

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
À 1/50 000**

ALLOS

par

C. KERCKHOVE

avec la collaboration de

F. THOUVENOT





ALLOS

La carte géologique à 1/50 000
ALLOS est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte géologique
de la France à 1/80 000
à l'Ouest : DIGNES (N° 212)
à l'Est : SAINT-MARTIN-VÉSUBIE (N° 213)

Seyne	Barcelonnette	Larche
La Javie	ALLOS	Saint-Étienne- de-Tinée
Digne	Entrevaux	Puget

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
ALLOS À 1/50 000
2^e édition**

par

C. KERCKHOVE

**avec la collaboration de
F. THOUVENOT**

2010

**BRGM Éditions
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie à ce document doit être faite de la façon suivante :

– *pour la carte* : KERCKHOVE C. (2010) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Allos (919). Paris : Service de la Carte géologique de la France. Notice explicative par Kerckhove C. (2010), 124 p.

– *pour la notice* : KERCKHOVE C. et THOUVENOT F. (2010) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Allos (919). Paris : Service de la Carte géologique de la France, 124 p. Carte géologique par Kerckhove C. (2010).

© BRGM, 2010. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 978-2-7159-1919-8

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	9
INTRODUCTION	13
<i>PRÉSENTATION DE LA CARTE</i>	13
<i>GÉOGRAPHIE</i>	13
CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE	20
<i>HISTORIQUE</i>	20
<i>DONNÉES NOUVELLES APPORTÉES PAR</i> <i>LA DEUXIÈME ÉDITION</i>	22
GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX	23
<i>SOUBASSEMENT SUBALPIN</i>	28
<i>NAPPES DE L'UBAYE</i>	30
DESCRIPTION DES TERRAINS	31
<i>FORMATIONS DU SUBSTRATUM</i>	31
Série subalpine	31
Série subbriançonnaise	49
Flyschs exotiques ligures	56
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES</i>	57
Alluvions fluviales et torrentielles	57
Formations gravitaires des versants	58
Dépôts glaciaires et périglaciaires	60
Formations diverses	61
DESCRIPTION STRUCTURALE	61
<i>AUTOCHTONE SUBALPIN</i>	61
<i>UNITÉS PARAUTOCHTONES</i>	64
Dalle Cs-N	64
Ceinture d'unités parautochtones inférieures	75
<i>NAPPES DE L'UBAYE</i>	79
Nappe du Pelat à l'Est du Verdon	79
Nappe du Pelat à l'Ouest du Verdon	85
Nappe de l'Autapie	88

HISTOIRE GÉOLOGIQUE – PALÉOGÉOGRAPHIE – TECTOGENÈSE	89
STRUCTURE PROFONDE – NÉOTECTONIQUE – SISMICITÉ	98
Structure profonde	98
Néotectonique	98
Sismicité	99
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	105
<i>RISQUES NATURELS</i>	105
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	107
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES, CARRIÈRES, AMÉNAGEMENTS HYDRO-ÉLECTRIQUES</i>	111
<i>SITES D'INTÉRÊT SCIENTIFIQUE ET TOURISTIQUE</i>	115
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	116
CARTE ALLOS 1/50 000 – 2^e ÉDITION	123
LISTE DES SONDAGES	126

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - La feuille Allos dans les Alpes occidentales franco-italiennes	12
Fig. 2 - Carte des bassins versants de la feuille Allos	16
Fig. 3 - La couverture forestière de la carte Allos	18
Fig. 4 - Cadre structural régional	24
Fig. 5 - Coupe très schématique de la région d'Allos selon une diagonale sud-ouest – nord-est à travers la feuille	25
Fig. 6 - Schéma structural simplifié	26
Fig. 7 - Coupes tectoniques partielles simplifiées	27
Fig. 8 - Colonnes stratigraphiques	32
Fig. 9 - Coupe de la corniche liasique et de la barre du Dogger près de Châteauneuf d'Entraunes	33
Fig. 10 - Incidence de la structure tectonique régionale sur la reconstitution du bassin nummulitique en bordure méridionale des nappes de l'Ubaye	44
Fig. 11 - Corrélations à travers les trois « sous-bassins » de Grès d'Annot présents sur la carte Allos	45

Fig. 12 - Sources d'alimentation et âges des Grès d'Annot	48
Fig. 13 - La tourbière du Laus – Diagramme pollinique	62
Fig. 14 - Coupe longitudinale du Nummulitique de la haute Bléone à la vallée du Verdon	66
Fig. 15 - Coupe de la vallée du Verdon au droit de Colmars-les-Alpes	(hors texte)
Fig. 16 - Coupe de la fracturation extensive à l'Est et au Sud du Lac d'Allos	70
Fig. 17- Coupe synthétique du massif de Roche-Cline au Sud-Est d'Allos	72
Fig. 18 - Coupe de la vallée de Bouchier au Nord-Est d'Allos	74
Fig. 19 - La nappe du Pelat aux environs du Lac d'Allos (coupe)	80
Fig. 20 - Structure des abords occidentaux du Lac d'Allos (coupe)	82
Fig. 21 - Coupe du Rocher de Tête Ronde au Nord du Lac d'Allos	84
Fig. 22 - Le « point singulier » de Colmars (coupes)	86
Fig. 23 - Tableau résumant l'histoire sédimentaire des séries de la carte Allos	90
Fig. 24 - Les glaciers du Verdon et du Var sur la carte Allos	96
Fig. 25 - Sismicité sur le territoire de la feuille Allos et à son voisinage dans la période 1989-2005	100
Fig. 26 - Isoséistes des séismes du 8 février 1974 et du 31 octobre 1997 (Allos)	101
Fig. 27 - Séismes de magnitude supérieure à 3,0 sur la feuille Allos et à proximité immédiate (période 1989 à 2005)	102
Fig. 28 - Hydrogéologie – Sources et captages	106
Fig. 29 - Aménagements hydroélectriques	108
Fig. 30 - Le site du Lac d'Allos	110
Fig. 31 - Coupe longitudinale du verrou du Lac d'Allos	112
Fig. 32 - Sites d'intérêt scientifiques et touristiques (carte)	114

EN ANNEXE DE LA CARTE

Auteurs, dates et échelles initiales des levés
Schéma géographique
Schéma structural
Coupes tectoniques

RÉSUMÉ

La feuille Allos couvre un territoire de 580 km² au cœur des Alpes méridionales françaises. Cette région montagneuse qui culmine au Mont Pelat, à 3 050 m d'altitude, se situe à l'amont des bassins du Verdon et du Var qui y prennent leur source.

Le relief qui doit l'essentiel de son modelé à la glaciation würmienne est constitué de terrains exclusivement sédimentaires et non métamorphiques, dont l'âge s'échelonne du Trias terminal à l'Oligocène inférieur.

Les trois-quarts de la carte, à l'Ouest, au Sud et à l'Est, appartient à la zone alpine externe, plus précisément à la partie intérieure de l'arc subalpin de Castellane constitué par la couverture sédimentaire méso-cénozoïque décollée du socle varisque représenté ici par le proche massif cristallin externe de l'Argentera – Mercantour.

Dans l'emprise de la carte, ce domaine subalpin se subdivise en un autochtone relatif, qui se rattache au Sud-Ouest à la nappe de Digne mise en place au Miocène terminal sur le bassin de Digne-Valensole et un ensemble d'unités paraautochtones qui se relie à l'Est aux duplicatures de la couverture sédimentaire du massif de l'Argentera.

Le quart septentrional restant de la feuille est occupé par l'avant-garde méridionale des nappes internes de l'Embrunais-Ubaye qui enserrant la demi-fenêtre d'Allos. Cet ensemble allochtone est représenté ici par la nappe subbriançonnaise du Pelat originaire de la marge continentale européenne de la Téthys et par les flyschs exotiques de la nappe de l'Autapie provenant du domaine océanique ligurien.

La série subalpine figurant sur la carte, épaisse d'environ 4 000 m, est d'abord constituée des formations alternativement calcaires et marneuses du Jurassique et du Crétacé, déposées en milieu de plate-forme subsidente au Lias, puis de bassin pélagique à partir du Dogger (faciès dauphinois – vocontien). Après émergence et érosion modérée entre le Crétacé terminal et l'Éocène moyen, la sédimentation reprend avec la « trilogie nummulitique » qui s'achève par les quelque 1 000 m de turbidites silico-clastiques des Grès d'Annot de l'Éocène terminal – Oligocène inférieur déposées dans l'avant-fosse orogénique alpine et dont l'alimentation détritique à partir du continent corso-sarde est maintenant parfaitement établie.

La série subbriançonnaise décollée du niveau des évaporites du Trias supérieur se caractérise par sa faible épaisseur (moins de 1 000 m), la lacune du Lias et l'évolution très rapide des faciès d'abord de plate-forme au Dogger puis de bassin profond recevant très peu de sédiments dès le

Jurassique supérieur et surtout au Crétacé inférieur. L'environnement bathial se maintient dans une partie du domaine pendant le Crétacé supérieur et le Paléocène avec le dépôt du Flysch calcaire bréchique du Bachelard qui passe latéralement à une formation de calcaires planctoniques pélagiques. La série s'achève avec un flysch gréseux ou gréso – calcaire – pélitique de l'Éocène supérieur déposé en milieu bathial, débutant localement par un puissant conglomérat polygénique discordant jusque sur les calcaires du Dogger.

La nappe de l'Autapie est constituée par deux formations à turbidites datées du Crétacé supérieur, épaisses chacune de quelques centaines de mètres, distribuées dans deux unités tectoniques distinctes : un flysch gréso-calcaire à helminthoïdes et un « Flysch dissocié » chaotique où les matériaux du flysch à helminthoïdes se présentent en désordre sous forme de blocs et de tronçons de bancs cisailés ou plissés emballés dans une matrice argilo-pélitique. Ces deux ensembles sont interprétés comme des dépôts abyssaux impliqués dans un prisme d'accrétion à l'aplomb d'une subduction intra-océanique.

La structure tectonique du territoire figurant sur la carte résulte principalement d'une série d'évènements amorcée dès l'Éocène moyen-supérieur avec l'installation du bassin nummulitique dont la subsidence rapide s'accompagne du jeu de nombreuses failles distensives synsédimentaires responsables d'importantes variations latérales d'épaisseur des calcaires et des marnes nummulitiques sous les Grès d'Annot. Cependant, la discordance régionale des Calcaires à nummulites sur divers niveaux du Sénonien révèle l'existence de plis à grands rayons de courbure imputables à une déformation compressive « pyrénéo-provençale » modérée.

Un niveau de « Schistes à blocs » (olistostrome) présent au toit de ces grès ainsi qu'au sommet du flysch éocène subbriançonnais et contenant des blocs de calcaires à helminthoïdes témoigne de la mise en place sous-marine précoce de la nappe de l'Autapie dans l'aire subbriançonnaise du bassin nummulitique, au début de l'Oligocène.

Le charriage épiglyptique de la nappe du Pelat transportant la nappe de l'Autapie intervient après une brève période d'érosion qui décape localement la série subalpine jusqu'aux marnes médio-crétacées et même jusqu'aux Terres noires jurassiques, à une vingtaine de kilomètres plus au Nord.

Le déplacement du Nord-Est vers le Sud-Ouest de cette nappe entraîne un décollement des calcaires du Crétacé supérieur supportant la trilogie nummulitique : cet ensemble compétent (la « dalle Cs-N ») constitue dès lors une unité parautochtone dont le contact basal tranche une première génération de plis subalpins axés N120 à vergence sud formés peu auparavant.

Cet édifice est alors concerné aux alentours sud-orientaux d'Allos par une fracturation extensive est-ouest qui pourrait avoir été déclenchée par la surcharge d'une unité interne supérieure mise en place tardivement à la fin de l'Oligocène, la nappe du Parpaillon, dont les témoins les plus proches épargnés par l'érosion sont conservés peu au-delà de la marge nord de la carte.

Une seconde et dernière étape de plissement et de cisaillements, de direction N140 à vergence sud-ouest, d'âge probablement miocène, remobilise les structures existantes, spécialement dans le quart nord-oriental de la feuille où s'individualise une ceinture d'unités paraautochtones à matériel jurassique et créacé qui se prolonge plus à l'Est jusqu'à la bordure du massif de l'Argentera.

Le dernier événement tectonique enregistré par la région d'Allos consiste en un faisceau de failles normales de direction N-S, à regard oriental, avec une composante décrochante dextre, qui prennent en écharpe la vallée du Var, d'âge très probablement pliocène comme celles qui ont été décrites plus au Nord dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye.

La structure profonde de la région d'Allos reste encore du domaine de la conjecture, du fait de l'absence de forages profonds et du peu d'activité sismique qui caractérise curieusement les hauts bassins du Verdon et du Var, au contraire des territoires proches au Nord et au Nord-Est extrêmement sismiques.

ABSTRACT

The Allos sheet covers an area of 580 km² in the heart of the southern French Alps. This mountainous region, culminating in Mont Pelat with a 3,050 m elevation, is located upstream from the basins of the Verdon and Var that have their sources here.

The present-day landforms were mostly created by the Würm glaciation; the bedrock exclusively consists of unmetamorphosed sedimentary rocks, ranging in age from terminal Triassic to early Oligocene.

The west, south and east quadrants of the map area belong to the external Alpine zone, and more precisely to the interior part of the sub-Alpine Castellane arc. This consists of Mesozoic to Cenozoic sedimentary cover rocks that were detached from the Variscan basement, here represented by the nearby external crystalline Argentera-Mercantour massif.

Within the map area, the sub-Alpine domain can be subdivided into a relatively autochthonous unit that, to the southwest, forms part of the Digne thrust-sheet, emplaced during the latest Miocene over the Digne-Valensole

basin, and several para-autochthonous units that, to the east, are linked to doubled folds in the sedimentary cover over the Argentera massif.

The southern precursors of the internal Embrunais-Ubaye nappes surrounding the Allos half-window underlie the remaining northern quadrant of the map area. Here, this allochthonous unit is represented by the sub-Briançonnais Pelat nappe that originated on the European continental Tethys margin, and by the exotic flysch of the Autapie nappe originating in the Ligurian oceanic domain.

The sub-Alpine succession shown on the map is about 4,000 m thick. Its lower part consists of alternating limestone and marly Jurassic and Cretaceous formations, deposited in a subsiding platform environment during the Lias and in a pelagic basin from the Dogger onward (Dauphinois – Vocontian facies). After emergence and slight erosion during the Late Cretaceous to Middle Eocene interval, sedimentation started again with the “Nummulitic Trilogy” which ends up with about 1,000 m of latest-Eocene to early-Oligocene siliciclastic turbidites of the Annot Sandstone, deposited in the Alpine orogenic foredeep; the origin of these clastic sediments from the Corsican-Sardinian continent is now perfectly established.

The sub-Briançonnais succession whose décollement plane was in Late Triassic evaporites, is characterized by its low thickness (less than 1,000 m), the Liassic hiatus, and the very rapid evolution of facies, first those of the Dogger platform and then those of the deep basin that received relatively little sediment from the Late Jurassic onward and especially during the Early Cretaceous. A bathial environment persisted in part of the domain during the Late Cretaceous and the Paleocene, with the deposition of the Bachelard brecciated-limestone flysch, which laterally passes into a formation of pelagic planktonic limestone. The succession ends with a Late Eocene sandy to sandy-calcareous-pelitic flysch deposited in a bathial environment, locally starting with a thick polygenetic conglomerate that unconformably overlies older rocks down the Dogger limestone.

The Autapie nappe consists of two Late Cretaceous turbiditic formations, each a few hundreds of metres thick and distributed as two distinct tectonic units: a sandy-calcareous flysch with helminthoids and a chaotic “Dissociated Flysch” in which the flysch with helminthoids occurs as folded and sheared blocks and fragments in a argillaceous-pelitic matrix. Both formations are interpreted as abyssal deposits caught up in an accretion prism below an intra-oceanic subduction zone.

The tectonic structure of the area as shown on the map is the result of a succession of events that started during the middle-to-late Eocene with the creation of the nummulitic basin. The rapid subsidence of this depression

was accompanied by movements along numerous syn-sedimentary extensional faults, creating major lateral thickness variations of the nummulitic limestone and marl below the Annot Sandstone. However, the regional unconformity below the Nummulitic Limestone overlying various Senonian levels reveals the existence of large-amplitude folds that are ascribed to a moderate Pyrenean-Provençal compressive deformation.

An olistostrome called “Schistes à blocs” (Block shale), overlying the sandstones and the Eocene sub-Briançonnais flysch and containing blocks of helminthoid-bearing limestone, give evidence of an Early Oligocene submarine emplacement of the Autapie nappe in the sub-Briançonnais area of the nummulitic basin.

Epiglyptic thrusting of the Pelat nappe transporting the Autapie nappe occurred after a brief erosion period that locally removed the sub-Alpine succession down to middle Cretaceous marl and even to Jurassic “Terres noires” about twenty kilometres farther north.

The northeast to southwest displacement of the Pelat nappe caused the décollement of Late Cretaceous limestone including the “Nummulitic Trilogy”: this competent “Cs-N slab” now forms a para-autochthonous unit, whose basal contact slices off a first generation of sub-Alpine folds with N120 axes and a southerly vergence that are only slightly older than the thrusting.

Southeast of Allos, this succession was affected by extensional east-west fracturing that may have been caused by the heavy load of an upper internal unit, the Parpaillon nappe, emplaced toward the end of the Oligocene. The closest erosional remnants of this thrust sheet are found just beyond the northern boundary of the map area.

A second and final folding and shearing event, with a N140 direction and a southwest vergence and of probable Miocene age, remobilized the existing structures, especially in the northwest quadrant of the map area. Here, a belt of para-autochthonous units containing Jurassic and Cretaceous material continues farther east up to the border with the Argentera massif.

A bundle of normal north-south faults with easterly dips is the youngest tectonic feature recorded in the Allos region. These faults that bound the Var valley have a dextral strike-slip component; their age is very probably Pliocene, like the similar faults described farther north in the Embrunais-Ubaye nappes.

The deep structure of the Allos region still is a matter of conjecture, because of the absence of deep boreholes and the low level of seismic activity that, strangely enough, characterizes the upper basins of the Verdon and the Var, in contrast with nearby areas to the north and northeast that are extremely seismic.

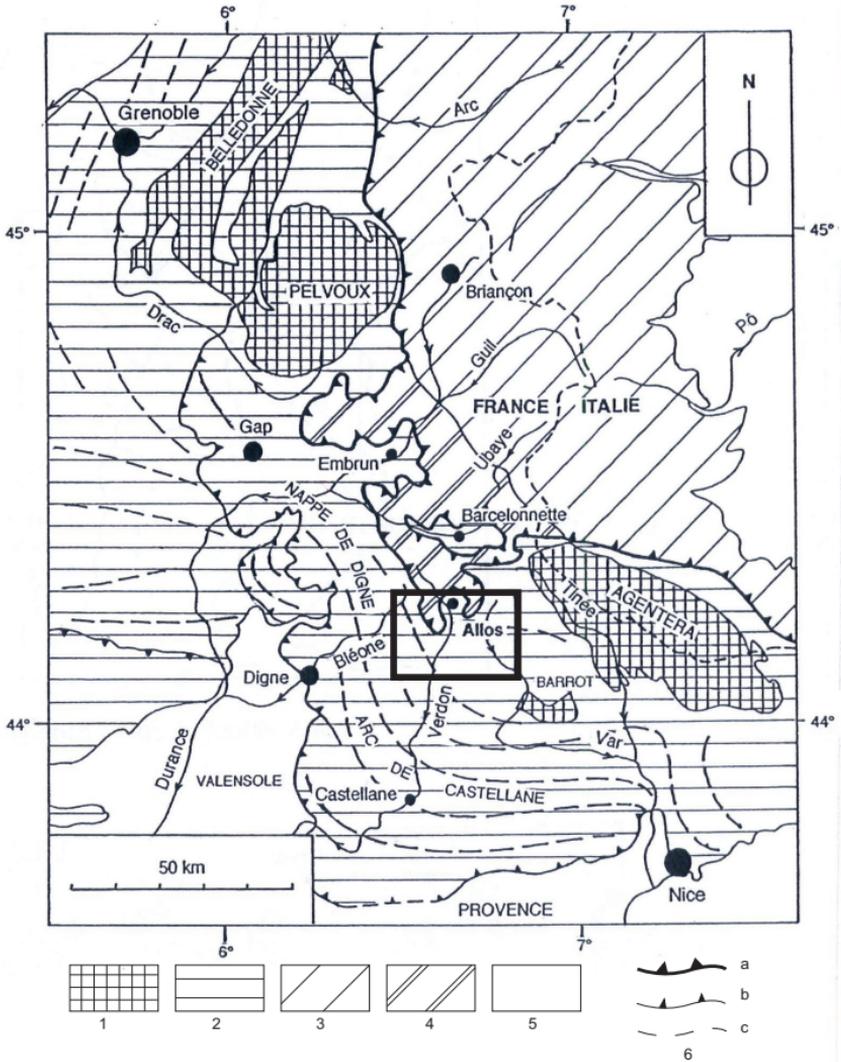


Fig. 1 - La feuille Allos dans les Alpes occidentales franco-italiennes.

1 : Massifs cristallins externes, socle varisque et son tégument sédimentaire (Houiller à Trias inférieur) ; 2 : Zone subalpine et enveloppe sédimentaire des massifs cristallins externes (Trias à Néogène) ; 3 : Nappes penniques (zones subbriançonnaise, briançonnaise et liguro-piémontaise) ; 4 : Nappes de l'Embrunais-Ubaye : flyschs exotiques ligures (Flysch à helminthoïdes) et unités subbriançonnaises frontales ; 5 : Régions péri-alpines : bassins néogènes, Provence ; 6a : front pennique ; b : chevauchement ; c : direction des principaux plis subalpins

INTRODUCTION

PRÉSENTATION DE LA CARTE

Situation de la feuille dans les Alpes franco-italiennes (fig.1)

Le territoire couvert par la feuille Allos (580 km²) est situé dans les Alpes françaises du Sud, dans la partie orientale de la zone subalpine méridionale en bordure des nappes intra-alpines de l'Embrunais – Ubaye qui entourent la demi-fenêtre d'Allos. Il s'étend sur deux départements de la région Provence – Alpes – Côte d'Azur (PACA) : Alpes-de-Haute-Provence pour les deux tiers ouest, Alpes-Maritimes pour le tiers oriental.

Les terrains figurés sur la carte sont exclusivement sédimentaires, non métamorphiques mais localement fortement tectonisés et échelonnés du Trias terminal à l'Oligocène inférieur.

La partie subalpine qui occupe les trois quarts de la feuille appartient à l'Arc de Castellane constitué par la couverture sédimentaire largement décollée, plissée et ici déplacée vers le Sud-Ouest, du proche massif cristallin externe de l'Argentera – Mercantour. La région d'Allos se trouve pratiquement au centre de courbure de l'arc : la marge ouest de la feuille appartient de fait à la nappe de Digne dont émane la branche occidentale de l'Arc de Castellane (Goguel, 1936).

Les nappes de l'Embrunais – Ubaye sont représentées par la nappe subbriançonnaise du Pelat originaire de la paléo-marge continentale européenne de la Téthys et par les flyschs exotiques d'âge crétacé supérieur de la nappe de l'Autapie qui provient du domaine océanique téthysien.

La tectonique de plis, chevauchements et contacts de nappes s'est réalisée après le dépôt des Grès d'Annot d'âge priabonien – rupélien qui couronnent la série subalpine. Elle s'est déroulée en plusieurs étapes de l'Oligocène au Mio-pliocène.

GÉOGRAPHIE (schéma en annexe de la carte)

Oro-hydrographie

La région représentée est une contrée montagneuse dont la plupart des sommets dépassent 2 500 m d'altitude, avec un point culminant à 3 050 m au Mont Pelat. Le relief est ordonné selon trois principales lignes de crêtes d'orientation moyenne nord-sud :

– à l'Ouest, la haute cuesta de Grès d'Annot qui s'allonge sans interruption entre la Tête de l'Estrop (feuille Barcelonnette) et la Grand Croix de

Chalufy est relayée au Sud par le plateau de pelouses de Chamatte établi sur les marno-calcaires du Crétacé supérieur. Sur cette ligne de reliefs se greffent deux crêtes secondaires : à l'Est la longue dorsale de l'Autapie, sur le flysch du même nom, qui se termine au promontoire rocheux de la Gardette à l'aplomb de Colmars ; à l'Ouest, par le long pupitre de calcaires du Crétacé supérieur du Mourre Frey au-delà du Col de Lachen.

Au centre, c'est une crête chaotique, entrecoupée par de nombreuses brèches, qui relie le Mont Pelat au Grand Coyer. Elle est jalonnée par une demi-douzaine de sommets qui dépassent tous 2 500 m d'altitude et dont les plus remarquables sont certainement les Tours du Lac d'Allos (Grès d'Annot) et les Aiguilles de Pelens (calcaires du Crétacé supérieur en « pile d'assiettes »), ces dernières gravies pour la première fois en 1905 (Andréis *et al.*, 2005).

Une arête secondaire orientée est-ouest, d'architecture complexe, relie par le Sommet des Graus les Tours du Lac à la dent calcaire de Roche Cline qui domine au Sud-Est le bassin d'Allos.

Au Sud des Tours du Lac et de l'Encombrette, la crête principale s'abaisse fortement au niveau du large ensellement du Col des Champs qui fait communiquer les deux grandes vallées présentes sur la carte : à l'Ouest celle du Verdon dont la source se situe à 4 km au-delà de la marge nord de la feuille, en amont de la Foux d'Allos¹ à l'altitude de 2 300 m, à l'Est celle du Var qui naît officiellement à quelques centaines de mètres en amont du hameau d'Estenc, à 1 800 m d'altitude². Délimitant les deux principaux bassins versants de cette région, cette crête appartient ainsi à la ligne de séparation des eaux Rhône – Var particulière à l'extrême sud-est du territoire national.

À l'Est enfin, se dresse le bastion de Grès d'Annot tabulaires sculptés en tours et pyramides crénelées du massif de Sanguinière – Gialorgues où se trouve le troisième sommet le plus élevé de la carte : la Pointe Côte de l'Ane (2 916 m)³ ; ces hauts reliefs gréseux sont relayés en direction du Sud par le promontoire calcaire de la Cime de Pal et par une crête secondaire qui, au-delà du Col de Trente Souches, porte la Cime de l'Aspre où subsistent les vestiges d'un ancien observatoire astronomique.

Le point le plus bas de la carte se trouve dans la vallée du Var, à 840 m d'altitude au niveau du confluent avec la Barlatte en aval de Villeneuve-d'Entraunes.

¹ La Foux d'Allos : station touristique hivernale et estivale du Val d'Allos, en dehors de la carte, à 2 km en amont de l'ancien hameau de la Foux. La « foux » = la source (du Verdon) en provençal.

² Le Var officiel naît d'une importante source karstique d'intérêt touristique en bordure de la route du Col de la Cayolle. La véritable source hydrographique se trouve à 2 km au Nord-Est de ce col dans le vallon de la Boucharde à 2 430 m d'altitude.

³ Le second sommet le plus élevé est le Trou de l'Aigle, 2 961 m, proche, à l'Est, du Mont Pelat.

La carte Allos s'étend en fait sur sept bassins versants ouverts aux quatre points cardinaux : à ceux du Verdon et du Var déjà cités, il faut ajouter ceux de l'Issole, affluent du Verdon à Saint-André-les-Alpes, du Coulomp tributaire du Var, de la Bléone en amont de Prads, de l'Ubaye par l'intermédiaire du Bachelard sur le versant nord du Col de la Cayolle, celui de la Tinée par le torrent de Gialorgues. Elle représente ainsi un château d'eau exceptionnel au cœur des Alpes du Sud (fig. 2).

Morphologie

L'empreinte de la dernière glaciation (Würm, environ -20 000 ans) est omniprésente sur le territoire de la feuille Allos, spécialement aux alentours du Lac d'Allos et dans le massif de Sanguinière qui, avec les pentes orientales des Trois Evéchés (feuille Barcelonnette) furent les principales aires d'alimentation des glaciers du Verdon et du Var. Ces appareils glaciaires, relativement modestes par rapport à ceux des Alpes du Nord, se sont écoulés vers le Sud chacun sur une vingtaine de kilomètres, le premier jusque dans la cuvette de Thorame, le second jusqu'à celle de Guillaumes, en évitant au passage plusieurs ombilics dans les terrains marneux tendres (fig. 24).

Le plus vaste de ces bassins est celui qui s'étend sur 8 km entre la localité de Colmars⁴ édiflée sur un verrou rocheux de Grès d'Annot et la cluse du Pont du Moulin (calcaires du Crétacé supérieur) à 1 070 m d'altitude sur la marge sud de la carte.

L'érosion torrentielle en action depuis la disparition des glaciers, il y a environ 10 000 ans, est conditionnée par les contrastes lithologiques, spécialement dans la partie subalpine de la feuille où l'alternance des formations calcaires et marneuses est la plus nette.

C'est surtout le cas au long de la vallée du Var où la barre des calcaires du Jurassique supérieur – Néocomien incisée de profonds canyons⁵ s'interpose à mi-hauteur des versants entre deux paysages de marnes, les unes jurassiques (les Terres noires) profondément ravinées en « bads lands » au bas des versants, les autres crétacées déterminant des glacis de pelouses de moyenne altitude, comme celle du Col des Champs ou de raides talus drapés d'éboulis au pied des falaises calcaires du Crétacé supérieur.

Les cours d'eau présentent tous un régime torrentiel pluvio-nival prononcé avec d'énormes écarts de débits entre les périodes d'étiage (hiver et fin de l'été) et celles des crues de printemps et d'automne souvent dévastatrices.

⁴ Colmars-les-Alpes est le nom actuel de cette localité touristique agrémentée d'une enceinte fortifiée du XVII^e siècle bien conservée.

⁵ La Clue du Chaudan à 1 km au SSW d'Entraunes est un site où la pratique du canyoning est autorisée.

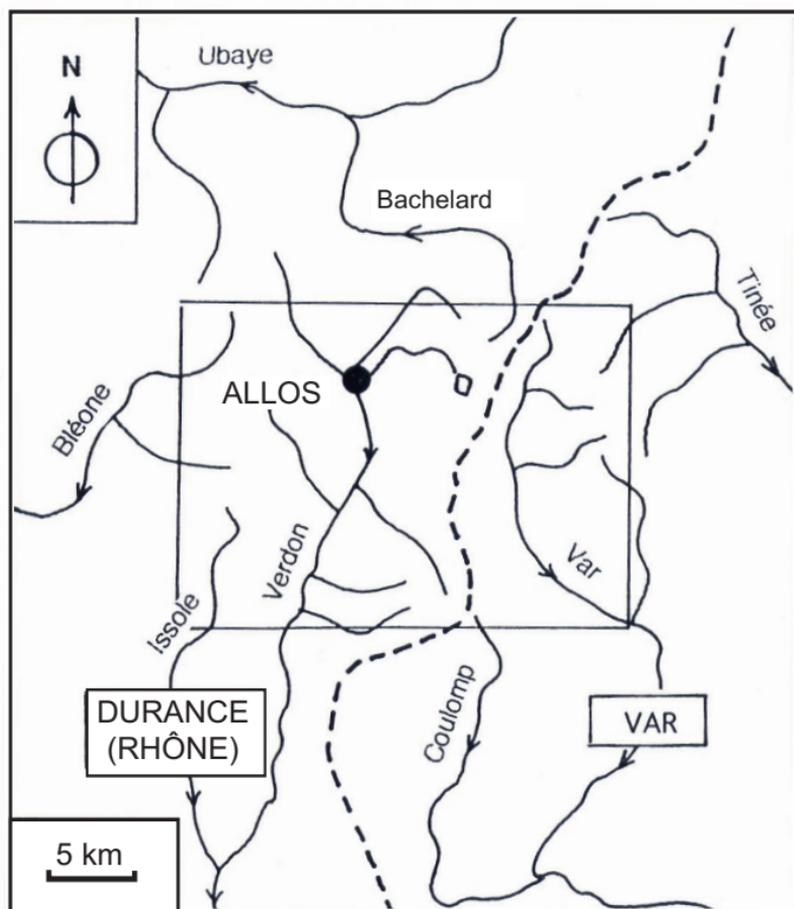


Fig. 2 - Les bassins versants de la feuille Allos

Sur la carte figurent une vingtaine de lacs, tous d'origine glaciaire, situés principalement dans le secteur nord-est (massifs du Pelat et de Gialorgues). Le plus important est le Lac d'Allos, à 2 230 m d'altitude, qui couvre 54 ha et atteint une profondeur de 48 m.

De nombreux autres petits lacs glaciaires d'altitude ont évolué en tourbières, comme celle du Laus en aval du Lac d'Allos.

Aperçu de climatologie

La région d'Allos bénéficie d'un climat méditerranéen de montagne caractérisé par des hivers doux et des étés chauds, un ensoleillement exceptionnel (2 700 heures par an), avec de forts contrastes thermiques journaliers et annuels renforcés par les importantes différences d'altitude entre les basses vallées et les hauts sommets.

La proximité avec la Méditerranée (75 km d'Allos à l'embouchure du Var) induit un niveau de précipitations assez élevé, essentiellement printanières (avril-mai) et automnales (octobre-novembre). La pluviométrie annuelle qui est de 1 100 mm à Allos atteint 1 200 mm sur les sommets, mais s'abaisse aux environs de 1 000 mm dans les parties basses des vallées (1 025 mm à Thorame Haute)⁶. On constate aussi une nette augmentation de l'humidité d'Ouest en Est, de la Haute Bléone et de la vallée du Verdon d'ambiance encore provençales, en direction de la vallée du Var et au-delà vers le massif de l'Argentera – Mercantour plus alpins et beaucoup plus arrosés. Le bassin du haut Var est en effet bordé par des reliefs exposés aux perturbations d'Est générées par la zone cyclonique du Golfe de Gènes. De plus les remontées d'air chaud et humide qui suivent cette profonde vallée directement ouverte sur le bassin méditerranéen y entretiennent une situation orageuse estivale permanente.

L'enneigement hivernal du relief est significatif au-dessus de 1 200 m d'altitude de fin décembre au début de mars. Il atteint son maximum en février (en moyenne 1,50 m de neige au sol à la Foux d'Allos en février).

Végétation

Dans l'emprise de la carte Allos, l'étagement classique de la végétation alpine se relève en altitude par suite de la situation méridionale de la région ; le traditionnel contraste entre « adret » et « ubac » apparaît peu en raison de l'orientation moyenne méridienne du relief, sauf dans les vallées latérales des affluents du Verdon et du Var.

⁶ Sources : Atlas Climatique de la France, éd. réduite, Paris, 1979 ; Atlas du Parc National du Mercantour, 2002 ; stations Météo-France de Saint-Auban (04) et Nice (06).

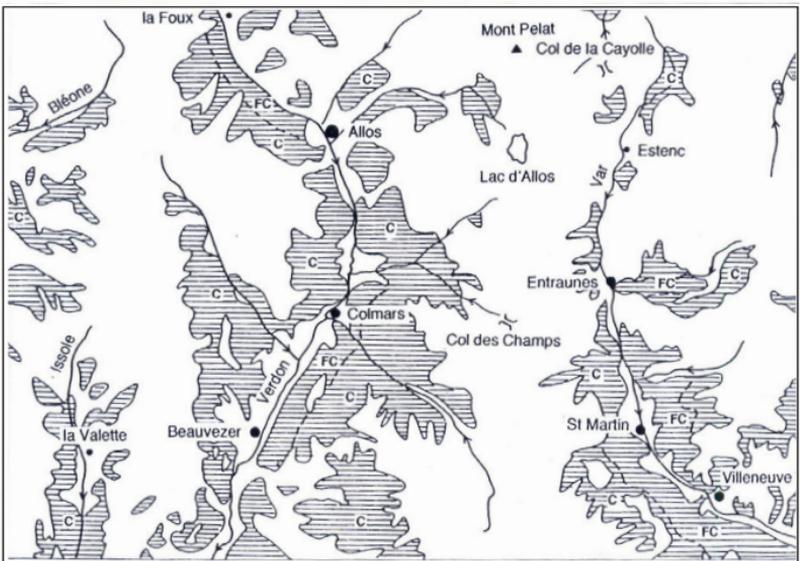


Fig. 3 - La couverture forestière de la carte Allos. Source : cartes TOP 25 (IGN) et atlas du Parc National du Mercantour, C = conifères ; FC = feuillus et conifères

La forêt qui s'élève jusqu'à plus de 2 000 m d'altitude couvre environ le tiers de la surface de la carte (fig. 3). Elle est plus importante dans le bassin du Verdon (60 %) que dans celui du Var (30 %). Ce sont principalement des futaies de conifères (pins, sapins, épicéas, mélèzes) en grande partie issues des campagnes de reboisement réalisées par l'ONF au cours de la première moitié du XX^e siècle et dont l'exploitation est à présent devenue possible.

Les feuillus y participent dans le bas des versants jusqu'à une altitude record de 1 700 m à proximité de la Foux ou en amont d'Entraunes. Au-dessus de 1 800 m d'altitude et localement jusqu'à 2 300 m comme aux alentours du Lac d'Allos, les mélèzeins naturels mais surtout de reboisement agrémentent les paysages de l'étage subalpin. Ils passent progressivement aux pelouses alpines qui s'étendent en altitude en priorité sur les terrains calcaires.

Les secteurs élargis des vallées du Verdon (Chaumie, Villars-Colmars, Beauvezer, Villard-Heyssier) et du Var (Entraunes, Saint-Martin-d'Entraunes) offrent des paysages bocagers de prairies cloisonnées par des bosquets de feuillus, mais on y voit aussi des pinèdes de reboisement.

En altitude, au-dessus des escarpements rocheux jurassiques (Var) ou crétacés (Verdon) souvent revêtus par la forêt, ainsi que dans les conques glaciaires creusées dans les Grès d'Annot, s'étend le domaine des alpages fréquentés par les troupeaux de moutons transhumants en estive.

Population - Économie

Le territoire couvert par la carte Allos est certainement l'un des moins habités des Alpes du Sud. Il s'étend sur 14 communes, 8 sur le département des Alpes-de-Haute-Provence, 6 sur celui des Alpes-Maritimes, qui totalisent environ 4 000 habitants permanents, mais 6 d'entre elles ne figurent que par des surfaces inhabitées ou par des hameaux de seulement quelques foyers. De ce fait, si l'on écarte la station de la Foux d'Allos située en dehors de la carte, la population réelle peut être estimée à environ 2 000 habitants, dont 80 % sont concentrés dans les Alpes-de-Haute-Provence au long de la vallée du Verdon sur les communes d'Allos (450 hors la Foux d'Allos), Colmars (500), Beauvezer (350), et Villars-Colmars (300), ce qui représente moins de 3,5 habitants par km². Toutefois ces valeurs sont multipliées par dix ou plus, dans le bassin du Verdon du moins, pendant la haute saison touristique (février et juillet-août)⁷.

