lesquels s'intercalent des niveaux peu épais de calcaires gréseux légèrement verdâtres. Par suite de la nature essentiellement calcaire de leurs constituants, de leur forte cimentation et de leurs pendages subverticaux, ces assises bréchiques et conglomératiques déterminent des falaises qui, plaquées à celles du Barrémo-Bédoulien, s'en distinguent difficilement et peuvent par conséquent ne pas être reconnues de loin. Entre les Bigues et les abords de Crest, où le substratum du Tertiaire est le Barrémien à faciès calcaréo-marneux, le Ludien présente une constitution sensiblement différente. Il débute encore, en discordance, par quelques mètres de brèche à éléments grossiers de nature calcaire ou calcaréo-argileux, mais cette brèche est surmontée, sur 30 à 40 m d'épaisseur, par une alternance de marnes sableuses rougeâtres ou verdâtres, de niveaux conglomératiques à galets arrondis et, dans la partie supérieure de l'assise, de quelques bancs de calcaires molassiques à galets épars. Aucun fossile n'a été découvert dans ces formations grossièrement détritiques de la base du Tertiaire, mais la formation suivante comporte, à son extrême base, de minces niveaux de calcaires marneux en plaquettes qui ont livré de nombreux

exemplaires de *Cyrena semistriata* du Ludien (dét. G. Truc). L'assise initiale du Tertiaire ayant dû se déposer dans un laps de temps très court, comme le suggèrent son épaisseur relativement faible et sa nature grossièrement détritique, il a paru logique de lui attribuer l'âge indiqué par les fossiles existant au voisinage immédiat de son toit. On sait par ailleurs que dans le Sud-Est de la France, pour ne pas parler de régions plus lointaines, le Ludien a été une période de sédimentation détritique importante faisant suite aux soulèvements de la fin de l'Éocène.

g1-2a. **Ludien terminal et Stampien inférieur (= Sannoisien auctorum)** (environ 200 m). Il s'agit d'une puissante série de sables argileux, de type molassique, qui détermine une large dépression couverte de cultures où les affleurements sont rares. Au Sud des Peyrouses toutefois une coupe assez continue montre la succession suivante : environ 40 m de molasse sableuse admettant quelques intercalations de calcaires marneux en plaquettes beiges, de 2 à 10 cm d'épaisseur, dont les plus basses montrent à leur surface des exemplaires assez fréquents de *Cyrena semistriata* ; environ 150 m de molasse sableuse tendre où s'individualisent quelques passées lenticulaires de grès consolidés. La présence de *Cyrena semistriata* à la base de cette série molassique conduit à rattacher ses premiers termes au Ludien. L'absence de fossiles dans ses termes moyen et supérieur ne permet pas d'en préciser l'âge. Cette formation étant surmontée par une assise renfermant des fossiles du Stampien *sensu stricto*, il paraît cependant justifié de l'attribuer, à l'exception de sa base, au Stampien inférieur, *i.e.* au *Sannoisien*.

g2b. **Stampien *sensu stricto* calcaire** (40 m). Une assise calcaire de 40 m d'épaisseur dessine, par suite de son fort pendage, une ligne de relief très nette entre la formation molassique précédente et la série argilo-sableuse qui lui fait suite. Il s'agit de calcaires lacustres blancs, en bancs de 0,5 à 1 m d'épaisseur, et de calcaires en plaquettes, admettant des intercalations de marnes blanches ou beiges, parfois un peu sableuses, à débris ligniteux. Les calcaires de la partie médiane de l'assise renferment de nombreuses Lymnées et Planorbes, dont *Galba vocontia* et *Planobarius cornu* (dét. G. Truc) qui caractérisent le Stampien.

g2c. **Stampien *sensu stricto* molassique** (environ 130 m). Épaisse série de marnes argilo-sableuses, de teinte rougeâtre ou brune, dans laquelle s'intercalent à différents niveaux des bancs plus ou moins lenticulaires de conglomérats à gros éléments hétérogènes. Cette formation, dénommée *molasse rouge*, n'a pas fourni de fossiles, mais son rattachement au Stampien *sensu stricto* découle de sa position en-dessous d'une assise bien datée paléontologiquement.

g3. **Stampien terminal et Chattien** (35 m). Une seconde assise calcaire, qui détermine elle-aussi une ligne de relief facilement discernable, couronne l'Oligocène de la bordure du bassin rhodanien. On peut y distinguer les termes suivants : 1) *barre calcaire inférieure*, d'environ 15 m d'épaisseur, se décomposant elle-même en : 5 m de calcaires lacustres blancs assez fossilifères, à *Melanopsis hericarti* et *Wenzia* (« *Helix* ») *ramondi* de petite taille. D'après G. Truc ces Gastéropodes se situent à la limite entre le Stampien et le *Chattien* ; 6 m de marnes verdâtres, ou brunes, ou noires, ces dernières chargées de matières charbonneuses et renfermant des passées ligniteuses ; 5 m de calcaires lacustres à *oncholithes* ; 2) *marnes intermédiaires* : 10 m de marnes sableuses brunes à passées ligniteuses ; 3) *barre calcaire supérieure* : 10 m de calcaires lacustres blancs à *oncholithes* dont la surface terminale montre en quelques points (N-NE de la Ferme Champlong dans l'extrême coin nord-ouest de la carte) des traces de ravinement et un *hard ground* avec perforations de lithophages.

m1. **Burdigalien**. Le Miocène inférieur est représenté sur la feuille Die dans deux secteurs différents : d'une part sur la bordure du bassin rhodanien, où il surmonte en concordance, sinon en continuité absolue de sédimentation, l'Oligocène supérieur, d'autre part dans le petit fossé de la Boussière, entre la crête de la Raye et celle du

Rocher de l'Aigle—Rocher de Saint-Supière, où il surmonte en transgression le Bédoulien du chaînon le plus occidental du Vercors. Sa constitution différant de l'un à l'autre de ces secteurs, nous en donnerons deux descriptions séparées.

Burdigalien « rhodanien » (35 m). Une interruption momentanée de sédimentation, indiquée localement par les ravinelements, fonds durcis et perforations de lithophages du toit des calcaires lacustres du *Chattien*, a précédé le dépôt des premiers sédiments marins du Miocène. Ces derniers paraissent toutefois surmonter en concordance les derniers termes du *Chattien*. La coupe que l'on peut y relever au voisinage d'Ourches est la suivante : 25 m de molasse sablo-glaucouneuse débutant localement par 1 à 2 m de microconglomérat paraissant combler d'anciens petits chenaux. Outre le quartz, qui en constitue l'élément dominant, ces sables comportent une forte proportion de feldspaths peu altérés ; leurs grains sont anguleux et ne sont liés entre eux ni par de l'argile ni par un ciment calcaire. Ils renferment de nombreux débris de Lamellibranches (Pectinidés, Cardites, Spondyles, etc.) ; 10 m de calcaires grossiers, grésoglaucouneux, très zoogènes, en bancs de 10 à 30 cm séparés par des lits de sables molassiques. Cette *molasse calcaire* est particulièrement riche en débris d'organismes (Bryozoaires, radioles et fragments d'Oursins, entroques, Lamellibranches, etc.) mais ne livre que très peu de fossiles en état d'être déterminés spécifiquement.