L'activité économique de la région est dominée par le tourisme hivernal et estival, ce dernier en pleine croissance depuis la création du Parc National du

⁷ Pendant la haute saison d'hiver, la population d'Allos passe de 650 habitants à plus de 15 000, dont les deux tiers concernent la station de la Foux d'Allos.

Mercantour qui couvre une centaine de km² sur la carte. Le site exceptionnel du Lac d'Allos voit sa fréquentation estivale croître démesurément chaque année, ce qui fait que l'accès en juillet et août en est réglementé depuis l'année 2006.

Les cultures fouragères, l'exploitation forestière et le pastoralisme bovin mais surtout ovin représentent les autres ressources économiques de cette région où ne figure aucun aménagement hydroélectrique si on excepte trois microcentrales, deux sur le Var à Entraunes et la troisième sur le torrent de Gialorgues à Saint-Dalmas-le-Selvage au-delà de l'angle nord-est de la carte.

CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

HISTORIQUE

La première édition de la carte Allos publiée en 1967 avait été dessinée par Mme Y. Gubler, alors professeur à l'École Nationale Supérieure du Pétrole et des Moteurs (ENSPM). Cette personne remarquable qui fût l'élève d'É. Haug réalisa en pionnière dans les années 1920 la première exploration sérieuse des montagnes de l'Ubaye méridionale où les nappes de charriage n'avaient été découvertes par É. Haug et W. Kilian qu'une quinzaine d'années auparavant. Ses recherches lui permirent de soutenir une thèse de Doctorat à Paris en 1928, avec un mémoire de 200 pages intitulé « la Nappe de l'Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette ». Dans cet ouvrage figure une « Carte géologique d'Allos et du Lac d'Allos » en couleur dessinée sur un fond topographique militaire en courbes à l'échelle du 1/20 000, tout à fait innovante pour l'époque.

Vingt ans plus tard, dans les années 1950, Mme Y. Gubler était l'une des très rares personnes de la communauté encore restreinte des géologues alpins à connaître les subtilités de la région comprise entre les vallées de l'Ubaye, du Verdon et du Haut Var qu'elle continuait à parcourir dans le cadre de la formation sur le terrain des élèves-ingénieurs géologues de l'ENSPM.

C'est donc tout naturellement que le Service de la Carte Géologique de la France lui confiait la réalisation de la feuille Allos figurant au programme d'édition des nouvelles cartes géologiques à 1/50 000 entrepris dans les Alpes.

Malheureusement Mme Y. Gubler n'a pas pu consacrer tout le temps qu'elle aurait souhaité à la révision de ses anciens travaux et à l'exécution des levés complémentaires nécessaires à la couverture de la feuille entière. Ces derniers, localisés surtout dans la moitié orientale subalpine de la feuille, de valeur inégale sur le plan cartographique, furent réalisés par des élèves de l'ENSPM dans le cadre de Diplômes d'Études Supérieures

soutenus à l'université de Grenoble (Chavand, 1957 ; Héritier, 1950 ; Schlund, 1950 ; Verrier, 1950).

De plus, aux environs de 1960, survint ce qu'on peut maintenant appeler la « révolution du flysch alpin », dans laquelle l'auteur de cette deuxième édition fût partie prenante. Le « Flysch des Nappes de l'Ubaye » encore monolithique devenait décriptable en termes de formations et de structures tectoniques. Les ultimes corrections apportées hâtivement à la minute de la carte Allos par son auteur eurent pour conséquence de retarder encore la publication de la feuille dont la préparation s'était étalée sur plus d'une dizaine d'années.

Imprimée sur un fond topographique à 1/50 000 très médiocre⁸, la première édition de la carte montre à l'évidence de nombreuses imprécisions et lacunes, autant sur le plan de la représentation des terrains que sur celui de l'interprétation structurale notoirement indigente, spécialement dans la partie subalpine. En dépit de son fond topographique archaïque, la 3^e édition de la feuille Digne à 1/80 000 publiée en 1964 est localement meilleure que la 1^{re} édition de la carte Allos à 1/50 000⁹.

Les nouvelles données apportées par une série de travaux réalisés dans la région au cours des trente dernières années sur le plan stratigraphique (El Kholly, 1972 ; Dardeau, 1983), structural (Kerckhove, 1969 ; Cochonot, 1977 ; Tempier, 1979 ; Pairis et Kerckhove, 1988 ; Hamiti, 1994¹⁰) et sédimentologique (Inglis *et al.*, 1981 ; Jean, 1985 ; Jean *et al.*, 1985 ; Blanc *et al.*, 1987 ; Ravenne *et al.*, 1987), ainsi que la disponibilité d'un excellent fond topographique moderne à 1/50 000 de l'IGN ont permis de proposer en 2002 la préparation d'une seconde édition de la carte.

Comme prévu, de nouveaux levés ont été exécutés sur la quasi totalité de la carte, à l'exception du massif du Pelat. Réalisés sur les fonds TOP 25 de l'IGN agrandis à 1/12 500, ils ont demandé à l'auteur de la carte quelque 150 journées de terrain réparties sur cinq années, de 2002 à 2006.

La pénétration du terrain a été facilitée par le remarquable réseau de sentiers de randonnée reprenant les anciens chemins tracés par les forestiers dès la fin du XIX^e siècle et aussi par les pistes carrossables récemment ouvertes pour les exploitations forestières ou pour l'accès à des cabanes d'alpages, inexistantes il y a cinquante ans. Par contre, l'énorme développement de la couverture forestière et l'embroussaillage des parties basses des versants constituent un handicap difficile à éviter.

⁸ Fond publié par le Service Géographique de l'Armée en 1936 d'après les travaux exécutés sur le terrain en 1898, 1901 et 1902, révisés en 1932.

⁹ Voir par exemple le secteur de l'Adrech de Vachière sur le versant de la Bléone, ou celui de Villars-Colmars dans la vallée du Verdon.

¹⁰ Thèse de Doctorat soutenue à l'université de Marseille mais malheureusement non publiée.

Entre-temps la Geological Society, London, publiait en 2004 un intéressant ouvrage dédié aux Grès d'Annot (Joseph & Lomas, 2004) qui rassemble une vingtaine de contributions apportées par plusieurs équipes de chercheurs français et britanniques qui ont travaillé sur ces grès au cours des années 1990 dans le cadre d'un programme d'étude des réservoirs pétroliers dans les formations détritiques turbiditiques. Plusieurs de ces papiers concernent les Grès d'Annot de la carte Allos.

Ajoutons enfin, pour justifier l'intérêt de cette deuxième édition, que les Grès d'Annot des environs d'Allos sont visités régulièrement par des groupes de géologues pétroliers dans le cadre de séminaires internationaux. Sans doute apprécieront-ils de disposer à l'avenir d'une carte géologique régionale confectionnée selon les normes actuelles des éditions du BRGM.

DONNÉES NOUVELLES APPORTÉES PAR LA DEUXIÈME ÉDITION

L'excellence du fond topographique a d'abord permis une meilleure mise en place des contours et une représentation plus précise des formations superficielles. Comme sur la carte Embrun – Guillestre récemment publiée, les surcharges rouges ont été systématiquement utilisées pour celles qui sont associées à des risques naturels : cônes torrentiels, éboulis et glissements actifs, couloirs et cônes d'avalanches.

D'une manière générale, il a été possible d'assurer une bonne continuité de la représentation des terrains sur la majeure partie de la carte ce qui en améliore nettement la lisibilité.

Le détail des formations du substratum, en particulier dans le Crétacé inférieur subalpin, a été notablement augmenté. Une teinte orange non conventionnelle a été intentionnellement attribuée à la cuesta des marno-calcaires aptiens qui représente un repère structural majeur sur la carte et dans les paysages en contrebas des marnes sombres médio-crétacées ravinées ou dissimulées sous des herbages ou des éboulis.

Une formation marno-calcaire campanienne qui peut atteindre plus de 300 m d'épaisseur, totalement ignorée de la 1^{re} édition¹¹, a été reconnue au toit des calcaires du Crétacé supérieur. Ses variations d'épaisseur et son absence dans plusieurs régions de la carte permettent de mettre en évidence une discordance régionale des Calcaires à nummulites sur des paléostructures discrètes. Elle fonctionne aussi localement comme niveau de décollement exceptionnel de la série nummulitique (replis de la Tête de l'Adrech de Vachière).

¹¹ Dissimulée sous des pelouses, elle correspond à une partie des « éboulis-éluvions » sur le Crétacé supérieur de la 1^{re} édition.

Sur le plan structural on notera :

- la représentation d'un domaine subalpin charrié, dit « parautochtone », qui supporte les nappes de l'Embrunais – Ubaye. Reconnu d'abord sur le pourtour oriental de la demi-fenêtre d'Allos (Cochonat, 1977), puis généralisé de la haute Bléone à la vallée de la Tinée (Hamiti, 1994), sa compréhension passe par une réinterprétation du secteur des « écailles intercutanées de Roya » (Fallot, 1949) ce qui justifie le débordement du schéma structural et des coupes tectoniques assez loin vers l'Est sur la feuille voisine de Saint-Étienne-de-Tinée ;
- la mise en évidence de redoublements tectoniques au toit du Crétacé supérieur sur le versant de la Bléone dans le secteur de Vachière, en plus de celui qui affecte la partie sommitale des Grès d'Annot déjà reconnu localement (Inglis *et al.*, 1981) ;
- le dédoublement de la micro-fenêtre de marnes albiennes de la Foux, déjà représentée sur un débordement de la feuille Barcelonnette ;
- la présence d'un certain nombre de failles synsédimentaires priaboniennes, toutes normales, à l'origine d'importantes variations d'épaisseur des « Marnes bleues » et dont certaines ont conditionné le découpage des unités parautochtones par leur rejou ultérieur.

Dans la partie occupée par les nappes de l'Ubaye¹², des modifications notables concernent le secteur du Lac d'Allos où la « fenêtre » de Grès d'Annot du plateau du Laus a disparu. L'énigmatique lambeau de nappe en rive gauche du Verdon au droit de Colmars a été retrouvé au Sud de la vallée de la Lance et réinterprété à la suite des observations de M. Hamiti (1994). Enfin d'importantes corrections de contours et d'identification des terrains concernent la bordure occidentale du massif de l'Autapie au long du vallon de Chasse dans la zone de contact des nappes avec les Grès d'Annot.

Une partie de ces « nouveautés » figurent déjà sur la feuille GAP à 1/250 000 (1980).

GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX

(schéma structural et coupes tectoniques en annexe de la carte
et fig. 1, 4, 5, 6 et 7)

Le territoire représenté comporte deux ensembles structuraux majeurs : un **soubassement subalpin** (autochtone et parautochtone) et les **nappes de l'Ubaye** (nappe du Pelat et nappe de l'Autapie).

¹² On désignera désormais ainsi cette région méridionale des nappes de l'Embrunais – Ubaye.

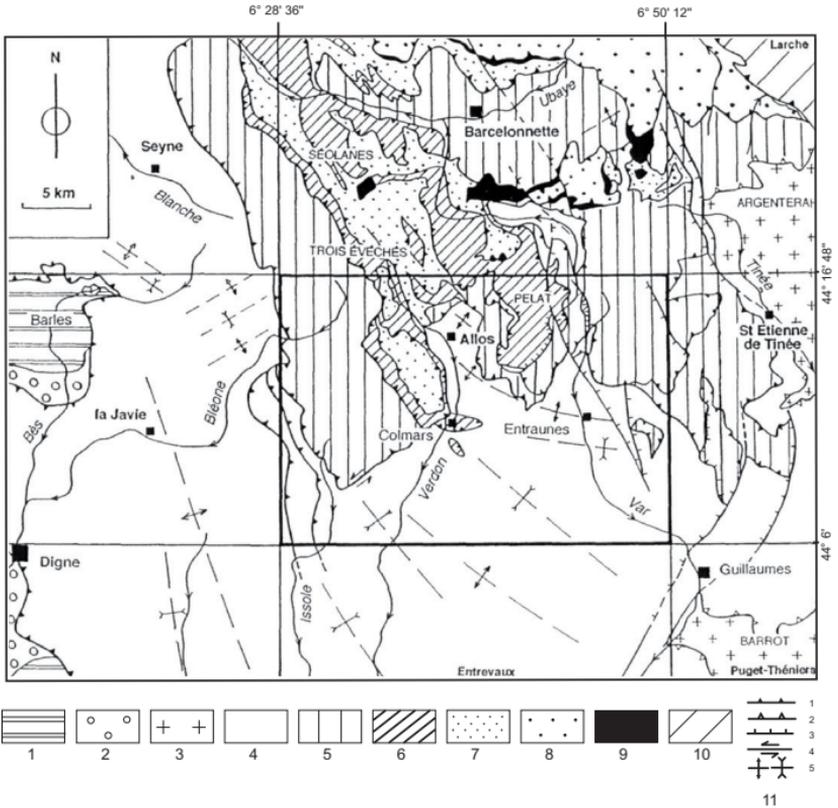


Fig. 4 - Cadre structural régional. 1-2 : zone subalpine occidentale - 1 : Mésozoïque
 2 : Oligo-miocène (bassin de Digne - Valensole) ; 3 : socle cristallin varisque et son tégument houiller (Barles), Permien (Barrot), scythien ; 4 : zone subalpine orientale - autochtone relatif : couverture sédimentaire (Trias moyen à Oligogène inférieur) décollée du socle varisque, nappe de Digne ; 5 : parautochtone subalpin (Trias supérieur à Oligocène inférieur) ; 6-9 : Nappes de l'Embrunais - Ubaye ; 6 : unités subbriançonnaises (Trias supérieur à Éocène supérieur) ; 7 : nappe de l'Autapie (Flysch à helminthoïdes et Flysch dissocié, Crétacé supérieur) ; 8 : nappe du Parpaillon (Flysch à helminthoïdes, Crétacé supérieur) ; 9 : écailles basales subbriançonnaises et briançonnaises de la nappe du Parpaillon ; 10 : zone briançonnaise (Carbonifère à Éocène supérieur) ; 11 : symboles structuraux ; 1 : chevauchement, contact de nappe 2 : surface de décollement majeure ; 3 : faille normale ; 4 : décrochement ; 5 : axes de plis, anticlinal, synclinal.

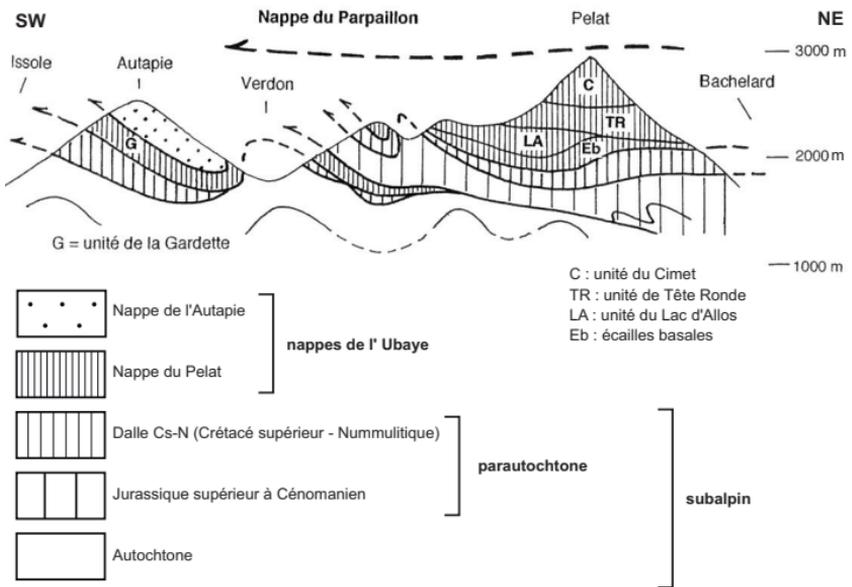
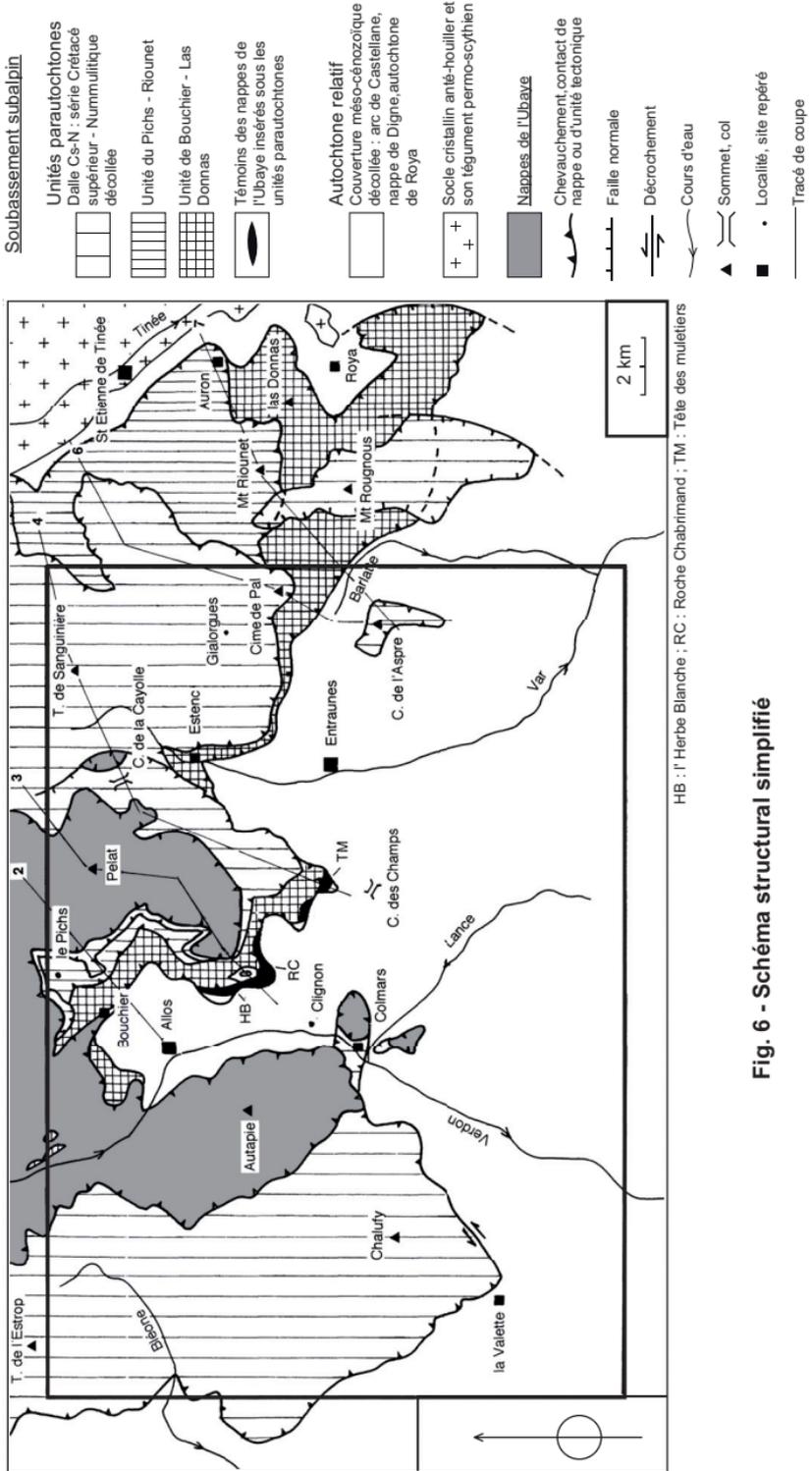


Fig. 5 - Coupe très schématique de la région d'Allos selon une diagonale sud-ouest - nord-est à travers la feuille



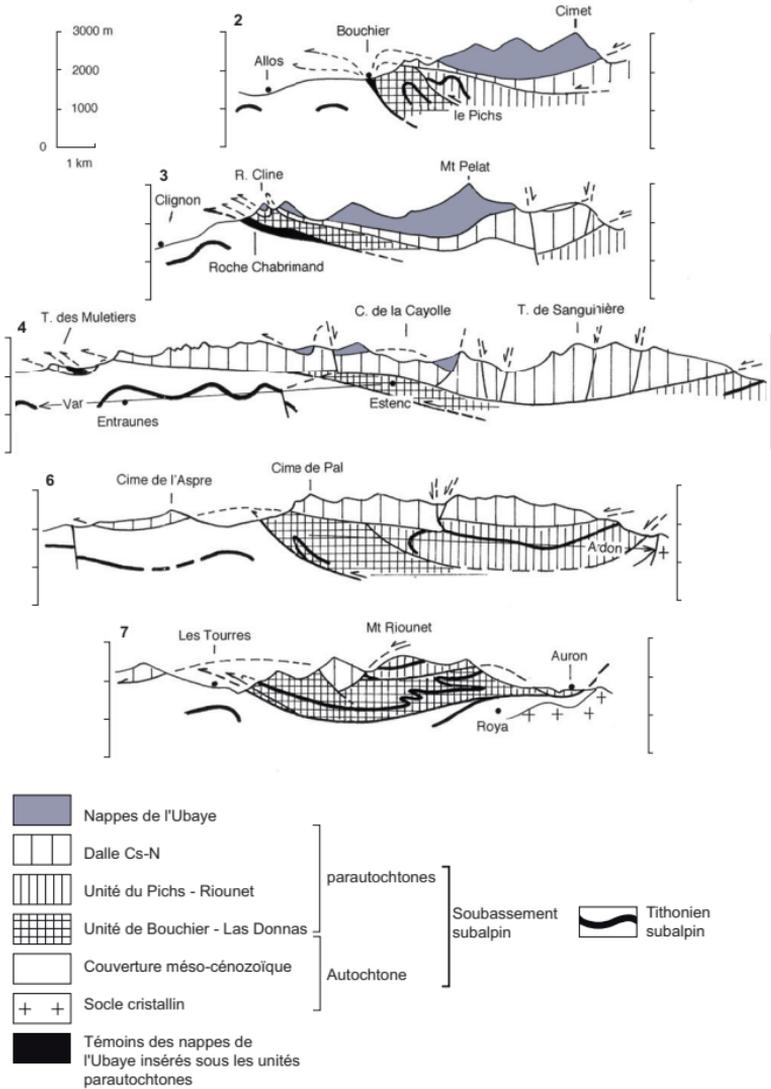


Fig. 7 - Coupes tectoniques partielles simplifiées (les numéros sont ceux des coupes en annexe de la carte)

SOUBASSEMENT SUBALPIN

(Cochonat, 1977 ; Hamiti, 1994 ; Kerckhove *et al.*, 1978 ;
Tempier, 1979)

Couvrant environ les trois quarts de la carte, il se situe pratiquement au centre de courbure de l'arc de Castellane, structure majeure de la zone alpine externe delphino-provençale, dont la branche occidentale se rattache à la nappe de Digne mise en place au Miocène terminal sur le bassin néogène de Digne-Valensole.

Ce soubassement se divise en un « **autochtone** » (relatif) du haut Verdon et du haut Var et plusieurs **unités parautochtones** insérées sous les nappes de l'Ubaye.

Il est constitué par la série sédimentaire de couverture du socle paléozoïque représenté ici par le proche massif cristallin externe de l'Argentera – Mercantour (feuille Saint-Étienne-de-Tinée) et par son satellite méridional, le Dôme de Barrot (feuille Puget-Théniers). Épaisse d'environ 4 000 m et étagée du Trias à l'Oligocène inférieur, cette série est intégralement décollée sur des niveaux à évaporites localisés au mur et au toit du Trias moyen, au-dessus des quartzites du Trias inférieur (Scythien) adhérents sur le socle cristallin ou sur l'épais tégument de pélites permienes du Dôme de Barrot.

Le domaine « autochtone » est structuré par des plis d'amplitude hectokilométrique dont le plus apparent sur la carte est le grand synclinal de la Lance, de direction NW-SE, repérable par les Grès d'Annot qui subsistent de part et d'autre de la vallée glaciaire qui l'entaille.

Toutefois, les plis qui déforment les niveaux plus profonds du Jurassique supérieur – Crétacé inférieur montrent une nette incurvation directionnelle d'Ouest en Est. Droits, symétriques et dirigés NW-SE dans la vallée du Verdon (Pont du Moulin, Villars-Colmars, Clignon, Allos), ils deviennent franchement est-ouest et déjetés au Sud dans le bassin du Var aux alentours d'Entraunes. L'analyse structurale de ces plis métriques à kilométriques synschisteux montre qu'ils résultent de deux étapes compressives (Tempier, 1979) :

- des plis P1 déjetés au Sud, axés N90 à N115, avec une schistosité de plan axial S1 ;
- des plis P2 axés N140 à N160, déjetés au Sud-Ouest, accompagnés d'une schistosité S2 plus fruste.

Les plis P1 sont recoupés par les chevauchements des nappes de l'Ubaye et des unités parautochtones qui les portent. Ils sont de toutes manières postérieurs au dépôt des Grès d'Annot, donc au moins d'âge Oligocène, et non pyrénéo-provençaux en dépit de leur direction E-W.

Les plis P2 déforment ces chevauchements. Leur direction NW-SE plus ou moins parallèle à l'allongement de l'Argentera – Mercantour suggère une relation avec la surrection de ce massif datée du Mio-Pliocène (Bigot-Cormier *et al.*, 2000 ; Bogdanoff *et al.*, 2000).

Le domaine parautochtone est représenté par deux types d'unités distinctes par leurs contenus lithostratigraphiques et leurs conditions et moments de mise en place : la dalle du Crétacé supérieur – Nummulitique et les « écailles inférieures ».

La « **dalle du Crétacé supérieur – Nummulitique** » ou « **dalle Cs-N** » est un ensemble compétent constitué par les calcaires et marno-calcaires du Crétacé supérieur (Coniacien à Campanien) coiffés par la série nummulitique (Calcaires à nummulites, Marnes bleues et Grès d'Annot, Schistes à blocs). Cette dalle est transportée au-dessus d'une ou plusieurs surfaces de cisaillement localisées au toit des marnes albo-cénomaniennes ou au sein des calcaires néocrétacés dont les épaisseurs respectives varient ainsi énormément sur le territoire cartographié, spécialement à l'Est de la vallée du Verdon.

Ce dispositif qui est général sur la moitié nord de la carte est certainement lié au charriage des nappes de l'Ubaye sous lesquelles s'insère cette dalle. Celle-ci montre à l'évidence deux attitudes distinctes sur la carte :

- à l'Ouest du Verdon, de la Tête de l'Estrop à Chalufy, c'est un panneau monoclin qui s'enfonce au Nord-Est sous les nappes de l'Ubaye sans réapparaître dans la demi-fenêtre d'Allos ;
- à l'Est, dans le bassin du haut Var, la dalle Cs-N de Sanguinière – Gialorgues est demeurée sub-horizontale, sauf au Col de la Cayolle où une faille listrique y découpe un panneau basculé. Elle s'amincit et disparaît du Sud-Est au Nord-Ouest sur le pourtour de la demi-fenêtre d'Allos.

Les écailles inférieures sont représentées, des environs d'Allos à la haute vallée de la Barlatte, par une ceinture d'écailles (« duplex ») à matériel crétacé (Crétacé inférieur et marnes albo-cénomaniennes) mais aussi jurassique qui s'interpose entre le soubassement autochtone et la dalle Cs-N (fig. 6-7).

Cette ceinture présente un maximum de développement sur le pourtour oriental du bassin d'Allos (vallée de Bouchier, massif de Roche Cline). Elle se poursuit à l'Est sur la feuille Saint-Étienne-de-Tinée jusqu'aux environs d'Auron où deux rampes chevauchantes prennent naissance dans le Trias de la couverture mésozoïque de l'Argentera – Mercantour. La réinterprétation de ces structures décrites jadis sous le nom d'« écailles intercutanées de Roya » (Fallot,

1949) permet ainsi de distinguer deux sous-unités : celle basale, de Bouchier – Las Donnas et celle, supérieure, du Pichs – Mont Riounet.

Un point essentiel est à souligner : des lambeaux de la dalle Cs-N accompagnés de témoins des nappes de l'Ubaye sont insérés dans le contact basal général des écaillles inférieures : l'Herbe Blanche au Sud-Est d'Allos, Roche de Chabrimand au Nord-Est de Clignon, Tête des Muletiers près du Col des Champs.

Cette particularité démontre que la mise en place de cette ceinture parautochtone s'est réalisée après la mise en place initiale des nappes de l'Ubaye elle-même responsable du décollement de la dalle CS-N.

NAPPES DE L'UBAYE

(Gubler-Wahl, 1928, 1929, 1952 ; Kerckhove, 1964, 1965, 1969 ;
Paris et Kerckhove, 1988)

Ces unités intra-alpines sont représentées sur la feuille Allos par deux nappes étroitement imbriquées dans des structures plicatives ou cisailantes tardives. Ce sont : la nappe du Pelat et la nappe de l'Autapie (Kerckhove, 1965).

La nappe du Pelat, découpée en plusieurs unités ou « digitations » (Lac d'Allos, Tête Ronde, Cimet, Trois Évéchés), est constituée par une série sédimentaire peu épaisse (environ 1 000 m) étagée du Trias supérieur à l'Éocène terminal où le Crétacé supérieur et surtout le Nummulitique, à faciès « flysch », occupent une part prépondérante.

La patrie de cette nappe se situe sur la paléomarge continentale européenne de la Téthys alpine, dans une aire accidentée, dès le Lias, de sillons et de « cordillères » interprétés à présent comme demi-graben et demi-horst dans un système de blocs basculés formés au Jurassique.

La nappe de l'Autapie est composée de deux formations de turbidites d'âge crétacé supérieur (Flysch à helminthoïdes, Flysch dissocié), originaires du domaine océanique ligure téthysien.

La nappe de l'Autapie mise en place précocement à la fin de l'Éocène sur le domaine subbriançonnais non encore exondé (en milieu bathial) a été transportée par les nappes subbriançonnaises lors de leur charriage sur l'avant-pays subalpin à l'Oligocène.

Toutefois des cisaillement tardifs au sein de cet empilement font que la nappe de l'Autapie peut localement reposer directement sur le soubassement subalpin (Nord d'Allos).

Plus au Nord (feuille Barcelonnette), une autre nappe de Flysch à helminthoïdes, celle du Parpaillon, provenant d'un domaine océanique voisin de celui de l'Autapie, couronne l'édifice des nappes de l'Embrunais-Ubaye. Lors de sa mise en place tardive, cette nappe a entraîné à sa base des écailles briançonnaises inconnues sous la nappe de l'Autapie.

Sur la feuille Allos, les nappes de l'Ubaye dessinent une sorte de fer à cheval montagneux ouvert au Sud autour de la demi-fenêtre d'Allos qui résulte de l'érosion d'un bombement anticlinal post-nappes. Divers arguments évoqués plus loin permettent de penser que les nappes de l'Ubaye ont recouvert une large moitié nord de la carte avant l'érosion pléistocène.

DESCRIPTION DES TERRAINS

FORMATIONS DU SUBSTRATUM (fig. 8 à 12)

Série subalpine

Mésozoïque

Trias terminal

t6-7. **Dolomies, cargneules, argilites bigarrées, calcaires lumachelliques (Norien – Rhétien)**. Ces faciès habituels de transition entre le Trias supérieur et le Lias n'affleurent que sur quelques centaines de mètres carrés près du pont sur la Barlatte sur la marge est de la carte.

Lias – Dogger (Dardeau, 1983) (fig. 9)

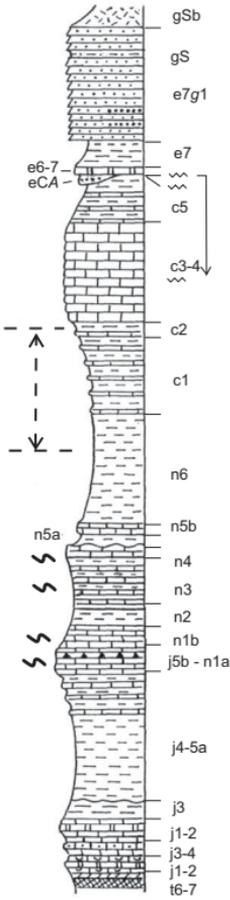
Le Lias et le Dogger sont représentés par une série d'épaisseur modeste (environ 300 m) à dominante calcaire, qui constitue l'ossature du dôme anticlinal de Châteauneuf-d'Entraunes dans l'angle sud-est de la carte. Les faciès très diversifiés indiquent un milieu de plate-forme marine affectée d'une subsidence saccadée qui s'accompagne d'arrêts de la sédimentation, d'érosion et de remaniements, en relation avec une importante tectonique distensive au Lias moyen.

l1-2. **Calcaires fins à chailles, calcaires bioclastiques, calcaires noduleux à gryphées (Lias inférieur) (70 m)**. Les calcaires fins, en gros bancs, (« corniche hettangienne »), sont couronnés par un niveau dolomitique sous un ensemble de calcaires en bancs ondulés à joints marneux, à lamellibranches (gryphées, *Lima*, *Pleuromya*) et quelques ammonites (*Arnioceras*, *Coroniceras*) du Sinémurien inférieur. Au-dessus d'une surface ferruginisée, les derniers bancs (environ 1 m) de calcaires argileux à spicules de spongiaires pourraient représenter le Carixien.

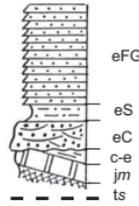
Série subalpine

Séries subbriançonnaises

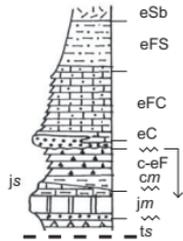
Nappe du Pelat



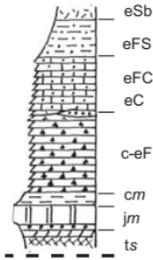
Unité du Lac d'allos



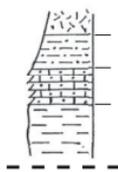
Unité de Tête Ronde



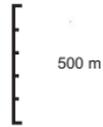
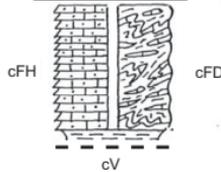
Unité du Cimet



Unité des Trois Évêchés



Nappe de l'Autapie



Échelle approximative

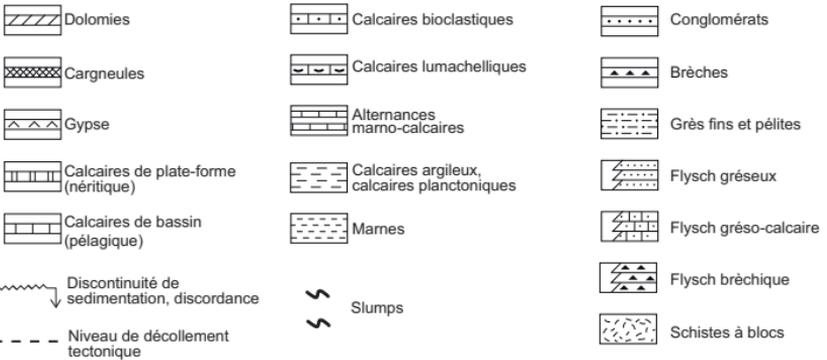


Fig. 8 - Colonnes stratigraphiques

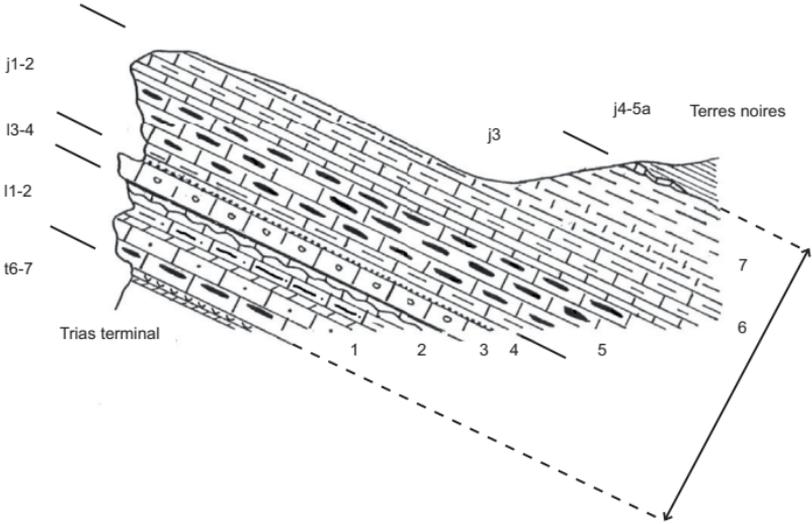


Fig. 9 - Coupe de la corniche liasique et de la barre du Dogger près de Chateauneuf d'Entraunes (d'après Dardeau, 1983, modifié) 1 : Calcaires fins à chailles, calcaires bioclastiques, banc dolomitique (Hettangien) ; 2 : Calcaires fins, calcaires bioclastiques, marno-calcaires et calcaires gris-roux en bancs rognonneux (Sinémurien - Carixien), (*Gryphea arcuata*, *Lima duplicata*, *Pleuromya*, *Arnioceras*, *Coroniceras*) ; 3 : Calcaires roux à entroques (Lias moyen - supérieur) ; 4 : Marnes noires à miches de calcaires gris et blocs arrondis de calcaires roux à entroques (Toarcien - Aalénien) ; 5 : Calcaires roussâtres en bancs massifs à chailles (Bajocien), (*Zoophycos* et *Leioceras*, *Skirroceras*) ; 6 : Calcaires argileux en bancs épais (Bathonien inférieur), (*Parkinsonia*, *Lytoceras tripartitum*) ; 7 : Calcaires feuilletés à *Zoophycos* (Bathonien supérieur), (*Zigzagiceras*, *Morphoceras*, *Procerites*, *Cadomites*)

l3-4. **Calcaires roux à entroques et marnes (Lias moyen-supérieur)** (25 m). Les calcaires roux en bancs massifs (environ 15 m) dessinent une corniche intermédiaire sous une dizaine de mètres de marnes noires à miches calcaires grises. Ils sont remaniés en blocs arrondis pluridécimétriques à la base des marnes datées du Toarcien par de rares ammonites (*Pleydellia*).

j1-2. **Calcaires roux à chailles et calcaires lités (Aalénien – Bajocien)**. Ce membre qui forme la « corniche du Dogger » débute par une dizaine de mètres de calcaires argileux à ammonites de l'Aalénien (*Leioceras*, *Haplopleuroceras*) sous un ensemble de calcaires à chailles en bancs massifs à surfaces mamelonnées (70 m) qui ont fourni quelques ammonites (*Skirroceras*) datant le Bajocien inférieur. Ces derniers passent vers le haut à des calcaires argileux gris-jaunâtre en bancs demi-métriques (environ 40 m) avec de rares ammonites du Bajocien supérieur (*Parkinsonia*, *Zigzagiceras*).

j3. **Calcaires argileux à Zoophycos (Bathonien)** (environ 100 m). Les calcaires précédents passent progressivement vers le haut à un ensemble de calcaires argileux en dalles claires riches en traces « en coups de balais » (*Zoophycos ex-Cancellophycus*), avec d'assez nombreuses ammonites (*Zigzagiceras*, *Morphoceras*, *Procerites*, *Lytoceras*) datant le Bathonien. Le sommet de cet ensemble est localement marqué sous les Terres noires, par quelques bancs massifs lenticulaires de calcaires roux à nodules pyriteux.

Jurassique supérieur (Beaudoin, 1977 ; Dardeau, 1983)

Le Jurassique supérieur est représenté, principalement dans le bassin du Var, par deux formations très contrastées :

- à la base, les Terres noires callovo-oxfordiennes épaisses d'environ 400 m, qui donnent lieu à des paysages de « bad lands » spectaculaires au voisinage de Villeneuve et de Châteauneuf-d'Entraunes ;
- au sommet la corniche calcaire de 100 m à 150 m d'épaisseur, dite « tihonienne », datée en réalité de l'Oxfordien supérieur au Berriasien inférieur.

j4-5a. **« Terres noires » (Callovien – Oxfordien inférieur)** (400 m). Cette puissante série de marnes sombres se compose de trois unités qui peuvent être observées dans de bonnes conditions sur la route de Châteauneuf aux Tourres (marge est de la carte) :

- a – 30 m environ de marnes noires feuilletées avec un horizon pyriteux basal et quelques bancs sommitaux de calcaires roux se débitant en pavés. Les ammonites (*Hecticoceras*, *Reineckeia*, *Phylloceras*) indiquent le Callovien ;

b – 360 m de marnes noires à nodules calcaires centimétriques qui se chargent dans les cinquante derniers mètres en bancs de calcaires argileux gris-jaunâtre. Les ammonites récoltées (*Cardioceras*, *Peltoceratoïdes*, *Taramelliceras*) datent l'Oxfordien inférieur et moyen ;

c – 10 m environ de marnes noires à bancs de calcaires graveleux roux et de calcaires gris en rognons, en alternances pluridécimétriques, qui ont fourni des ammonites de l'Oxfordien moyen (*Sowerbyceras*, *Gregoryceras*, *Perisphinctes*).

Dans le bassin du Verdon, les Terres noires n'affleurent qu'au cœur de l'anticlinal du Pichs au Nord-Est d'Allos. Visibles sur une hauteur d'environ 50 m, ce sont des marnes noires chargées en bancs calcaires décimétriques, à nodules (géodes) de calcaires noirs, qui passent progressivement à des alternances de plus en plus calcaires vers le haut de la formation. W. Kilian (1897) cite dans ce niveau : *Perisphinctes plicatilis*, *Perisphinctes rota* indiquant l'Oxfordien supérieur.

jsb-η'a. Calcaires lités à bancs bréchiques massifs (Oxfordien supérieur – Berriasien inférieur) (environ 100 m). Cette formation calcaire repose en continuité sur les alternances marno-calcaires du sommet des Terres noires et passe de même progressivement à son toit aux calcaires lités à joints marneux du Berriasien. Les datations sont exclusivement basées sur le contenu microfaunistique : saccocomidés, globigérinidés et calpionelles. Les ammonites sont rares (*Phylloceras*, *Perisphinctes*, *Aspidoceras*) et généralement non identifiables spécifiquement.

Elle est constituée en proportions variables de calcaires fins (micrites) en bancs centimétriques à décimétriques qui représentent le fond de la sédimentation pélagique « autochtone » et de résédiments composés du même matériel remobilisé sur des pentes sous-marines avant ou après son induration : bancs micritiques compacts au sein desquels des silex « en bananes » révèlent une texture hydroplastique, faisceaux de bancs contournés (slumps), calcarénites granoclassées (turbidites) et brèches granoclassées ou non, à éléments centimétriques, résultant d'éboulements de strates déjà indurées s'écoulant dans des vallées sous-marines.

Les calcaires en bancs réguliers s'observent surtout dans la tranche inférieure de la série datée de l'Oxfordien – Kimméridgien alors que les résédiments dominent dans la partie supérieure tithono-berriasienne. Bien que certains de ces niveaux de remaniements puissent être observés sur des distances kilométriques au long de la barre « tithonienne », leur extension latérale forcément limitée qui s'accompagne de biseaux et de discordances internes est responsable d'importantes variations latérales d'épaisseur et de stratonomie de sorte que l'on ne peut pas en décrire une coupe-type.

L'interprétation des structures sédimentaires a permis de reconnaître, pour la région du haut Var, au Tithonien – Berriasien, un transport du matériel vers le Sud-Est (N125) en direction d'un « canyon du Var » orienté N-S (Beaudoin, 1977).

Crétacé

La série crétacée de la région d'Allos se compose de trois séquences lithologiques, successivement marno-calcaire, marneuse et calcaire, dont les limites ne correspondent pas au découpage académique en Crétacé inférieur et supérieur. Cette particularité explique la dénomination de « marnes médiocrétacées » dévolue à la séquence marneuse aptienne – albiennaise – céno-maniennaise.

Par ailleurs cette série n'a pas fait l'objet de recherches biostratigraphiques récentes, à l'exception des calcaires de la séquence supérieure étudiés par Y. El Kholi (1972).

En conséquence la datation des ensembles lithologiques représentés sur la carte reste fondée sur d'anciennes récoltes d'ammonites citées par L. Bertrand (1896), W. Kilian (1897), Y. Gubler-Wahl (1928), A. Faure-Muret (1955), ainsi que celles mentionnées dans la notice de la 1^{re} édition de la carte, qui n'ont pas été révisées à ce jour. Les ammonites trouvées par P. Cochonat (1977)¹³ et par l'auteur de la carte n'ont pas apporté de modifications significatives à cette chronostratigraphie. Les subdivisions de la séquence marno-calcaire Berriasien – Barrémien sont inspirées des coupes décrites dans la partie nord-orientale de l'Arc de Castellane par P. Cotillon (1971). Enfin, la stratigraphie de la série marneuse aptienne – albiennaise des environs d'Allos a été confortée par les données paléontologiques relatives à la série très semblable et du même âge de la haute Bléone apportées par G. Fries (*in* Haccard *et al.*, 1989).

Séquence inférieure : Berriasien à Barrémien

n1b. Calcaires fins en bancs décimétriques (Berriasien supérieur) (environ 80 m). Alternances de calcaires fins (micrites) en bancs décimétriques à cassure et patine claire, avec des joints ou des lits marneux centimétriques. Des faisceaux contournés s'y intercalent localement surtout dans la partie basale de la formation difficile à situer du fait du passage continu au dessus de la barre « tihonienne ».

n2. Marnes grises à patine claire (Valanginien) (environ 50 m). Marnes gris-sombre à patine claire (environ 15 m) surmontées par une série d'alternances marno-calcaires décimétriques régulières (environ 35 m). Au

¹³ Ammonites déterminées par J.P. Thieuloy.

Pichs et sur le flanc nord de l'anticlinal de Clignon (chemin de l'Encombrette), cet ensemble a fourni des ammonites pyriteuses du Valanginien supérieur (*Olcostephanus gr. asterianus*, *Bochianites neocomiensis*, *Neocomites*, *Neolissoceras*) et quelques bélemnites : *Duvalia lata*, *Aulacobelus*.

n3. Alternances marno-calcaires (Hauterivien) (150 à 200 m). Alternances demi-métriques de calcaires à cassure sombre, mate, finement granuleuse et patine grise et de marnes sombres, d'abord en bancs réguliers sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, puis en faisceaux contournés jusqu'au sommet de la formation. Bélemnites fusiformes fréquentes, une seule ammonite trouvée à mi-hauteur de la formation (anticlinal de Clignon) : *Pseudothurmannia* de l'Hauterivien supérieur.

L'épaisseur varie d'une région à l'autre selon l'importance des faisceaux contournés.

n4. Calcaires en bancs métriques (Barrémien) (environ 20 m). Calcaires en bancs demi-métriques à métriques, à patine ocre et cassure sombre, à joints marneux centimétriques, formant une corniche au sommet de la séquence marno-calcaire.

Les bancs sont assez riches en bélemnites fusiformes, avec des *Aptychus* et des ammonites barrémiennes citées par Y. Gubler (1928) (*Holcodiscus fallax*, *Macroscephites yvani*, *Costidiscus recticostatus*). Les dix derniers mètres supérieurs de la formation montrent en de nombreux points des ondulations de glissement synsédimentaires avec des bancs lenticulaires ou en rouleaux sous une surface terminale ondulée ferrugineuse (hard ground) témoignant d'une discontinuité sédimentaire. Celle-ci est attestée par l'absence locale de la corniche barrémienne sous les marnes aptiennes discordantes (secteur en amont de la Bouisse, à 2 km au Nord-Ouest d'Entraunes).

n3-4. Marno-calcaires hauteriviens – barrémiens. Alternances marno-calcaires monotones des écailles parautochtones (le Pichs, Estenc, haute Barlatte et vallée de Gialorgues), d'épaisseur indéterminée supérieure à 100 m, chargées partiellement ou en totalité de faisceaux contournés et dans laquelle la distinction Hauterivien – Barrémien n'est pas possible.

Des blocs de calcaires à silex jurassiques (tithoniens) resédimentés y ont été signalés par P. Cochonat (1977) en amont de Bouchier.

Séquence médiane : Aptien à Cénomalien

n5a. Marnes grises (Aptien inférieur) (20 m à 100 m). Marnes grises compactes sans intercalations calcaires, riches en nodules de marcssite, en contact franc sur le hard-ground sommital de la formation précédente.

L'épaisseur varie beaucoup d'une coupe à l'autre (environ 25 m à Allos, 50 m à Clignon, jusqu'à 100 m à l'Ouest du Col de Champs), de manière progressive ou brutalement de part et d'autre d'une faille normale synsédimentaire à rejet décamétrique (la Chaume, à 3 km au Nord-Ouest de Châteauneuf-d'Entraunes). L'activité tectonique synsédimentaire est confirmée par la présence fréquente de blocs ou de tronçons de bancs calcaires barrémiens insérés dans les premiers mètres de la formation marneuse (route du Villard, 500 m au Sud-Est d'Allos et secteur de Champ-Richard dans la vallée du Chadoulin).

En l'absence de données paléontologiques mais compte tenu de la discontinuité qui en marque la base (avec lacune du Bédoulien), ces marnes appartiennent probablement déjà au Gargasien.

n5b. **Marno-calcaires à patine ocre-jaune (Aptien supérieur)** (environ 30 m). Alternances de calcaires argileux à patine jaune et à cassure gris-sombre, en bancs décimétriques et de marnes gris-bleu de même épaisseur, en continuité sur les marnes grises précédentes. Ce niveau forme habituellement une cuesta ou un ressaut rocheux bien visibles à la partie inférieure des marnes médiocrétacées ; il représente ainsi un niveau-repère éminent au sein de la série subalpine, sauf dans les régions les plus internes du domaine parautochtone où il ne peut plus être identifié pour des raisons stratigraphiques et/ou tectoniques.

Les ammonites pyriteuses récoltées (*Phyllopachyceras*) ou signalées par Y. Gubler (1928) aux abords de Clignon (*Jauberticeras*, *Tetragonites*, *Phylloceras*) en compagnie d'assez nombreuses bélemnites datent cet ensemble du Gargasien, éventuellement du Clansayésien (Aptien terminal) par analogie avec la série de la haute Bléone.

n6. **Marnes noires (Albien)** (environ 300 m). Dans l'emprise de la carte Allos, il n'existe aucune coupe complète de la série marneuse albocénomanienne abondamment encombrée de terrains superficiels (éboulis, moraines, glissements) ou confinée dans des ravins inaccessibles et découpée en écailles dans le domaine parautochtone.

L'Albien est représenté par une puissante formation de marnes argileuses noires compactes localement chargées en nodules pyriteux. Elles contiennent un ou plusieurs niveaux de boules ou miches centimétriques à décimétriques de calcaire noir, lisses ou verruqueuses, avec un cœur garni de cristaux de calcite et de barytine (« septaria »).

Une ammonite (*Tetragonites cf. bournensis* (Murphy) trouvée à 20 m sous le sommet de cet ensemble sur la route de la Foux à la sortie d'Allos indique l'Albien moyen (Cochonat, 1977).

c1. Marnes noires à faisceaux de bancs calcaires (Cénomaniens) (environ 300 m). Marnes gris sombre chargées en faisceaux de bancs de calcaires argileux décimétriques à patine grise ou jaune groupés en faisceaux décimétriques de plus en plus nombreux vers le haut de la formation. La stratification est généralement régulièrement parallèle, mais des faisceaux contournés y apparaissent localement (Haute Issole).

La base de la formation au-dessus des marnes noires albiennes est soulignée aux environs d'Allos par un niveau gréseux décimétrique. À l'Est du Var, ce sont plusieurs bancs de grès glauconieux à ammonites du Vraconien (Albien terminal – Cénomaniens basal) citées par A. Faure-Muret (1955) au voisinage du Col de Pal. Aux alentours d'Allos et surtout près de Thorame (marge sud de la carte), un horizon de calcaires gris en bancs demi-métriques alternant avec des marnes grises en lits décimétriques s'individualise dans la partie médiane de la formation en y dessinant une cuesta. Y. Gubler (1928) y a récolté des ammonites cénomaniennes (*Schloenbachia varians*, *Acanthoceras mantelli*, *Turrilites costatus*). La séquence plus marneuse qui lui succède a fourni une microfaune de *Rotalipora* qui en confirme l'âge cénomaniens (El Kholy, 1972).

n-c. Marnes médiocrétacées (Aptien à Cénomaniens). Marnes sombre avec ou sans intercalations de bancs calcaires, représentant tout ou partie des quatre formations précédentes non identifiables par suite d'une réduction stratigraphique (repos direct éventuel de l'Albien sur les marno-calcaires hauterivo-barrémiens) ou tectonique (décollement basal, cisaillement sommital).

Séquence supérieure : Turonien à Campanien (El Kholy, 1972)

La série calcaire du Crétacé supérieur qui joue un rôle majeur dans la morphologie et la tectonique de la région d'Allos constitue un ensemble monotone pauvre en macro-fossiles (si on excepte les échinides et les inocérames) dont la stratigraphie a été établie d'après son contenu microfau-nistique (microfaune à *Globotruncana*).

c2. Alternances marno-calcaires (Turonien) (environ 50 m). À leur sommet, les marnes cénomaniennes passent rapidement en une dizaine de mètres à des alternances demi-métriques de calcaires fins à patine jaune et de marnes grises qui n'ont pas toujours pu être individualisées et donc représentées sur la carte. Dans le domaine parautochtone oriental, ce niveau a généralement disparu au long de la surface de cisaillement sous la dalle Cs-N.

L'âge turonien de ces alternances a été établi à proximité de Thorame-Haute (marge sud de la carte).

c3-4. Calcaires lités clairs (Coniacien – Santonien) (environ 400 m). Ensemble très monotone de calcaires fins (micrites) en bancs décimétriques à métriques réguliers, à patine claire parfois ocre et cassure lisse gris-bleu, jointifs ou séparés par de minces lits marneux centimétriques.

On y rencontre des niveaux à chailles ou silex. Les restes organiques sont assez fréquents : inocérames entiers ou fragmentés en prismes calciteux, échinides (*Micraster*) généralement aplatis et en débris, de rares éponges siliceuses.

La microfaune à *Globo truncana* permet d'y reconnaître le Coniacien et le Santonien à parts sensiblement égales dans la formation.

c2-4. Calcaires du Crétacé supérieur non différenciés (Turonien à Santonien)

c5. Marnes à faisceaux de bancs calcaires (Campanien) (jusqu'à 350 m). Ignorée de la première édition de la carte où elle a été localement confondue avec les Marnes bleues nummulitiques, cette formation a été reconnue initialement dans la vallée de la Lance par Y. El Kholy (1972) qui l'a datée par sa microfaune à *Globo truncana*.

Marnes grises à intercalations de calcaires argileux en plaquettes centimétriques ou en bancs décimétriques groupés en faisceaux de quelques mètres d'épaisseur séparés par des intervalles de marnes compactes épais d'une dizaine de mètres. Les marnes deviennent prédominantes vers le haut de la formation qui est réduite ou manque en de nombreux secteurs par suite de l'érosion anté-nummulitique.

Les inocérames et les échinides, toujours écrasés, y sont assez fréquents. À la Petite Colle (angle sud-ouest de la carte), l'un des premiers bancs calcaires à la base de cet ensemble a fourni à l'auteur de la carte un fragment d'ammonite : *Eupachydiscus isculensis* (Redtenbacher, 1873)¹⁴ du Santonien moyen – Campanien inférieur.

Cénozoïque

Nummulitique (Paléogène)

La série sédimentaire subalpine de la région d'Allos est couronnée par une séquence marine évolutive, la « Trilogie nummulitique » (Boussac, 1912), dont l'épaisseur peut dépasser 1 km, qui débute avec des calcaires de plate-forme circalittorale (Calcaires à nummulites), se poursuit avec des marnes pélagiques (Marnes bleues) et s'achève par une épaisse série de turbidites terrigènes (Grès d'Annot) déposées en milieu bathial dans un bassin

¹⁴ Détermination W.J. Kennedy (Oxford University Museum of Natural History), 2005.

à subsidence rapide finalement envahi par des olistostromes (Schistes à blocs) précurseurs de la mise en place des nappes internes.

Ce bassin est interprété comme une avant-fosse née à l'Éocène moyen au front du prisme d'accrétion tectonique issu de la collision continentale alpine et comblée ici à l'Oligocène inférieur, mais dont l'existence s'est poursuivie dans les régions externes de l'arc alpin jusqu'au Miocène (bassin molassique de Digne – Valensole) (Pairis, 1988 ; Ford & Lickorish, 2004).

Des dépôts continentaux sont conservés par place sous les Calcaires à nummulites. Ils témoignent de la longue période d'érosion aérienne à laquelle ce secteur de la zone subalpine méridionale a été soumis, du Maastrichtien à l'Éocène moyen.

eCA. Conglomérats d'Argens (Éocène moyen probable) (0 à 50 m)¹⁵. Également dénommés « Poudingues à *Microcodium* » (Faure-Muret, 1955) ces conglomérats apparaissent en lentilles d'extension hectométrique et d'épaisseur variable -quelques mètres à plus de 50 m sur le plateau de Chamatte- entre le Crétacé supérieur marno-calcaire (Campanien) ou calcaire (Santonien) et les Calcaires à nummulites.

Les constituants sont des graviers et des blocs anguleux, émoussés ou arrondis, non classés, parfois volumineux (pluri-décimétriques) empruntés au proche substratum : silex et surtout calcaires fins, certains enrobés d'une croûte d'altération brune, du Crétacé supérieur ; on y rencontre aussi des galets de calcaires et de grès jaunes d'origine inconnue. Des fragments basaltiques ont été signalés par A. Faure-Muret dans le conglomérat de la Cime de Pal. Une ébauche de stratification est localement soulignée par des lits marno-graveleux rubéfiés identifiables comme des paléosols (plateau de Chamatte). Les blocs, parfois quasi-jointifs, sont liés par un ciment calcarénitique gris ou rougeâtre passant de manière diffuse à des encroûtements de *Microcodium*¹⁶.

Cette formation comble des paléo-cuvettes (plateau de Chamatte) ou revêt des escarpements de paléo-failles (vallon de l'Estrop à 3 km à l'ESE d'Estenc). Il semble d'ailleurs que les principales accumulations de Conglomérats d'Argens représentent des épandages fluvio-limniques intermittents localisés en contrebas de lèvres de failles anté-nummulitiques : plateau des lacs de l'Encombrette, muraille sud-ouest de la Cime de Pal.

¹⁵ Localité située à 6 km de la marge sud de la carte entre les vallées de l'Issole et du Verdon (feuille Entrevaux) (Gubler, 1958).

¹⁶ *Microcodium* : gerbes de prismes calcaires millimétriques interprétés comme des filaments de champignons calcifiés dans des paléosols.

Sur la carte Allos, les Conglomérats d'Argens n'ont fourni aucune donnée paléontologique, contrairement aux affleurements du massif des Quatre-Cantons (25 km au delà de l'angle sud-est de la carte, feuille Puget-Théniers) datés de l'Éocène moyen (Lutétien) par une abondante faune de gastéropodes d'eau douce (Campredon, 1977).

e6-7. Calcaires à nummulites (Bartonien – Priabonien) (0 à 200 m).

Ces calcaires forment habituellement une barre rocheuse très apparente quoique peu épaisse (10 à 20 m) au toit des calcaires ou marno-calcaires néocrétacés sur lesquels ils reposent généralement en très faible discordance, localement par l'intermédiaire de poudingues à galets calcaires perforés, en lentilles ou en poches de quelques décimètres d'épaisseur incrustées dans le substratum crétacé.

On y reconnaît deux types de faciès qui passent latéralement de l'un à l'autre en fonction des variations de la bathymétrie régnante lors du dépôt :

- des calcaires en bancs massifs plurimétriques, à cassure sombre (souvent fétide au marteau) et patine gris clair, à grain fin, (bio-micrite) pétris de grands foraminifères (nummulites, discocyclines, miliolles) accompagnés d'algues et de mollusques (pecten, huîtres, turritelles) ;
- des calcaires bio-clastiques à stratification irrégulière, entrecroisée, à cassure sombre et patine rousse ; leur épaisseur présente de rapides variations latérales en particulier au voisinage de certaines failles synsédimentaires, comme celle de la cabane de Mouriès dans le synclinal de la Lance.

L'épaisseur des Calcaires à nummulites varie énormément d'un secteur à l'autre de la carte Allos ; elle est maximale -environ 200 m- dans le vallon de Gialorgues au Sud-Ouest de la faille des Trois Hommes où les trois quarts supérieurs de la formation est constituée de calcaires fins en bancs métriques, à lentilles de calcarénites à nummulites, dont une partie a été attribuée à tort au Crétacé supérieur sur la première édition de la carte. Inversement, ces calcaires s'amicissent jusqu'à disparaître complètement à 3 km au Sud-Ouest près de la cabane de l'Estrop où il ne reste que des poches décimétriques de calcarénites à nummulites en surface d'une brèche à blocs de calcaires néocrétacés représentant les Conglomérats d'Argens.

Dans la vallée du Verdon, à l'Est de Beauvezer, les Calcaires à nummulites qui sont réduits à quelques mètres de calcarénites dans le flanc sud du synclinal de Colmars manquent totalement sur une distance de 300 m au Bois du Défens.

Ces variations qui n'ont pas fait l'objet d'étude systématique dans cette région reflètent les conditions bathymétriques et dynamiques (failles, subsidence) de la genèse du bassin nummulitique.

Les datations fondées sur les nummulites mettent en évidence un diachronisme d'Est en Ouest de ces calcaires dont les couches basales sont par place attribuables au Bartonien (*N. millicaput* et *N. brongnarti*) dans le bassin du Var (Verrier, 1950 ; Faure-Muret, 1955 ; Demas, 1990), mais seulement au Priabonien (*N. fabianii*) dans le bassin du Verdon (Chavand, 1957).

e7C. Marno-calcaires intermédiaires (Priabonien). Cet ensemble qui assure partout la transition plus ou moins rapide entre les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues a été distingué seulement dans le synclinal de Château-Garnier où il atteint une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

Ce sont des calcaires argileux bio-détritiques intercalés de lits de marnes gris-bleu de plus en plus épais dans le haut de la formation qui passe ainsi en continuité aux Marnes bleues.

Ces couches sont très riches en macro et micro-organismes : mollusques, polypiers solitaires, grands foraminifères benthiques (nummulites, operculines et surtout discocyclines) mais aussi petits foraminifères pélagiques témoignant d'un approfondissement du milieu.

e7. « Marnes bleues » (« Schistes à globigérines ») (Priabonien-Rupélien) (jusqu'à 400 m). Ensemble monotone de marnes gris-bleu à patine grise admettant à leur partie basale des intercalations de calcaires argileux en bancs décimétriques ou en plaquettes centimétriques qui assurent la transition avec les Calcaires à nummulites sous-jacents (« Marno-calcaires intermédiaires » précédents). Ces marnes deviennent de plus en plus indurées du Sud-Ouest vers le Nord-Est où elles prennent un faciès de calcaires argileux souvent schistosés (« Schistes à globigérines »), indice d'une diagenèse plus poussée sous la surcharge des nappes de l'Ubaye.

L'épaisseur des marnes varie énormément de part et d'autres de failles normales synsédimentaires telle la faille des Trois Hommes déjà évoquée et également de façon continue en liaison avec les variations d'épaisseur des Calcaires à nummulites. La partie supérieure de la formation devient, sur une dizaine de mètres, de plus en plus argileuse et passe ainsi à un niveau sombre de marnes silteuses ou de pélites à intercalations de grès bruns en lits centimétriques granoclassés qui amorcent la sédimentation des Grès d'Annot en milieu marin profond (bathymétrie de l'ordre de 1 000 m) (Mougin, 1978 ; Stanbrook & Clark, 2004).

L'âge des Marnes bleues a été précisé par les foraminifères planctoniques et le nannoplancton : dans l'emprise de la carte Allos, la base des marnes est partout priabonienne, alors que leur toit d'âge encore Priabonien terminal au Nord d'une ligne passant par Entraunes, Colmars et la haute Issole est daté du Rupélien dans le massif du Grand Coyer – synclinal de la Lance ainsi que dans

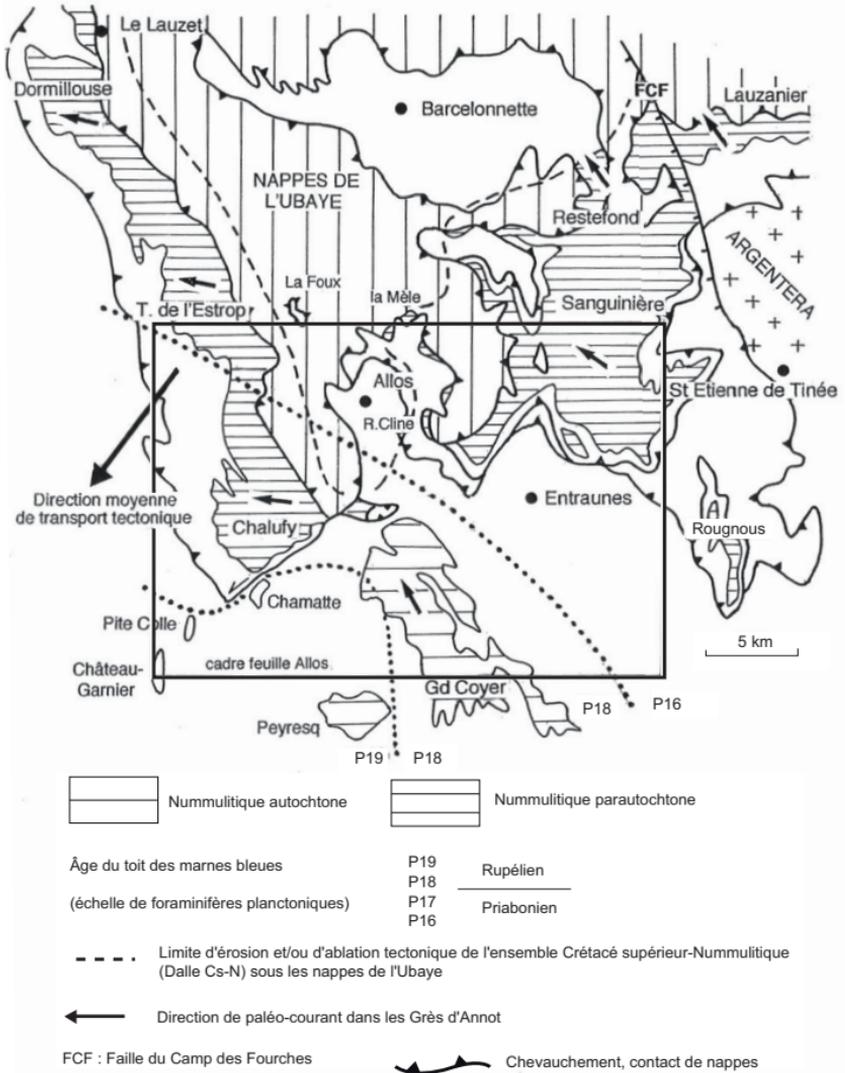


Fig. 10 - Incidence de la structure tectonique régionale sur la reconstitution du bassin nummulitique en bordure méridionale des nappes de l'Ubaye.
Datations et directions de paléocourants *in* Joseph et Lomas, 2004 et Joseph *et al.*, 2005, modifié

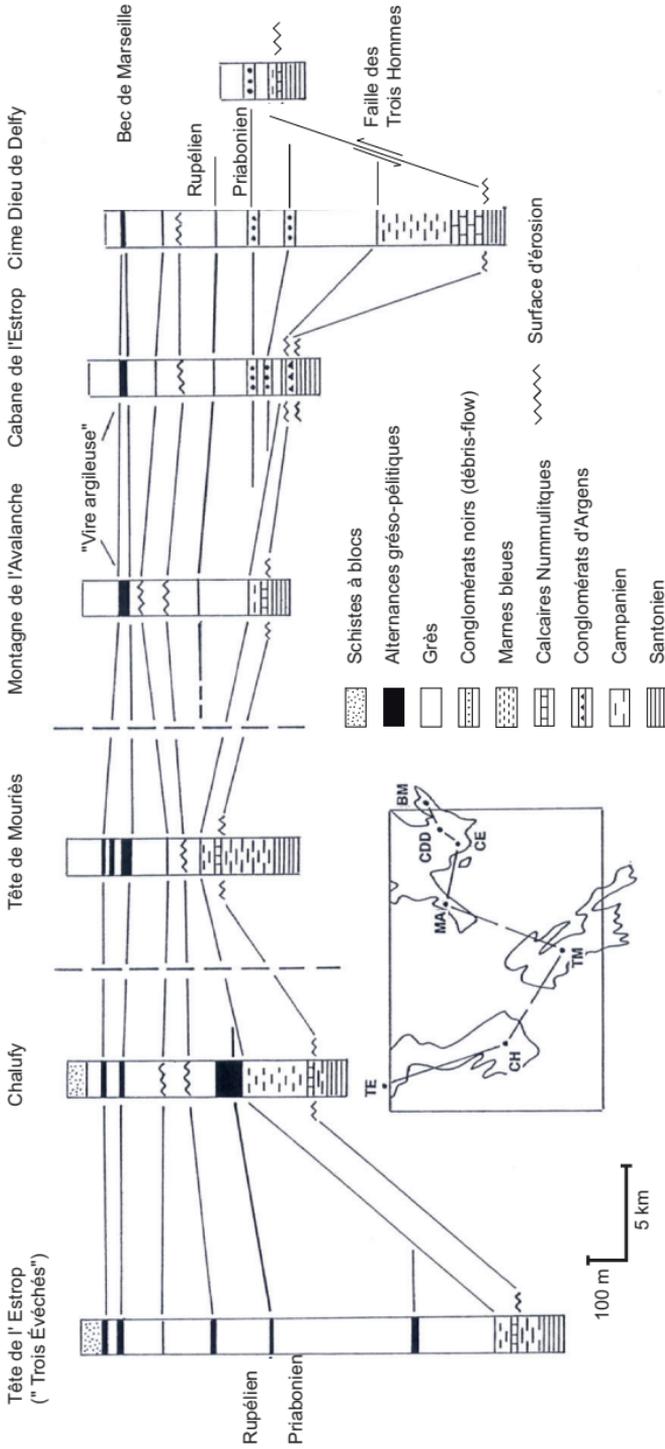


Fig. 11 - Corrélations à travers les trois << sous-bassins >> de Grès d'Annot présents sur la carte Allos (d'après Joseph et al., 2005, modifié)

les synclinaux de la Petite Colle et de Château-Garnier (Sztrakos & du Fornel, 2003) (fig. 10).

e7-g₁ – g₁ « **Grès d'Annot** » (**Priabonien – Rupélien**) (de 200 m à 1 000 m). (Stanley, 1961 ; Jean, 1985 ; Jean *et al.*, 1985 ; Ravenne *et al.*, 1987 ; Joseph & Lomas, 2004). Puissante série de grès lités à patine claire, en alternance avec des niveaux pélitiques sombres, dont l'épaisseur dépasse un millier de mètres dans le secteur Estrop – Trois Evéchés (angle nord-ouest de la carte), atteint 800 m dans le massif de Sanguinière, mais se réduit à moins de 200 m aux abords de Colmars.

Selon la situation au cœur ou sur les bords du bassin, la série gréseuse repose en concordance sur les couches argilo-pélitiques sommitales des Marnes bleues, ou se biseaute en « on lap » sur des paléopentes obliques sur ces marnes comme c'est le cas, du Nord vers le Sud, tout au long de la bordure occidentale du massif Estrop – Chalufy (fig. 14) (Smith & Joseph, 2004).

Les Grès d'Annot se présentent globalement comme une succession de séquences turbiditiques d'épaisseurs métriques à décamétriques, les unes gréso-pélitiques, les autres gréso-conglomératiques.

Le faciès gréso-pélitique est constitué d'alternances centimétriques à décimétriques de grès fins granoclassés (turbidites fines) et d'argilites noires, riches en débris végétaux et fréquemment bioturbés, avec des traces de reptation d'organismes bathiaux (*Nereites*). Épais de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres, ces niveaux « hétérolithiques » montrent une bonne continuité latérale et sont utilisés pour les corrélations de coupe à coupe.

Le faciès gréseux se compose de grès fins à moyens, homogènes, peu ou pas granoclassés, en bancs parallèles d'épaisseur métrique, et de « barres à granules » conglomératiques, chenalisées, d'épaisseur pluri-métrique, chargées en graviers ou galets centimétriques de quartz et de roches endogènes souvent accompagnés de galets argileux (« galets mous »). La structure interne de ces bancs associe chenaux d'érosion, coupelles et cheminées d'échappement d'eau, litage oblique ou entrecroisé simple ou à feuilletés pélitiques. Leur extension latérale est de l'ordre du kilomètre.

Outre l'analyse séquentielle comparée de nombreuses coupes qui a permis d'identifier une demi-douzaine d'unités stratigraphiques corrélées dans les trois secteurs (« sous-bassins ») de Grès d'Annot figurant sur la carte, plusieurs horizons-repères ont été utilisés pour préciser la géométrie du bassin dans sa partie nord-est (Sanguinière) (Jean, 1985 ; Broucke *et al.*, 2004). Ce sont de bas en haut (fig. 11) :

– deux niveaux de « **conglomérats noirs** » (2) d'épaisseur décamétrique, composés de galets de roches surtout endogènes où dominent granites et

rhyolites, parfois volumineux (jusqu'à 50 cm de diamètre), inclus dans une matrice grésopélitique sombre peu indurée contenant des blocs de grès remaniés. Distants verticalement d'une soixantaine de mètres, ces niveaux qui sont interprétés comme des coulées argilo-sableuses denses instantanées (« debris-flows ») sont intercalés dans la moitié inférieure de la série du massif de Sanguinière – Gialorgues. Ils se terminent en biseau l'un après l'autre sur la bordure sud-occidentale des grès entre le Col de Gialorgues et le vallon de l'Estrop. Un témoin du conglomérat supérieur a été observé par l'auteur de la carte à proximité de la maison forestière du Garet au Nord d'Estenc ;

– une « **vire argileuse** » (3) épaisse d'une vingtaine de mètres constituée de turbidites fines, localisée dans les 100 derniers mètres de la série, apparaît continue du massif de Sanguinière au Mont Bertrand près du Lac d'Allos. Un niveau grésopélitique semblable mais pas obligatoirement isochrone est responsable du décollement de la partie sommitale des Grès d'Annot de l'unité Estrop – Chalufy.

À la lumière des nombreux travaux consacrés à leurs structures sédimentaires et à leur stratonomie, les Grès d'Annot apparaissent maintenant comme un ensemble de rampes turbiditiques à faible pente, directement raccordées à des deltas conservés plus au Sud dans l'Arc de Castellane (Saint-Antonin) et recevant des apports fuviatiles en provenance des massifs Maures-Estérel et Corse-Sardaigne dont le rôle comme sources dominantes du matériel détritique est clairement établi (fig. 12) (Ivaldi, 1974 ; Jean, 1985)¹⁷. Des chenaux éphémères creusés dans ces rampes canalisait des courant de turbidité qui alimentaient des lobes sableux en nappes tabulaires étalées dans le bassin.

Les récentes données micropaléontologiques (foraminifères planctoniques et nannoplancton) obtenues par un échantillonnage systématique des Marnes bleues et des niveaux argileux interstatifiés dans les grès ont permis de préciser l'âge des Grès d'Annot de la carte Allos : Priabonien terminal – Rupélien inférieur pour le secteur Sanguinière – Gialorgues, exclusivement Rupélien inférieur pour les secteurs Lance – Grand-Coyer et Estrop – Chalufy (fig. 12) (Sztrakos & Du Fornel, 2003). Cependant l'âge des niveaux tout à fait sommitaux de la formation gréseuse et donc des Schistes à blocs qui leur succèdent reste encore à préciser en de nombreux points.

gSb. « Schistes à blocs » (Rupélien) (jusqu'à environ 100 m).
Formation de pélites argileuses sombres, plus ou moins riches en blocs anguleux

¹⁷ Pour J. Boussac (1912), A. Faure-Muret (1955) et Y. Gubler (1958), le socle de l'Argentera et/ou sa couverture permo-triasique sont les sources du matériel détritique. L'origine Maures-Estérel avait déjà été proposée par L. Bertrand (1896) et A.F. de Lapparent (1938) ainsi que par D.J. Stanley (1961) tandis que Ph.H. Kuenen *et al.* envisageaient déjà en 1957 l'existence d'un continent englouti au large de la côte méditerranéenne comme source des grès nummulitiques des Alpes-Maritimes franco-italiennes.