Miocène inférieur de la Boussière (environ 100 m). Transgressif sur différents niveaux de calcaires bédouliens montrant de très nombreuses perforations de lithophages, il débute généralement, mais pas toujours, par quelques mètres de conglomérats à gros éléments calcaires que lie un ciment grésocalcaire glaucouneux. Les galets sont eux-mêmes perforés. Ce niveau conglomératique est surmonté par une molasse sablo-glaucouneuse dont l'épaisseur peut atteindre, ou peut-être même dépasser, 100 mètres. A la Ferme de la Boussière, cette molasse sableuse surmonte directement la surface perforée des calcaires bédouliens. En l'absence de fossiles caractéristiques, l'âge exact du Miocène de la Boussière n'a pas pu être établi et c'est de façon tout à fait arbitraire qu'on lui a attribué sur la carte la teinte et l'indice du Burdigalien. D'après sa position et sa nature il serait plus vraisemblable d'y voir l'extrême (?) avancée vers l'Est, sur le territoire du Vercors, de la mer helvétique.

m2. Helvétien. La *molasse calcaire* du Burdigalien est surmontée, à la bordure nord-occidentale de la carte, par une molasse sableuse jaunâtre, faiblement glaucouneuse, dont quelques niveaux consolidés montrent une stratification oblique. Sa base seule (environ 50 m) est visible sur la feuille Die. Les rares fossiles qui y ont été récoltés (Pectinidés) n'ont pu être déterminés spécifiquement par suite de leur mauvais état de conservation et ce n'est que par comparaison avec les régions voisines que cette formation a été attribuée à l'Helvétien.

Fx1. Très haute terrasse (environ 130 m). Dans les vallées de la Drôme et de la Gervanne, des témoins d'une très haute terrasse et de ses glacis de raccordement dominant d'environ 130 m les thalwegs actuels. Ils consistent en alluvions à ciment terreux, pouvant atteindre 20 à 30 m d'épaisseur, dont les éléments ont une origine uniquement régionale : ce sont essentiellement des galets calcaires, provenant des assises du Jurassique terminal, du Crétacé inférieur et du Turonien, et, plus rarement, des galets de grès albiens. En règle générale ces éléments sont bien roulés et ont des tailles ne dépassant pas 20 à 30 cm. Au Sud de Saillans toutefois, sur la rive gauche de la Drôme, les apports d'un paléo-torrent descendant des falaises du synclinal de Saou ont provoqué l'accumulation locale d'éléments sensiblement différents. Ceux-ci proviennent tous et uniquement des formations du Crétacé supérieur (calcaires turoniens essentiellement, calcaires gréseux et grès du Turonien basal, du Cénomaniens et de l'Albien) et se montrent fortement émoussés mais non parfaitement arrondis. Enfin leur taille peut atteindre 0,50 m et même, pour certains, 1 à 2 m. Tous ces caractères indiquent qu'il s'agit d'éléments apportés dans la vallée principale par un affluent de faible longueur et à forte pente. Au Nord de Beaufort-sur-Gervanne, les

alluvions peu cimentées de cette terrasse ont été exploitées pour la production de graviers.

Fx2. Haute terrasse (50 à 70 m). Les alluvions de cette terrasse, ainsi que les colluvions de ses glacis de raccordement, couvrent des surfaces importantes dans les vallées de la Drôme et de la Gervanne et ont également laissé des témoins dans la région d'Ourches, en bordure de la plaine rhodanienne. Elles sont formées, sur une épaisseur pouvant atteindre jusqu'à 40 m, par l'accumulation de galets essentiellement calcaires que lie le plus souvent un ciment terreux ou argilo-sableux ou, plus rarement, un ciment calcaire. Elles peuvent également comporter quelques lentilles sableuses. Les galets, généralement aplatis, ont en moyenne une taille comprise entre 1 et 10 cm et n'atteignent que rarement des dimensions de 20 à 30 cm. Par suite de la cimentation généralement faible de ses éléments, des gravières ont été ouvertes dans cette terrasse en divers points de la vallée de la Drôme.

Fy. Moyenne terrasse (environ 20 m). Les alluvions de cette terrasse et les colluvions de ses glacis couvrent de larges surfaces dans la vallée de la Drôme (notamment aux environs d'Aouste et de Blacons, dans la plaine de Die et au voisinage de Barnave) et dans celle de la Gervanne. On a rapporté également à cette phase alluviale le glacis qui, à l'Ouest d'Ourches, se raccorde à la grande terrasse de la plaine de Chabeuil. Moins épaisses en général que celles des terrasses précédentes, les alluvions de cette moyenne terrasse sont également formées de galets principalement reliés entre eux par un ciment tantôt calcaire, tantôt argilo-sableux.

Fz1a et Fz1b. Basse et très basse terrasse. Parfois individualisées, parfois au contraire confondues, les alluvions de ces deux terrasses ne correspondent qu'à deux sous-stades de la dernière phase de remblaiement des vallées de la Drôme et de ses affluents. Formées d'éléments principalement calcaires auxquels se mêle, notamment à leur partie supérieure, une proportion souvent élevée de limons, elles ont une épaisseur qui ne dépasse jamais quelques mètres. Il s'en suit que, à l'exception du tronçon compris entre les cluses de Pontaix et d'Espenel, le thalweg de la Drôme est entaillé dans le substratum anté-quaternaire et laisse apparaître de façon presque continue dans ses berges les assises de celui-ci. L'épaisseur très réduite et le caractère *perché* de ces alluvions fournissent la raison de leur faible intérêt hydrogéologique.

Fz2. Lit majeur des cours d'eau. On a distingué sur la carte les alluvions caillouteuses du lit majeur des cours d'eau lorsque celui-ci présentait une largeur suffisamment importante (Drôme et bas cours de certains de ses affluents). La même teinte et le même indice ont été attribués aux alluvions très récentes qui se sont accumulées, en arrière du barrage naturel provoqué par l'écroulement rocheux du Pas de la Roche, dans la plaine bifide du Moulin et des Chambards, au Sud et à l'Est de Marignac.

J. Cônes de déjection. Le plus étendu de ces cônes est celui qui, originaire du flanc sud du Vercors, s'étale dans la dépression valanginienne de Marignac—col de la Borne. Les autres sont des cônes d'étendue beaucoup plus limitée qui se sont constitués pour la plupart au débouché de ravins descendant de l'Argovien. Il s'agit dans l'un et l'autre cas de cailloutis emballés dans une matrice marno-argileuse abondante.

Masses rocheuses glissées. Masses rocheuses pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de longueur, constituées le plus souvent par les calcaires du Jurassique terminal. Certaines proviennent cependant de formations d'âges différents : Hauterivien à l'Est d'Escoulin, Barrémien dans la vallée d'Eygluy. L'existence de ces masses rocheuses glissées est généralement liée à celle de fractures qui les ont préalablement détachées des assises en place dont elles sont originaires ; elles peuvent résulter également de fractures ayant provoqué l'instabilité des formations marneuses sur lesquelles reposent ces assises ; certaines enfin ne doivent leur existence qu'à l'action de cours d'eau entaillant suivant leur direction des assises présentant un pendage conforme à la pente des versants.

Glissement en masse de la vallée de la Roanne. Le jeu combiné de différents facteurs (pendages suivant la pente, plissement, fractures, affouillement du pied du versant par la rivière et, pour la région au Nord de Savel, plasticité des assises *argoviennes*) a provoqué, sur la rive droite de la Roanne, des glissements en masse, accompagnés d'éroulements rocheux, dont le volume et l'étendue atteignent une valeur considérable. Ces glissements et éroulements dessinent des gradins successifs dont les fronts sont marqués par des masses rocheuses glissées ou par l'accumulation de blocs énormes de calcaires jurassiques. Les principaux de ces gradins déterminent, en arrière de leurs fronts, des *replats* couverts d'éboulis fins et terreux sur lesquels sont établies des cultures.