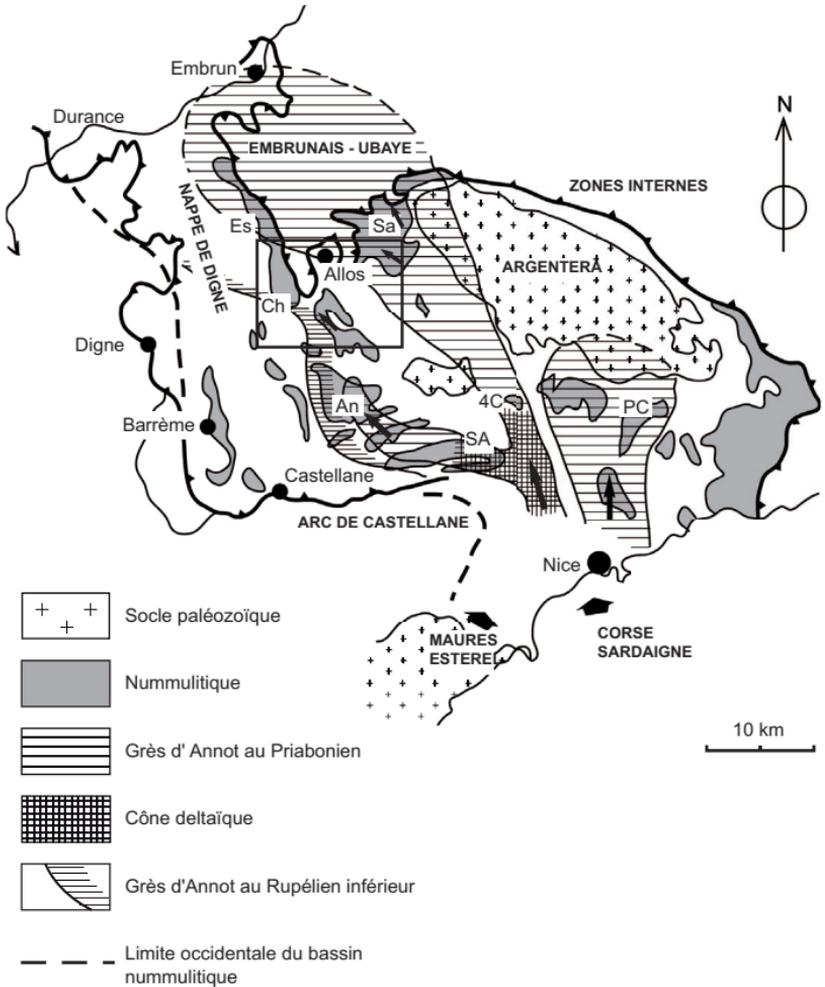


Fig. 12 - Sources d'alimentation et âges des Grès d'Annot (d'après Joseph *et al.*, 2005, modifié). Ce schéma est plaqué sur le dispositif structural actuel ; le dépliage de l'Arc de Castellane conduit à étaler la reconstitution du bassin d'une valeur indéterminée supérieure à 20 km en direction du NNE, par dessus l'Argentera encore enfouie au Priabonien sous les quelques 5 000 m de sa couverture sédimentaire permienne et mésozoïque. An : Annot ; Ba : Barrot ; Ch : Chalufy ; Es : Estrop ; PC : Peira Cava ; SA : Saint-Antonin ; Sa : Sanguinière ; 4C : Quatre-Cantons

centimétriques à métriques de roches sédimentaires variées, couronnant les Grès d'Annot. Des intercalations de turbidites gréseuses y révèlent localement un litage ailleurs inapparent ou désorganisé par des slumps. Le contact avec les derniers bancs de Grès d'Annot peut être concordant et progressif par l'intermédiaire de quelques mètres d'alternances grésopélitiques fines surmontés par une épaisseur variable de pélites gris anthracite compactes dépourvues de blocs qui peut même représenter la quasi totalité de la formation. C'est le cas dans le secteur de Tête Noire – Tête de l'Auriac à l'Ouest de la Foux, où ces pélites (« Marnes brunes supérieures », Inglis *et al.*, 1981) présentent à leur base des récurrences lenticulaires de Grès d'Annot ou encore se diluent latéralement dans la partie sommitale incohérente de ces grès.

Dans d'autres cas, le contact ravine et recoupe plus ou moins profondément les grès non déformés sinon par des plis de faible amplitude (Cabane de Chabaud, au Nord-Ouest de Chasse). Dans l'emprise de la carte, il ne semble pas exister de canyons comblés par des Schistes à blocs, comme ceux qui ont été signalés dans la région de Restefond (feuille Barcelonnette, Inglis *et al.*, 1981).

Les blocs sont composés de grès clairs de type « Annot » et de roches étrangères à la série subalpine : grès bruns à texture granoclassée d'origine inconnue, Calcaires planctoniques du Crétacé supérieur – Éocène subbriançonnais et séquences décimétriques grès fins jaunes – calcaires blonds à helminthoïdes de la nappe de l'Autapie.

Les Schistes à blocs de la crête de Chabaud au Nord-Ouest de Chasse contiennent un olistolite de dimension kilométrique (eO) constitué par des calcaires argileux gris et rouges qui ont livré une microfaune de *Globorotalia* du Lutétien – Priabonien. L'origine de ce faciès de type « couches rouges » reste indéterminée.

Les Schistes à blocs sont interprétés comme des coulées boueuses (mud flows, olistostromes gravitaires) déclenchées par la mise en place de la nappe de l'Autapie (accompagnée d'écailles subbriançonnaises) dans le bassin des Grès d'Annot en fin de vie, ici au Rupélien (Kerckhove, 1964).

Série subbriançonnaise

La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales est composée de nombreuses unités tectoniques qui se relayent au long du front pennique. Elles se caractérisent par des séries méso-cénozoïques peu épaisses, lacunaires, très variables d'une unité à l'autre, toutes décollées, au niveau du Trias supérieur évaporitique, d'un soubassement inconnu enfoui sous les nappes briançonnaises. Ces séries sont toutes couronnées par un flysch de l'Éocène supérieur coiffé par un horizon sommital de « Schistes à blocs ».

La série de la nappe du Pelat, particulièrement lacunaire (absence du Lias, Jurassique supérieur pelliculaire, absence du Crétacé inférieur) mais comportant un flysch du Crétacé supérieur – Paléocène sous le flysch nummulitique usuel n'atteint pas un millier de mètres d'épaisseur.

ts. Trias supérieur : cargneules, dolomies, argilites bigarrées. Le Trias supérieur n'est représenté sur la carte Allos que par quelques écaillés dispersées au long des contacts de charriage des unités de la nappe du Pelat : cargneules, dolomies litées blondes et argilites bigarrées, gypse (au pied du rocher de Tête Ronde)¹⁸. Un monolithe pluri-décamétrique de dolomies brunes en gros bancs est inséré de façon énigmatique à la base des Conglomérats nummulitiques du Lac d'Allos sur le chemin de l'Encombrette à 1 km au Sud-Ouest du lac.

jm. Calcaires zoogènes gris massifs (Bathonien) (jusqu'à environ 30 m). Calcaires en bancs jointifs à patine claire mais cassure sombre fétide au marteau, avec des passées olithiques ou bioclastiques et parfois des silex lenticulaires, riches en restes organiques : algues, polypiers, encrines, rhynchonelles, mollusques (pectens, natices, nérinées). À Tête Ronde, près du Lac d'Allos, ces calcaires reposent sur le Trias par l'intermédiaire d'un conglomérat charbonneux épais d'environ un mètre, à galets de silex noirs (probablement remaniés de couches liasiques érodées avant le Dogger) et débris dolomitiques.

Ces faciès sont ceux du « Dogger à Mytilus », daté avec précision du Bathonien supérieur dans la zone briançonnaise (Mercier, 1977).

Cet ensemble calcaire massif passe rapidement à son toit à des calcaires argileux lités sombres à traces en coups de balai (*Zoophycos*) puis à des marnes sombres à posidonomyes qui n'ont pas été représentés sur la carte en raison à leur très faible épaisseur. Ce niveau a livré jadis en divers points des environs du Lac d'Allos (Crête des Graus, Barres de Monnier) des ammonites du Callovien (*Phylloceras*, *Hecticoceras*, *Oppelia*, *Proplanulites*) citées par Y. Gubler (1928).

js. Calcaires fins à lits siliceux (Malm) (environ 10 m). Calcaires lités en bancs décimétriques jointifs clairs, à grain très fin, ivoirins, riches en lits siliceux brun sombre centimétriques qui sont probablement des radiolarites. On y observe des fragments d'*Aptychus* et, en lame mince, *Calpionella alpina* indiquant le Tithonien. Seuls quelques affleurements dispersés de ce terrain figurent sur la carte.

cm. Argilites noires et marnes versicolores (Albien – Cénomaniens) (environ 20 m). Argilites ou marnes argileuses noires contenant des graviers ou

¹⁸ Affleurement actuellement presque complètement enfoui sous les éboulis. Ce gypse aurait été exploité autrefois par les habitants d'Allos (in Y. Gubler, 1928).

des lentilles décimétriques de calcaires remaniés du Malm, passant en continuité à un ensemble de marnes à petits bancs calcaires, grises ou vivement colorées en vert et rouge. Ces dernières s'enrichissent progressivement en bancs calcaires à lentilles bréchiques qui assurent la transition avec la formation suivante. Les niveaux versicolores ont fourni une microfaune à *Rotalipora* datant le Cénomaniens. Les argilites noires sont tout à fait semblables aux « black shales » médiocrétacées reconnues dans le plupart des séries subbriançonnaises et datées par encadrement de l'Albien dans la série de Piolit (feuille Chorges) (Kerckhove & Lereus, 1987).

c-eF. Flysch du Bachelard (Sénonien – Paléocène) (jusqu'à environ 300 m)¹⁹. Série monotone d'alternances décimétriques de calcaires fins, de calcarénites, de grès et de brèches polygéniques, généralement décollée au niveau des « black shales » sous-jacentes, mais encore adhérente sur sa semelle jurassique en trois sites : ravin du Vallonnet et Tête Ronde dans le massif du Pelat ainsi que dans le haut vallon de Chasse. Dans ces deux derniers sites, elle succède en continuité aux niveaux versicolores cénomaniens surmontant les « black shales ».

Au Vallonnet, la série repose en discordance sur des calcaires massifs du Bathonien par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de calcaires lités à lentilles de brèches polygéniques.

Les différents faciès constitutifs de la formation alternent de manière aléatoire ou se succèdent au sein de séquences granoclassées séparées par des faisceaux de bancs calcaires à joints argileux et enduits ou lits siliceux.

Le Flysch du Bachelard se caractérise surtout par l'abondance des brèches polygéniques en bancs décimétriques à métriques, à éléments anguleux ou émoussés centimétriques grossièrement granoclassés, exclusivement sédimentaires, où dominent les dolomies triasiques ocre et les calcaires bioclastiques gris à cassure noire du Bathonien, en compagnie de calcaires fins à calpionelles du Malm (faciès des « brèches-nougat »). Ces éléments sont liés par un ciment de calcaire planctonique à *Globotruncana* ou de calcarénite contenant des granules siliceux (quartzites triasiques, silex ou radiolarites) et des débris organiques variés, en particulier des prismes de tests d'inocérames, en compagnie de gros foraminifères benthiques redépôtés (*Orbitoides*).

Le détritisme de la formation du Bachelard, caractéristique dans les unités de Tête Ronde et du Cimet, s'estompe peu à peu en direction du Nord-Ouest par la disparition progressive des brèches et des grès au profit des calcaires planctoniques. Ce changement de faciès est effectif dans la

¹⁹ D'après les gorges du Bachelard entaillées dans cette formation à l'aval de la demi-fenêtre de Fours au Nord-Ouest du massif du Pelat (feuille Barcelonnette) (Blanc *et al.*, 1987).

digitation supérieure du Cheval de Bois (feuille Barcelonnette) à laquelle se rattachent les écailles de Rochegrand au Nord d'Allos et dans celle des Trois Évêchés à l'Ouest du Verdon.

Sur la base de son contenu micropaléontologique (foraminifères planctoniques *in situ* dans les calcaires et benthiques redéposés dans les microbrèches, le Flysch du Bachelard a été daté du Crétacé supérieur – Paléocène :

- les brèches basales du Vallonnet se situent à la limite Turonien – Coniacien (*Globotruncana lapparenti bulloides*) ;
- la partie principale de la série riche en brèches est attribuable au Sénonien supérieur (*Globotruncana calciformis*, *Orbitoïdes media*, *Siderolites calcitrapoïdes*) ;
- enfin les niveaux terminaux rarement conservés sous la discordance du Nummulitique sont datés du Paléocène supérieur (*Discocyclina seunesi*, *Operculina heberti*) (Kerckhove, 1969).

Le matériel détritique provient du démantèlement d'une série sédimentaire triasique – jurassique proche du lieu de dépôt. Celui-ci est interprété comme un sillon profond (initié sous la CCD au moment du dépôt des « black shales ») isolé dans l'aire de sédimentation pélagique des Calcaires planctoniques commune aux domaines subbriançonnais et briançonnais.

c-e. Calcaires planctoniques (Crétacé supérieur – Éocène) (épaisseur indéterminée). Calcaires fins massifs ou feuilletés, parfois en bancs décimétriques, à patine gris clair, localement verdâtres ou rougeâtres, ponctués de foraminifères, pouvant présenter des niveaux à silex et des intercalations de grès fins ou de calcarénites en lits centimétriques.

Beaucoup de ces calcaires forment des corps lenticulaires (olistolites) en lames ou méga-blocs emballés dans les Schistes à blocs subalpins ou subbriançonnais. D'autres, accompagnés des divers faciès du Nummulitique subbriançonnais (conglomérat de type Lac d'Allos, flyschs grésocalcaire et grésopélique) consistent les semelles des unités occidentales et/ou supérieures de la Nappe du Pelat (Trois Évêchés, Rochegrand) décollées au niveau des « black shales ». En quelques points, on les observe néanmoins en contact stratigraphique, souligné par un hard-ground, sur des calcaires du Bathonien ou du Malm.

Les rares restes organiques (bélemnites fusiformes, débris d'inocérames) et la microfaune planctonique (*Globotruncana*, *Globorotalia*) permettent localement d'attribuer à ces calcaires un âge Crétacé supérieur (Sénonien) – Paléocène et de les considérer comme équivalent latéral non détritique du Flysch du Bachelard auquel ils passent latéralement dans l'unité du Cimet.

Dans d'autre cas, la présence de calcarénites à petites nummulites dont *N. chavannesi* leur confère un âge Éocène supérieur. Les deux cas peuvent coexister au sein d'une même lame comme cela se présente au Sud-Ouest du Lac d'Allos et également dans la plupart des écailles supérieures de la nappe du Pelat où le flysch nummulitique repose en continuité sur les calcaires planctoniques sans intercalation conglomératique.

eC. « **Conglomérats du Lac d'Allos** » (Bartonien) (0 m à environ 200 m). Ces conglomérats qui forment le verrou du Lac d'Allos marquent localement la base de la série détritico-nummulitique, à faciès flysch, de la nappe du Pelat. Ils sont particulièrement épais dans l'unité du Lac d'Allos, encore bien représentés dans celle de Tête Ronde, mais deviennent lenticulaires ou manquent dans les unités du Cimet et des Trois Évéchés.

Le dépôt de la série nummulitique subbriançonnaise intervient après une période d'émersion qui se place entre le Paléocène supérieur et le Bartonien et au cours de laquelle, en dépit de sa brièveté, sont apparus des reliefs aériens (« cordillères ») où le mésozoïque subbriançonnais a pu être érodé jusqu'au Trias inférieur comme le montre l'inventaire des constituants des conglomérats.

La série nummulitique de la nappe du Pelat repose généralement en discordance modérée sur le Crétacé supérieur – Paléocène, mais dans les unités du Lac d'Allos et de Tête Ronde, le contact discordant s'abaisse jusqu'au Bathonien en cachetant une paléotectonique encore obscure (Parris et Kerckhove, 1988).

Les Conglomérats du Lac d'Allos sont constitués d'un assemblage de blocs anguleux ou arrondis parfois volumineux (jusqu'à 1 m de diamètre) où dominent les roches sédimentaires en compagnie de roches endogènes moins abondantes. Ce matériel est inclus dans une matrice calcaréo-gréseuse ou microbréchique à grandes nummulites dont la stratification grossièrement entrecroisée et chenalisée est révélée par des passées de calcaires fins ou de calcarénites granoclassées.

Le matériel sédimentaire est sensiblement le même que celui des brèches du Flysch du Bachelard, en plus grossier : quartzites, calcaires et dolomies triasiques, calcaires oolithiques ou bioclastiques gris du Bathonien, calcaires fins à cherts du Jurassique supérieur, en blocs ou galets très abondants, calcaires planctoniques du Crétacé supérieur – Paléocène en blocs fusiformes plus rares. On note aussi une faible proportion de calcaires à polypiers et spongiaires provenant d'un Malm de plate-forme inconnu dans la série mésozoïque du Pelat et de biocalcarénites à grandes nummulites lutétiennes identiques à celles qui sont disséminées dans le ciment des conglomérats.

Le matériel endogène se présente en galets centimétriques à décimétriques bien roulés de granites à biotite ou muscovite et surtout de rhyolites ou rhyodacites verdâtres presque aussi abondantes que les dolomies triasiques. Ces volcanites montrent des affinités chimiques et minéralogiques avec les ignimbrites calco-alkalines permienes du Briançonnais ligure ou du Permien inférieur de Corse (Blanc *et al.*, 1987); elles sont aussi en tous points comparables à celles des « conglomérats noirs » des Grès d'Annot, de provenance corso-sarde (Jean, 1985).

La stratonomie et la répartition des Conglomérats du Lac d'Allos permet de les considérer comme des dépôts de cônes sous-marins alimentés par des courants de type « débris-flow ».

Leur datation se heurte au remaniement général de la microfaune révélé par la coexistence dans le ciment de gros foraminifères benthiques variés : nummulites, assilines, discocyclines et alvéolines paléogènes, mais aussi orbitoïdes néocrétacés, en compagnie de formes planctoniques (*Globotruncana*, *Goborotalia*) et de fragments de lamellibranches, gastéropodes, polypiers, échinodermes, algues et bryozoaires. Cependant un âge Bartonien peut être retenu du fait que les nummulites ne sont représentées que par des espèces du Lutétien supérieur – Bartonien (*N. millecaput*, *N. perforatus*).

Dans l'unité du Lac d'Allos, les conglomérats paraissent reposer en discordance sur une série renversée où se succèdent, du Sud-Ouest au Nord-Est, des dolomies triasiques massives (faciès inhabituel dans la zone subbriançonnaise), des calcaires bathoniens et des calcaires planctoniques néocrétacés. Il se peut toutefois que les dolomies triasiques représentent en fait des blocs détritiques géants emballés dans les conglomérats. Toutefois, la plupart des sondages réalisés sur le verrou du lac dans le cadre d'un projet d'aménagement hydro-électrique (Vernet, 1953) ont mis en évidence le repos direct des conglomérats sur des calcaires planctoniques du Crétacé supérieur (fig. 20 et 31).

Dans l'unité de Tête Ronde, les conglomérats se diluent en bancs lenticulaires ou en trainées de galets dans la partie basale du flysch gréso-calcaire. Il semble bien qu'ils scellent un redoublement de la série mésozoïque au niveau de la combe du Vallonnet, à 2 500 m au Nord-Ouest du Lac d'Allos (Parris et Kerckhove, 1988).

eFG. Grès du Laus (Priabonien) (jusqu'à environ 200 m). Grès lités clairs, en bancs métriques à pluri-métriques chenalisés ou granoclassés, jointifs ou séparés par des lits gréso-pélitiques sombres parfois riches en débris végétaux charbonneux. Le faciès de ces grès qui reposent en continuité sur les Conglomérats du Lac d'Allos par l'intermédiaire d'un « **membre gréso-pélitique inférieur** » (eS) d'épaisseur variable (jusqu'à environ 150 m) est

semblable à celui des Grès d'Annot (avec lesquels ils ont été autrefois confondus) dont ils représentent probablement le prolongement dans une région interne de l'avant-fosse nummulitique. La microfaune (nummulites, globigérinidés) peu abondante permet de leur attribuer un âge priabonien.

eFC. Flysch grésocalcaire (Priabonien) (jusqu'à environ 300 m). Ensemble rythmique d'alternances de grès, calcaires gréseux, calcarénites et calcaires argileux planctoniques, organisés en séquences granoclassées décimétriques à métriques, avec localement des intercalations lenticulaires de conglomérats de type « Lac d'Allos » dans la partie basale. Les bases des bancs de grès fins, à patine ocre clair, assez riches en figures de courant (flutes, rainures, etc...) sont souvent abondamment garnies d'empreintes de pistes de locomotion ou de pacage bilobées ou trilobées, de largeur centimétrique, tracées par des crustacés ou des annélides, caractéristiques d'un environnement bathial.

Cette formation est datée du Priabonien par une assez abondante microfaune de discocyclines et de petites nummulites (*N. chavannesi*, *N. fabianii*, *N. garnieri*) accompagnées de formes lutétiennes ou bartoniennes brisées et remaniées dans les niveaux les plus grossiers.

eFS. Flysch grésopélimitique (« Flysch noir ») (Priabonien) (jusqu'à environ 200 m). Ensemble rythmique de grès fins micacés brunâtres et de pélites argileuses sombres en lits centimétriques à décimétriques, comportant localement dans la partie basale des bancs demi-métriques lenticulaires de conglomérats à galets de calcaires jurassiques. Les bancs de grès fins montrent de nombreuses figures basales de courant caractéristiques des dépôts turbiditiques. L'âge priabonien de cette formation est fondé sur une rare microfaune à nummulites contenue dans des niveaux de calcarénites.

eSb. Schistes à blocs (Priabonien ?) (épaisseur indéterminée). Formation sombre de pélites argileuses à blocs semblable à celle qui couronne la série des Grès d'Annot mais qui en diffère par une plus grande abondance des blocs exotiques généralement accompagnés de lames (olistolites) de calcaires planctoniques.

Ce faciès repose en continuité sur le Flysch grésopélimitique précédent avec lequel il est impliqué dans les contacts tectoniques, en particulier au niveau de la surface de charriage de la nappe de l'Autapie, selon des affleurements généralement trop étroits pour être représentés sur la carte. Compte tenu de cette situation, ils sont attribués sous toutes réserves à l'Éocène terminal.

Toutefois les schistes à blocs très hétérogènes des environs du Lac d'Allos et des abords de Colmars représentent peut-être un mélange tectono-sédimentaire de pélites (à rares blocs) décollées du toit des Grès d'Annot, donc rupéliennes (gSb), avec des lames de flysch grésopélimitique subbriançonnais accompagnées

de schistes à blocs déjà constitués à l'Éocène terminal dans les régions internes de la fosse nummulitique.

On peut exceptionnellement observer la superposition tectonique de eSb sur gSb en rive gauche du vallon de Chasse, à proximité de cette localité.

Flyschs exotiques ligures

cV. **Schistes noirs et versicolores (Cénomaniens ?)** (épaisseur indéterminée). Pélites argileuses noires à passées verdâtres ou violacées, contenant des petits bancs lenticulaires de brèches siliceuses et de grès fins à patine brune. Ce terrain qui apparaît par places au long du contact de charriage de la nappe de l'Autapie, aussi bien sous le Flysch à helminthoïdes que sous le « Flysch dissocié », est semblable aux « Schistes versicolores sommitaux » de la formation du Col de Vars (ex. « Complexe de base ») de la nappe du Parpaillon (feuille Embrun – Guillestre) et attribuable comme ceux-ci, avec incertitude, au Cénomaniens.

cFH. **Flysch à helminthoïdes (Sénonien)** (épaisseur indéterminée supérieure à 200 m). Série rythmique d'alternances grésocalcaires décimétriques à métriques granoclassées (turbidites) en bancs réguliers parallèles, riches en pistes méandriques millimétriques dites « helminthoïdes » attribuées à des gastéropodes abyssaux dépourvus de coquilles et concentrées dans la division calcaire des turbidites.

La séquence type de ces turbidites comporte la succession lithologique suivante, en proportion variable, de bas en haut :

- grès fin à ciment calcaire ou calcarénite ocre-jaune avec laminations parallèles puis entrecroisées et contournées, au-dessus d'une surface basale ornée des figures sédimentaires habituelles des flyschs ; certains bancs peuvent débiter par un grès grossier à graviers centimétriques de roches cristallines (micaschistes) et sédimentaires (calcaires divers) d'origine inconnue ;
- calcaire fin micritique à patine blonde et cassure lithographique sombre, à helminthoïdes ;
- argilite noire parfois réduite à un simple joint argileux.

Cette dernière division représente la sédimentation hémipélagique autochtone en milieu de plaine abyssale sous la CCD.

Les lamines supérieures de la division gréseuse sont généralement assez riches en microfaune triée selon la granulométrie, planctonique (*Globotruncana linnei*, *G. arca-convexa*, *G. calciformis*) et benthique (*Siderolites*, orbitoïdes) en compagnie de fragments d'inocérames, qui permettent de dater ce flysch du Sénonien.

CFD. « **Flysch dissocié** » (**Sénonien**) (épaisseur indéterminée supérieure à 200 m). Formation chaotique de polarité générale indéterminée, constituée de séquences grésocalcaires du même type que celles du Flysch à helminthoïdes, quoique généralement plus épaisses (jusqu'à 10 m d'épaisseur) et pauvres en helminthoïdes, débitées en tronçons de strates à bords bréchifiés ou en blocs anguleux emballés dans une matrice de schistes noirs.

L'âge sénonien est démontré par la microfaune à *Globotruncana* observée dans les niveaux de calcarénites.

Le Flysch dissocié est déformé sur toute sa hauteur par des plis métriques - décamétriques d'axes dispersés qui sont probablement contemporains de la fragmentation des séquences turbiditiques. Cette « dissociation » est attribuable à des cisaillements tectoniques accompagnés de glissements sous-marins (slumps) affectant des sédiments abyssaux non complètement indurés au sein d'un prisme d'accrétion qui pouvait être situé au-dessus d'une zone de subduction dans le domaine océanique ligure.

Ce dispositif concerne en fait la totalité de la nappe de l'Autapie comme le montrent les alternances hectométriques de Flysch dissocié et de lames cohérentes de Flysch à Helminthoïdes, ces dernières de polarités contraires, exposées sur le versant nord du Col d'Allos (feuille Barcelonnette).

Un exemple de ces alternances figure sur la carte Allos en bordure du vallon de Valdemars au Sud-Ouest de la Foux.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET QUATERNAIRES

Alluvions fluviales et torrentielles

Fz. Alluvions récentes-actuelles. Blocs, galets, graviers, sables, limons et suspensions argileuses (« laves torrentielles ») transportés par les rivières et les torrents. Elles sont particulièrement développées dans les vallées du Var, de part et d'autre de Saint-Martin-d'Entraunes et du Verdon, en aval de Colmars, où le lit majeur de ces rivières atteint une largeur de plusieurs centaines de mètres.

Fy. Alluvions anciennes post-glaciaires. Alluvions torrentielles conservées très localement en remplissage de talwegs creusés par des écoulements temporaires accompagnant le retrait des glaciers (le Chastelas près de Colmars) ou déposées à l'amont d'un barrage naturel édifié par un vaste éboulement (les Sagnes, vallon de Chasse).

Jz. Cônes de déjection récents-actuels. Les plus importants de ces dépôts en éventails se situent au débouché des torrents affluents du Verdon

et du Var où ils se raccordent à l'aval aux alluvions actuelles (Fz). La plupart comportent **un secteur actif** souvent contrôlé par des digues ou des enrochements, et **un secteur stabilisé** où se situent habitat et cultures.

Jy. Cônes de déjection anciens post-glaciaires. Cônes torrentiels conservés sur les versants des grandes vallées et complètement déconnectés du réseau hydrographique actuel (versant ouest de la vallée de l'Issole au droit de la Valette, Villard-Bas à proximité d'Allos).

Formations gravitaires des versants

EJz. Cônes semi-torrentiels, couloirs et cônes d'avalanches. Cônes dépourvus de torrent permanent, à pente soutenue, formés de cailloutis non classés transportés tantôt gravitairement tantôt par l'eau ou la neige selon la saison, situés pour la plupart à l'aval de couloirs canalisant les chutes de pierres et/ou les avalanches.

EJy. Dépôts de glacis anciens (Würm ?). Cônes de cailloutis calibrés des alentours de la cabane de Vachière sur le versant de la Bléone, composés principalement de cailloutis de Grès d'Annot répandus sur les Marnes bleues ; ils sont profondément entaillés par les ravins empruntés par des écoulements temporaires actuels et revêtent une surface topographique ancienne qui se poursuit sur les crêtes environnantes et dans le secteur de Chalufy aux alentours de 1 900-2 000 m.

Ez. Éboulis actifs. Talus ou cônes coalescents à forte pente formés de blocs et de cailloutis classés (gros éléments en bas de la pente) accumulés par simple gravité au pied de reliefs rocheux fragmentés sous l'action du gel. Les plus élevés en altitude peuvent être garnis à leur pied d'un bourrelet nival. Certains remobilisent des cailloutis cryoclastiques antérieurs.

Ey. Éboulis stabilisés. Cailloutis divers des versants fixés par la végétation ou déconnectés de leur source d'alimentation. Dans la partie occidentale de la carte ils sont essentiellement constitués par des **cailloutis cryoclastiques** produits en abondance par la gélifraction des calcaires du Crétacé supérieur à la fin du Würm (Jorda, 1988). Devant l'impossibilité de les délimiter avec précision, leur présence dominante est signalée sur la carte par la notation Eyc.

EB. Éboulis grossiers, éboulements, chaos rocheux. Éboulis à gros blocs, *a priori* stabilisés, pouvant inclure des masses rocheuses éboulées ou glissées de grande dimension. L'accumulation la plus importante est celle de la colline de Grau à l'amont du hameau de Barbevielle au Sud-Est d'Entraunes en rive gauche de la vallée du Var ; en cet endroit, la débacle du versant qui remonte

probablement à la fin du Würm est certainement liée à la fracturation nord-sud du substratum jurassique et crétacé par le prolongement de la faille du Lausson.

Sz-Sy. Glissements de terrain. Mouvements gravitaires de versants mettant en œuvre des matériaux meubles, de différents types (rotationnels, en nappes, en coulées, etc.), formés aux dépens des terrains argileux ou marneux du substratum et/ou des formations superficielles, surtout des moraines, qui les recouvrent.

Ils sont particulièrement abondants sur les Terres noires jurassiques (environs d'Entraunes) et sur les marnes médiocrétacées (forêt de la Cluite au Nord-Est d'Allos, abords septentrionaux du Col des Champs, bassin du Chamoussillon au pied de la Cime de l'Aspre) et peuvent remobiliser des cailloutis cryoclastiques (vallée de l'Issole aux alentours de la Valette).

Beaucoup de ces mouvements ont commencé à se produire lors de la déglaciation fini-würmienne en compagnie de tassements de masses rocheuses sous l'effet de la décompression des versants et de conditions climatiques favorables à la désagrégation des roches (forts écarts de température, précipitations abondantes, absence de couvert végétal).

La notation « **S** » désigne la masse glissée, quel que soit le matériel en cause qui peut être déduit de l'environnement du glissement. **Sz** représente les glissements indéniablement actifs, **Sy** ceux qui paraissent stabilisés.

Glissements et tassements de masses rocheuses

Ces phénomènes sont signalés sur la carte par des signes distinctifs adaptés à la dimension des masses rocheuses, orientés dans le sens de leur déplacement.

La plus grande partie concerne des reliefs rocheux superposés à des terrains marneux tendres : la corniche « tithonienne » du bassin du Var, les calcaires du Crétacé supérieur du bassin du Verdon et plus rarement les Grès d'Annot, en sont les candidats désignés.

Quand ces masses sont très disloquées, il devient difficile de les distinguer des grands éboulements représentés EB avec lesquels tous les intermédiaires sont possibles.

Une autre forme de glissement concerne le Flysch à helminthoïdes de la montagne de l'Autapie sur le versant du Verdon. Le litage décimétrique de cette formation et son pendage général conforme au versant ont favorisé le clivage de grandes plaques peu disloquées ; l'une d'entre elles a glissé jusque sur le soubassement subalpin à l'amont du Seignus.

Ces départs de masses rocheuses se sont produits, comme les grands éboulements précédemment évoqués, pendant ou immédiatement après le retrait des glaciers. L'exemple le plus significatif se situe dans le haut vallon de Chasse au modelé d'auge glaciaire typique, encombré sur 1 km de long par une masse de Flysch du Bachelard disloqué en méga-blocs pluri-décamétriques tombés du versant de rive gauche où la niche de départ est nettement discernable. Un énorme éboulis à gros blocs plus récent occupe le même versant à proximité.

Dépôts glaciaires et périglaciaires

G. Glaciaire würmien. Les dépôts glaciaires sont représentés surtout par les moraines de fond des glaciers du Var et du Verdon et de certains affluents de cette dernière rivière : torrent de Chasse, Lance, Chadoulin et torrent de Bouchier. La principale accumulation de matériel morainique se situe dans l'ombilic de Beauvezer ainsi qu'au long des auges glaciaires incrustées dans les Grès d'Annot du massif de Sanguinière.

Des moraines locales témoignent de l'existence de langues glaciaires isolées sur les contreforts orientaux du synclinal de la Lance (Val Pelens, Enaux) ainsi que dans le haut du versant oriental du Mourre Frey au droit de la Valette.

Gx. Glaciaire ancien (Riss ?). Matériel morainique conservé à haute altitude en quelques points des versants de la vallée du Verdon et de l'Issole et représentant peut être des dépôts de la glaciation Riss.

EG. Glaciers rocheux. Accumulations caillouteuses à pente modérée, accidentées de nombreuses crêtes ou bourrelets sinueux et lobés caractéristiques leur conférant un aspect de coulées visqueuses, accumulées dans les vallons et les cirques glaciaires au bas des talus d'éboulis qui les ont alimentés.

Ces amas de blocaille résultent du lent glissement des éboulis saturés d'eau gelée en profondeur, dans une ambiance périglaciaire qui n'est actuellement réalisée dans la région qu'à une altitude supérieure à environ 2 800 m (Evin et Fabre, 1990).

Les glaciers rocheux figurés sur la carte, particulièrement abondants dans l'environnement des Grès d'Annot, sont tous stabilisés (**EGy**), à l'exception d'un seul, dépourvu de toute végétation, logé à l'amont du cirque glaciaire de la Grande Cayolle au pied du Mont Pelat et du Trou de l'Aigle (**EGz**), où les indices de reptation actuelle sont évidents²⁰.

²⁰ L'existence d'une loupe de glace profonde y a été reconnue par prospection géophysique (in Loury-Guigan, 1992).

Formations diverses

C. Colluvions. Produits de lessivage de formations superficielles meubles et/ou d'altération de roches tendres colmatant des cuvettes d'origines diverses isolées sur les pentes. Dans le versant de Beauvezer, elles revêtent des banquettes cultivées encadrées par des talus de matériel morainique qui semblent matérialiser les stades successifs de retrait du glacier würmien du Verdon.

T. Tourbières. Dépôts humiques plus ou moins chargés de limons silto-argileux remplissant un ombilic glaciaire d'abord occupé par un lac et préservé d'alluvionnement torrentiel.

Les alentours du Col de Gialorgues, sur ses deux versants (Var et Tinée), sont riches d'une dizaine de tourbières installées sur les Marnes bleues nummulitiques. L'une d'entre elles, la Grande Sagne (à 500 m au Nord-Est du refuge de Gialorgues) comporte plus de 13 m d'épaisseur de sédiments lacustres d'abord argileux datés de - 15 000 ans (Dryas 1) puis riches en matière humique à partir de - 7 000 ans (période Atlantique) (*in* Loury-Guigan, 1992).

Toutefois la tourbière la plus typique et la plus facile à observer sur le territoire de la carte est celle du Laus où le Chadoulin, éxutoire souterrain du Lac d'Allos, dessine des méandres spectaculaires (« la serpentine »).

Un sondage réalisé en 1972 a traversé 7,75 m de sédiments limoneux et sableux comportant une dizaine de couches tourbeuses. Les datations C14 ont montré que les niveaux humiques les plus profonds remontent ici seulement au Pré-boréal (environ - 9 000 ans) (de Beaulieu, 1977) (fig. 13).

DESCRIPTION STRUCTURALE

AUTOCHTONE SUBALPIN (fig. 4-5)

Outre les plis anté et post-nappes évoqués précédemment dont les plus spectaculaires sont visibles aux alentours d'Entraunes en rive droite du Var, le domaine autochtone est accidenté, sur la marge occidentale de la carte, au-delà de la vallée de l'Issole, par le chevauchement de la Petite Colle qui borde à l'Est le discret synclinal nummulitique du même nom. Cet accident fait partie d'une gerbe de chevauchements à vergence sud-ouest qui procèdent du décollement des calcaires du Crétacé supérieur sur les marnes albo-cénomaniennes de la haute Bléone. Ces contacts se fondent au Nord dans le chevauchement des Eaux Chaudes (feuille la Javie)²¹ qui recoupe un train de plis anciens (éocènes-

²¹ Dénommé à tort « Font Chaude » dans la notice de la feuille la Javie. Sur l'extrême bord de la carte Allos, ce contact est masqué sous des recouvrements superficiels d'alluvions, de moraines et de masses rocheuses tassées.

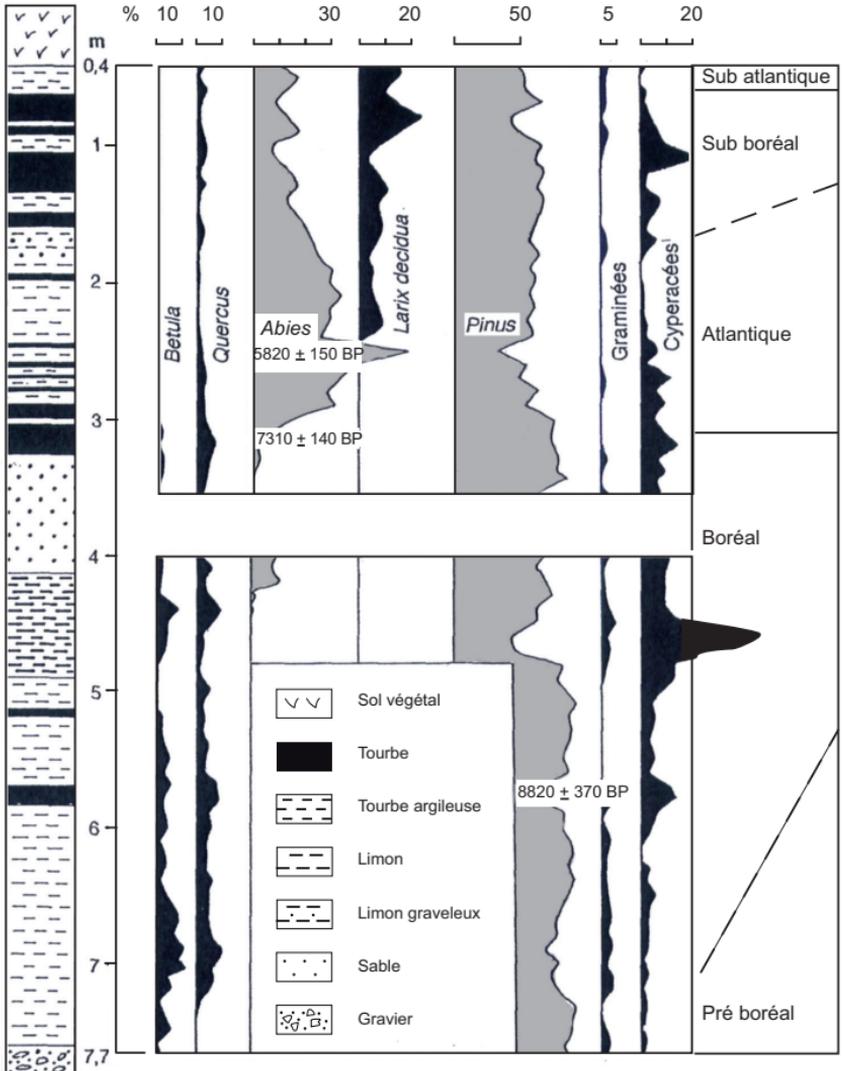


Fig. 13 - La tourbière du Laus - Diagramme pollinique (d'après De Baulieu, 1977, modifié)

oligocènes ?) de direction N60 repris par des plis N140 (miocènes ?) propres à ce secteur de la nappe de Digne.