Éroulements rocheux. On a distingué par un figuré particulier des éroulements qui se différencient des éboulis *normaux* par leur localisation plus étroite ainsi que par la nature uniquement rocheuse et par la taille volumineuse de leurs éléments. C'est un éroulement de ce type qui a provoqué, à une date inconnue, le barrage temporaire du Pas de la Roche sur le cours du ruisseau de Marignac.

E. Éboulis stabilisés et éluvions. On a réuni dans un même ensemble compréhensif les éboulis stabilisés, caillouteux ou terreux, qui s'étendent au pied des zones de haut relief et les produits éluviaux et colluviaux qui couvrent en partie le pied des versants et les dépressions.

Év. Éboulis vifs. Ces éboulis, d'étendue toujours limitée, s'observent principalement au pied de la falaise turonienne du synclinal de Saou.

DESCRIPTION STRUCTURALE

La structure du Diois nord-occidental résulte de l'action superposée de deux phases orogéniques majeures, l'une anté-campanienne, ayant déterminé la formation de plis d'orientation E—W ou *provençale*, l'autre fini-miocène, responsable d'accidents (plis et fractures) de direction approximativement N—S ou *alpine*. Par ailleurs le style des déformations structurales de cette région dépend dans une large mesure de la nature des sédiments mis en jeu : style extrêmement souple pour les puissantes formations plastiques du Jurassique du secteur oriental de la feuille, style moins souple sinon rigide au niveau des épaisses assises calcaires du Barrémo-Bédoulien du Sud du Vercors et du Turonien du Sud-Ouest de la carte. C'est à l'intervention combinée de ces différents facteurs, auxquels il faudrait sans doute ajouter la structure profonde du socle, que le Diois nord-occidental doit la diversité de ses traits structuraux et, à l'exclusion de la Forêt de Saou, le caractère confus de sa morphologie.

STRUCTURES « PROVENÇALES »

Les plis d'orientation E—W qui peuvent être rapportés avec certitude à l'orogénèse anté-campanienne sont cantonnés dans la partie sud de la feuille. Ce sont le synclinal turonien de Saou, l'anticlinal tronçonné, à cœur argovien, de Barnave—Bramevache—Chabanat—Serre de l'Aup—Saint-Moirans—Saint-Sauveur—la Clastre et le synclinal hauterivien, d'étendue plus limitée, de Serre Peyplat—Serre Perpit. Nous verrons plus loin la part que la phase de plissement anté-campanienne a pu prendre dans la formation des grandes structures anticlinales de *terres noires* de l'Est de la feuille.

— Le synclinal de Saou (coupes A-A' et B-B'), célèbre dans la région par la forêt qui tapisse sa dépression axiale, constitue le seul trait morphologique bien individualisé du Diois nord-occidental. Long de 13 km pour une largeur moyenne de 3 km, sa forme de gouttière perchée, que ceinturent les hautes falaises du Turonien calcaire, en fait un

véritable monde clos dans lequel on ne peut pénétrer que par les deux défilés du Pas Lausens, au Nord, et du Pertuis, au Sud. Axialement, cette gouttière présente son point le plus bas à hauteur approximative du Pertuis : à partir de celui-ci, elle se relève vers l'Ouest, en direction de Roche Colombe, avec une pente de l'ordre de 24 % et vers l'Est, en direction du Signal et de Roche Courbe, avec une pente d'environ 15 %. Comme il a déjà été dit dans le chapitre « Généralités », l'ennoyage général vers l'Ouest de la structure se fait suivant une pente de 36 pour mille. La structure transversale du synclinal de Saou ne reste pas la même sur toute la longueur du pli. Dans sa partie orientale, où l'épaisseur des calcaires turoniens est maximale, le synclinal est à peu près symétrique et sa régularité n'est troublée que par quelques grandes fractures postérieures à sa formation. Dans sa partie occidentale, où l'épaisseur des calcaires est bien moindre (200 m), le synclinal présente une forte dissymétrie et son flanc sud, redressé à la verticale ou même déversé, est affecté de replis importants dans le secteur compris entre le village de Saou et le Pertuis.

— L'anticlinal de Barnave—la Clastre, de type *pincé* comme il en existe un grand nombre dans le domaine vocontien, est un pli anté-campanien de direction *provençale* qui a été littéralement mis à la torture, dans toute sa partie centrale, par les grands décrochements *alpins* de la phase fini-miocène. Débutant à l'Est dans la région de Barnave, où il commence à se dégager du grand bombement anticlinorial de Montmaur—Recoubeau, il s'individualise nettement dans le ravin de Bramevache et sur la rive gauche de la vallée de la Roanne où il dessine le pli à flanc nord vertical du Chabanat (coupe C-C'). Au-delà de ce sommet, il montre un fort ennoyage axial vers l'Ouest et est en outre fragmenté et laminé par la branche sud-est du décrochement de Saillans et par le curieux accident de style *éjectif* de « sur les Clots ». Son prolongement se retrouve cependant dans l'anticlinal dissymétrique et laminé du Serre de l'Aup (coupe e-e'). Après déplacement vers le Nord, ce dernier se poursuit au-delà du décrochement de Saillans par l'anticlinal « en M » de Saint-Moirans ; cet anticlinal, qui montre un fort plongement axial vers l'Ouest, est interrompu à son tour par le décrochement des Auberts-Gourdon. A l'Ouest de cet accident et après un nouveau coulissage vers le Nord, vient enfin le tronçon de Saint-Sauveur—la Clastre qui disparaît finalement par ennoyage sous la dépression de *marnes bleues* de Piégros-Blacons.

— Sur la rive droite de la Drôme, entre Saillans et la basse vallée du ruisseau de Charsac, les assises de l'Hauterivien dessinent, parallèlement à l'anticlinal de Saint-Sauveur—la Clastre, le léger mouvement synclinal de Serre Peyplat—Serre Perpit (coupe B-B'). Long d'environ 4 km et large de l'ordre d'un kilomètre au niveau de l'Hauterivien supérieur, ce synclinal montre une amplitude beaucoup plus faible que celle des deux plis précédents mais présente comme eux une nette inclinaison axiale vers l'Ouest. Nous verrons plus loin qu'il peut être regardé comme le prolongement occidental de la double cuvette synclinale de Saint-Benoît—Espenel.

— Au-delà de ce synclinal, vers le Nord, les assises du Crétacé inférieur ne sont plus affectées par de véritables plis d'orientation E—W et l'on peut penser qu'on se trouve là sur la frange septentrionale du domaine dans lequel l'orogénèse anté-campanienne a fait sentir ses effets. Toutefois, le Nécomien dessine encore un large bombement anticlinal, s'ennoyant vers l'Ouest au niveau de la vallée de la Gervanne, qui représente vraisemblablement l'ondulation la plus septentrionale résultant de cette phase de plissement (coupe B-B'). Nous verrons que ce bombement, dit de Pourcheron, peut être regardé comme le prolongement occidental, au-delà du décrochement de Saillans, du dôme de *terres noires* d'Aurel.

STRUCTURES « ALPINES »

D'après leur nature et leurs effets, les accidents structuraux d'orientation N—S résultant de la phase orogénique fini-miocène peuvent être groupés en plusieurs secteurs :

— un secteur nord-ouest, qui ne paraît pas avoir été affecté par l'orogénèse anté-campanienne et qui constitue structurellement le prolongement du Vercors occidental,

— un secteur médian, qui est celui du décrochement de Saillans et de ses satellites,

— un secteur oriental, où la superposition des déformations néocrétacées et fini-miocènes peut être rendue responsable des grands bombements anticlinaux complexes d'Aurel, de Die et de Montmaur—Recoubéau.

Secteur nord-ouest. Ce secteur couvre toute la partie nord-occidentale de la feuille Die au-delà d'une ligne NE-SW allant approximativement du massif des Berches, sur la limite nord de la carte, à la région du Serre de Sabatou, au Sud d'Aouste, sur sa limite ouest.

— On y reconnaît tout d'abord l'anticlinal de la Raye qui constitue le prolongement méridional de l'anticlinal des Monts du Matin de la bordure du Vercors. C'est un anticlinal *en genou* dont le flanc ouest, vertical ou même un peu déversé, est directement surmonté par l'Oligocène continental du bassin rhodanien. Ce pli, bien individualisé jusqu'à la hauteur des Peyrouses, montre un ennoyage sud qu'indique nettement la disparition progressive, à son axe, du Valanginien inférieur, du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien. Plus au Sud, il est morcelé par une série de failles méridiennes qui en estompent un peu le dessin, mais il peut être reconnu cependant jusqu'à la vallée de la Drôme (coupe Y-Y'). Le flanc est de cet anticlinal de la Raye est affecté par quelques failles transverses ou obliques mais surtout par plusieurs grandes fractures N—S. Deux d'entre elles ont provoqué la formation de l'étroit fossé d'effondrement de la Boussière dans lequel sont conservés quelques témoins de Miocène inférieur qui reposent directement sur la surface perforée des calcaires urgoniens.

— Le synclinal de Blacons—Sagnol, qui succède à l'Est à l'anticlinal de la Raye, est un synclinal de *marnes bleues* gargaso-albiennes à l'axe duquel sont conservés les deux témoins perchés de Cénomaniens et de Turonien de Suze (Saint-Pancrace) et de Gigors (coupes A-A' et X-X'). Ce synclinal, qui montre une inclinaison générale vers le Sud, débute au Nord sur la bordure méridionale du Vercors. Il s'élargit en direction du Sud jusqu'à la hauteur de Suze puis se rétrécit et se vide à hauteur de Blacons avant d'atteindre le lit de la Drôme. La légère surélévation d'axe ayant déterminé ce rétrécissement et cette disparition des *marnes bleues* résulte de l'avancée vers l'Ouest des structures anticlinales néocrétacées de Pourcheron et de Saint-Sauveur—la Clastre. Immédiatement au Sud de la Drôme, le synclinal gargaso-albien se dessine à nouveau et la confluence de ses *marnes bleues* avec celles du flanc nord du synclinal de Saou explique la large dépression de Piégros, seul témoignage ici de l'interférence des deux directions de plissement.

— Le synclinal de Blacons—Sagnol est limité vers l'Est, dans sa moitié nord, par une grande fracture N.NW-S.SE qui, se dirigeant ensuite vers le Sud-Est, se suit sur environ 11 km depuis la limite nord de la carte jusqu'au-delà du ruisseau de Charsac. Cet accident, dit de Boussonelle, a eu pour effet de provoquer la surélévation de son compartiment oriental par rapport à son compartiment ouest et nous verrons plus loin, après avoir étudié l'ensemble des fractures méridiennes de la feuille Die, la conclusion qui paraît pouvoir en être tirée.

— Aucune structure anticlinale individualisée ne se dessine dans les assises barrémiennes et bédouliennes qui séparent le synclinal de Blacons—Sagnol du synclinal de Plan de Baix—Vellan. Ce dernier, qui présente un grand développement dans le Vercors où il se poursuit jusqu'au-delà de Léoncel, ne laisse apparaître que son extrémité méridionale sur la feuille de Die. On peut toutefois considérer comme jalonnant son prolongement S.SW plus ou moins fracturé les placages de marnes bleues gargasiennes conservées au Nord-Ouest de Beaufort-sur-Gervanne.

Secteur médian. Le trait structural le plus important de ce secteur est l'accident de Saillans qui, long d'environ 100 km, débute au Sud dans la région de Mérindol et se termine au Nord au voisinage de Saint-Laurent-en-Royans, après avoir traversé dans leur partie occidentale les Baronnies, le Diois et le Vercors. Il s'agit là d'un décrochement majeur dont l'étude aéromagnétique a montré qu'il affectait non seulement toute la colonne des formations sédimentaires mais également leur socle cristallin. Sur le territoire de la feuille Die, comme du reste sur l'ensemble de son trajet, cet accident suit la double règle reconnue pour tous les grands décrochements du domaine vocontien : surélévation et coulissage relatif vers le Nord de son compartiment occidental. Au Nord de la vallée de la Drôme, où l'accident de Saillans ne recoupe pas de plis antérieurs de direction E-W, son compartiment occidental dessine à son contact une amorce d'anticlinal ; ce mouvement est bien observable au niveau du Kimméridgien et du Tithonique dans la région des Chapelles, et au niveau du Valanginien dans le secteur d'Escoulin (coupes X-X', Y-Y' et a-a'). Au Sud de la Drôme, où il est doublé à l'Ouest par le décrochement des Auberts-Gourdon et où il se ramifie au Sud-Est dans la région de la Montagne de Faraud, l'accident de Saillans et ses satellites provoquent, comme nous l'avons vu plus haut, le tronçonnement en quatre éléments progressivement décalés vers le Nord de l'anticlinal anté-campanien de direction E-W de Barnave—la Clastre. Au Nord de la Drôme, entre les Plots et la ferme de la Montagne, une faille parallèle à l'accident de Saillans détermine l'étroit fossé d'effondrement à remplissage valanginien de Rourebel—col des Vallons, qui paraît prolonger, après torsion vers le Nord, le synclinal d'Espenel (coupe c-c'). Plus au Nord, entre la région de Château-Vieux et le voisinage de Saint-Andéol, une faille émanant du nœud d'accidents du Grand Barry est à l'origine du fossé d'effondrement plus large et à remplissage plus différencié (Valanginien à Barrémien) de Taillefer—Serre de l'Écharrène (coupes X-X', a-a' et b-b'). On notera que, contrairement à la règle citée pour le décrochement de Saillans et ses satellites, mais conformément à ce que l'on a signalé pour la faille de Boussonelle, c'est à la suite du surélévement de leur compartiment oriental que les failles des Plots—la Montagne et de Château Vieux—Saint-Andéol ont déterminé la formation des deux fossés d'effondrement qui viennent d'être décrits.

— Revenant au Sud de la Drôme, mention doit être faite du très curieux accident, de type anticlinal *éjectif* ou *diapyr* faillé, de « sur les Clots » (coupes d-d', e-e' et f-f'). Cet accident, qui se bloque au Sud contre une des branches du décrochement de Saillans et qui se pince au Nord en arrivant sur la bordure du dôme de *terres noires* d'Aurel, sépare l'un de l'autre les deux synclinaux valanginiens de Saint-Benoît-en-Diois et d'Espenel qui formaient indubitablement à l'origine, comme l'indique l'examen de leurs bordures, une cuvette synclinale unique. On peut en déduire que le synclinal originel de Saint-Benoît—Espenel, aujourd'hui profondément déformé par les accidents fini-miocènes, date de la phase orogénique anté-campanienne et devait border au Nord l'anticlinal, lui aussi mutilé, de Barnave—Chabanat—Serre de l'Aup. Dans ce cas, le synclinal hauterivien de Serre Peyplat—Serre Perpit, décrit dans le cadre des plis néocrétacés, représenterait son prolongement occidental, fortement décalé vers le Nord par le décrochement de Saillans.