Le chevauchement de la Petite Colle se poursuit probablement au Sud sur la feuille Entrevaux au long de la bordure orientale du synclinal nummulitique d'Argens Un contact similaire venant du Col du Talon (feuille la Javie) se perd dans le versant ouest du Mourre-Frey à l'extrémité nord de l'étroit synclinal nummulitique de Château-Garnier.

L'autochtone du Var réapparaît à l'Est dans la demi-fenêtre de Roya où la série mésozoïque est tronquée au toit du Néocomien (feuille Saint-Étienne-de-Tinée).

Failles du domaine autochtone

Dans le bassin du haut Var, la série autochtone est traversée par plusieurs failles normales sub-méridiennes.

Les unes sont interrompues par le chevauchement des unités parautochtones au pied des abrupts de Roche Grande (faille de la Boulière dans le haut vallon du Bourdous d'Entraunes).

D'autres recourent l'ensemble de l'édifice tectonique régional, de l'anticlinal d'Entraunes aux nappes de l'Ubaye. La principale est celle du Lausson à regard oriental avec une composante décrochante dextre. En direction du Sud, cet accident se partage en une demi-douzaine de failles mineures qui prennent en écharpe la vallée du Var aux alentours de Saint-Martin-d'Entraunes. Il se poursuit au Nord jusqu'à la fenêtre de Barcelonnette et au-delà à travers le massif du Parpaillon pour rejoindre près de Guillestre la « faille de la Durance » (feuille Embrun – Guillestre) dont le jeu plio-quaternaire est bien établi (Sue, 1998).

Il en est peut-être de même de la faille normale à regard est nouvellement reconnue en bordure orientale du synclinal de la Lance entre les Aiguilles de Pelens et le Pas du Puy Roubinous, mais cet accident semble plutôt traduire un vaste tassement morphotectonique récent de grande ampleur des calcaires néocrétacés et de leur couverture nummulitique sur le versant du Var.

Par contre, la faille pentée au Sud-Ouest parallèle au versant ouest de la crête entre le Sommet de Noncière et le plateau de Lignin est manifestement basculée par le pli de la Lance. Le biseautage des marno-calcaires campaniens du cœur du synclinal sous les Calcaires à nummulites à son approche suggère un jeu initial anté-syn-nummulitique.

Enfin, l'ensemble des failles orientées nord-sud et à rejet modeste reconnues au cœur du synclinal de la Lance et en hauteur sur le versant oriental de la vallée

du Verdon sont des cassures contemporaines du dépôt des Calcaires à nummulites et surtout des Marnes bleues priaboniennes, comme les failles de même direction qui recourent les calcaires néocrétacés dans la gorge du torrent de Saint-Pierre ; elles font en effet partie d'un faisceau qui, plus au Sud, traverse la dalle de Peyresq en y conditionnant des variations d'épaisseur des Calcaires à nummulites (feuille Entrevaux).

UNITÉS PARAUTOCHTONES (fig. 6-7)

Dalle Cs-N

Son existence procède du clivage de la colonne sédimentaire subalpine à la base de la série calcaires du Crétacé supérieur ou dans la partie supérieure des marnes albo-cénomaniennes. Ces contacts plats induisent de très importantes variations d'épaisseur des marnes et/ou des calcaires qui les surmontent, soit par suppression, soit par accumulation²². Le cisaillement basal des calcaires néocrétacés au niveau du Santonien a pu être démontré par datation micropaléontologique dans la coupe du Pas de l'Échelle sous le Col de l'Encombrette au Sud du Lac d'Allos (Cochonat, 1977).

Unité occidentale Estrop – Chalufy

Cette unité est transportée par le chevauchement de la Valette qui se relie en haute Bléone à celui des Eaux Chaudes déjà évoqué. Ce dernier se poursuit au Nord au long de la chaîne de la Blanche jusqu'à la vallée de l'Ubaye en délimitant l'unité parautochtone de Dormillouse (feuille Seyne) (Kerckhove *et al.*, 1978).

Près de la Valette, le chevauchement se compose de trois surfaces cisailantes plates superposées sur quelques dizaines de mètres de hauteur, faiblement pentées au Nord-Est, entre lesquelles les marnes cénomaniennes et les alternances marno-calcaires turoniennes sont très amincies.

Au-dessus du contact supérieur jalonné par des lentilles de marnes noires probablement albiennes²³ (trop petites pour figurer sur la carte), les calcaires sénoniens sont déformés par des plis synschisteux en chevrons aigus axés N120 à N130, droits ou déjetés au Sud-Ouest, d'amplitude déca-hectométrique, dont le plus spectaculaire est celui, en voute ogivale, qui abrite le refuge forestier de Boules sur le chemin du Col de Vachière.

²² Anomalies visibles sur la 1^{re} édition de la carte comme sur celle de Saint-Etienne-de-Tinée, mais curieusement passées sous silence dans les textes des notices.

²³ Ce sont peut-être des lentilles d'un niveau argileux noir visible par place à la base de la série calcaire en haute Bléone (feuille la Javie).

Ces plis contribuent à l'épaississement tectonique des calcaires néocrétacés qui atteint son maximum de part et d'autre de la vallée de la Bléone, spécialement dans le versant de rive droite entaillé par des ravins inaccessibles. Ils s'atténuent vers le haut de la formation jusqu'à s'effacer totalement sous les Calcaires à nummulites habituellement peu ou pas discordants, si ce n'est sur des ondulations de faible amplitude ou des paléostructures très localisées²⁴.

Ce plissement est donc manifestement en rapport avec le déplacement de la dalle Cs-N qui se serait effectué dans ce secteur en direction du SSW.

L'unité Estrop – Chalufy est limitée au Sud-Est par une faille NE-SW sub-verticale (faille de Mal Hubac) interprétée comme rampe latérale décrochante sénestre et qui relie ainsi le chevauchement de la Valette à celui qui suit la base des calcaires néocrétacés au droit de Beauvezer – Villars-Colmars²⁵.

Les singularités stratigraphiques et les complications tectoniques du secteur de la Plaine de Jassaud – Pic de Mal Hubac montrent que ce décrochement est probablement implanté sur un accident anté et/ou syn-nummulitique associé à un paléo-relief responsable du biseautage par « on lap » des Grès d'Annot du Nord-Ouest au Sud-Est au long de la crête de Chalufy (fig. 14).

Structures internes de l'unité Estrop – Chalufy

Deux chevauchements, celui de Sangraure déjà représenté sur la 1^{ère} édition de la carte et celui de Vachière (Apps, 1987 ; Hamiti, 1994) redoublent la partie supérieure de la dalle Cs-N. Ils prennent naissance au sein des accumulations de plis en chevrons de la haute Bléone et s'élèvent en direction du Sud selon des rampes qui cisailent la série jusqu'aux Grès d'Annot et se poursuivent sur le versant du vallon de Chasse (fig. 14).

Les plis d'entraînement associés à ces contacts sont axés N100 et cette direction est aussi celle d'un pli qui accompagne le redoublement des Calcaires à nummulites décollés sur les marno-calcaires campaniens et empilés dans les écaillés à vergence sud de la Tête de l'Adrech.

Ces structures témoignent donc d'une compression nord-sud antérieure au déplacement vers le SSW de l'unité Estrop – Chalufy.

²⁴ Cette déformation ne peut en aucun cas être anté ou syn-nummulitique, comme on a voulu le démontrer à l'appui d'un modèle compressif de la genèse du bassin nummulitique (Apps, 1987 ; Apps *et al.*, 2004).

²⁵ Le chevauchement de la Valette disparaît à proximité de ce hameau dans un secteur encombré d'éboulis et de paquets rocheux glissés, alors que les calcaires néocrétacés du pourtour du plateau de Chamatte reposent en continuité stratigraphique parfaite sur les marnes cénomaniennes. Cette anomalie restait encore une énigme en 2002.

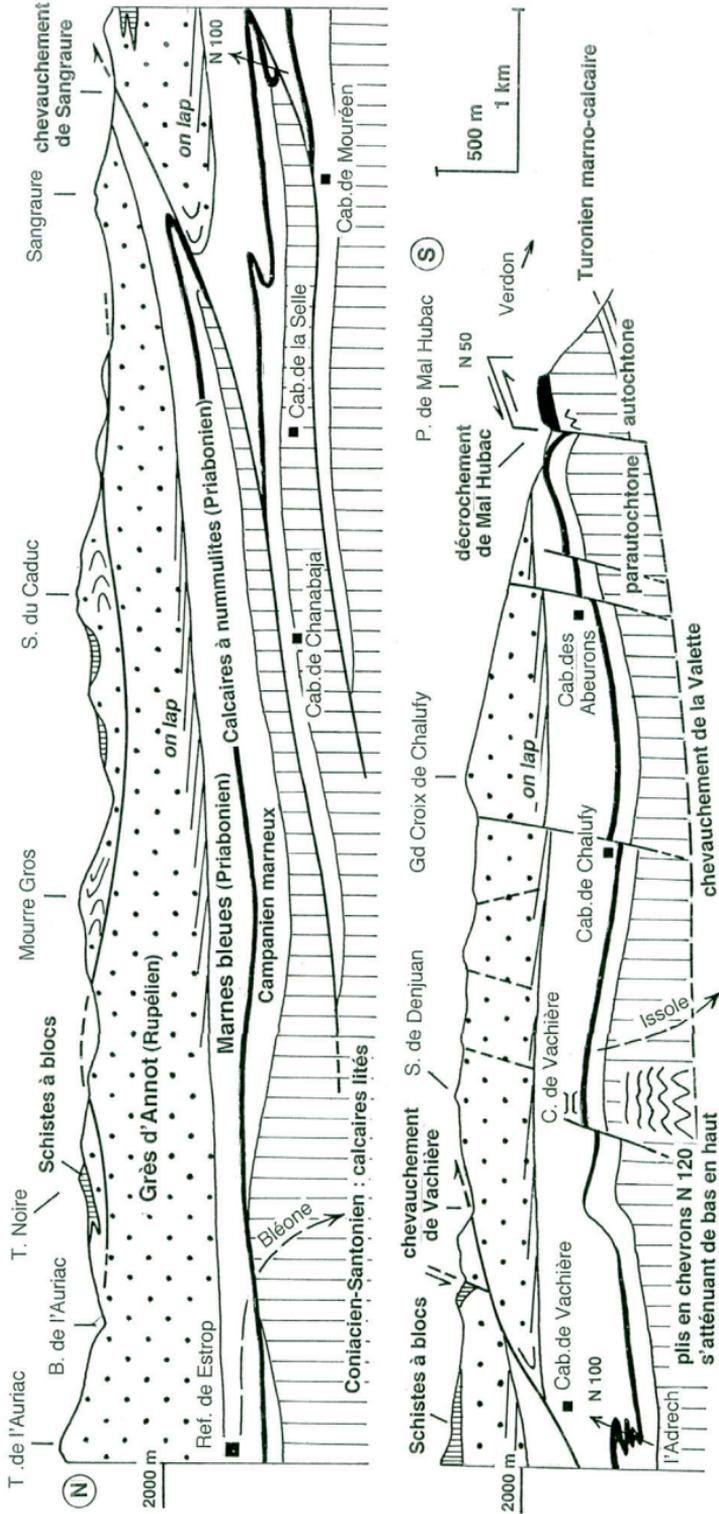


Fig. 14 - Coupe longitudinale du Nummulitique de la haute Bléone à la vallée du Verdon

Un troisième chevauchement se situe dans la partie sommitale des Grès d'Annot décollée au-dessus d'un horizon pélitique dans le secteur du Mourre Gros (Inglis *et al.*, 1981). Au-dessus de ce contact, les Grès d'Annot sont déformés par des plis déversés ou couchés métriques à décamétriques dépourvus de schistosité, avec des axes dispersés mais à vergence ouest dominante (Hamiti, 1994).

Il s'agit d'une déformation hydro-plastique pénécontemporaine de la sédimentation, purement gravitaire ou plus probablement déclenchée par la mise en place des nappes précoces dans le bassin des Grès d'Annot au moment du dépôt des Schistes à blocs.

L'unité Estrop – Chalufy réapparaît dans le versant occidental de la vallée du Verdon au droit de Beauvezer et de Villars – Colmars. À l'Ouest de cette localité se dessine l'anticlinal de la Crête du Puy crevé en boutonnière dans le vallon de Juan. Les failles normales qui le traversent sont antérieures au plissement et en partie synsédimentaires du dépôt des marnes nummulitiques.

Au niveau du torrent de Chasse, les calcaires néocrétacés très amincis se biseautent du Sud au Nord, avec les Calcaires nummulitiques qui les surmontent, sous les nappes du promontoire de la Gardette en repos direct sur les marnes médiocrétacées (fig. 15, hors texte).

Ces calcaires et la série nummulitique réapparaissent à 1 500 m au Nord-Est dans le synclinal couché de Colmars qui fait l'objet d'une analyse ultérieure.

Failles dans l'unité Estrop – Chalufy

Les failles observées peu nombreuses, toutes normales, de direction principale NNE-SSW et à regard ouest, se traduisent par des escarpements décimétriques au niveau des Calcaires à nummulites au-dessus desquels les Marnes bleues subissent d'importantes variations latérales d'épaisseur. Celle-ci atteint 400 m aux alentours du Col de Vachière.

La plupart de ces failles se poursuivent dans les Grès d'Annot avec de faibles rejets difficiles à quantifier. Leur fréquence augmente d'Ouest en Est jusqu'à un maximum à proximité de la déchirure marginale de Mal Hubac et aucune d'entre elles ne franchit le contact plat cisailant sous les calcaires néocrétacés au droit de Villars – Colmars.

Ce sont donc des failles nummulitiques transportées par le déplacement de la dalle Cs-N.

Unité orientale de Sanguinière – Gialorgues

Son contact tectonique basal identifié depuis plus d'une trentaine d'années de part et d'autre de la haute vallée du Var, à proximité d'Estenc et plus à l'Est sous la Cime de Pal ainsi que dans le versant ouest de la Cime de l'Aspre, a été suivi sur le pourtour du massif du Bec de Marseille jusqu'à Saint-Dalmas-le-Selvage. Au long de ce contact, la dalle Cs-N repose sur des marnes médiocrétacées schistosées et microplissées, dont la rapide diminution d'épaisseur en direction du Nord a probablement une origine en partie sédimentaire.

Or il en est de même dans la demi-fenêtre du Bachelard au Nord du Col de la Cayolle, à Bayasse et au-dessus de Fours²⁶ : l'ensemble du territoire compris entre la Cime de Pal et les environs du Col de Restefond au Nord serait donc allochtone en dépit de son architecture tabulaire. Ce résultat inattendu pose le problème du rôle de la faille du Camp des Fourches²⁷ qui borde ce territoire à l'Est et au-delà de laquelle les calcaires du Crétacé supérieur deviennent discordants sur le Jurassique de la périphérie septentrionale du massif de l'Argentera (feuille Larche).

Fracturation de l'unité de Sanguinière – Gialorgues à l'Est du Col de la Cayolle

Le massif de Sanguinière-Gialorgues est parcouru par un faisceau de failles d'orientation dominante N-S toutes interrompues par le contact basal de la dalle Cs-N et donc antérieures à son déplacement. Ce sont des failles extensives, à regard est ou ouest, avec des pendages faibles responsables de tracés en chevrons qui rendent difficile leurs corrélations à travers les vallons encombrés de moraines. La plupart commandent des variations latérales d'épaisseur des Calcaires à nummulites et des Marnes bleues et sont donc apparues au Priabonien.

La plus importante est celle des Trois Hommes²⁸ de part et d'autre de laquelle les marno-calcaires priaboniens (Marnes bleues) passent de 30 m d'épaisseur au Nord (Bec de Marseille) à quelque 300 m au Sud (Cime de Bolofré) (Faure-Muret, 1955).

Ces failles se prolongent dans les Grès d'Annot : les unes avec des rejets décimétriques à plurimétriques sont synsédimentaires du dépôt des grès

²⁶ Particularité décelable mais non interprétée sur les feuilles Saint-Etienne-de-Tinée, Larche et Barcelonnette.

²⁷ Désignée aussi faille de Bousiéyas et même, à tort, « Saint-Etienne-de-Tinée Fault »

²⁸ Appelée à tort « Demandols Fault » dans la littérature récente. Ce sont en réalité deux failles parallèles, distantes d'environ 200 m, qui franchissent la crête au niveau de deux cols inommés cotés 2611 et 2668 à 500 m au Sud-Ouest de la Pointe des Trois Hommes. À mi-hauteur du versant de la vallée de l'Ardon, près de la vacherie de Demandols, ces failles se réunissent en une seule cassure déformée en « S » par le cisaillement basal des calcaires néocrétacés qui l'emprunte sur une distance verticale d'environ 500 m.

(Bouroullec *et al.*, 2004) ; les autres traversent l'ensemble de la formation dont elles dénivellent le toit sous les Schistes à blocs sur plus de cinquante mètres comme celle qui prend en écharpe le Sommet de Sanguineirette²⁹.

À l'Ouest du Col de la Cayolle

La dalle Cs-N de Sanguinière se prolonge en direction du Sud-Ouest jusqu'à l'Encombrette, au-delà des Tours du Lac. Dans le versant de la vallée du Var, son contact basal cisailant associé à des plis en chevrons axés N120 dans les calcaires néocrétacés recoupe nettement les culminations anticlinales du pli autochtone d'Entraunes.

Outre la faille tardive du Lausson évoquée précédemment, plusieurs failles extensives courbes viennent ici rompre la continuité de la dalle : la faille de la Tête de la Gipièrre, celle du Garet³⁰ nouvellement reconnue, et celle du Col de l'Encombrette (fig. 16).

La faille de la Tête de la Gipièrre, de direction moyenne N-S, abaisse de 300 m le toit des Grès d'Annot à l'Est du Col de la Cayolle en délimitant un panneau basculé avec un pendage de 40° vers l'Est ; un coin de nappes de l'Ubaye (le « lambeau de la Cayolle ») est conservé contre cette faille typiquement listrique qui ne franchit pas le contact basal de la dalle Cs-N en amont d'Estenc contrairement à ce qui est représenté sur les cartes à 1/50 000 et 1/250 000 et sur de nombreux schémas qui en sont inspirés. Le rejet vertical est ainsi transféré en déplacement horizontal de la dalle vers l'Ouest.

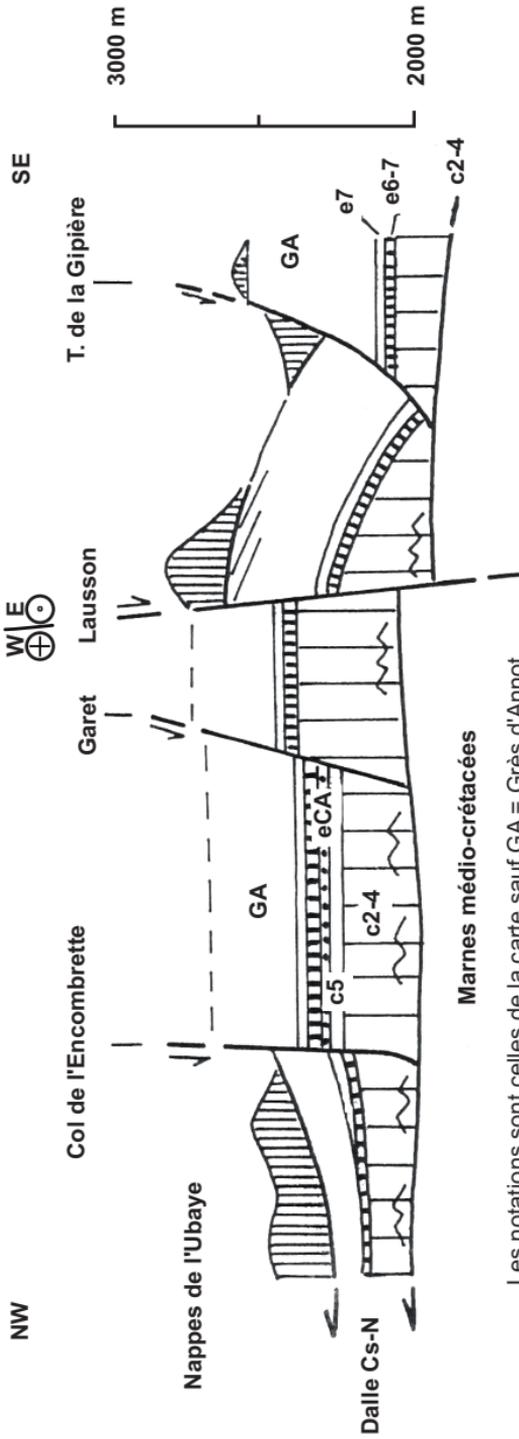
Toutefois les Grès d'Annot se montrent fortement pentés à l'Ouest à l'extrémité de l'arête du Trou de l'Aigle au Nord du Col de la Cayolle, ce qui suppose l'existence d'une cassure transversale masquée sous les dépôts superficiels à la frontière commune de ces panneaux à pendages opposés.

La faille du Garet, très fortement pentée au Nord-Ouest, relaye celle de la Gipièrre en direction du Sud-Ouest. Elle passe à mi-hauteur du versant en tranchant les Grès d'Annot pentés au Sud-Est qui viennent ainsi successivement en contact avec les calcaires néocrétacés, les Calcaires à nummulites et les Marnes bleues d'attitude sub-horizontale.

Décagée d'une centaine de mètres vers le Nord par la faille du Lausson à proximité du lac du même nom, elle se poursuit au flanc de la montagne de l'Avalanche pour rejoindre la surface de cisaillement basal de la dalle Cs-N en contrebas des Tours du Lac. Au sommet de la Tête du Lac, cette faille,

²⁹ Observé frontalement à distance, de l'Ouest, le ressaut sommital de grès remontés par la faille a pu être interprété à tort comme une récurrence de Grès d'Annot dans les Schistes à blocs (*in* Jean, 1985).

³⁰ On propose de dénommer ainsi cette faille qui passe entre la maison forestière et la cabane du Garet en contrebas de la route du Col de la Cayolle en amont d'Estenc.



Les notations sont celles de la carte sauf GA = Grès d'Annot

Fig. 16 - Coupe très schématique de la fracturation extensive à l'Est et au Sud du Lac d'Allos

dont le rejet vertical approche ici 400 m, aligne à la même altitude le toit des calcaires néocrétacés avec des niveaux élevés de la formation gréseuse, ce qui donne, vu de loin, l'apparence d'une forte discordance des Grès d'Annot sur un « paléorelief » crétacé illusoire (Elliot *et al.*, 1985).

La faille du Col de l'Encombrette, de tracé curviligne, dessine un hémicycle effondré à l'Ouest où sont conservées les unités inférieures des nappes de l'Ubaye des environs du Lac d'Allos.

Elle tranche verticalement les Grès d'Annot sub-horizontaux du massif des Tours du Lac, avec un rejet vertical supérieur à 400 m. Ce rejet s'amoindrit au Sud-Ouest au niveau des marnes et des calcaires nummulitiques bien exposés aux alentours des lacs de l'Encombrette. Son passage à travers les calcaires du Crétacé supérieur correspond à un étroit canyon emprunté par un antique chemin muletier taillé dans le rocher (le Pas de l'Échelle). Comme les failles précédentes, elle ne franchit pas la surface tectonique à la base des calcaires au contact des marnes médiocétacées elles-mêmes écaillées.

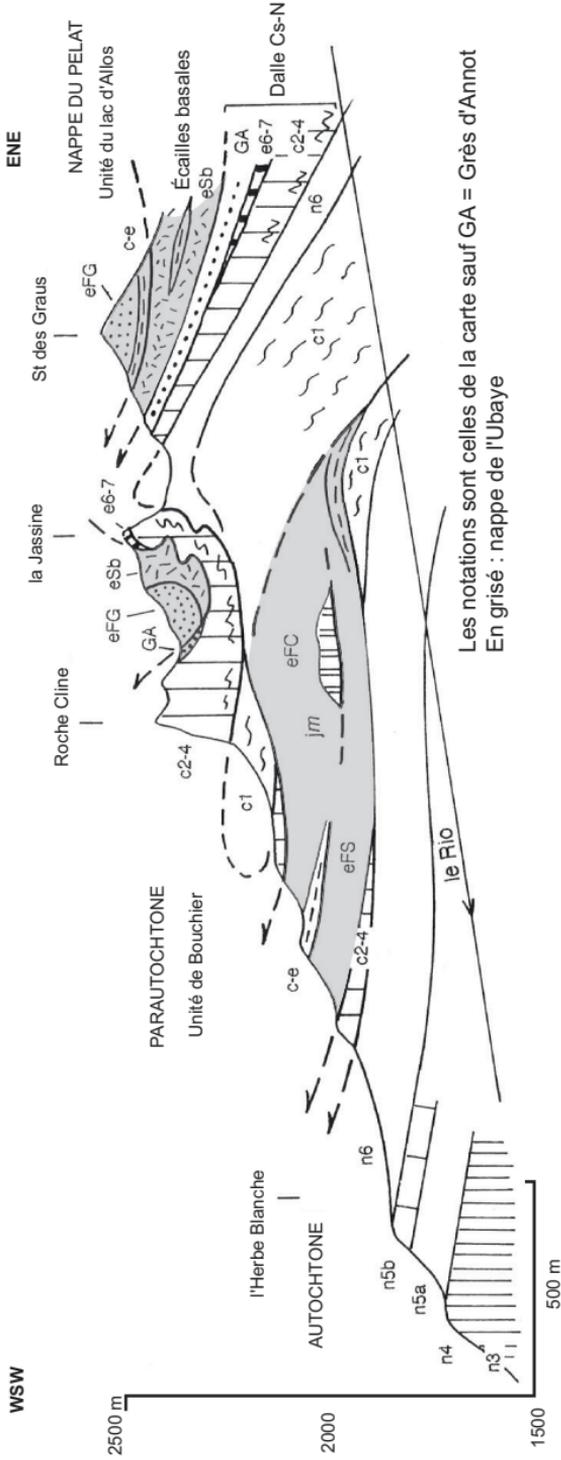
Le compartiment oriental qui abrite les lacs montre un Nummulitique épaissi reposant sur des marno-calcaires campaniens par l'intermédiaire d'une couche de Conglomérats d'Argens. Ces niveaux sont absents sous les Calcaires à nummulites peu épais dans le compartiment occidental où s'amorce le biseautage descendant progressif d'Est en Ouest de la dalle Cs-N qui conduit à sa disparition sous les nappes de l'Ubaye à la périphérie de la demi-fenêtre d'Allos.

Au Col de l'Encombrette, la faille se divise en deux branches de part et d'autre d'un compartiment intermédiaire de Grès d'Annot coiffés par les Schistes à blocs. Une lame de Calcaires planctoniques subbriançonnais se trouve fichée verticalement dans la fracture orientale au sein des Grès d'Annot.

Au Nord du col, les écailles basales des nappes de l'Ubaye (Schistes à blocs et lames de Calcaires planctoniques) sont appliquées à la verticale contre les Grès d'Annot tranchés par la faille sur laquelle des stries obliques indiquent une composante décrochante sénestre.

Plus au Nord enfin, la faille s'incurve en pendage et en direction sur le flanc ouest de l'anticlinal du Lausson, pli tardif post nappe au long duquel la série subalpine perd rapidement sa couverture nummulitique du Sud-Est au Nord-Ouest par érosion anté-nappe.

La faille du Col de l'Encombrette apparaît donc comme un accident tectonique à l'histoire complexe amorcée au Priabonien comme faille normale à regard oriental. Le dernier mouvement traduit une extension générale est-ouest à laquelle contribuent aussi les failles de la Tête de la Gipièrre et du Garet et qui



Les notations sont celles de la carte sauf GA = Grès d'Annot
En grisé : nappe de l'Ubaye

Fig. 17 - Coupe synthétique du massif de Roche-Cline au Sud-Est d'Allos

concerne la dalle Cs-N préalablement déplacée vers le Sud-Ouest avec sa couverture de nappes de l'Ubaye. Le pli et la faille du Lausson achèvent de modeler l'architecture complexe de ce secteur.

Disparition de la dalle Cs-N sur le pourtour de la demi-fenêtre d'Allos

À la périphérie orientale de la demi-fenêtre d'Allos, la dalle Cs-N se résout en un chapelet d'écailles étirées sous le contact des nappes de l'Ubaye. Un cisaillement secondaire dans les Marnes bleues nummulitiques fait que les Grès d'Annot lenticulaires et fortement cataclasés reposent alors en contact mécanique sur les calcaires néocrétacés (la Mèle au Nord de Bouchier) (fig. 10 et 17).

Le territoire où se produit cette évolution est bordé au Sud-Est par la faille du Col de l'Encombrette et par l'anticlinal du Lausson décrits précédemment. Seuls quelques lambeaux de calcaires néocrétacés subsistent au contact des nappes sur le pourtour nord et ouest du bassin d'Allos, dans le ravin de Chancelaye au Nord de Bouchier, en rive droite du Verdon au droit de Montgros et dans le versant de l'Autapie au Sud-Ouest du Seignus.

La disparition progressive de cette tranche supérieure de la série subalpine, qui s'opère de haut en bas (les Grès d'Annot en premier, les marnes et calcaires nummulitiques ensuite, les calcaires néocrétacés enfin) semble *a priori* résulter d'une érosion anté-nappes qui, plus au Nord, dans la fenêtre de Barcelonnette, aurait décapé la colonne sédimentaire jusqu'aux Terres noires jurassiques.

Des failles syn-nummulitiques ont probablement favorisé la formation de buttes-témoins fauchées ultérieurement lors de la mise en place des nappes de l'Ubaye (Tête de Prachastel et la Mel en amont de Bouchier).

Il est également possible qu'une érosion anté-nummulitique ait contribué à diminuer localement l'épaisseur des calcaires néocrétacés, comme on le constate dans la barre de la Croix du Puy en amont de Villars – Colmars et surtout à Colmars même où ces calcaires sont réduits à une vingtaine de mètres entre le cisaillement basal et les Calcaires à nummulites également très peu épais.

Il reste néanmoins difficile de proposer une explication satisfaisante pour rendre compte de la disparition par la seule érosion anté-nappes de quelques 1 500 m de série (dalle Cs-N) en guère plus d'un kilomètre au droit de la Foux (où les nappes de l'Ubaye reposent directement sur les marnes albiennes) sans faire intervenir une dénudation tectonique associée au détachement de l'unité Estrop – Chalufy. Il se peut aussi qu'un chevauchement aveugle existe sous la vallée du Verdon : les fenêtres de la Foux se rattacheraient alors à l'écaille parautochtone de Montgros.

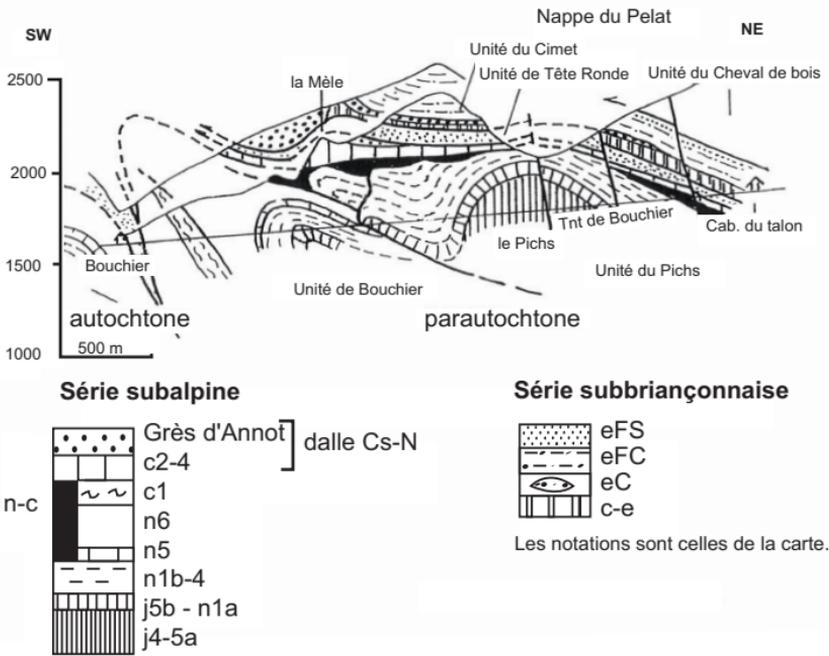


Fig. 18 - Coupe de la vallée de Bouchier au Nord-Est d'Allos (projection du versant de rive droite)

Ceinture d'unités parautochtones inférieures

D'une manière générale, la structure de ces écailles qui forment une ceinture quasi-continue entre les environs d'Allos et la haute vallée de la Barlatte au Sud de la Cime de Pal sur la marge orientale de la carte résulte de l'interférence de deux étapes de plissement-cisaillement qui se sont exercées sur un matériel susceptible de clivage systématique au niveau des marnes médiocrétacées. Des paléofailles normales (probablement nummulitiques) inversées en chevauchements participent à cette architecture complexe. Les structures les plus apparentes sont des plis synschisteux de direction N110 à N130 déjetés ou déversés au SSW et transportés vers le Sud-Ouest au-dessus de plusieurs surfaces cisaillantes plates.

Des témoins des nappes de l'Ubaye sont insérés au long du chevauchement basal des unités parautochtones inférieures entre la cuvette d'Allos et la vallée du Var, spécialement sur le pourtour du massif de Roche Cline (fig. 17) : ce chevauchement est donc postérieur à la mise en place de ces nappes.

L'identification souvent incertaine des marnes aptiennes, albiennes ou cénomaniennes constitutives de ces écailles et la difficulté ou l'impossibilité d'atteindre les affleurements dans les versants ravinés font que leur représentation cartographique ne peut être partout garantie.

Organisation des écailles inférieures (fig. 6, 7, 17 et 18)

alentours d'Allos

La demi-douzaine d'unités élémentaires identifiées à la périphérie nord-orientale de la demi-fenêtre d'Allos (Cochonat, 1977, Kerckhove *et al.*, 1978) peuvent être ramenées à deux unités synthétiques : celle de Bouchier, inférieure, et celle du Pichs, supérieure (fig. 18).

L'unité de Bouchier est constituée par une épaisse série de marnes albo-cénomaniennes redoublées par plusieurs duplicatures et qui portent l'écaille de Roche Cline précédemment évoquée. Dans la gorge du torrent de Bouchier, à l'amont de ce hameau, ce complexe marneux s'appuie sur un anticlinal de marno-calcaires néocomiens-aptiens enveloppant un noyau de calcaires jurassiques. Cette écaille se poursuit vers l'Ouest, au-delà de la pincée synclinal de Bouchier jalonnée par du flysch subbriançonnais, dans l'écaille de Montgros qui se prolonge probablement sous les nappes jusqu'à la fenêtre de la Foux.

L'unité du Pichs est organisée autour de l'anticlinal du même nom éventré jusqu'aux Terres noires jurassiques dans la vallée du torrent de Bouchier. Le chevauchement qui en assure le contact avec l'unité précédente se poursuit au Sud-Ouest de part et d'autre de la vallée du Chadoulin sous une lame de

calcaires lités néocomiens qui se biseaute dans les barres rocheuses inaccessibles de la Montagne des Graus.

Dans la coupe naturelle offerte par la gorge du Bouchier, il est difficile d'évaluer l'importance de ce contact à l'allure de faille inverse banale. Or il représente probablement l'émergence d'une rampe chevauchante de grande amplitude d'après les différences stratigraphiques du Crétacé inférieur du Pichs par rapport à celui de l'autochtone d'Allos et de l'unité de Bouchier : amincissement général, effacement de la corniche « barrémienne » au toit d'une formation hauterivienne chargée en faisceaux contournés (slumps), disparition des marnes grises et des marno-calcaires aptiens sous les marnes noires albiennes. Ce type de série se retrouve dans la demi-fenêtre du Bachelard au Nord du massif du Pelat ainsi que plus à l'Est dans le bassin de la Tinée où se situent les « racines » des unités parautochtones inférieures.

Bassin du Var

Absente sur quelques kilomètres sous la dalle Cs-N de l'Encombrette – Tours du Lac, la ceinture parautochtone se reconstitue à Estenc avec une écaille de calcaires hauterivo-barrémiens flanqués au Sud par les marnes et marno-calcaires aptiens eux même redoublés. Il s'agit d'une tête anticlinale aplatie jalonnant un chevauchement majeur au sein des marnes albiennes du flanc nord de l'anticlinal d'Entraunes.

Au-delà d'une zone abondamment garnie d'éboulis et de masses rocheuses tassées sous le Sommet de Châteauevieux, le chevauchement se retrouve plus à l'Est dans le versant raviné et très difficile d'accès dominé par la muraille calcaire de Roche Grande et de la Crête des Rayettes qui lui fait suite à l'Est. Observé à distance, ce secteur montre un empilement d'écailles plates imbriquées constituées de marnes albiennes et cénomaniennes déformées par des plis synchisteux métriques à décamétriques et dont la représentation sur la carte a été volontairement simplifiée en raison de l'impossibilité de suivre les contacts sur le terrain. Une lame de calcaires jurassiques et probablement aussi néocomiens d'épaisseur décamétrique est insérée à mi-hauteur des marnes dans leur partie orientale. Il se peut que d'autres lames de ce types non identifiables à distance jalonnent d'autres plans de cisaillement sous les calcaires néocrétacés (Hamiti, 1994).

Avec l'écaille d'Estenc (où figurent les deux niveaux aptiens caractéristiques), ce complexe tectonique est assimilé ici à l'unité de Bouchier qui peut être suivie jusqu'à la marge orientale de la carte en dépit de l'abondante couverture d'éboulis glissés étalée sur le versant au pied de la paroi calcaire de la Cime de Pal.