Secteur oriental. Les accidents qui affectent toute la moitié orientale de la feuille Die, à l'Est de l'accident de Saillans et de ses satellites, présentent une structure dans laquelle les effets de la phase orogénique fini-miocène sont bien reconnaissables mais où il est difficile de déceler avec certitude la part revenant à l'orogénèse anté-campanienne. Par suite de son amortissement en direction du Nord, il semble que cette orogénèse ait seulement provoqué, au Nord-Est et au Nord du synclinal de Saint-Benoît—Espenel et de l'anticlinal de Barnave—Bramevache—Chabanat, de larges ondulations d'un style comparable à celui du bombement anticlinal de Pourcheron visible à l'Ouest de l'accident de Saillans. C'est ainsi qu'il est possible de reconnaître,

ou tout au moins de soupçonner, une ondulation anticlinale est—ouest qui, débutant dans la région d'Ausson et se terminant dans celle de Vercheny, passerait par le col de Beaufayn et l'apex du dôme d'Aurel. Au-delà de cette ondulation anticlinale, dont le bombement de Pourcheron pourrait constituer le prolongement occidental légèrement décalé vers le Nord, l'orogénèse néocrétacée aurait déterminé la formation d'une ondulation synclinale, ultérieurement morcelée et déformée par les accidents fini-miocènes, allant du Serre Grimaud à Sainte-Croix, en passant par le Serre des Pins, le Grand Justin et le But de l'Aiglette. Enfin, la dernière manifestation vers le Nord de l'orogénèse anté-campanienne correspondrait à l'anticlinal de Die ou tout au moins à sa paléo-ébauche. La préexistence de ces larges structures est—ouest constitue vraisemblablement la raison pour laquelle l'orogénèse fini-miocène n'a pas déterminé ici la formation de plis nord—sud simples, comme elle l'a fait dans le secteur nord-ouest de la feuille non affecté par l'orogénèse anté-campanienne.

En se surimposant au bombement anticlinal antérieur d'Ausson—Vercheny, les efforts orogéniques d'orientation alpine peuvent être regardés comme ultimes responsables de la structure en dôme des *terres noires* d'Aurel. On leur doit en outre tous les plis, replis, déformations et fractures d'orientation méridienne, ou parfois différente, qui affectent ce dôme ainsi que les paléo-ondulations est—ouest de Sainte-Croix—Serre Grimaud et de Die. D'Ouest en Est, les principaux de ces accidents sont les suivants :

— l'anticlinal faillé du Grand Barry et le synclinal faillé de Roche Ronde qui dominant au Nord le village de Vercheny (coupes a-a', b-b' et c-c'). Après une interruption due à un brusque ennoyage nord qu'accélère une faille transverse, le premier se prolonge par une lame de Tithonique pincée entre la faille bordière occidentale du pli et une faille secondaire ; la jonction de ces deux failles donne enfin le grand accident de Château Vieux—Saint-Andéol qui limite à l'Est la zone effondrée de Taillefer—Serre de l'Écharrène ;

— la grande faille du Pic de l'Aiglette—Sainte-Croix—Saint-Étienne qui affecte non seulement la bordure nord du dôme d'Aurel mais aussi le synclinal de Sainte-Croix et le flanc ouest de l'anticlinal de Ponet—Col d'Anès. C'est ici le compartiment oriental qui a été surélevé par rapport au compartiment occidental. Cet accident n'a pas pu être suivi avec certitude au sein des *terres noires* du dôme d'Aurel mais il est assez vraisemblable de voir son prolongement dans la faille dessinée entre l'Ubac et la Brunette ;

— à l'Est de Barsac et jusqu'aux abords de la vallée de la Drôme, une série de plis et replis nord—sud plus ou moins aigus et de fractures d'orientation NE-SW affectent la bordure du dôme d'Aurel et, surtout, la zone synclinale de But de l'Aiglette—Grand Justin—Serre des Pins—Serre Grimaud. Postérieures aux plis et replis qu'elles tronçonnent ou lamentent, les fractures présentent une direction qui est celle du grand accident de la Cléry reconnu de longue date dans le Sud-Est du Vercors. Elles pourraient représenter la terminaison *en queue de cheval* de celui-ci, bien que leur jonction avec son extrémité sud-ouest, visible au Nord du point 873 à la bordure est de la carte, n'ait pas pu être reconnue sur le terrain ;

— au Nord-Est du synclinal de Sainte-Croix, le principal résultat de la phase orogénique fini-miocène a été la formation de l'anticlinal SE-NW de Ponet—Col d'Anès qui représente l'extrémité, tordue vers le Nord, de l'anticlinal primitif E—W de Die. S'ennoyant axialement au Nord-Ouest de Saint-Étienne, cet anticlinal de Ponet—Col d'Anès est relayé, au-delà d'une fracture sensiblement E—W, par l'anticlinal franchement N—S des Morins—Saint-Julien-en-Quint—Les Faures—Pas de l'Infernet qui appartient au domaine du Vercors (feuille Charpey à 1/50 000). Sur son flanc ouest, l'anticlinal de Ponet—Col d'Anès est affecté d'un pli en genou déversé que borde une faille fortement inclinée. Cette faille débute au Nord du Serre Gonthier et se poursuit jusqu'à la vallée de la Sure qu'elle traverse au niveau du passage des Tourettes. Faille et pli sont décrochés par la faille du Pic de l'Aiglette—Sainte-Étienne et lui sont par

conséquent antérieurs. On peut penser que leur formation est concomitante de celle de l'anticlinal de Ponet.

— l'orogénèse fini-miocène s'est également traduite, sur le flanc nord de l'anticlinal néocrétacé de Die, par des ondulations et des fractures méridiennes plus ou moins marquées. Ce sont, d'Ouest en Est, les failles de Romeyon—la Croix et du Col de Ponet et Marignac, les ondulations anticlinales du ruisseau de Marignac et de la vallée de la Comane (cette dernière faillee à son axe et déversée à l'Est) et, principalement, l'anticlinal de Chamaloc, bien individualisé dans le coin nord-est de la feuille (coupe X-X'). Bordé à l'Ouest par une faille verticale qui supprime progressivement, en direction du Nord, son flanc occidental, ce dernier montre un net déversement vers l'Est ; ce déversement est souligné, au niveau du sommet des Mians, par un pli-faille qui détermine le laminage du Kimméridgien, du Tithonique et du Berriasien et qui provoque le chevauchement de ceux-ci sur le Valanginien du col de Bergu. Débutant au Nord au-delà du col de Rousset, au But de Nève (feuille Charpey à 1/50 000), l'anticlinal de Chamaloc peut être suivi jusqu'aux abords de la ville de Die où son axe est marqué par l'affleurement de calcaires en plaquettes du Callovien moyen ;

— les affleurements d'Oxfordien et de Callovien qui relie, à la limite est de la carte, la région de Die à celle de Barnave, appartiennent à la bordure occidentale du vaste anticlinorium de *terres noires* et de Dogger de Montmaur—Recoubeau. L'analyse de celui-ci ne peut être faite à partir des seules données fournies par la feuille Die et nous ne signalerons ici que la structure écaillée, d'orientation N—S, des assises calloviennes et oxfordiennes affleurant entre les Grimauds et la Salle. Cette structure, qui résulte évidemment de l'orogénèse *alpine*, traduit sans doute le passage, ou tout au moins le voisinage, du grand accident de Die—la Motte Chalancon—Mollans, qui traverse l'ensemble du Diois et des Baronnies et se prolonge vraisemblablement vers le Sud par la faille de Nîmes.