Prolongement et « enracinement » de la ceinture parautochtone à l'Est

Le domaine parautochtone de la carte Allos se relie naturellement aux « écaillles intercutanées de Roya » dont la mise en évidence date maintenant de plus d'un demi-siècle (Fallot, 1949 ; Fallot et Faure-Muret, 1949, 1, 2, 3). Depuis cette époque, peu de travaux ont été consacrés à ce secteur, si ce n'est sur le plan stratigraphique et en ce qui concerne le seul Jurassique (Dardeau 1983). La tectonique des environs de Roya évoquée à plusieurs reprises dans le cadre de synthèses tectoniques ambitieuses de la zone subalpine méridionale (Graham, 1978, 1981)³¹ ou de son bassin paléogène (Elliott *et al.*, 1985) a été clarifiée par C. Tempier (1979) et récemment analysée en détail par M. Hamiti (1994) qui en a proposé un modèle cinématique de mise en place.

À partir de ces données complétées par des observations inédites de l'auteur de la carte dans la vallée de l'Ardon au Nord du Col de Pal, il est possible en simplifiant quelque peu l'analyse de M. Hamiti de décrire l'architecture de ce secteur avec trois unités charriées au-dessus de la demi-fenêtre autochtone de Roya déjà évoquée : les unités de Las Donnas et du Mont Riounet qui se relient à la ceinture parautochtone de la feuille Allos, et celle du Mont Rougnous, témoin le plus oriental de la dalle Cs-N décrite plus à l'Ouest.

L'unité de Las Donnas prend naissance à Auron où une rampe chevauchante faiblement pentée au Nord-Est s'amorce dans le Trias terminal qui en jalonne le contact sous la barre du Lias – Dogger sur le pourtour de la demi-fenêtre de Roya. Le chevauchement réapparaît sous les Terres noires jurassiques dans le versant méridional de la Cime Nègre. Abaissé de plusieurs centaines de mètres par la faille du Col de Crous, il passe en tunnel sous la klippe du Mont Rougnous pour ressortir sous les marno-calcaires néocomiens renversés et écaillés qui enveloppent la tête anticlinale jurassique des Tourres déplacée sur une rampe secondaire aveugle.

Le chevauchement rejoint ainsi celui qui a été décrit plus à l'Ouest au-delà du Col de Trente Souches sous l'unité allossarde de Bouchier.

L'unité du Mont Riounet est portée par une rampe fortement pentée au Nord et qui s'élève du Trias terminal aux Terres noires jurassiques entre Auron et le sommet qui sert à la nommer. Au Nord-Ouest d'Auron, elle représente en fait la couverture du socle de l'Argentera apparemment « normale », en réalité allochtone au-dessus du tégument werfénien.

Son chevauchement souligné par des cargneules et argilites bigarrées triasiques s'élève rapidement au Sud-Ouest du plateau d'Auron en transportant

³¹ R.H. Graham a décrit les structures tectoniques de ce secteur, à juste titre, sous le nom de « Tinée Nappes ».

un spectaculaire pli hectométrique en « S » d'axe N110 dessiné par la barre du Lias – Dogger à la Cime du Chavalet. Dans le versant du vallon de Roya, le même chevauchement s'appuie sur une cascade de plis axés N110 à N120 soulignés par la barre tithonienne et les marno-calcaires néocomiens de l'unité de Las Donnas.

Le chevauchement de l'unité du Riounet est interrompu au-delà de ce sommet par une faille très fortement pentée au Sud-Ouest en lisière des calcaires néocrétacés du Mont Triboulet qui se poursuivent au SSE dans le massif du Mont Rougnous où la couverture nummulitique se reconstitue jusqu'aux Grès d'Annot. La signification de cette faille qui tranche aussi l'unité inférieure de Las Donnas reste obscure : faille nummulitique alignée sur celle des Trois Hommes³², réactivée comme surface de charriage du Rougnous ? Une faille de pendage opposé constitue la bordure occidentale du Rougnous qui apparaît ainsi comme une klippe effondrée dans un graben, attitude singulière pour cette unité assimilable à la dalle Cs-N décrite plus à l'Ouest.

La disparition soudaine du chevauchement du Riounet avait conduit M. Hamiti à proposer qu' il soit relayé par la surface de cisaillement basale des calcaires néocrétacés en empruntant la faille des Trois Hommes comme rampe selon un scénario complexe.

Une solution plus simple a vu le jour avec la découverte, dans la haute vallée de l'Ardon, d'une faille inverse majeure par laquelle l'enveloppe néocomienne renversée d'une tête anticlinale de calcaires jurassiques³³ dépendant de la série du Riounet chevauche vers le SSW un ensemble de marnes médio-crétacées déformées par des plis isoclinaux et qui se rattachent *via* le Col de Pal à l'unité de Bouchier – Las Donnas.

Le chevauchement de l'unité du Riounet temporairement oblitéré par la klippe du Mont Triboulet s'engage ainsi sous la dalle Cs-N du massif de la Cime de Pal, ce qui permet d'envisager qu'il réapparaisse au front de l'unité du Pichs au Nord-Est d'Allos.

Il est probable que la rampe de chevauchement s'enfonce au Nord sous les Terres noires jurassiques des fenêtres du Bachelard et de Barcelonnette pour rejoindre à une profondeur inconnue le pallier principal de décollement de la couverture de l'Argentera au niveau des évaporites du Trias supérieur. Ces dernières, particulièrement développées à la périphérie nord-orientale de ce massif à l'Est de la faille du Camp des Fourches, affleurent au cœur du pli de Terres Plaines à l'Est de Barcelonnette.

³² Les marnes priaboniennes du Mont Rougnous sont extrêmement épaisses, comme celles de la Cime de Bolofré, ce qui suggère leur position au Sud-Ouest de la faille des Trois Hommes.

³³ Affleurement parfaitement noté en rive gauche de l'Ardon sur la feuille Saint-Étienne-de-Tinée.

La ceinture parautochtone se poursuit vraisemblablement vers le Nord-Ouest sous les nappes de l'Ubaye, au-delà de la micro-fenêtre de la Foux, jusqu'au secteur complexe du Lauzet dans la basse vallée de l'Ubaye, où elle pourrait être représentée par l'écaille de Terres noires jurassiques de Champ Contier (feuille Seyne et Kerckhove *et al.*, 1978).

La question de la mise en place (chronologie, directions de transport) du domaine parautochtone, indissociable de celle des nappes de l'Ubaye, fait l'objet d'un chapitre ultérieur.

NAPPES DE L'UBAYE

Elles sont représentées par la nappe subbriançonnaise du Pelat et celle, figure, de l'Autapie qui en constitue une pseudo-couverture mise en place précocement en milieu sous-marin à la fin de l'Éocène.

Nappe du Pelat à l'Est du Verdon

L'architecture de cette nappe peut être analysée commodément à partir d'une coupe naturelle allant du Lac d'Allos au Mont Pelat et qui traverse quatre ensembles superposés : un complexe d'écailles basales, l'unité du Lac d'Allos, celle de Tête Ronde et enfin celle du Cimet (fig. 5 et 19).

Écailles basales

Elle sont composées de lames de calcaires planctoniques néocrétacés – éocènes, avec de rares méga-blocs jurassiques, insérées dans une matrice schisteuse sombre constituée par un flysch grésopélitique semblable à celui, sommital (priabonien), de la série du Pelat mais passant latéralement et verticalement, de manière diffuse, à des « schistes à blocs » très hétérogènes dont la représentation a été privilégiée sur la carte.

Aux abords du Lac d'Allos, ce complexe d'écailles est verticalisé au contact de la faille du Col de l'Encombrette qu'il accompagne dans son incurvation en bordure de l'anticlinal du Lausson. À l'Ouest du lac, il occupe une grande partie du cirque de Valplane sous la klippe du Sommet des Graus qui appartient à l'unité du Lac d'Allos.

Cet ensemble apparaît comme un mélange tectono-sédimentaire initialement mis en place sur les Schistes à blocs « autochtones » du toit des Grès d'Annot et qui ont été probablement remaniés dans le mélange en compagnie de lentilles de ces grès. Il en subsiste un témoin en place au toit des Grès d'Annot au Grand Clot de la Boucharde au Nord-Est du Col de la Cayolle. Mais en général ce complexe a été entraîné à la base des nappes en une mince semelle tectonique

(souvent trop réduite pour figurer sur la carte et *a fortiori* sur le schéma structural) en contact direct avec des niveaux divers de la série subalpine, surtout les marnes médiocrétacées comme c'est le cas en rive droite du Verdon près de Chaumie (en aval d'Allos) ou à la Tête des Muletiers près du Col des Champs, ainsi qu'à Colmars où ces écaillles basales occupent une situation singulière décrite plus loin.

Unité du Lac d'Allos

Cette unité se remarque dans les nappes de l'Ubaye par un puissant conglomérat nummulitique (Bartonien) supportant une épaisse formation de turbidites gréseuses, les Grès du Laus (Priabonien)³⁴, qui a été confondue jadis (et encore localement sur la première édition de la carte) avec les Grès d'Annot.

Le conglomérat qui verrouille au Nord-Ouest l'ombilic glaciaire du Lac d'Allos repose en discordance, de manière ambiguë, sur divers niveaux mésozoïques de la série subbriançonnaise : dolomies triasiques, calcaires massifs bathoniens, calcaires planctoniques du Crétacé supérieur, dont la succession du Nord-Ouest au Sud-Est suggère une série écaillée sinon renversée (Parris et Kerckhove, 1988) (fig. 20). Les coupes des sondages réalisés au début des années 1950 dans le cadre d'un projet d'aménagement hydro-électrique (fig. 30 et 31) ne contribuent pas à résoudre cette énigme. Le contact avec le complexe d'écaillles basales est jalonné par un liseré de cargneules sous les calcaires bathoniens sur la rive occidentale du Lac d'Allos et sous les calcaires planctoniques au Nord-Est du lac. Ailleurs (secteur de Valplane à l'Ouest du Lac d'Allos), ce contact est difficile à localiser.

La structure interne de l'unité du Lac d'Allos aux alentours du lac est révélée par les sinuosités cartographiques du conglomérat nummulitique qui résultent de l'interférence de deux directions de plissement : l'une N40 au long du verrou du lac où le conglomérat est engagé dans un pli en genou déversé au Nord-Ouest manifestement en relation avec le jeu de la faille du Col de l'Encombrette, l'autre N160 qui est celle du pli tardif du Lausson.

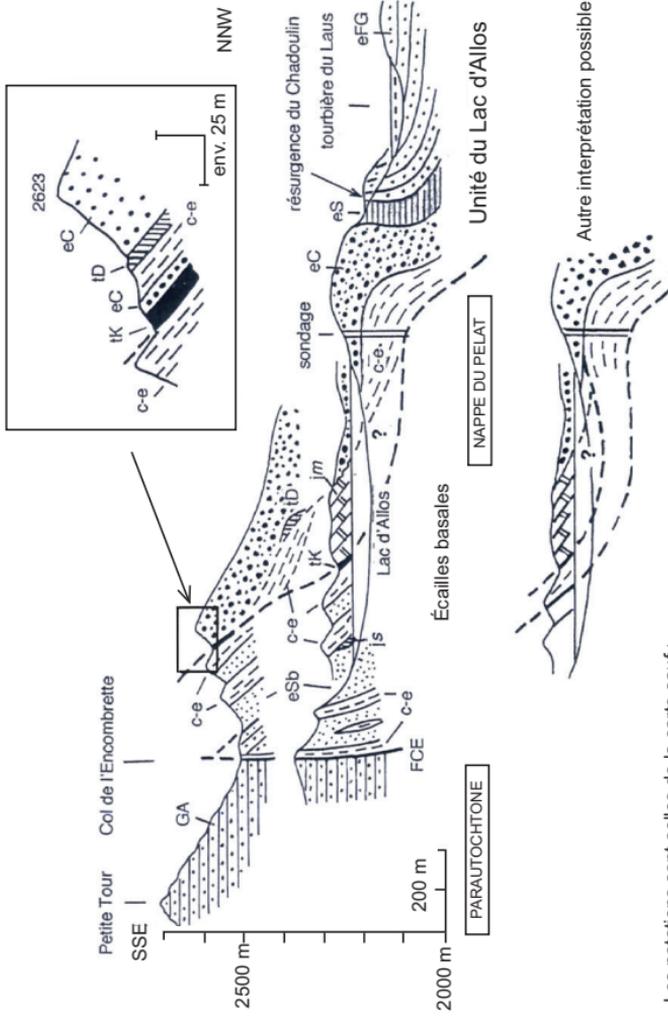
Cette tectonique récente oblitère ici totalement les structures N140 contemporaines de la mise en place des nappes de l'Ubaye et qui caractérisent les unités supérieures du massif du Pelat.

Unité de Tête Ronde³⁵

Cette unité affleure au bas des pentes rocheuses du massif du Pelat sur les versants du Verdon et du Bachelard et se termine en biseau en rive droite du torrent de Bouchier à l'aplomb de l'anticlinal du Pichs.

³⁴ D'après le plateau qui porte la maison forestière du Laus au Nord immédiat du Lac d'Allos.

³⁵ D'après le rocher de Tête Ronde proche du Laus au Nord-Est.



Les notations sont celles de la carte sauf :
ID : dolomites triasiques ; IK : carnegneules ; GA : Grès d'Annot ; FCE : faille du col de l'Encombrette

Fig. 20 - Structure des abords occidentaux du Lac d'Allos

Elle est constituée principalement par une épaisse série à faciès flysch, d'abord gréso-calcaire puis gréso-pélimitique, datée du Priabonien, soulignée à sa base par un conglomérat analogue à celui du Lac d'Allos mais moins épais et à tendance lenticulaire.

Ce conglomérat repose en discordance sur une série mésozoïque réduite dans laquelle le Crétacé supérieur à faciès flysch (Flysch du Bachelard) transgresse jusque sur les calcaires bathoniens. Ces derniers, à Tête Ronde, chevauchent l'unité du Lac d'Allos par l'intermédiaire d'une lentille de gypses triasique (fig. 21). Toutefois cette semelle mésozoïque se biseaute rapidement en direction du Nord-Ouest par suite d'une troncature basale générale qui recoupe la série jusqu'au flysch gréso-pélimitique terminal seul à représenter l'unité de Tête Ronde de part et d'autre de la vallée du Bouchier (fig. 18).

Dans le versant occidental du Mont Pelat, la série nummulitique dessine plusieurs plis couchés synchisteux axés N130 et déversés au Sud-Ouest qui concernent aussi la semelle mésozoïque au rocher de Tête Ronde où les calcaires bathoniens sinuent au cœur d'un pli en S de même direction mais déjà ébauché avant le Nummulitique.

L'unité de Tête Ronde qui se poursuit assez loin au Nord dans les contreforts orientaux du Cimet se retrouve en écailles dispersées de part et d'autre du Col de la Cayolle.

Unité du Cimet³⁶

De constitution lithostratigraphique analogue à celle de Tête Ronde, cette unité s'en distingue par la disparition presque générale du conglomérat nummulitique sous le flysch priabonien et la place importante qu'y occupe le Crétacé supérieur – Paléocène à faciès flysch (Flysch du Bachelard, Blanc *et al.*, 1987), ce qui rend difficile la distinction de ces deux ensembles mimétiques dans les versants inaccessibles.

Sa semelle jurassique se limite à de rares lentilles de calcaires bathoniens, en particulier au Vallonnet à l'aplomb occidental du Mont Pelat où le contact tectonique subtile entre cette unité et celle de Tête Ronde fut reconnu en 1964.

Au-dessus de ce chevauchement qui cisaille les plis de l'unité de Tête Ronde, la série surtout nummulitique est engagée dans des plis déca-hectométriques syn-schisteux dirigés N140 déversés ou couchés au Sud-Ouest dont l'amplitude s'accroît d'Est en Ouest comme le montre une calotte-klippe interrompue par la marge de la carte.

³⁶ Initialement « unité ou digitation du Vallonnet » (Kerckhove, 1965), site localisé à 1 km à l'Ouest du Mont Pelat, dénomination peu adaptée en raison de l'ubiquité de ce toponyme.

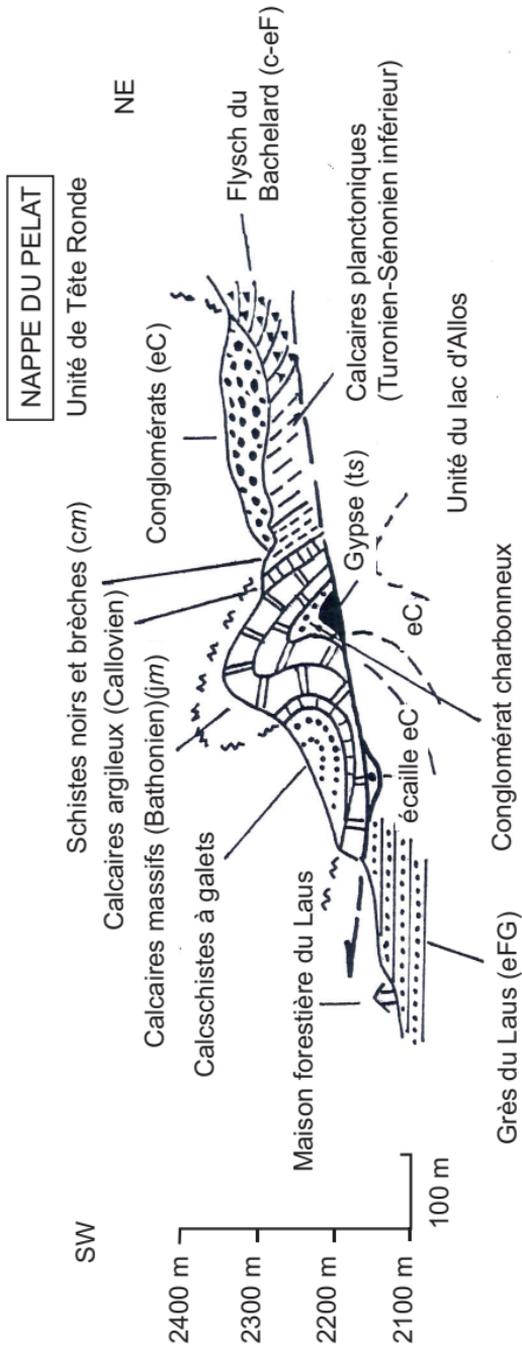


Fig. 21 - Coupe du Rocher de Tête Ronde au Nord du Lac d'Allos

L'unité du Cimet se poursuit en direction de la haute vallée du Verdon par un ensemble d'écailles imbriquées avec la nappe de l'Autapie (Rochegrand) qui se rattachent à une digitation supérieure (Cheval de Bois) présente sur la feuille Barcelonnette.

Nappe du Pelat à l'Ouest du Verdon

Le soubassement subbriançonnais de la grande klippe de l'Autapie entre le Verdon et le vallon de Chasse, qu'on peut appeler **unité de la Gardette**³⁷, présente une série stratigraphique identique à celle du Cimet. Elle est organisée en un large synclinal de direction N140 qui se resserre et se déverse au Sud-Ouest à son extrémité méridionale près de Colmars.

Au-dessus de la surface de charriage, la série débute presque partout par la formation du « Flysch du Bachelard », localement amincie par cisaillement basal, accompagnée de quelques témoins de la semelle jurassique (calcaires bathoniens) visibles dans le haut vallon de Chasse en compagnie de cargneules triasiques ainsi qu'à 500 m au Nord de Colmars (ancienne carrière de « marbre » de Chaumie).

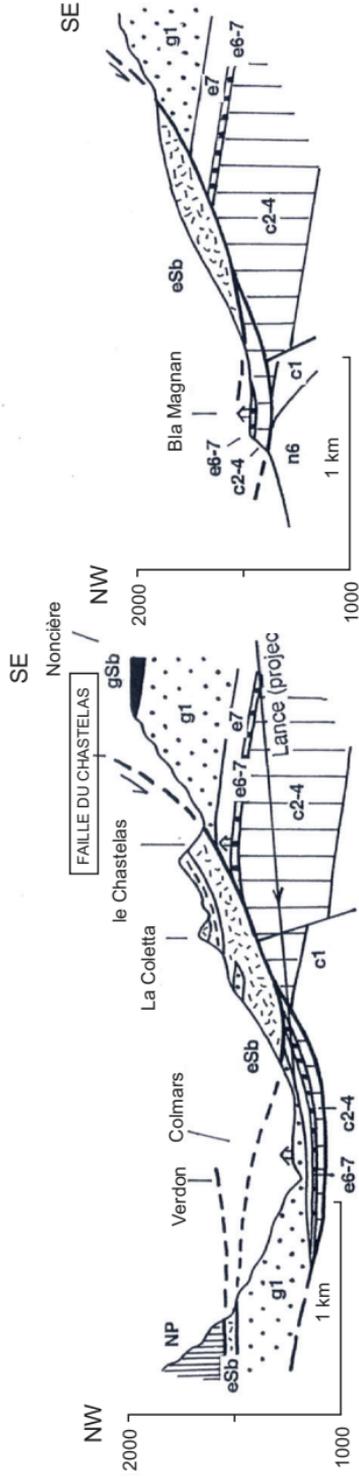
Au long du vallon de Chasse, l'unité de la Gardette repose directement sur les Schistes à blocs sommitaux des Grès d'Annot du massif de Chalufy – Denjuan, mais une écaille de série de type « Lac d'Allos » s'y intercale sur la crête de Valdemars à l'Est du Sommet du Caduc.

En bordure de la vallée du Verdon, le chevauchement recoupe d'Est en Ouest la série subalpine, des marnes médiocrétacées autochtones du flanc ouest de l'anticlinal de Clignon aux Grès d'Annot de l'unité parautochtone Estrop – Chalufy. Toutefois de Chaumie au Vallon de Chasse apparaît un feuillet intercalaire de flysch gréso-pélimitique à blocs qui tranche le synclinal nummulitique de Colmars (fig. 15). Ce flysch affleure également en rive gauche du Verdon dans le « lambeau de nappe de Colmars » resté longtemps énigmatique. Ce « point singulier » de Colmars fait l'objet d'un paragraphe ultérieur.

Unité des Trois Évéchés

Cette unité définie sur la feuille Barcelonnette se présente ici sous forme d'un « sandwich » multi-couches composé de lames de Calcaires planctoniques néocrétacés – éocènes, d'épaisseur pluri-décamétrique alternant tectoniquement avec du flysch gréso-pélimitique priabonien de même épaisseur. Elle prend naissance à partir d'une longue écaille de Calcaires planctoniques et de flysch éo-

³⁷ La Gardette : bastion rocheux dominant Colmars, site possible d'un ancien poste d'observation.



Les notations sont celles de la carte. NP : Nappe du Pelat .

Fig. 22 - Le point singulier de Colmars. Coupes transversales au Verdon de part et d'autre de la vallée de la Lance

cène intercalée entre l'unité de la Gardette et la nappe de l'Autapie dans le versant occidental de cette montagne. Dès la combe de Valdemars, l'unité des Trois Évéchés s'appuie directement sur les Schistes à blocs du toit des Grès d'Annot selon un contact tectonique quasi-concordant qui peut donner une impression de mise en place synsédimentaire. Mais une écaïlle de type « Tête Ronde » s'y insère au droit de la Foux.

Cet ensemble plonge jusqu'au fond de la vallée du Verdon près de la Foux où il s'enfonce à l'Est sous la nappe de l'Autapie. L'élargissement récent de la route de la Foux a permis de constater la présence de pélites à blocs au toit des intercalations de flysch, ce qui suggère que l'empilement des lames calcaires pourrait relever en partie d'une tectonique synsédimentaire nummulitique antérieure à la mise en place des nappes de l'Ubaye.

« Point singulier de Colmars » (fig. 22)

Au droit de cette localité, le versant oriental de la vallée du Verdon est garni sur une hauteur de 700 m par du flysch sombre à blocs contenant deux lames hectométriques de Calcaires planctoniques fichées sur la crête de la Coletta et dont une partie s'est répandue dans un vaste glissement – éboulement ancien où la route du Col des Champs s'élève en lacets. Ce flysch prolonge manifestement celui qui supporte l'unité de la Gardette en rive droite du Verdon.

Cet ensemble hétérogène repose sur le soubassement subalpin par une surface tectonique inclinée à l'Ouest, la faille du Chastelas³⁸, qui recoupe transversalement le synclinal de la Lance, des calcaires néocrétacés aux Grès d'Annot et vient s'appuyer horizontalement au fond de la vallée du Verdon sur l'étroit synclinal nummulitique de Colmars. Cette géométrie est celle d'une faille listrique accompagnant une extension post-nappe est-ouest selon un modèle semblable à celui de la faille du Col de l'Encombrette près du Lac d'Allos.

Le synclinal nummulitique de Colmars peut apparaître *a priori* comme le prolongement de celui de la Lance au delà d'une faille branchée au niveau de la vallée du Verdon sur celle du Chastelas. Cependant, il en diffère par plusieurs caractères : étroitesse, direction est-ouest, décalage dextre de son axe, flanc sud très redressé et renversement de son flanc nord où les marnes et calcaires nummulitiques schistosés sont rabattus à plat et traînés sur les Grès d'Annot.

Mais la différence la plus notable réside dans l'extrême réduction et le cisaillement basal des calcaires néocrétacés en contact tectonique avec les marnes cénomaniennes encaissantes. Ce contact est bien exposé au bord de la route départementale à proximité du pont sur le Verdon où il est très fortement penté au Nord et marqué par une schistosité intense dans les

³⁸ Faille identifiée et dénommée d'après le nom du ravin qu'elle emprunte par M. Hamiti (1994).

marnes avec des stries de glissement indiquant un déplacement relatif des calcaires en direction de l'Ouest.

Le pli de Colmars déforme donc un panneau de la « dalle Cs-N » préalablement décollée et déplacée au contraire du pli de la Lance où cette série est restée adhérente aux marnes médio-crétacées. Ce panneau a été inséré, avant son plissement, sous les schistes à blocs de la Coletta dont un autre paquet est conservé à la même altitude dans le bas de la forêt de Monier au-delà de la gorge de la Lance, au-dessus d'une écaille de calcaires néocrétacés coiffés d'un reste de Calcaires à nummulites.

Des stries tracées sur les Calcaires à nummulites au contact d'une écaille de Grès d'Annot entraînés au long de la faille au bas du ravin du Chastelas indiquent un déplacement en direction de l'WSW, en accord avec le rejet attendu de cet accident. Enfin, on doit admettre que cette faille soit antérieure au plissement du synclinal de la Lance : elle est en effet impliquée dans le renversement du flanc nord-est de ce pli bien visible à 1 900 m d'altitude sur le chemin de la cabane de Noncière à proximité de la route du Col des Champs.

La structure du « point singulier de Colmars » résulte donc d'un enchaînement complexe d'évènements tectoniques qui seront à prendre en compte dans la reconstitution tectogénétique de la région d'Allos.

Nappe de l'Autapie

Cette nappe dénommée d'après la montagne pastorale de l'Autapie à l'Ouest d'Allos est constituée par deux formations à turbidites grésocalcaires du Crétacé terminal : un **Flysch à helminthoïdes** régulièrement lité en dépit des nombreux plis métriques à hectométriques qui s'y observent et une formation désordonnée dénommée « **Flysch dissocié** » où les matériaux du flysch à helminthoïdes se retrouvent en mélange sous forme de blocs, lentilles ou tronçons de séquences granoclassées incorporés dans une matrice de pélites sombres déformée par des plis à toute échelle sans orientation privilégiée et manifestation syn-sédimentaires.

Sur la carte Allos, ces « flyschs exotiques » relèvent de deux unités tectoniques distinctes présentes conjointement seulement dans le massif de l'Autapie où elles sont séparées par un contact tectonique jalonné, en un seul point près du Sommet de Valcibière, par une écaille de Calcaires planctoniques subbriançonnais. Ce contact qui sinue horizontalement dans le versant occidental de la montagne est souligné au même endroit par des schistes noirs et versicolores qui représentent un horizon stratigraphique basal commun aux deux formations. C'est à ce niveau que s'est produit le décollement de la nappe au-dessus d'un substratum inconnu demeuré dans la patrie ligure de ces flyschs exotiques.

Toutefois, sur l'arête acérée située au Nord de la Tête de Pra Bertrand proche du Sommet de Valcibière, une lentille de Flysch à helminthoïdes épaissie d'une centaine de mètres est interstratifiée dans le Flysch dissocié, selon un modèle qui prédomine aux environs du Col d'Allos où ces deux faciès alternent verticalement par paquets d'épaisseur déca-hectométrique avec des polarités tantôt normales, tantôt inverses.

Ce type de structure sans équivalent dans les autres formations à turbidites de l'Embrunais – Ubaye résulte probablement d'une déformation syn-sédimentaire acquise au sein d'un prisme d'accrétion actif à la fin du Crétacé dans le domaine océanique ligure.

La nappe de l'Autapie repose le plus souvent en accordance sur le flysch gréso-pélimitique éocène subbriançonnais par l'intermédiaire d'un horizon à blocs et à lentilles de flysch et de calcaires planctoniques, ce qui témoigne de sa mise en place sous-marine précoce dans les régions internes de l'avant-fosse nummulitique commune des domaines subbriançonnais et subalpin.

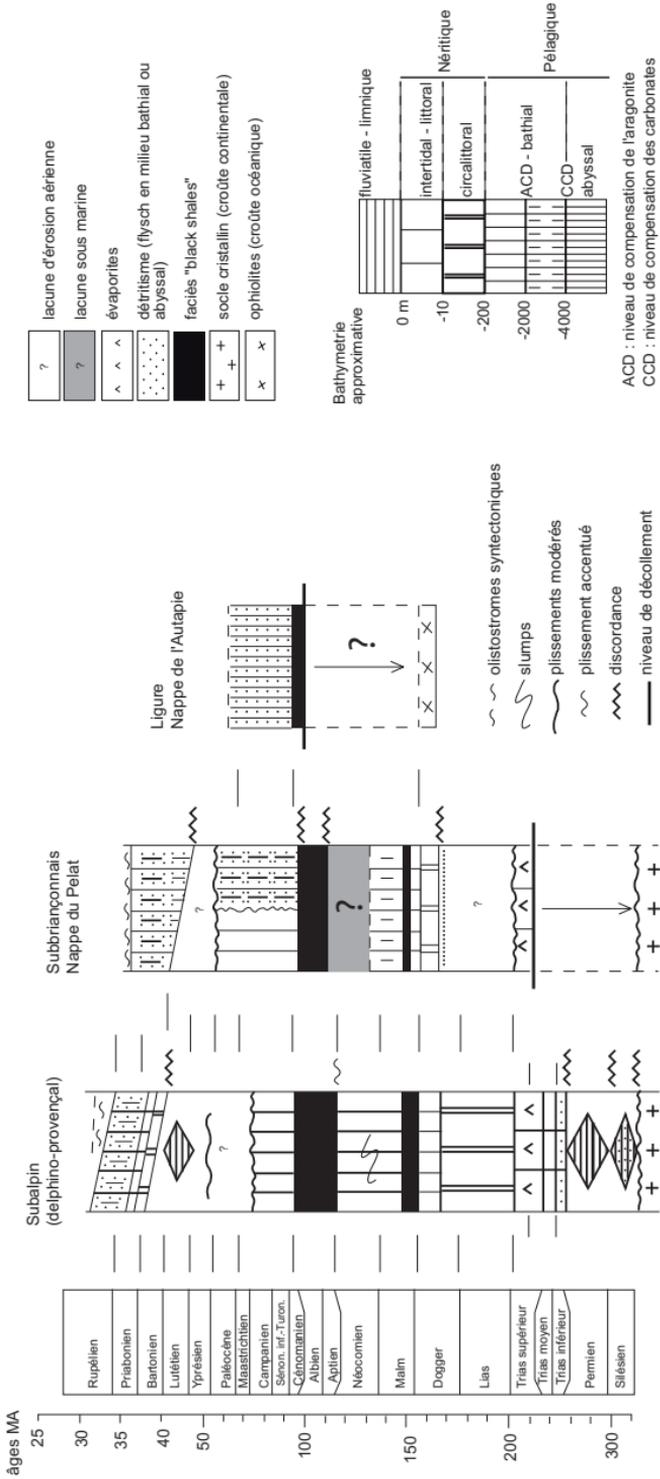
La semelle subbriançonnaise et sa couverture de flyschs exotiques ont été charriées, plissées ou cisailées ensemble dans les nappes de l'Ubaye ce qui explique que la nappe de l'Autapie puisse se trouver localement en repos direct sur des niveaux mésozoïques subalpins et engagée sous le chevauchement d'une unité subbriançonnaise comme c'est le cas au Nord-Ouest d'Allos entre le Verdon et le sommet de Roche-grand.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE – PALÉOGÉOGRAPHIE – TECTOGENÈSE

Les séries sédimentaires figurant sur la carte représentent trois domaines paléogéographiques dont l'évolution a été conditionnée par l'existence temporaire au Mésozoïque, à l'emplacement des Alpes, d'un domaine océanique rattaché à la Téthys.

L'ouverture océanique s'est réalisée, au Jurassique moyen, en même temps que celle de l'Atlantique central, au sein d'un bloc continental eurafricain hérité de l'orogénèse hercynienne. Elle s'est traduite par la création d'une marge continentale européenne en bordure nord-occidentale d'un océan étroit, la Téthys ligure. Après une expansion rapide au Jurassique supérieur, cet océan est arrivé à maturité pendant le Crétacé inférieur puis s'est refermé à la fin du Mésozoïque par subduction intra-océanique suivie d'une collision continentale au Paléogène.

La série subalpine et celle, subbriançonnaise, de la nappe du Pelat, se sont déposées sur la marge continentale européenne, probablement dans



des aires assez proches l'une de l'autre, alors que le flysch de la nappe de l'Autapie relève du domaine océanique ligure, au-delà des domaines à croûte continentale briançonnais et piémontais non représentés sur la carte.

Trias à Éocène terminal : période sédimentaire (fig. 23)

Trias (étape « pré-rift »)

L'ensemble de la région correspond à un domaine de plate-forme marine où une sédimentation carbonatée et évaporitique à fleur d'eau succède aux épandages de sables fluviaux puis littoraux du Trias inférieur. Toutefois les terrains triasiques figurant sur la carte sont trop insignifiants pour offrir une illustration de cette étape.

Lias – Dogger (étape « syn-rift ») : création de la marge continentale

La plate-forme carbonatée sous faible tranche d'eau en place depuis la fin du Trias (Rhétien) est accidentée du Sinémurien au Bathonien par un système de failles distensives remobilisant pour la plupart des accidents tardi-hercyniens déjà actifs au Trias supérieur (Dardeau, 1988).

Un dispositif complexe de blocs basculés accidenté les fonds marins et conditionne les rapides variations latérales de faciès et d'épaisseur du Lias – Dogger delphino-provençal où cette tectonique reste sous-marine. La série relativement épaisse (environ 300 m) de Châteauneuf-d'Entraunes se situerait ainsi sur la bordure orientale d'un demi-graben dont la partie la plus profonde, avec quelque 2 000 m de sédiments, se trouve à présent incorporée à la nappe de Digne.

Au même moment, le domaine subbriançonnais de la nappe du Pelat constitue un horst émergé en proie à l'érosion aérienne attestée par la lacune du Lias, selon un modèle de type briançonnais. Toutefois, des secteurs subbriançonnais voisins offrent une série Lias – Dogger assez bien garnie (massif du Morgon, feuilles Barcelonnette, Seyne et Chorges).

Malm – Crétacé inférieur (période de subsidence et d'expansion océanique)

Dès le milieu du Dogger, les différents domaines individualisés sur la marge témoignent d'un rapide approfondissement ou redeviennent sous-marins, au Bathonien dans le cas de l'aire du Pelat.

Dans le domaine dauphinois, la subsidence est compensée par une sédimentation argileuse abondante qui limite la profondeur des dépôts, mais la série subalpine figurant sur la carte est proche de la plate-forme provençale et l'épaisseur des Terres noires commence à se réduire.

Plusieurs sillons méridiens apparus à la fin du Jurassique (tel le « canyon du Var », Beaudoin 1977) régissent les phénomènes de resédimentation qui perturbent les dépôts marno-calcaires du Crétacé inférieur du bassin vocontien.

Dans une grande partie du domaine subbriançonnais, la profondeur du bassin approche rapidement le niveau de la CCD (« black shales » oxfordiennes argilo-siliceuses, calcaires fins à cherts du Tithonien) témoignant d'un affaissement rapide de la marge continentale. Dans l'aire du Pelat, cet effondrement est à l'origine de pentes sous-marines instables trop inclinées pour permettre le dépôt des rares particules carbonatées épargnées par la dissolution et au long desquelles se produisent des éboulements (« black shales » bréchiqes « albiennes »).

Toutefois, des secteurs proches se singularisent dans la même période par une plate-forme corallienne (Séolanes, feuille Barcelonnette).

Crétacé supérieur – Paléocène (fermeture de la Téthys ligure)

La série subalpine figurant sur la carte n'offre aucun indice de mobilité tectonique dans la période du Cénomanién au Campanien pendant laquelle les conditions pélagiques du bassin vocontien restent stables comme le montre la concordance parfaite des différentes unités lithostratigraphiques superposées.

Le domaine subalpin émerge à la fin du Crétacé ou au début du Paléogène : cette incertitude est due à l'absence de tout dépôt attribuable au Maastrichtien (El Kholi, 1972), contrairement à ce qui est établi dans des régions plus orientales (feuille Viève – Tende).

Dans le domaine subbriançonnais du Pelat, le Flysch du Bachelard témoigne de l'apparition d'un sillon bathial alimenté en détritique terrigène à partir d'une zone haute, émergée, de position inconnue.

Loin vers l'Est, au-delà des domaines briançonnais et piémontais non représentés sur la carte, les Flyschs à helminthoïdes se déposent dans un domaine abyssal situés à l'aplomb d'une zone de subduction intra-océanique active dès le milieu du Crétacé. Leur lithologie particulière suppose un environnement d'aires à sédimentation carbonatée pélagique abondante fournissant les micrites des calcaires à Helminthoïdes, ainsi que des reliefs aériens procurant du matériel sédimentaire et endogène varié prélevé vraisemblablement sur la marge sud-alpine (= apulienne ou adriatique) déjà structurée (Caron *et al.*, 1981).

En raison de son architecture désordonnée à toute échelle, la série de l'Autapie, seule représentante de ces flyschs aux environs d'Allos, peut être interprétée comme un témoin du prisme d'accrétion sous-marin proche de cette marge.