Si tous les plis et accidents d'orientation N—S et NE-SW qui viennent d'être décrits dans le paragraphe consacré aux structures *alpines* se sont produits au cours d'une même phase orogénique datant de la fin du Miocène, cela ne signifie pas qu'ils soient absolument synchrones. Les relations qu'ils présentent entre eux montrent en effet qu'ils se sont formés à des moments différents de cette phase et qu'une chronologie relative peut être établie parmi eux. La carte indique clairement que les plis N—S ont été les premiers formés puisque les failles qui les recoupent ou les accompagnent les tronçonnent, les décrochent ou les laminent. Plus délicat est l'établissement d'une chronologie au sein des différentes fractures : il peut toutefois être tenté, au moins sous forme d'hypothèse. Une place à part doit être faite tout d'abord au grand décrochement de Saillans dont l'interprétation géophysique a montré qu'il affectait le socle. Il est vraisemblable de penser qu'il s'agit d'un accident ancien ayant joué à différentes reprises et dont les caractéristiques actuelles (surélévation relative du compartiment occidental et coulissage relatif vers le Sud du compartiment oriental) ne traduisent que le rejeu le plus récent. Étant donné que cet accident *bloque*, à une petite exception près, les accidents qui arrivent à son contact, on peut penser qu'il leur est antérieur. Il en serait de même pour le décrochement des Auberts—Gourdon qui lui est parallèle et qui présente les mêmes caractéristiques. Toutes les autres fractures, méridiennes, ou approximativement méridiennes, de la feuille Die seraient donc un peu plus jeunes que l'accident de Saillans, dont elles se distinguent d'ailleurs par le fait, déjà signalé pour plusieurs d'entre elles, qu'elles déterminent en général la surélévation de leur compartiment oriental et non occidental. Les accidents d'orientation NE-SW qui viennent parfois se bloquer contre les précédentes, ou qui dans d'autres cas les décrochent, appartiendraient à la dernière génération des fractures produites au cours de l'orogénèse fini-miocène.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur l'étendue de la feuille de Die, les terrains susceptibles de renfermer des ressources aquifères se répartissent en trois groupes : 1) les formations calcaires du Jurassique et du Crétacé et, pour une moindre part, les horizons gréseux du Gargasien et de l'Albien ; 2) les formations superficielles des versants ; 3) les formations alluviales des vallées.

1) Lorsque les conditions topographiques et structurales se montrent favorables, toutes les assises calcaires existant dans la série des étages jurassiques et crétacés peuvent donner naissance, au contact des horizons marneux sur lesquels elles reposent ou contre lesquelles elles butent par faille, à des sources plus ou moins importantes. Il en est de même pour les intercalations gréseuses des *marnes bleues* gargaso-albiennes. En règle générale, il s'agit de sources à débits limités (quelques litres/minute à quelques litres/seconde), qui ne peuvent alimenter le plus souvent que des habitations individuelles ou de petites agglomérations et dont la plupart ne sont pas captées. Quelques sources échappent toutefois à cette règle et fournissent des débits beaucoup plus intéressants. C'est tout d'abord, dans la vallée de la Gervanne, la source des Fontaigneux (2-11) qui constitue l'exutoire principal, sinon unique, du vaste impluvium représenté par les calcaires barrémiens et bédouliens de la région de Beaufort-sur-Gervanne. Son débit, qui est de 300 litres/seconde à l'étiage, peut atteindre 1,2 m³/seconde en hautes eaux ; sa température se tient de façon très constante entre 11° et 11°,5. Les autres sources à fort débit de la feuille Die proviennent des calcaires turoniens qui, par leur nature lithologique et par leur disposition structurale en synclinaux perchés, présentent les meilleures conditions pour accumuler puis restituer en des points bien localisés des ressources aquifères importantes. Ces points d'eau n'ayant pas été archivés à la Banque des données du sous-sol du Service géologique national, leurs débits exacts sont malheureusement inconnus. On notera que chacun d'eux pourrait faire l'objet de la part du B.R.G.M. d'une étude intéressante, les synclinaux perchés d'où ils s'écoulent constituant des systèmes aquifères fermés et parfaitement délimités qui se prêteraient particulièrement bien à l'établissement de bilans. Les principales de ces sources *turoniennes* sont celles qui, échelonnées sur environ 2500 m le long de la Vèbre, de part et d'autre du Pertuis, constituent sur son flanc sud l'exutoire du synclinal de Saou. En période d'étiage, toutes les sources indiquées sur la carte à 1/50 000 dans le haut cours et le cours moyen de la Vèbre sont tarées et le lit de la rivière demeure à sec jusqu'à environ 300 m en amont du Pertuis. En ce point, où la carte indique une source, un premier groupe de venues d'eau, sortant de bancs calcaires verticaux ou même légèrement déversés au Nord qui côtoient la rive gauche du thalweg, donnait, le 14 septembre 1969, un débit de l'ordre de 1 litre/seconde. D'autres venues comparables s'échelonnent sur 200 à 300 m jusqu'aux abords du pont du Pertuis où, le même jour, le débit de la Vèbre atteignait environ 20 litres/seconde. En aval du Pertuis et sur une distance d'environ 2 km, aucune venue apparente n'est décelable, mais la Vèbre doit cependant être alimentée à travers les éboulis du pied des falaises et les alluvions de sa vallée car son débit paraissait avoir doublé sur ces 2000 m de trajet. Enfin, un peu en amont du point où, sur la bordure nord du repli synclinal du Pas de Lestang—le Château, la Vèbre recoupe le contact des calcaires turoniens et de leur substratum cénomaniens, un dernier griffon important, capté pour l'alimentation de Saou, se fait jour. Le débit de ce captage n'a pas pu m'être fourni par la municipalité de ce village mais, toujours à la même date, l'ouvrage laissait s'écouler un trop-plein d'un débit de 3 à 5 litres/seconde. Les synclinaux turoniens de Suze (Saint-Pancrace) et de Gigors ayant des dimensions

beaucoup plus réduites que celles du synclinal de Saou, les sources du vallon de Saint-Pancrace (captée) et de la Doure qui en sortent ont des débits ne dépassant pas apparemment quelques litres/seconde. Leur étude serait cependant intéressante car chacune d'elle constitue l'exutoire unique du synclinal au pied duquel elle se fait jour.

2) Comme il est de règle en pays de montagne, les éboulis s'étendant au pied des falaises calcaires constituent des réservoirs aquifères intéressants lorsqu'ils reposent sur des assises imperméables et lorsqu'ils présentent une épaisseur et une étendue suffisantes. Ils peuvent alors donner naissance, sur leur bordure aval, à de nombreuses sources dont les débits atteignent parfois quelques litres/seconde. Malheureusement, ces sources présentent le plus souvent de fortes variations saisonnières et les plus petites d'entre elles tarissent généralement en été. De telles sources sont particulièrement nombreuses sur le pourtour du synclinal de Saou, où les puissants éboulis de calcaires turoniens couvrent les *marnes bleues* du Gargaso-Albien.