La sédimentation des flyschs ligures s'interrompt au début du Paléocène au moment où se mettent en place les premières nappes à matériel océanique sur la marge européenne. Découplés au toit d'une formation sous-jacente de « black shales » (Schistes noirs du Col de Vars, feuilles Barcelonnette et Embrun – Guillestre), ces flyschs vont devenir « exotiques » au sein de plusieurs nappes impliquées dans la collision continentale.

Éocène – Oligocène inférieur (collision continentale). *Naissance, développement et résorption du bassin nummulitique des Grès d'Annot*

Cette époque est marquée par le creusement d'une avant-fosse flexurale au front de l'arc alpin naissant. Ce piège à turbidites terrigènes en place dès l'Éocène moyen dans les zones briançonnaise et subbriançonnaise migre vers l'extérieur de la chaîne naissante pour atteindre le domaine dauphinois oriental à l'Éocène supérieur (bassin des Grès d'Annot). La subsidence accélérée (plus de 3 000 m en 5 millions d'années) causée par la surcharge du prisme orogénique en cours de progression s'accompagne de failles en extension dans la partie externe et centrale du bassin (Grès d'Annot) alors que la partie interne (zone subbriançonnaise) est précocement incorporée à ce prisme.

L'évolution du bassin d'avant-pays se déroule en trois phases :

- 1 – début de la subsidence, l'avant-fosse reste sous-remplie alors que la marge externe s'approfondit avec le dépôt des Calcaires à nummulites puis des Marnes bleues ;
- 2 – remplissage de l'avant-fosse par des turbidites silicoclastiques (Grès d'Annot, Grès du Laus) alimentées longitudinalement à partir d'une terre méridionale corso-sarde ; la migration des dépocentres d'Est en Ouest fait que le remplissage est de plus en plus récent en direction de l'Ouest ;
- 3 – colmatage du bassin par des dépôts marins de moins en moins profonds puis fluvio-deltaïques (bassin de Barrême, feuille Digne) ou comblement rapide par la mise en place d'unités tectoniques internes précédées par des olistostromes (« schistes à blocs »).

Dans le domaine subbriançonnais du Pelat, la transgression nummulitique s'effectue sur un soubassement plissé et écaillé interprétable comme un segment du prisme orogénique (Parris et Kerckhove, 1988).

Dans le domaine dauphinois, l'installation du bassin intervient après une longue période d'émersion (Maastrichtien à Bartonien) contemporaine de la phase tectonique « pyrénéo-provençale » quasi inapparente dans la partie subalpine de la carte. En effet les plis pyrénéo-provençaux de direction est-ouest présents plus à l'Ouest (Nappe de Digne et son autochtone, feuille la Javie) ainsi que dans la partie centrale de l'Arc de Castellane à proximité de cette localité et aux environs de Barrême (feuilles Castellane et Digne) se limitent ici à de simples ondulations sans orientation privilégiée décelables par la discordance

régionale des Calcaires à nummulites qui reposent tantôt sur les calcaires santoniens, tantôt sur les marno-calcaires campaniens et localement sur les cailloutis fluviaux de la formation d'Argens. Ces derniers se situent aux creux de paléovallées (Chamatte) ou dans des cuvettes au pied d'escarpements de failles nouvellement formés (Encombrette, Cime de Pal).

Oligocène – Miocène – Pliocène : structuration du soubassement subalpin et charriage des nappes de l'Ubaye

La structure tectonique représentée sur la carte résulte d'une série d'événements qui se sont produits principalement au cours de l'Oligocène, dans un intervalle de temps relativement bref compris entre le dépôt des couches terminales des Grès d'Annot datées du Rupélien inférieur (NP 21, 33 Ma) dans le secteur de Sanguinière (Sztrakos & du Formel, 2003) et celui des Conglomérats de Clumanc du bassin de Barrême (feuille Digne), datés du Rupélien supérieur (NP 24, 28 Ma) (Callec, 2001). Ces derniers contiennent des galets de roches intra-alpines, en particulier des calcaires à helminthoïdes (Lemoine, 1972). Toutefois, l'activité tectonique s'est poursuivie jusqu'au Pliocène.

L'enchaînement des événements serait le suivant :

- 1 – plissement hydroplastique (à vergence ouest) de la partie sommitale des Grès d'Annot du secteur de Tête Noire à l'Ouest de la Foux, apparemment synchrone du dépôt des Schistes à blocs dans lesquels est incorporé le méga-olistolite de la Crête de Chabaud au Nord-Ouest de Chasse. Ce sont ici les seuls indices objectifs du comblement du bassin nummulitique par l'avancée du prisme orogénique qui concerne alors les régions plus internes, subbriançonnaises, de ce bassin, où la nappe de l'Autapie se met en place en milieu sous-marin³⁹ ;
- 2 – première phase de plissement synschisteux d'axe moyen N100, à vergence sud (subalpin d'Allos – Haut Var) ;
- 3 – érosion aérienne qui détruit la série des calcaires du Crétacé supérieur avec sa couverture nummulitique aux alentours d'Allos où les marnes médiocrétacées sont mises à nu. Plus au Nord (fenêtre de Barcelonnette), le niveau d'érosion descend jusqu'aux Terres noires jurassiques et même jusqu'au Trias dans le secteur de Terres Plaines (feuille Barcelonnette) ;
- 4 – mise en place épiglyptique de la nappe du Pelat transportant sa pseudo-couverture de flysch Autapie. Le charriage induit un décollement ou un écaillage de la série du Crétacé supérieur – Nummulitique (dalle Cs-N). Les plis N140 propres aux unités de Tête Ronde et du Cimet sont vraisemblablement synchrones de cette mise en place qui se serait donc effectuée, comme attendu, du Nord-Est vers le Sud-Ouest (Kerckhove, 1969 ; Fry, 1989).

³⁹ Contrairement à ce qui figure dans les récentes publications relatives au bassin des Grès d'Annot (Ravenne *et al.*, 1987 ; Joseph & Lomas, 2004 ; Joseph *et al.*, 2005), il n'existe aucun endroit où l'on puisse observer le repos direct de la nappe de l'Autapie sur les schistes à blocs du toit des Grès d'Annot, à l'exception de la barre de Champontier à proximité du Lauzet – Ubaye (feuille Seyne). Seuls des blocs et de rares olistolites dispersés ont été incorporés en « mélange » dans cette formation.

Toutefois, la direction N120 à N130 des plis en chevrons omniprésents dans les calcaires néocrétacés décollés suggère un déplacement de la dalle CS-N plutôt vers le SSW. Mieux encore, les plis d'entraînement associés aux écaillés de Calcaires nummulitiques de la Tête de l'Adrech (versant de la haute Bléone) et aux chevauchements de Sangraure et de Vachière sont dirigés N100 avec une vergence sud.

Enfin des indices d'un déplacement vers l'Ouest sont apportés par des fibres calciteuses dans le contact tectonique de la bordure méridionale du synclinal nummulitique de Colmars, ainsi qu'au sein des marnes albiennes à proximité du Col des Champs⁴⁰.

Il demeure donc une large incertitude sur la direction de transport de la dalle Cs-N et donc de celle des nappes, dont la mise en place s'est probablement réalisée dans un champ de contraintes variable dans le temps. L'amplitude du déplacement de la dalle Cs-N reste également conjecturale, alors que celle des unités subbriançonnaises est très largement supérieure à 50 km ;

5 – extension est-ouest concernant le territoire situé à l'Ouest d'une ligne joignant le Col de la Cayolle à Colmars, commandée par un faisceau de failles normales ou listriques d'orientation moyenne NE-SW (Tête de la Gypièrre, Garets, Col de l'Encombrette, Chastelas). Cette extension qui se traduit par un affaissement du territoire occupé par les nappes de l'Ubaye à la périphérie de la demi-fenêtre d'Allos par rapport à la région du haut Var pourrait avoir été déclenchée par la surcharge d'une unité tectonique supérieure, la nappe du Parpaillon, mise en place tardivement à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène ; les témoins les plus proches de cette nappe épargnés par l'érosion sont la klippe de la Grande Séolane, à 6 km au NNW de la Foux d'Allos et les lames de grès lutétiens insérées sous un lambeau de Flysch à helminthoïdes à faciès Parpaillon du Col du Talon à 7 km au Nord-Est d'Allos (feuille Barcelonnette).

M. Hamiti (1994) propose que la faille listrique du Col de l'Encombrette emprunte la base des nappes sur le pourtour du massif des Graus et de la demi-fenêtre d'Allos pour se raccorder au droit de Colmars à celle du Chastelas. Il généralise ainsi son modèle extensif à l'ensemble du territoire compris entre le Lac d'Allos et la haute vallée de l'Issole – haute Bléone ;

6 – second plissement synschisteux et écaillage de l'ensemble subalpin + nappes de l'Ubaye, selon une direction N140 à 150, dont résulte la mise en place du Nord-Est vers le Sud-Ouest des unités paraautochtones de Bouchier et du Pichs, le bombement de la demi-fenêtre d'Allos, le pli du Lausson et la structuration du grand synclinal nummulitique de la Lance. Cette tectonique compressive

⁴⁰ Ce sont plusieurs filons de calcite horizontaux, d'épaisseur pluricentimétrique, sub-parallèles au litage des marnes, dont les fibres orientées N260 sont recoupées par une schistosité N120 à fort pendage nord.

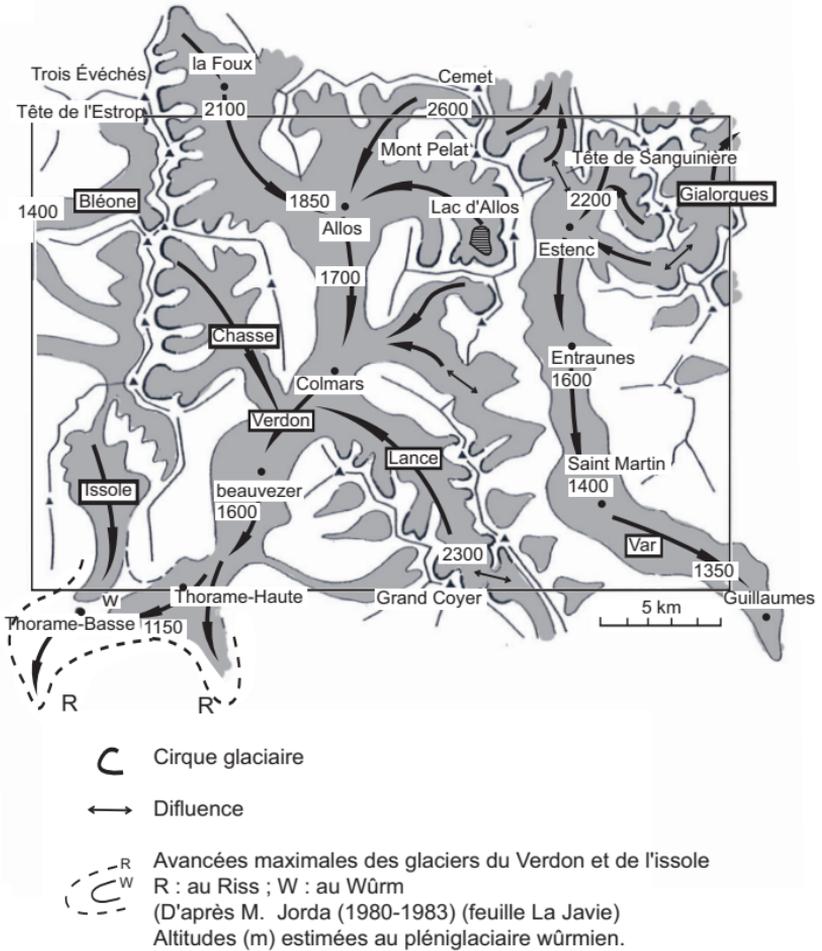


Fig. 24 - Les glaciers du Verdon et du Var sur la carte Allos

serait contemporaine de celle qui affecte la molasse burdigalienne – helvétique du bassin de Digne ;

7 – la dernière étape identifiable dans l’emprise de la carte est illustrée par la faille normale du Lausson, de direction NNW-SSE à regard oriental, avec une composante décrochante dextre, qui se relie vers le Nord au faisceau du Parpaillon. L’âge pliocène de cette fracturation distensive post-nappes est à présent bien établie (Labaume *et al.*, 1989 ; Kerckhove *et al.* 2005). Le faisceau de failles normales de même direction, également à regard oriental qui effondre la bordure du synclinal de la Lance entre les Aiguilles de Pelens et le Pas du Puy Roubinous, en fait probablement partie.

Quaternaire (acquisition de la morphologie) – Glaciation würmienne (fig. 24)

Une grande partie du relief des environs d’Allos a été occupée par les glaciers quaternaires au Riss et au Würm, mais la quasi-totalité des dépôts morainiques représentés relèvent de cette dernière époque. Seuls quelques lambeaux de matériel morainique situés à haute altitude de part et d’autre de la vallée du Verdon au droit de Beauvezer sont attribuables avec doute à la glaciation du Riss.

Il est assez difficile de reconstituer les surfaces des deux glaciers principaux, Verdon et Var, au maximum de la glaciation Würmienne (Würm III, environ – 25 000 BP, Jorda *in* Haccard *et al.*, 1989) en raison de l’effacement des moraines latérales par le lessivage torrentiel qui s’est emparé des versants au cours de l’Holocène, surtout dans la vallée du Var tributaire direct du bassin méditerranéen.

Pour le Verdon, une indication intéressante est fournie par l’énorme talus fluvio-glaciaire de Ratery, entaillé par le ravin de Clignon, qui indique une obturation latérale par le glacier à l’altitude d’environ 1 700 m.

Dans la vallée du Var, une haute banquette de cailloutis cryoclastiques est conservée à 1 600 m d’altitude en rive gauche au droit d’Entraunes (les Clots), à proximité d’un reste de moraine latérale à gros blocs de Grès d’Annot entreposé sur le replat du Serre à 1 550 m d’altitude.

Les marqueurs des stades de retrait ou tardiglaciaires de ces glaciers sont rarissimes : un vallum morainique en rive gauche de la gorge de la Bléone (1 300 m) ; dans la vallée du Var : le vallum de Saint-Martin-d’Entraunes (1 050 m) et les moraines de l’ombilic d’Estenc (1 800 m).

Au cours de la déglaciation post-würm, le profil glaciaire de la plupart des versants a été altéré par de vastes mouvements gravitaires qui se sont produits aux dépens du substratum rocheux, là où sa structure ou sa lithologie étaient

favorables (Terres noires jurassiques, marnes médiocrétacées) et de sa couverture éventuelle de matériel morainique et de cailloutis de gélifraction.

Ces derniers sont conservés en place sur de hautes surfaces en forme de glacis situées aux alentours de 2 000 m d'altitude (environs de Vachière, Chalufy, Col des Champs, versant nord-est de la Cime de l'Aspre) dont l'élaboration remonte peut-être à une époque assez ancienne du Quaternaire.

STRUCTURE PROFONDE – NÉOTECTONIQUE – SISMICITÉ

Structure profonde

Faute de profil sismique disponible et en l'absence de tout forage sur le territoire de la carte, la structure profonde de la région d'Allos demeure à ce jour totalement inconnue. En particulier, la profondeur et la structure du socle restent du domaine de la pure conjecture.

La construction de coupes équilibrées est rendue aléatoire par l'incertitude des directions et des distances de transport tectonique. Cette difficulté résulte de l'interférence de deux phases de plissement hétéroaxiales superposées et de la présence de trois niveaux de décollement (Trias, Terres noires jurassiques, Marnes médio-crétacées) au sein de la série subalpine.

De plus, il reste hasardeux de relier les structures tectoniques affleurantes au chevauchement de la nappe de Digne à l'Ouest et aux remontées du socle cristallin ou de son tégument permien (Argentera et Dôme du Barrot) à l'Est.

Ces conditions incitent à émettre des réserves sur les coupes de l'Arc de Castellane, du massif de l'Argentera au bassin de Valensole, présentées dans plusieurs publications récentes (Apps, 1987 ; Apps *et al.*, 2004 ; Elliott *et al.*, 1985 ; Ford & Lickorish, 2004 ; Graham, 1981).

Néotectonique

La tectonique quaternaire éventuelle du territoire couvert par la feuille Allos n'a apparemment fait l'objet d'aucune recherche, sans doute en raison de l'absence des marqueurs que constituent les terrasses fluviales comme celles de la Bléone où des déformations quaternaires ont été décrites (feuille la Javie).

La faille plio-quaternaire du Lausson n'est jalonnée par aucun épicerentre sismique et semble donc très peu active.

La possibilité d'un méga-tassement morphotectonique quaternaire du massif des Aiguilles de Pelens et du Puy du Pas Roubinous par le jeu du

faisceau de failles récentes évoqué précédemment reste du domaine de l'hypothèse.

Sismicité⁴¹

Le territoire de la carte Allos se situe en bordure de l'une des régions les plus sismiques des Alpes françaises (Thouvenot et Fréchet, 2006). Cette activité est visiblement liée à l'ensellement de socle situé entre les massifs du Pelvoux et du Mercantour où sont conservées les nappes de flyschs de l'Embrunais – Ubaye. La région d'Allos proprement dite est cependant beaucoup moins active, actuellement et historiquement (fig. 25).

Sismicité historique

Si l'on se réfère au catalogue de sismicité historique (SisFrance, 2007), les séismes ressentis sur les communes d'Allos, Colmars, Entraunes et Thorame n'ont jamais dépassé l'intensité V sur l'échelle MSK. Les deux seuls séismes localisés dans l'emprise de la carte ou à proximité immédiate et ressentis avec une intensité supérieure ou égale à III se sont produits en 1974 et 1997, ce dernier étant dit « séisme d'Allos » (fig. 26).

Les épencentres de ces deux séismes sont d'autant plus voisins que J.P. Rothé (1983) situe l'épicentre macrosismique du premier en 44°12'N et 6°27'E, ce qui le rapproche de celui du second. Les effets ont cependant été moindres pour le premier, ressenti sur une surface de seulement 2 500 km² (Rothé, 1983), que pour le second ressenti sur plus de 4 000 km² (BCSF, 2002) (fig. 24). Dans ces conditions, il est surprenant que l'estimation de la magnitude du premier (entre 4,3 et 4,9) soit supérieure à celle du second (M L entre 4,0 et 4,8).

De tels séismes de magnitude supérieure à 4 sont relativement peu fréquents dans le Sud-Est de la France où ils ne surviennent que tous les trois ans environ. Curieusement, SisFrance (2007) ne mentionne pas que le séisme de 1997 ait été ressenti dans la localité d'Allos ; il semble que cela ne puisse résulter que d'un défaut de centralisation de l'information, car avec un épicode instrumental situé à proximité de la Foux d'Allos, ce séisme a été perçu en 44 communes, mais il n'a pas fait de dégâts dans la vallée du Verdon, l'intensité n'ayant pas dépassé V MSK. En revanche, des fissurations de plâtres, chutes de débris et glissements de tuiles (intensité VI) ont été observés à plus grande distance. Des fissures sur des routes et chemins ont également été notées à Prads, localité proche de l'épicentre macrosismique. Les effets observés à grande distance sont probablement imputables à une entrée en résonance des terrains alluvionnaires dans les différentes vallées (Haute Bléone, Ubaye, Verdon). Le fait que l'épicentre macrosismique soit situé à 7 km au Sud-Ouest de l'épicentre

⁴¹ Rédaction F. Thouvenot.

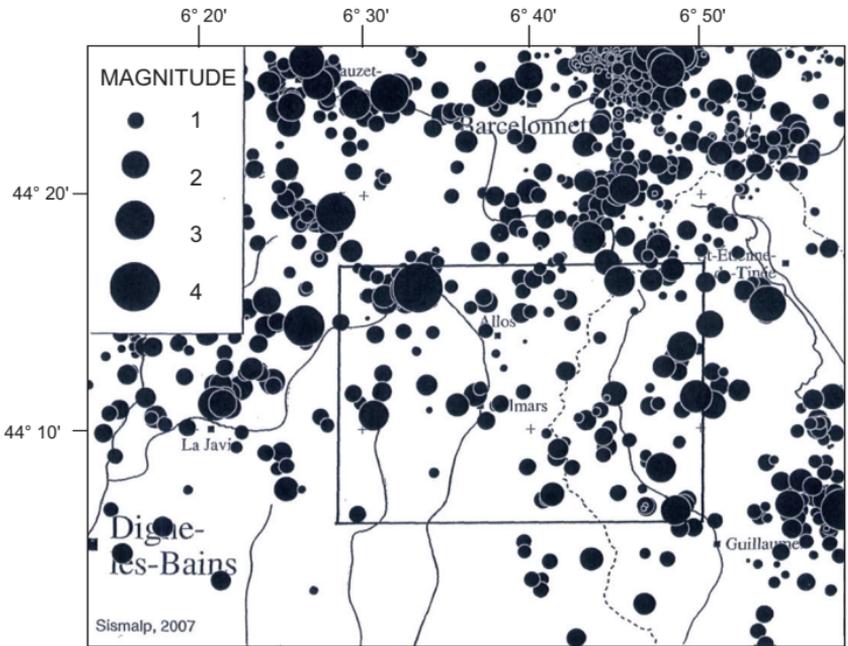
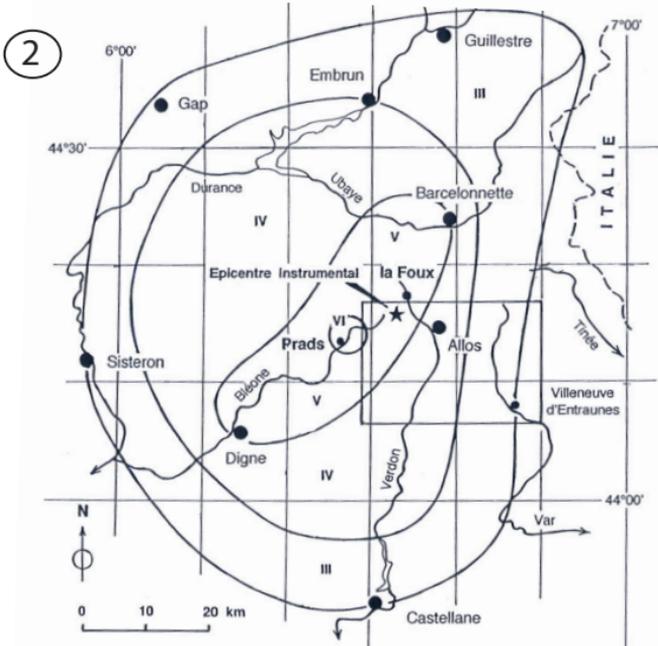
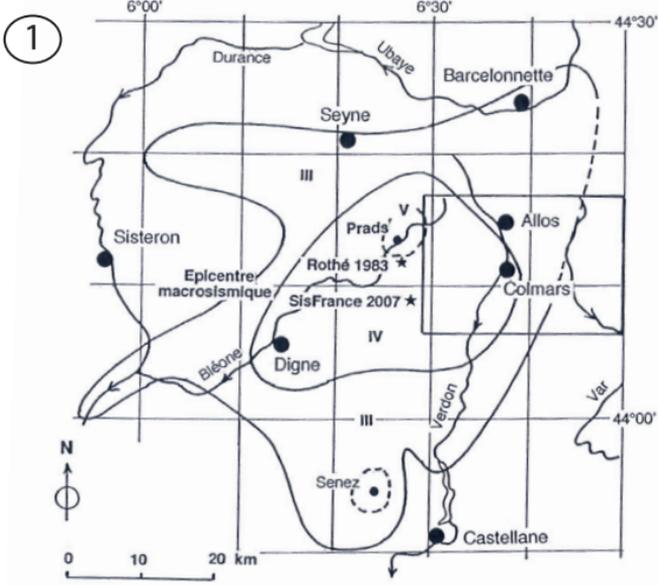


Fig. 25 - Sismicité sur le territoire de la feuille Allos et à son voisinage dans la période 1989-2005



Date et heure locale	Coordonnées épicode macrosismique	Intensité maximum	Magnitude
① 08/02/1974 20:12:17	44°09'N 6°29'E	V	4,3 - 4,9
② 31/10/1997 05:23:44	44°19'N 6°28'E	VI	4,0 - 4,8

Fig. 26 - Isoseistes des séismes du 8 février 1974 et du 31 octobre 1997 (Allos)

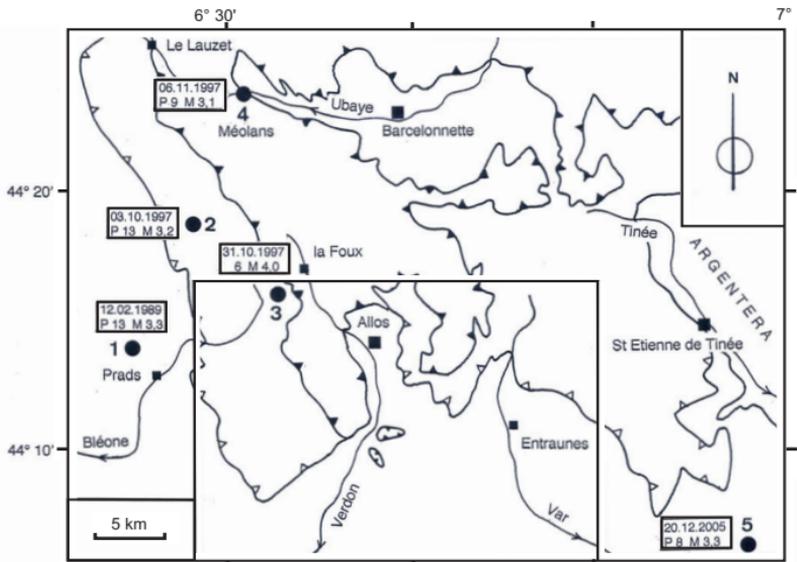


Fig. 27 - Séismes de magnitude supérieure à 3,0 sur la feuille Allos et à proximité immédiate (période 1989 à 2005). P : profondeur en km ; M : ML magnitude locale de Richter calculée par Sismalp. Les contours géologiques sont ceux de la fig. 2, simplifiée.

instrumental fait ressortir la difficulté d'utiliser les épacentres macrosismiques pour étudier la tectonique locale.

La position de l'épicentre instrumental a été confirmée par l'étude des quelques 200 répliques qui ont suivi le choc principal pendant une dizaine de jours et qui ont été enregistrées par quatre stations d'un réseau temporaire. La profondeur focale a ainsi été déterminée vers 6 km, donc très probablement dans le socle.

Sismicité intrumentale

Depuis 1989, le réseau Sismalp du L G I T⁴² surveille la sismicité des Alpes occidentales et de leurs abords grâce à un réseau de 44 stations. L'une d'entre elles est installée à Villeneuve-d'Entraunes. La figure 25 montre les épacentres des séismes localisés entre 1989 et 2005 dans une zone un peu plus large que celle couverte par la carte Allos. Aux données Sismalp ont été adjointes celles du réseau RSNi de Gênes (15 stations) et d'autres stations françaises pour localiser plus de 1 400 évènements de magnitude comprise entre -0,4 et 4,0. L'incertitude sur la position des épacentres est théoriquement inférieure au kilomètre pour la plupart des séismes, celle sur la profondeur focale étant inférieure à 2 km.

Une grande partie de la sismicité observée s'est produite au cours de la crise sismique en essaim qui a affecté la vallée de l'Ubaye au Nord-Est de Barcelonnette en 2003-2004, selon une direction NW-SE et une activité importante concerne la basse vallée de Ubaye à l'Ouest de Barcelonnette (secteur du Lauzet).

On constate que le territoire de la feuille Allos se révèle moins sismique que ses alentours. Un alignement qui prend naissance sur le séisme de 1997 commence à se dessiner en direction du Nord-Ouest. D'orientation N 130°E, il recoupe le chevauchement frontal des nappes de l'Ubaye et n'a de toute évidence aucun lien avec la géologie de surface.

Entre 1989 et 2005, cinq séismes ont atteint ou dépassé la magnitude 3,0 mais seul celui du 31 octobre 1997 avait son épacentre sur la feuille Allos. En ce qui concerne les deux autres séismes de 1997, il est difficile de faire de celui du 3 octobre un précurseur de celui du 31 car leurs épacentres sont distants de 9 km, mais on notera qu'il se place sur l'alignement N130°E mentionné précédemment. Le séisme du 6 novembre qui s'est produit à Méolans n'est en aucun cas une réplique (fig. 27).

⁴² LGIT = Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (CNRS/UJF) Observatoire de Grenoble.

Ces séismes de magnitude supérieure à 3,0 sont systématiquement ressentis dans un rayon d'une dizaine voir d'une vingtaine de kilomètres sous forme de vibrations et de phénomènes sonores (explosions). Compte tenu de leur profondeur, les foyers se situent tous en dessous des nappes de l'Ubaye, dans le socle dauphinois ou dans la partie profonde de sa couverture sédimentaire.

Mécanismes au foyer et interprétation structurale

Quatre séismes (1 à 4) de la figure 27 ont fait l'objet d'une étude de mécanismes au foyer mais on n'envisagera ici que les trois premiers, les plus proches de la région d'Allos.

Pour le n° 1 (février 1989), un mécanisme transpressif avec un axe P orienté N-S a été proposé (Madeddu *et al.*, 1996 ; Baroux *et al.*, 2001).

Pour le n° 2 (3 octobre 1997), Baroux *et al.* (2001) obtiennent un mécanisme transtensif avec un axe T orienté E-W. L'un des plans nodaux d'azimut NW-SE proche de la direction N 130°E de l'alignement déjà évoqué pourrait correspondre au plan de faille.

Le séisme d'Allos (n° 3, 31 octobre 1997) a attiré l'attention de plusieurs auteurs (Sue, 1998 ; Sue *et al.*, 1999 ; Baroux *et al.*, 2001) qui ont proposé des solutions quelque peu différentes dans le détail. Un consensus se fait cependant sur un mécanisme de compression, comme le confirme un réexamen de toutes les données disponibles (Taami, 2003) : l'axe P a une orientation pratiquement N-S ; l'un des plans nodaux, d'azimut N120°E, pourrait correspondre au plan de faille car son orientation est très proche de celle de l'essai de répliques (N114°E). En revanche, le pendage de ce plan serait vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire à l'inverse de tous les chevauchements connus en surface. La résolution verticale de l'essai de répliques n'est pas suffisamment bonne pour que cela puisse être confirmé. On note toutefois la coïncidence avec l'orientation de l'alignement plurikilométrique N130°E.

D'une manière générale, les mécanismes étudiés dans cette région sont souvent confus et peu concluants, probablement en raison d'importantes hétérogénéités latérales des vitesses sismiques et d'effets de pendage qui dévient les rais sismiques. Il se dégage cependant de leur analyse que c'est essentiellement de la compression nord-sud à NE-SW qui est observée. Ce régime est différent de celui qui prévaut quelques dizaines de kilomètres plus au Nord dans les nappes de l'Embrunais – Ubaye ou domine l'extension est-ouest (Sue, 1998 ; Sue *et al.*, 1999).

L'orientation N114°E-N130°E semble donc particulièrement importante en ce qui concerne la sismotectonique de ce secteur, du moins en ce qui concerne le socle.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RISQUES NATURELS

Comme toutes les contrées montagneuses, la région d'Allos est exposée aux aléas créés par les agents de l'érosion dont l'incidence dépend de la déclivité des reliefs, du volume et de la répartition annuelle des précipitations et de la nature des terrains.

Avalanches, éboulements

Une grande partie du territoire couvert par la carte se situe en zone montagneuse où de nombreux versants sont exposés aux chutes de pierres et aux avalanches neigeuses banales à ces altitudes. Ces phénomènes n'affectent guère les activités humaines cantonnées dans les vallées du Verdon et du Var mais conduisent à la fermeture hivernale des itinéraires routiers par les cols de la Cayolle et des Champs ainsi que de la route d'accès au Lac d'Allos.

Crues torrentielles

Les hautes vallées du Verdon et du Var ont été autrefois confrontées à une érosion torrentielle intense qui avait atteint un niveau critique au XIX^e siècle à cause du déboisement et du surpâturage ayant entraîné une profonde dégradation des sols et la formation de griffes d'érosion très actives dans les terrains marneux, spécialement dans les Terres noires jurassiques de la vallée du Var. Les noms des deux « Bourdous » (les « boueux ») d'Entraunes et de Villeneuve-d'Entraunes, tributaires du Var, sont assez suggestifs de la capacité érosive de ces torrents dans les Terres noires.

Le reboisement systématique des versants et la correction des lits torrentiels entrepris par l'administration des Eaux et Forêts à partir des années 1890 ont eu des effets bénéfiques et la plupart de ces cours d'eau sont à présent assagis ou contenus entre des digues.

Un important ouvrage de correction torrentielle a été récemment édifié, en 1989, sur le Chamoussillon, affluent de rive gauche du Var en amont de Saint-Martin-d'Entraunes. Il s'agit d'un barrage dévolu à la rétention des matériaux transportés en abondance jusqu'au Var par ce torrent dont le bassin versant (environ 8 km²) s'étend entièrement dans des marnes et marmo-calcaires crétacés ravinés et encombrés de glissements de terrain actifs, où l'érosion torrentielle est particulièrement intense.

La région connaît trois types de crues :

– des crues de printemps généralisées surviennent en mai-juin lors de précipitations méditerranéennes abondantes tombant sur un manteau neigeux

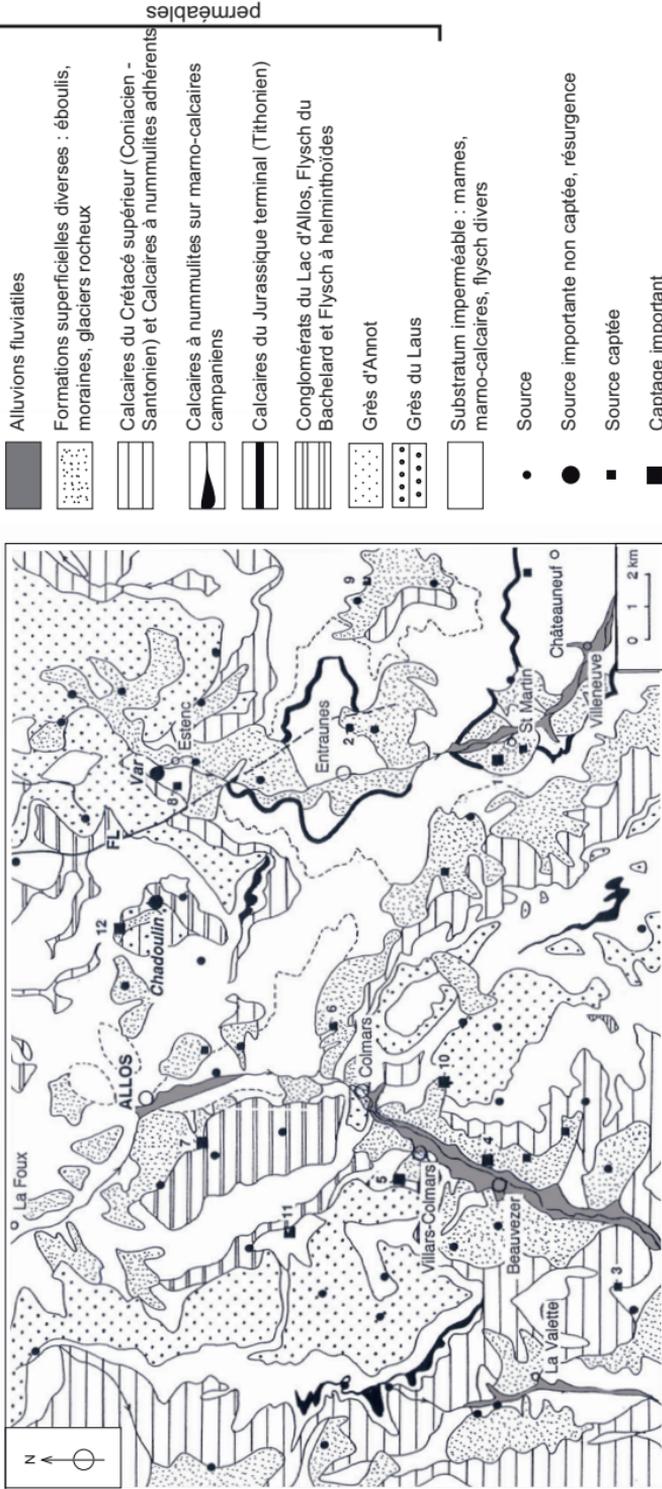


Fig. 28 - Hydrogéologie - Sources et captages. 1 à 12 : sources citées dans le texte.

FL : Faille du Lausson
 Trait tireté : toit du Néocomien marno-calcaire autochtone

encore conséquent en altitude ou sur des sols gelés ou saturés d'eau de fonte de la neige ;

– des crues estivales localisées sont causées par les orages de relief fréquents surtout sur le versant des Alpes maritimes. En moyenne montagne, elles réactivent les cônes semi-torrentiels qui dégorgent des « laves » pouvant interrompre soudainement la circulation sur certaines routes très exposées : route du Lac d'Allos au lieu-dit la Chalanche à 1800 m d'altitude, route du Col de la Cayolle sur le versant du Bachelard à l'altitude 2 175 m, route du Col des Champs sur le versant du Verdon entre le col et 1 800 m d'altitude ;

– des crues persistantes et violentes interviennent assez fréquemment en automne. Celle de novembre 1974 a causé des dégâts importants dans la vallée du Var où le pont qui enjambe cette rivière en aval de Saint-Martin-d'Entraunes a été emporté. Au même moment la Lance, affluent du Verdon à Colmars, inondait et engravait une partie de l'agglomération en y détruisant plusieurs bâtiments. C'est en général à cette époque, plus qu'au printemps, que le Verdon et le Var peuvent occuper la totalité de leurs lits majeurs : 200 m pour le premier en aval de Beauvezer (où il sape inéluctablement le secteur stabilisé du cône torrentiel du Riou d'Ondres), 250 m pour le second en aval de Saint-Martin-d'Entraunes.

Glissements de terrain

Ils sont assez nombreux dans l'emprise de la carte dans les secteurs de marnes jurassiques et surtout médio-crétacées, mais la majorité de ces mouvements sont heureusement localisés en dehors des zones habitées, à l'exception des abords du hameau de Sussis (les Vallières) en bordure du ravin de Trinquier, au Sud-Ouest de Saint-Martin-d'Entraunes.

Quelques routes sont concernées : la D2202 entre le pont Saint Roch sur le Var et Estenc ; la D178 menant à Sussis en amont du Mounard ; la D228 du Laus dans la forêt de la Cluite ; la piste forestière de la Lance vers 1 550 m au passage des Schistes à blocs du « lambeau de Colmars ».

HYDROGÉOLOGIE (fig. 28)

En dépit de sa situation dans les Alpes du Sud, la région d'Allos bénéficie de ressources en eau abondantes grâce aux reliefs montagneux élevés proches de la Méditerranée, ce qui assure une pluviométrie non négligeable assez bien répartie toute l'année.

Plusieurs formations du substratum représentent des aquifères potentiels. Dans la série subalpine, ce sont les calcaires fissurés et karstiques du Jurassique terminal et du Crétacé supérieur, ainsi que les Calcaires à nummulites. Les Grès d'Annot forment un gigantesque réservoir fissural

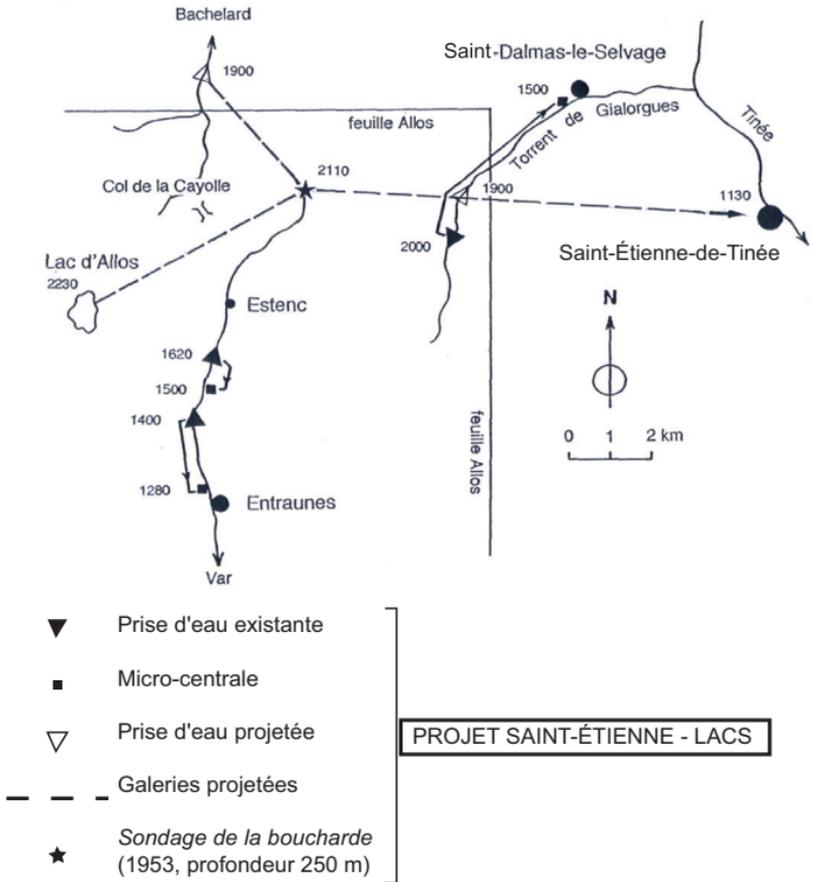


Fig. 29 - Aménagements hydroélectriques

multicouches susceptible de saturation totale comme l'a montré le sondage de la Boucharde (fig. 29).

La série des nappes de l'Ubaye est moins favorable en raison du caractère discontinu des rares formations perméables (Calcaires bathoniens, conglomérats nummulitiques, Grès du Laus), à l'exception du Flysch du Bachelard et du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie qui présentent une certaine perméabilité fissurale à grande échelle.

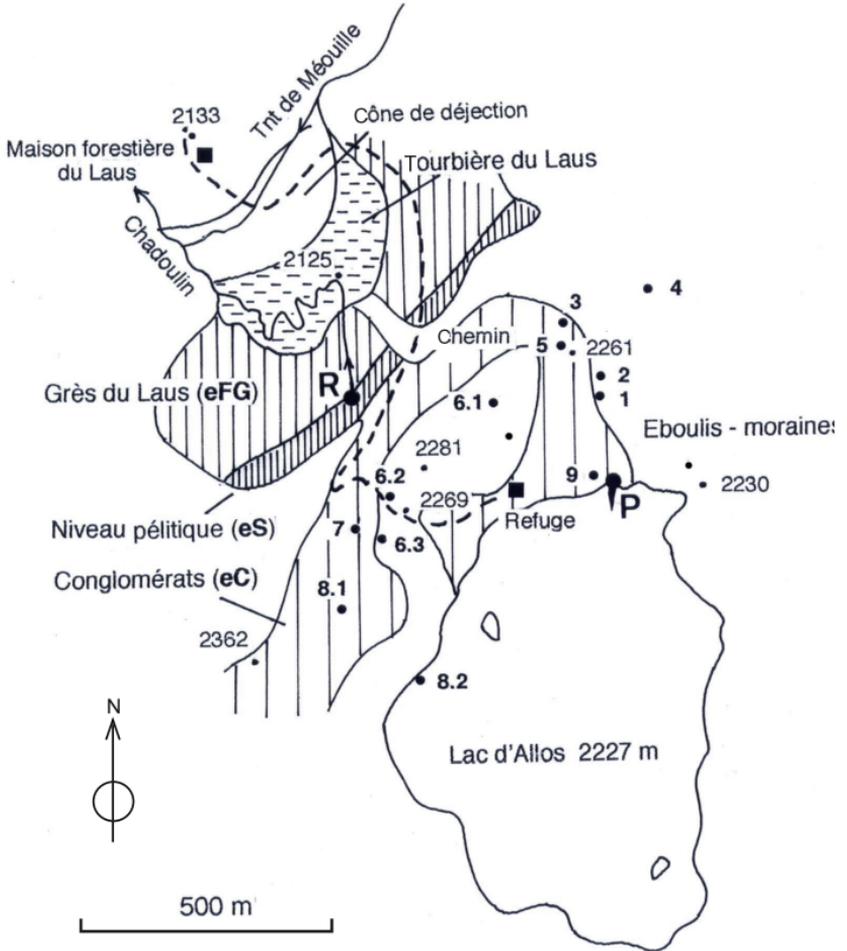
En fait, la majorité des sources importantes, captées pour la plupart, se situent à l'aval de recouvrements superficiels de forte épaisseur : éboulis stabilisés, moraines et glaciers rocheux. Les émergences se placent alors au contact ou à l'aplomb d'un substratum imperméable proche : Terres noires (1, Saint-Martin-d'Entraunes ; 2, Entraunes) ; marnes médio-crétacées (3, Thorame-Haute ; 4, Beauvezer ; 5, Villars-Colmars ; 6, Clignon ; 7, le Seignus-Haut ; 8, Estenc ; 9, les Tourres) ; marnes nummulitiques (10, Colmars) ; Schistes à blocs (11, Chasse) ; Flysch grès-pélimitique (12, Allos).

Plusieurs de ces circulations superficielles sont en partie ou en totalité alimentées à l'amont par un aquifère du substratum : c'est le cas de la « source » du Var (Estenc), située à quelques dizaines de mètres sous le contact tectonique de la « dalle Cs-N » et dont on peut penser qu'elle représente l'émergence d'un énorme aquifère composite, calcaire et gréseux, car incluant les Grès d'Annot proches au-delà (au Nord-Ouest) de la faille du Garet.

Il en est vraisemblablement de même pour les sources du vallon de Chasse (11) et du Seignus-Haut (7), en relation la première avec les Grès d'Annot du versant occidental du vallon, la seconde avec le Flysch à helminthoïdes de la montagne de l'Autapie.

Enfin, certaines sources représentent des résurgences lointaines de pertes d'eaux de surface. Cette situation est manifeste pour le Chadoulin alimenté par une perte du Lac d'Allos à travers les conglomérats nummulitiques fracturés du verrou glaciaire qui abrite le lac (fig. 30).

C'est aussi le cas de la très grosse source dite « des Chiens » (n° 12 fig. 28) située en rive gauche du Chadoulin sous la route du Laus, à 1 950 m d'altitude. Captée en 1953, cette source d'un débit moyen de 65 litres par seconde suffit à elle seule à alimenter la localité d'Allos et les hameaux proches (le Villard, le Seignus). Elle émerge d'un talus d'éboulis en bordure du grand glacier rocheux à blocs de Grès du Laus qui drape le versant oriental de la Tête de Monier et obture la cuvette du Laus à son aval où se produit une perte partielle du Chadoulin. Des colorations ont montré qu'une partie de l'eau de la source provient de cette perte, ce qui peut entraîner des risques de pollution organique occasionnée par l'activité pastorale et la fréquentation touristique.



P : perte du lac "l'entonnoir"
R : résurgence, source du Chadoulin (alt. 2 195 m)
1 à 9 : sondages (projet Saint-Étienne - Lacs, 1951 à 1953)

Fig. 30 - Le site du Lac d'Allos

Signalons enfin que certains captages se situent à une altitude inférieure aux localités qu'ils alimentent, ce qui nécessite une station de pompage pour relever l'eau jusqu'à un réservoir supérieur (Beauvezer, Clignon-haut).

RESSOURCES MINÉRALES, MINES, CARRIÈRES, AMÉNAGEMENTS HYDRO-ÉLECTRIQUES

Exploitations de matériaux

Le territoire couvert par la carte Allos ne comporte aucune exploitation aérienne ou souterraine de matériaux en activité.

Le « marbre » jurassique de Chaumie (calcaires bathoniens) et le gypse triasique du Laus sous le rocher de Tête Ronde ont toutefois été jadis exploités comme matériaux de construction (*in* Gubler, 1928).

Néanmoins les cailloutis cryoclastiques (EYC) employés comme « tout venant » de recharge font l'objet de prélèvements occasionnels en bordure de certaines routes ou pistes forestières (vallée de l'Issole, piste de Vachière en haute Bléone). Il en est de même pour les alluvions modernes (Fz) du Verdon aux environs de Beauvezer et celles du Var près de Villeneuve d'Entraunes.

Aménagements hydro-électriques. Le projet « Saint-Étienne-Lacs »

Dans l'emprise de la carte ne figurent que trois micro-centrales hydro-électriques (fig. 29) :

- deux sur le Var en amont d'Entraunes, mises en service en 1986, chacune avec 120 m de hauteur de chute ;
- une sur le torrent de Gialorgues, achevée en 1983, avec 500 m de chute entre la prise d'eau située sur la carte et la microcentrale de Saint-Dalmas-le-Selvage en-dehors de celle-ci.

L'absence d'autres installations s'explique par la rareté des sites favorables. Les vallées du Verdon et du Var sont en effet dépourvues de verrous glaciaires (en dehors de ceux, mineurs, de Colmars et d'Estenc) qui offrent souvent des possibilités d'édification de barrages. Le passage de la barre « tihonienne » en travers du Var à l'amont de Saint-Martin- d'Entraunes ne s'accompagne pas du rétrécissement attendu de la vallée, car elle est sectionnée, à l'aplomb même de la rivière, par une faille nord-sud satellite de celle du Lausson.

Plusieurs vallées glaciaires tributaires du Verdon comportent le dispositif classique, *a priori* intéressant, d'auge suspendue entaillée par une gorge de raccordement à forte pente. C'est le cas des torrents de Bouchier, du Chadoulin, de Clignon, de la Lance et de Chasse, qui offrent chacun des hauteurs de chutes

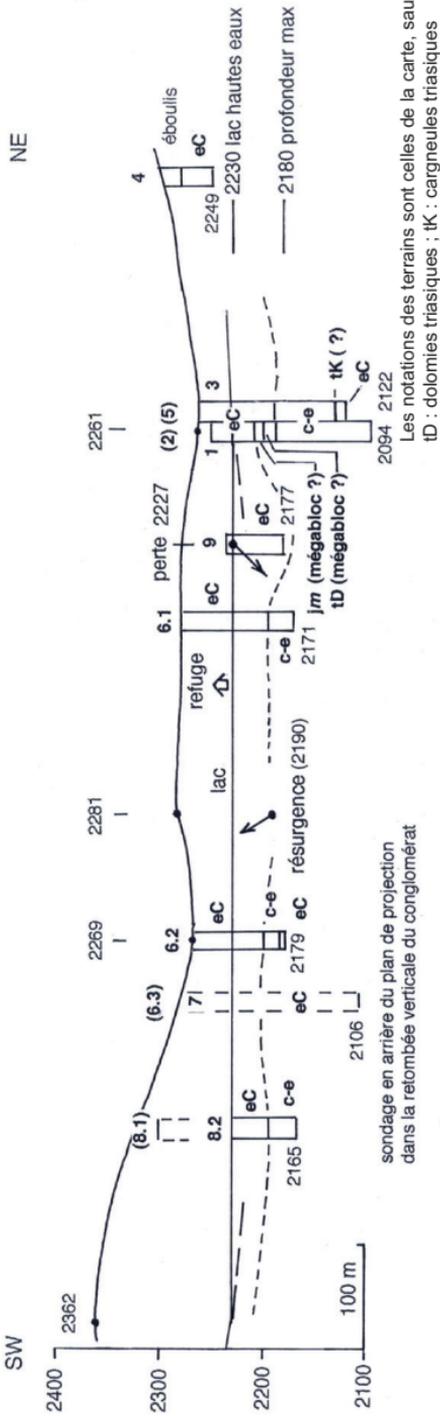


Fig. 31 - Coupe longitudinale du verrou du Lac d'Allos. Projection des sondages réalisés dans le cadre du projet Saint-Étienne - Lacs (1951-1953). Étude de l'étanchéité de la cuvette en vue du réhaussement éventuel du niveau du lac par injection dans le conglomérat nummulitique perméable

possibles de 200 à 300 m. Seul ce dernier a fait l'objet, au début des années 1980, d'un projet d'aménagement privé aussitôt abandonné car déclaré alors non rentable.

À l'aube des années 1950, le Lac d'Allos a attiré l'attention d'EDF dans le cadre d'un vaste projet hydroélectrique dénommé « Saint-Étienne (de Tinée) – Lacs, visant à utiliser plusieurs lacs d'altitude, surtout ceux du massif de l'Argentera – Mercantour, comme réservoirs naturels en vue d'alimenter une importante usine de production d'électricité dans la vallée de la Tinée (fig. 29).

À cet effet, des sondages de reconnaissance ont été implantés sur le verrou conglomératique du lac pour étudier la possibilité de rehausser par injections son niveau limité naturellement par la perte qui alimente la résurgence du Chadoulin (fig. 30, 31).

Ces sondages ont permis de vérifier la perméabilité fissurale élevée des conglomérats nummulitiques et de prouver la présence à faible profondeur des calcaires argileux imperméables du Crétacé supérieur (Calcaires planctoniques) qui assurent l'étanchéité générale de la cuvette du lac. Toutefois, certaines anomalies, comme la rencontre de cargneules triasiques et de conglomérats nummulitiques sous les calcaires planctoniques dans au moins deux sondages n'ont alors pas reçu d'explication satisfaisante dans le cadre du modèle de « tête anticlinale plongeante de la nappe de l'Ubaye » alors en vigueur (Vernet, 1953). Ces données de subsurface restent d'ailleurs encore difficiles à intégrer aux observations possibles aux abords du lac (fig. 20).

Il semble que le projet ait été abandonné à cause des conditions défavorables du passage des galeries dans les Grès d'Annot saturés d'eau du massif de Sanguinière. En effet, le tracé prévu à la cote minimale 1900 m, sans doute pour permettre de capter latéralement le Bachelard et au passage, le torrent de Gialorgues, devait autant que possible se situer dans les marnes nummulitiques imperméables. Or le fond du sondage de la Boucharde était encore dans les Grès d'Annot à la cote 1860 m.

Il est aussi probable que l'on se soit alors rendu compte de l'impossibilité de maintenir une réserve d'eau économique dans le lac-réservoir en raison de la surface limitée de son bassin versant et de son altitude supérieure à tous les vallons environnants où on aurait pu envisager d'aller capter quelques maigres ruisselets en vue de le réalimenter.

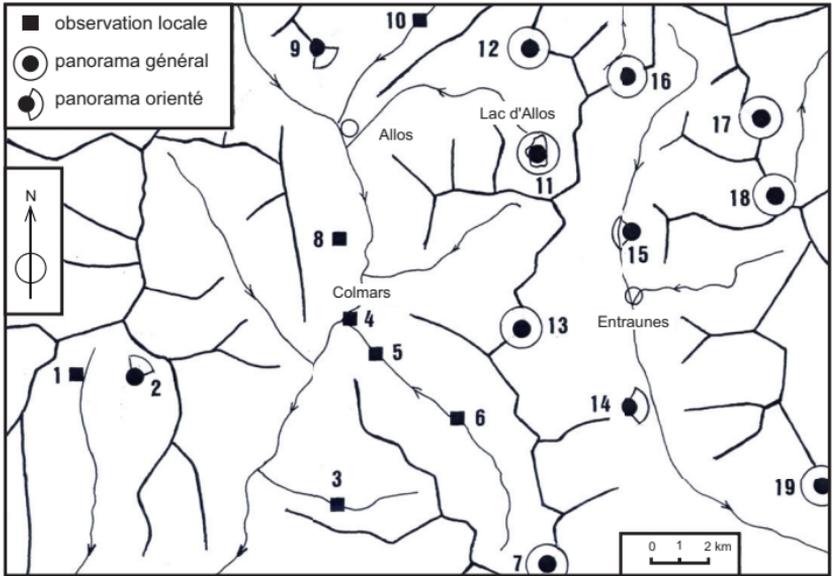


Fig. 32 - Sites d'intérêt scientifique et touristique

*SITES D'INTÉRÊT SCIENTIFIQUE ET TOURISTIQUE*⁴³ (fig. 32)

Les itinéraires indiqués suivent tous des chemins balisés ou des pistes forestières. P = stationnement.

1 – Refuge de Boules – Pli en chevron dans les calcaires du Crétacé supérieur. Altitude 1 700 m. 1 h 15 de la Valette. Déniv. 400 m. Possibilité de circuit avec le suivant.

2 – Chalufy – Panorama sur la structure en « on lap » des Grès d'Annot sur les Marnes bleues. Altitude 2 000 m. 2 h 30 de la Valette. Déniv. 700 m. Circuit possible avec le précédent.

3 – Gorges de Saint-Pierre – Canyon dans les calcaires du Crétacé supérieur. Failles et sources karstiques. Altitude 1 400 m. 0 h 30 du P. 1 km E de Villars Heyssier. Déniv. 100 m.

4 – Colmars – Verrou glaciaire sur la série nummulitique. Contact tectonique des calcaires du Crétacé supérieur contre les marnes cénomaniennes en bord de route.

5 – Cascade de la Lance – Canyon entaillant les calcaires du Crétacé supérieur sous l'auge glaciaire suspendue. Altitude 1 300 m. 0 h 15 de Colmars. Déniv. 50 m.

6 – Vasques de la Lance – Marmites de géants spectaculaires dans les marno-calcaires campaniens. Altitude 1 760 m. 0 h 45 du P. route forestière Colmars – Lance. Déniv. 50 m. Baignade possible.

7 – Lacs de Lignin – Cirque glaciaire, glaciers rocheux, tourbières, Grès d'Annot, panorama. Altitude 2 270 m. 2 h 30 du P. route forestière Colmars – Lance. Déniv. 650 m.

8 – Cascade de Chaumie – Contact des nappes de l'Ubaye sur l'autochtone. Altitude 1 600 m. 0 h 30 de Chaumie Haut. Déniv. 200 m.

9 – Rochegrand – Panorama général sur le bassin d'Allos et son cadre montagneux. Altitude 2 410 m. 1 h 30 du Col d'Allos. Déniv. 160 m.

10 – Cascade du Pichs – Voute anticlinale de calcaires du Jurassique supérieur. Altitude 1 750 m. 1 h 30 de Super-Allos - P. route forestière de la ferme des Bois. Déniv. 100 m.

11 – Lac d'Allos – Cirque glaciaire. Tectonique et panorama. Tourbière du Laus. Altitude 2 230 m. 0 h 30 du P. du Laus. Déniv. 130 m. Auberge-refuge en juillet-août.

12 – Mont Pelat – Flysch nummulitique. Tectonique. Panorama général exceptionnel sur les Alpes du Sud, du Mont Viso au Pelvoux, du Mercantour au Ventoux et à la Méditerranée. Altitude 3 050 m. 3 h du P. du Laus. Déniv. 950 m.

⁴³ Voir aussi les itinéraires IV a et IV b (Nice à Barcelonnette respectivement par le Col de la Cayolle et par le Col d'Allos) décrits dans le guide Alpes-Maritimes, Maures, Esterel, par R. Campredon *et al.*, Guides géologiques régionaux, Masson et Cie, éditeurs, 1975.

- 13 – Col des Champs** (route) – Panorama général. Bad lands dans les marnes médiocrétacées.
- 14 – Val Pelens** – Belvédère de la pointe de la Figulière. Panorama sur la vallée du Var. Altitude 1 650 m. 0 h 20 de Val Pelens. Déniv. 40 m.
- 15 – Route de la Cayolle** environ 4 km en amont d'Entraunes. Panorama sur les plis des calcaires du Jurassique supérieur de l'autochtone en rive droite du Var.
- 16 – Col de la Cayolle** (route) – Grès d'Annot et panorama.
- 17 – Pointe Côte de l'Ane** (ancien poste d'observation militaire) – Grès d'Annot, vallée et cirque glaciaire. Panorama. Altitude 2 916 m. 3 h du P. Parc du Mercantour à l'amont d'Estenc. Déniv. 930 m.
- 18 – Col de Gialorgues** – Morphologie glaciaire, tourbières, Grès d'Annot, Conglomérats noirs, panorama. Altitude 2 522 m. 2 h 30 d'Estenc. Déniv. 750 m.
- 19 – Châteauneuf d'Entraunes** (route) – Paysage de bad lands dans les Terres noires. Panorama.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREIS D., POTRON J.P., CESSOLE B. (de) (2005) – Il y a cent ans ... aux aiguilles de Pélen. *L'Alpe*, 28, 8 p.
- APPS G. (1987) – Evolution of the Grès d'Annot Basin, SW Alps. Ph.D. Thesis, Univ. Liverpool, 461 p. + annexes (non publiée).
- APPS G., Peel F., Elliott T. (2004) – The structural setting and palaeogeographical evolution of the Grès d'Annot Basin. In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 65-96.
- BAROUX E., BÉTHOUX N., BELLIER O. (2001) – Analyses of the stress field in southeastern France from earthquakes focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 145, p. 336-348.
- BCSF (2202) – La sismicité de la France en 1997, 1998 et 1999. Observations sismologiques, BCSF, Strasbourg, 95 p.
- BEAUDOIN B. (1977) – Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal – Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. Thèse Caen, 339 p. + annexes.
- BEAULIEU J.L. (de) (1977) – Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises. Thèse Doct. ès Sciences, 358 p.
- BERTRAND L. (1896) – Étude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 56, t. IX, 214 p.

- BIGOT-CORMIER F., POUPEAU G., SOSSON M. (2000) – Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélée par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sc. Terre Planètes*, 330, p. 363-370.
- BLANC C., KERCKHOVE C., PAIRIS J.L., PERRIAUX J., JEAN S. (1987) – Les flyschs éocènes des unités subbriançonnaises méridionales des nappes de l'Ubaye (Alpes occidentales françaises). *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 357-370.
- BLANC C., PAIRIS J.L., KERCKHOVE C., PERRIAUX J. (1987) – La formation du flysch du Bachelard (Néocrétacé – Paléocène) dans l'unité du Pelat. *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 273-282.
- BOGDANOFF S., MICHARD A., MANSOUR M., POUPEAU G. (2000) – Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps. *Terra Nova*, 12, p. 117-125.
- BOUROULLEC R., CARTWRIGHT J.A., JOHNSON H.D., LANSIGU C., QUEMENER J.M., SAVANIER D. (2004) – Syndepositional faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: high-resolution kinematic analysis and stratigraphic response to growth faulting. In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 241-265.
- BOUSSAC J. (1912) – Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 437 p.
- BROUCKE O., GUILLOCHEAU F., ROBIN C., JOSEPH P., CALASSOU S. (2004) – The influence of syndepositional basin floor deformation on the geometry of turbiditic sandstones: a reinterpretation of the Côte de l'Ane area (Sanguinière – Restefond sub-basin, Grès d'Annot, Late Eocene, France). In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 203-222.
- CALLEC Y. (2001) – La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Bargème, Saint-Antonin). Thèse de doctorat ENSMP. Vol. I & II, 674 p.
- CAMPREDON R. (1972) – Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse Nice, 2 vol., 539 p. et Mém. h.s. *Soc. Géol. Fr.*, 1977, n° 9, 199 p.
- CARON C., HESSE R., KERCKHOVE C., HOMEWOOD P., van STUIJVENBERG J., TASSÉ N., WINKLER W. (1981) – Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoïdes sur trois transversales des Alpes. *Eclogae geol. Helv.*, 74/2, p. 369-378.

- CHAVAND J.C. (1957) – Étude du Nummulitique de la région de Peyresq et Thorame-Basse (Basses-Alpes) – D.E.S. E .N.S.P.M. – Univ. Grenoble, 29 p. + annexes.
- COCHONAT P. (1977) – La « demi-fenêtre d'Allos » (Alpes de Haute-Provence). Étude stratigraphique et tectonique. Thèse Doctorat Spécialité Univ. Grenoble, 129 p.
- COTILLON P. (1971) – Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. *Mém. BRGM, Fr.*, n° 68, 313 p.
- DARDEAU G. (1983) – Le Jurassique des Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, briançonnais et provençal. Thèse Doctorat État, Nice, 391 p.
- DARDEAU G. (1988) – Tethian evolution and Alpine reactivation of jurassic extensional structures in the French « Alpes Maritimes ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. IV, n° 4, p. 651-657.
- DEMAS E. (1990) – Étude stratigraphique et tectonique de la partie nord-ouest de l'aurole sédimentaire du massif de l'Argentera. Dipl. Géol. Univ. Grenoble , 95 p.
- FORNEL E. (du), JOSEPH P., DESAUBLIAUX G., ESCHARD R., GUILLOCHEAU F., LERAT O., MULLER C., RAVENNE C., SZTRAKOS K. (2004) – The southern Grès d'Annot Outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 137-160.
- EL KHOLY Y. (1972) – Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes-de-Haute-Provence). Thèse Doct. Sc. Nat. Univ. Lyon, 115 p. + annexes.
- ELLIOTT T., APPS G., DAVIES H., EVANS M., GHIBAUDO G., GRAHAM R.H, (1985) – A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of south-east France, in P.A. Allen, P. Homewood and G. William, (eds). *Int. Symposium on foreland Basins, Excursion Guidebook*, Fribourg, International Association of Sedimentologists, p. 39-73.
- ÉVIN M., FABRE D. (1990) – The distribution of Permafrost in Rock Glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology*, 3, p. 57-71.
- FAURE-MURET A. (1955) – Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 336 p.
- FALLOT P. (1949) – Les chevauchements intercutanés de Roya (Alpes-Maritimes). *Annales Hébert et Haug*, t. VII, *Livre jubilaire Ch. Jacob*, p. 161-169.
- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1949-1) – Sur la géologie à l'Ouest du Mounier (Alpes-Maritimes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 228, p. 523-525.

- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1949-2) – Sur l’extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 228, p. 616-619.
- FALLOT P., FAURE-MURET A. (1949-3) – Sur un mode particulier de charriage. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 228, p. 789-792.
- FORD M., LICKORISH W.H. (2004) – Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d’Annot and related systems*. Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 39-63.
- FRY N. (1989) – Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. *Alpine Tectonics*, Geological Society sp. publ. Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G. eds., n° 45, p. 83-109.
- GOGUEL J. (1936) – Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 360 p.
- GRAHAM R.H. (1978) – Wrench faults, arcuate fold patterns and deformation in the southern French Alps. *Proc. Géol. Assoc.*, 89, 2, p. 125-142.
- GRAHAM R.H. (1981) – Gravity sliding in the Maritime Alps. *Thrust and Nappe Tectonics*, Mc Clay K.R. & Price N.J. eds. Geol. Soc., London, Sp. Publ., 9, p. 335-352.
- GUBLER-WAHL Y. (1928) – La nappe de l’Ubaye au Sud de la vallée de Barcelonnette. Thèse, Paris, 199 p.
- GUBLER-WAHL Y. (1929) – Schéma structural de la nappe de l’Ubaye dans les bassins du haut Verdon et du Bachelard. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 174, t. XXXII, p. 1-13.
- GUBLER Y. (1952) – Déformations posthumes de la nappe de l’Ubaye. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 31-34.
- GUBLER Y. (1958) – Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes du Sud : formations détritiques de Barrême, flysch « Grès d’Annot ». *Eclogae Geol. Helv.*, 51, 1, p. 942-957.
- HACCARD S., BEAUDOIN B., GIGOT P., JORDA M. (1989) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille La Javie (918) – Orléans, BRGM, 152 p.
- HAMITI M. (1994) – Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synschisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l’Ouest du massif de l’Argentera (Alpes occidentales françaises) – Thèse Doct. Univ. ; Aix-Marseille III, 195 p. + annexes.
- HERITIER F. (1950) – Contribution à l’étude géologique de la vallée du haut Var et de la couverture sédimentaire du Dôme de Barrot. D.E.S. ENSPM – Univ. Grenoble, 16 p. + annexes.

- INGLIS I., LEPVRAUD A., MOUSSET E., SALIM A., VIALLY R. (1981) – Étude sédimentologique des Grès d'Annot (région de Colmars-les-Alpes et du Col de la Cayolle). Diplôme ENSPM réf. 29 765. 169 p. + annexes.
- IVALDI J.P. (1974) – Origine du matériel détritique des séries « Grès d'Annot » d'après les données de la thermoluminescence. *Géologie alpine*, t. 50, p. 75-98.
- JEAN S. (1985) – Les Grès d'Annot au Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. Thèse Univ. Grenoble, 243 p.
- JEAN S., KERCKHOVE C., PERRIAUX J., RAVENNE C. (1985) – Un modèle de bassin paléogène à turbidites : les Grès d'Annot au Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. *Géologie Alpine*, t. 61, p. 115-143.
- JORDA M. (1988) – L'évolution des versants sud-alpins de moyenne altitude au cours du Quaternaire supérieur. Vallées du Haut-Verdon et de la moyenne Durance. *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n° 14, p. 251-264.
- JOSEPH P., LOMAS S.A. (eds) (2004) – *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*. Geological Society, London, Special Publications, 221.
- JOSEPH P., CALLEC Y., GUILLOCHEAU F., ROBIN C. (2005) – Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Éocène-Oligocène du Sud-Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés). 10^e Congrès Français de Sédimentologie. Livret excursion. ASF n° 10, 151 p.
- KERCKHOVE C. (1964) – Mise en évidence d'une série à caractère d'« olisthostrome » au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes Franco-italiennes : Basse-Alpes, Hautes-Alpes, province de Cuneo). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 259, p. 4742-4745.
- KERCKHOVE C. (1965) – Structure du massif du Pelat et des environs du Lac d'Allos. Problèmes de paléogéographie subbriançonnaise au Sud de l'Ubaye. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. 41, p. 33-55.
- KERCKHOVE C. (1969) – La « zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales). *Géologie Alpine*, t. 45, p. 1-202.
- KERCKHOVE C., DEBELMAS J., COCHONAT P. (1978) – Tectonique du soubassement paraautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale, du Drac au Verdon. *Géologie Alpine*, t. 54, p. 67- 82.
- KERCKHOVE C., LEREUS C. (1987) – Le détritisme des black shales crétacées du domaine subbriançonnais durancien. *Géologie Alpine*, Mem. h.s. n° 13, p. 235-245.
- KERCKHOVE C., GIDON M., PAIRIS J.L. (2005) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Embrun-Guillemestre (2^e édition, coupure spéciale (871). Orléans, BRGM, 139 p.

- KILIAN W. (1897) – Sur la constitution géologique des massifs de la Haute-Bléone et du Haut-Verdon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 124, p. 516-518.
- KUENEN Ph.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1957) – Observations sur les Flychs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), VII, p. 4-26.
- LABAUME P., RITZ J.F., PHILLIP H. (1989) – Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, p. 1553-1560.
- LAPPARENT A.F. (de) (1938) – Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, XL, n° 198.
- LEMOINE M. (1972) – Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundschau*, 61, 3, p. 975-1010.
- LOURY-GUIGAN N. (1992) – La mémoire des paysages. Parc National du Mercantour – Nice-matin – Eds Glénat, Grenoble, 144 p.
- MADEDDU B., BÉTHOUX N., STEPHAN J.F. (1996) – Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, p. 797-810.
- MERCIER D. (1977) – Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Étude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3^e cycle Univ. P. et M. Curie, Paris, 351 p.
- MOUGIN F. (1978) – Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot (Alpes-de-Haute-Provence). Thèse 3^e Cycle, Grenoble, 167 p.
- PAIRIS J.L. (1988) – Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales françaises (domaine externe et confins sud-orientaux du Subbriançonnais. Thèse Doct. Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 501 p.
- PAIRIS J.L., KERCKHOVE C. (1988) – La « Cordillère » du Lac d'Allos. *Géologie Alpine*, Mém. h.s. n° 14, p. 155-161.
- RAVENNE C., VIALLY R., RICHÉ Ph., TRÉMOLIERES P. (1987) – Sédimentation et tectonique dans le bassin marin éocène – oligocène des Alpes du Sud. *Revue I.F.P.*, 42, 5, p. 529-553.
- ROTHÉ J.P. (1983) – La séismicité de la France de 1971 à 1977. Observations sismologiques, BCSF, Strasbourg, 208 p.
- SCHLUND J.M. (1950) – Tectonique et stratigraphie de la couverture jurassique supérieure, crétacée et nummulitique au Nord-Ouest du Dôme de Barrot, entre Colmars-les-Alpes et Saint-Martin-d'Entraunes. D.E.S ENSPM – Univ. Grenoble, 33 p. + annexes.
- SISFRANCE 2007 ([http : www.sisfrance.net](http://www.sisfrance.net)).

- SMITH R., JOSEPH P. (2004) – Onlap stratal architectures in the Grès d'Annot: géométric models and controlling factors. *In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems.* Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 389-399.
- STANBROOK D.A., CLARK J.D. (2004) – The Marnes Brunes inférieures in the Grand Coyer remnant: characteristics, structure and relationship to the Grès d'Annot. *In: Joseph P. & Lomas S.A. (eds) 2004. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems.* Geological Society, London, sp. publ., 221, p. 285-300.
- STANLEY D.J. (1961) – Étude sédimentologique des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Revue IFP*, XVI, n° 11, p. 1231-1254.
- SUE C. (1998) – Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. Thèse, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 300 p.
- SUE C., THOUVENOT F., FRÉCHET J., TRICART P. (1999) – Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geophys. Res.*, 104, 25, 611-25, 622.
- SZTRAKOS K., FORNEL E. (du) (2003) – Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du Paléogène des Alpes-Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Rev. Micropaléontologie*, 46, p. 229-267.
- TAAMI R. (2003) – Le séisme d'Allos (Alpes-de-Haute-Provence, 31 octobre 1997, ML = 4,0) et ses répliques. Rapport de DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 67 p.
- TEMPIER C. (1979) – Plis et chevauchements dans la couverture sédimentaire autochtone secondaire et tertiaire dans le Nord-Ouest des Alpes-Maritimes. Relations avec le comportement dysharmonique de la couverture. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 288, D, p. 39-41.
- THOUVENOT F., FRÉCHET J. (2006) – Seismicity along the northwestern edge of the Adria microplate. *In: N. Pinter et al. (eds). The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics and Hazards*, p. 335-349, Springer, Dordrecht.
- VERNET J. (> 1953 ?) – Sondages EDF du Lac d'Allos. 1951-1952-1953. Notice générale et coupes d'après rapport Y. Gubler 1953, 11 p.
- VERRIER G. (1950) – Étude géologique de la haute vallée du Var, de la Cayolle à Entraunes. DES ENSPM – Univ. Grenoble, 20 p. + annexes.

CARTE ALLOS 1/50 000 – 2^e ÉDITION

Cartes géologiques à 1/50 000

Feuilles Allos (1^{re} éd., 1967), Barcelonnette (1974), Embrun-Guillemestre (2^e éd. 2005), Entrevaux (1980), la Javie (1989), Puget-Théniers (1957), Saint-Etienne-de-Tinée (1954), Seyne (1983). Viève-Tende (1991).

Carte géologique à 1/80 000 : feuille Digne (3^e éd., 1964)

Carte géologique à 1/250 000 : feuille Gap (1980)

Autres documents

Atlas du Parc national du Mercantour, 2002 (80 p.).

Carte géomorphologique des Alpes-Maritimes franco-italiennes au 1/200 000 par M. Julian (1976).

LISTE DES SONDAGES (CARTE ALLOS)

SONDAGES DU LAC D'ALLOS (1951 – 1952 – 1953)

n°	x	y	z	profondeur	z P
1	949,080	224,790	2251	157,4	2094
2	949,100	224,800	2249	37,6	2212
3	949,010	224,920	2268	146,5	2122
4	949,160	224,990	2297	48,0	2249
5	949,005	224,870	2268	110,0	2158
6.1	948,860	224,740	2266	95,0	2171
6.2	948,670	224,520	2265	86,2	2179
6.3	948,660	224,460	2271	30,0	2241
7	948,610	224,480	2286	180,0	2106
8.1	948,590	224,310	2303	79,8	2223
8.2	948,740	224,170	2221	56,5	2165
9	949,090	224,580	2222	45	2177
Sondage du vallon de la Boucharde (3,5 km au NE d'Estenc) (1953)					
	954,410	227,430	2111	250,16	1861

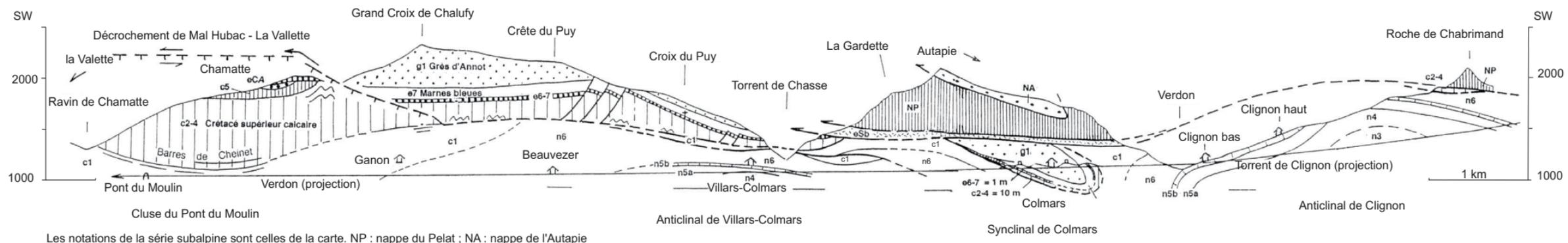


Fig. 15 - Coupe de la vallée du Verdon au niveau de Colmars-les-Alpes. Projection du versant de rive droite entre Clignon et la cluse du Pont du Moulin et coupe du versant de rive gauche en amont de Clignon.