3) Par suite de leur très faible épaisseur (quelques mètres) et de leur non-alimentation directe par la Drôme, dont les berges laissent généralement apparaître le substratum anté-quaternaire, les basses et très basses terrasses de la vallée de la Drôme ne constituent pas des réservoirs aquifères intéressants. Il en va de même dans les tronçons aval des principaux affluents de la Drôme où les mêmes conditions se trouvent réalisées. Aussi les puits exécutés dans les alluvions de ces basses terrasses sont-ils peu nombreux et de faible débit. Les moyennes, hautes et très hautes terrasses, dont les alluvions présentent des épaisseurs un peu plus fortes (10 à 40 m), offrent théoriquement un intérêt hydrogéologique un peu plus grand ; mais l'extension le plus souvent limitée de leurs lambeaux-témoins ne leur permet généralement pas de recéler des réserves volumineuses ni de fournir des débits tant soit peu importants.

Au cœur même du dôme d'Aurel, une source minérale à faible débit (quelques litres/minute) sourd des calcaires en gros bancs du Callovien basal à la faveur d'une faille (7-2). D'après les données conservées par le Service géologique national, la composition de son eau est la suivante, en milligrammes/litre : $\text{Cl}^- = 18$; $\text{SO}_4^{--} = 21$; $\text{HCO}_3^- = 1334$; $\text{Ca}^{++} = 395$; $\text{Mg}^{++} = 23$; $\text{Na}^+ = 21$; $\text{SiO}_2 = 7,2$.

MATÉRIAUX UTILES

En ce qui concerne les matériaux utiles, on peut citer de rares gravières ouvertes dans le lit majeur de la Drôme et en quelques points des moyennes et hautes terrasses et la carrière de l'Usine Vicat qui exploite le Barrémien inférieur du Sud d'Aouste (Serre Curnier) pour la fabrication d'environ 100 000 tonnes/an de ciment artificiel.

On signalera enfin que le sondage de recherche pétrolière d'Aurel (7-3), réalisé par la COPEFA du 12 février au 20 juillet 1958, a été stérile et a seulement reconnu, à plusieurs niveaux du Lias supérieur, des indices de gaz n'offrant pas d'intérêt économique.

VÉGÉTATION ET CULTURES

En règle générale, la végétation forestière est absente de tous les secteurs où affleurent les grandes formations marneuses du Jurassique et du Crétacé (*terres noires* callovo-oxfordiennes et *Argovien*, marnes valanginiennes, *marnes bleues* gargaso-albiennes), celles-ci n'étant couvertes, en dehors des *bad lands* dénudées, que par de maigres broussailles. Par contre, des boisements plus ou moins denses et de nature variable recouvrent la plupart des reliefs à sous-sol calcaire et calcaréo-marneux. Ce sont, pour une part, des forêts de pins *artificielles* résultant d'une action de reboisement extrêmement efficace. Ce sont par ailleurs des forêts plus ou moins

naturelles, comportant des essences variées, dont la plus belle est celle du synclinal turonien de Saou où se mêlent Pins, Chênes, Érables et même quelques magnifiques peuplements de Hêtres. Un boisement comparable, quoique moins varié, existe dans le synclinal de Suze où la forêt trouve également, dans les calcaires turoniens plus ou moins riches en silex et en éléments sableux, un substrat favorable. En dehors de la végétation forestière, on doit noter, pour leur intérêt économique, les beaux alpages qui recouvrent les plateaux berriasiens et tithoniques allant de la Montagne de Gavet à la région de Rimon et Savel. Ces alpages constituent des lieux de transhumance où se réunissent chaque été d'importants troupeaux de moutons provenant de Camargue.

Sur le plan économique, la principale culture pratiquée sur le territoire de la feuille Die est celle de la Vigne, et plus particulièrement celle de la variété de raisin appelée *clairette* d'où est tirée le vin muscat mousseux commercialisé sous le nom de Clairette de Die. Il s'agit d'une culture traditionnelle, pratiquée de longue date comme en témoignent les belles caves voûtées de toutes les vieilles maisons de la région. Le vignoble, morcelé en parcelles d'étendue généralement limitée, débute dans la vallée de la Drôme à hauteur de Charsac et s'y développe ensuite vers l'amont jusque dans la région de Barnave. Il fait également l'objet d'une culture importante dans la cuvette d'Espenel, la dépression d'Aurel et de Barsac, les abords de Sainte-Croix et la dépression de Die. Ne dépassant jamais l'altitude de 500 m, les vignes sont plantées en règle générale sur les versants exposés au midi (adrets) et, de façon à peu près exclusive, sur des pentes d'éboulis ou sur les alluvions de la moyenne et de la haute terrasse. Très rares et moins appréciées sont celles établies sur les basses terrasses du fond de la vallée de la Drôme, dont les terres plus argileuses se montrent moins favorables et où l'humidité atmosphérique impose de fréquents traitements. En aval de Saillans, où le climat présente déjà un certain caractère rhodanien, les basses terrasses sont en revanche le lieu de culture des arbres fruitiers, pêchers et abricotiers principalement. Enfin, les agriculteurs de la région se livrent également, dans la vallée de la Drôme et dans les basses et moyennes terres à sous-sol marneux, à différentes cultures vivrières (céréales et pommes de terre) destinées à la consommation locale.

BIBLIOGRAPHIE

- Diplômes d'études supérieures et cartes inédites à 1/20 000 de MM. S. RUEFF, D. AUCLAIR, B. TILLEMENT, Cl. ALLIOT, P. BITOT, B. PORTHAULT, J.M. BELLEVILLE, M. BERTHON et M. RUAUDEL. Faculté des Sciences de Lyon, 1959 et 1960.
- ALLIOT Cl., FLANDRIN J. et MOULLADE M. (1964) — Les sédiments grossiers du Berriasien de la fosse vocontienne. Étude particulière du Berriasien de Marignac, au Nord-Ouest de Die (Drôme). *Trav. Lab. Géol. Lyon, n.s., n° 11*, p. 161-181.
- ARTRU Ph. (1972) — Les Terres noires du Bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien). Stratigraphie. Sédimentologie. Géochimie. Thèse Sciences, Lyon.
- DEBELMAS J. et coll. (1970) — Alpes : Savoie et Dauphiné. Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, édit., 216 p., 119 fig., 1 dépl.
- FLANDRIN J. (1966) — Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr., 7, VIII*, p. 376-386.

- FLANDRIN J. et WEBER C. (1966) — Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 387-392.
- GIBERGY P. et SARROT REYNAULD J. (1965) — Stratigraphie et variations de faciès du Crétacé inférieur des environs de Saillans (Drôme). *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, p. 753-765.
- GOGUEL J. (1944) — Le rôle des décrochements dans la tectonique du Diois. *C.R. Acad. Sc.*, t. 218, p. 287.
- GOGUEL J. (1944) — Sur quelques accidents de la feuille Die à 1/80 000. *Bull. Carte géol. France*, n° 216, t. XLV.
- GOGUEL J. (1945-46) — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 221, t. XLVI.
- GOGUEL J. (1947) — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Bull. Carte géol. Fr.*, n° 223, t. XLVI.
- LE HÉGARAT G. (1973) — Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse Sciences Lyon.
- MOULLADE M. (1966) — Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la « fosse vocontienne ». Thèse Sciences, Lyon.
- PAQUIER V. (1900) — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. Thèse Sciences, Grenoble.
- PORTHAULT B. (1974) — Le Crétacé supérieur de la fosse vocontienne et des régions limitrophes (France S.E.). Micropaléontologie. Stratigraphie. Paléogéographie. Thèse Sciences, Lyon.
- SORNAY J. (1949) — Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. Thèse Sciences, Grenoble.

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. Jura-Alpes, 43 boulevard du 11 novembre, B.P. 6083, 69604 — Villeurbanne—Croix-Luizet, soit au B.R.G.M., 17-19, rue de la Croix-Nivert, 75015 Paris.

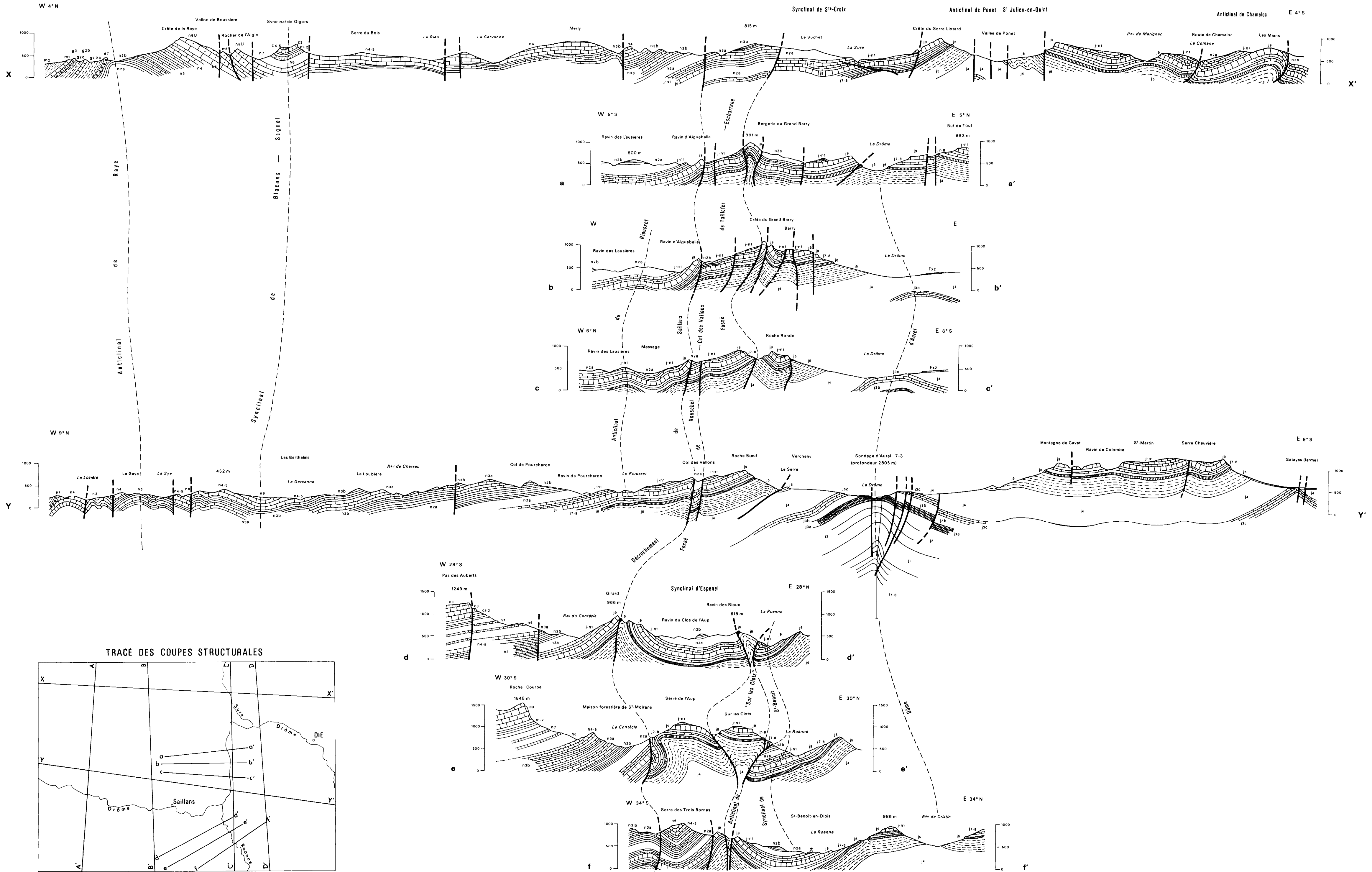
AUTEUR

Cette notice a été rédigée par J. FLANDRIN, Professeur honoraire à l'Université Claude-Bernard, Lyon I.

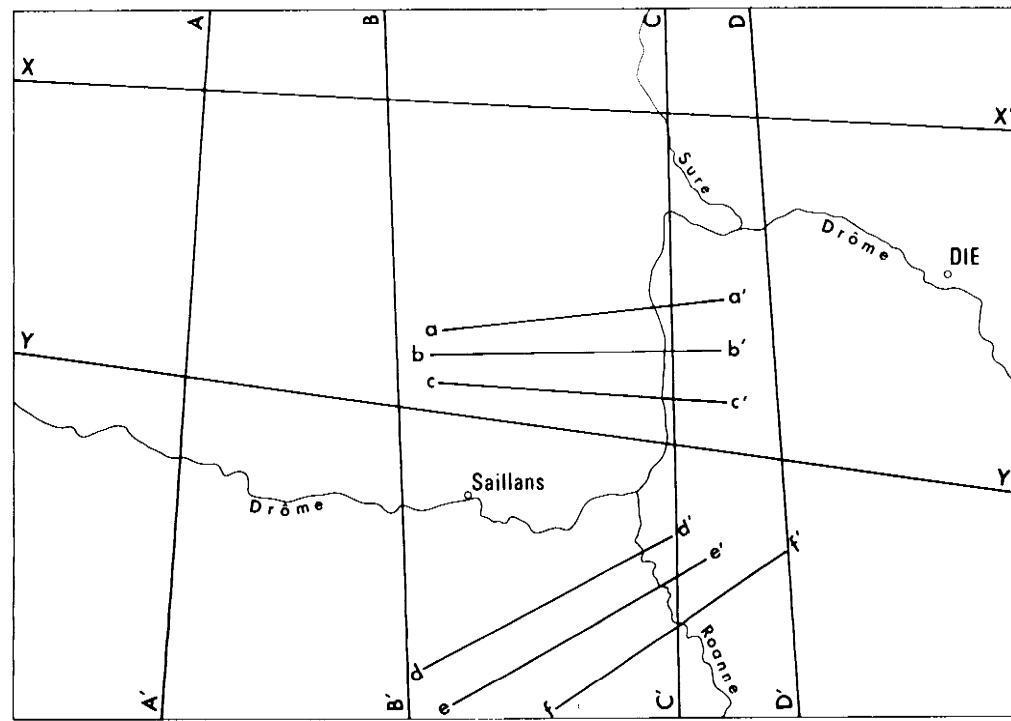
DIE

COUPES INTERPRÉTATIVES SÉRIÉES W-E

Echelle : 1/50 000



TRACE DES COUPES STRUCTURALES



DIE

COUPES INTERPRÉTATIVES SÉRIÉES N-S

Echelle : 1/50 000

