

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CARCASSONNE

par

G.M. BERGER, F. BOYER, P. DEBAT, M. DEMANGE, P. FREYTET,
J.P. MARCHAL, H. MAZÉAS, C. VAUTRELLE

CARCASSONNE

La carte géologique à 1/50 000
CARCASSONNE est recouverte par la coupure
CARCASSONNE (N° 243)
de la Carte géologique de la France à 1/80 000



Revel	Mazamet	St-Pons
Castelnaudary	CARCASSONNE	Lézignan-Corbières
Mirepoix	Limoux	Capendu



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR

BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CARCASSONNE À 1/50 000

par

G.M. BERGER, F. BOYER, P. DEBAT, M. DEMANGE, P. FREYTET,
J.P. MARCHAL, H. MAZÉAS, C. VAUTRELLE

1993

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

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

-pour la carte BERGER G. M., DEBAT P., DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M., BOYER F., FREYTET P., MAZÉAS H. (1993) - Carte géol. France (1/50000), feuille *Carcassonne* (1037). Orléans : BRGM. Notice explicative par G.M. Berger *et al.* (1993), 78 p.

-pour la notice: BERGER G.M., BOYER F., DEBAT P., DEMANGE M., FREYTET P., MARCHAL J.P., MAZÉAS H., VAUTRELLE C. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille *Carcassonne* (1037). Orléans : BRGM, 78 p. Carte géologique par G.M. Berger *et al.* (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2037-7

SOMMAIRE

Pages

<i>PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE</i>	5
<i>DESCRIPTION DES TERRAINS</i>	7
<i>PALÉOZOÏQUE</i>	7
Roches plutoniques et filoniennes	7
Zone axiale de la Montagne noire	9
Nappes du Minervois, unités de Fournes et du Sud-Minervois	16
<i>TERTIAIRE</i>	34
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ALLUVIONS QUATERNAIRES</i>	42
<i>ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE</i>	47
<i>ÉVOLUTION ANTÉHERCYNIE</i>	50
<i>OROGENÈSE HERCYNIE</i>	52
<i>ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE</i>	55
<i>GÉOMORPHOLOGIE ET PALÉOSOLS ANTÉTERTIAIRES</i>	57
<i>HISTOIRE POSTHERCYNIE</i>	58
<i>RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS</i>	60
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	60
<i>RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES</i>	63
<i>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</i>	68
<i>VÉGÉTATION ET CULTURES</i>	68
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	69
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	70
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	70
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	77
<i>AUTEURS</i>	78
<i>ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	
<i>ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE

Géographie

Le territoire représenté sur la feuille Carcassonne se compose de deux grands ensembles naturels : le tiers nord appartient au domaine hercynien de la Montagne noire, terminaison méridionale du Massif central, et les deux tiers méridionaux représentent la couverture tertiaire et quaternaire des plaines du Minervois et du Lauragais qui forment le couloir de Carcassonne.

Ce territoire est entièrement inclus dans le département de l'Aude. Son relief s'atténue progressivement de la serre de Montredon (856 m), contrefort du pic de Nore (1211 m, feuille Mazamet), jusqu'à la plaine de l'Aude (75 m).

La région est drainée d'Ouest en Est, vers la Méditerranée, par l'Aude grossie de ses affluents : le Fresquel, l'Orbiel et le Clamous. Le climat est de type méditerranéen à l'Est de Carcassonne, sous influence océanique à l'Ouest ; il est caractérisé par la fréquence du Cers, vent d'Ouest parfois violent.

La végétation et les cultures sont influencées au Nord par l'altitude progressive de la Montagne noire, et au Sud varient selon l'influence climatique, avec une partie orientale composée de garrigues et de vignes et une partie occidentale où apparaissent les cultures céréalières.

Géologie

Le **domaine hercynien** se divise en deux unités : la zone axiale à l'Ouest et au Nord-Ouest, et le domaine des nappes au Sud-Est.

• La **zone axiale** est représentée par la partie sud du massif de Nore, plus développé sur les feuilles voisines Mazamet et Saint-Pons, et la partie orientale du massif du Cabardès qui se développe plus à l'Ouest sur la feuille Castelnaudary.

Elle est formée des massifs d'orthogneiss et de migmatites (Nore, Cabardès) et de leur couverture métasédimentaire. Celle-ci se décompose en trois cycles sédimentaires séparés par des discordances mineures; de bas en haut:

—le *groupe de Saint-Pons—Cabardès* (« schistes X »), puissante série essentiellement détritique d'âge inconnu mais supposé cambro-ordovicien. Seuls les deux tiers supérieurs de ce groupe affleurent sur la feuille Carcassonne ;

—le *groupe de Roc-Suzadou*, série détritique de plate-forme, supposée d'âge ordovicien supérieur et silurien ;

—un ensemble détritique puis carbonaté, clivé par des écaillages mineurs, d'âge *dévonien* ;

La zone axiale est intrudée par les *batholites granitiques de Brousses et du Lampy*.

- Le **domaine des nappes du versant sud** est représenté sur la feuille Carcassonne par les unités superposées suivantes, du Nord au Sud :
 - l'*unité de Fournes*, constituée de terrains cambriens et dévoniens en général en position renversée, où l'on distingue au Nord l'antiforme de Cabrespine et au Sud la synforme de Salsigne ;
 - les *écailles supérieures*, formées de terrains cambriens et dévoniens qui représentent un flanc inverse ;
 - la *nappe du Minervoïs*, formée de terrains cambriens, ordoviciens et dévoniens qui forment la zone charnière d'un vaste pli couché ;
 - l'*unité Sud-Minervoïs*, chevauchée par la nappe précédente, formée de schistes ordoviciens.

La **couverture tertiaire** (éocène) peut également se diviser en deux parties représentées par deux bandes allongées de direction E-W.

- **Au Nord**, en totale discordance sur le socle hercynien, reposent, en position monoclinale avec un faible pendage vers le Sud, des terrains essentiellement calcaires qui constituent un paysage de causses et représentent des épisodes successivement lacustres et marins : calcaires lacustres de Montolieu (Thanétien), calcaires à alvéolines (Ilerdien), calcaires lacustres de Ventenac (Cuisien) ;
- **Au Sud** se situe un paysage de basses collines correspondant aux vastes épandages fluviatiles désordonnés de la molasse de Carcassonne (Cuiso-Bartonien) et qui est traversé par les plaines alluviales quaternaires du Fresquel et de l'Aude.

Ressources du sous-sol

Les gîtes minéraux métallifères (or, argent, cuivre, plomb, zinc, manganèse, fer, tungstène), répertoriés ou exploités, sont concentrés dans la bordure méridionale de la Montagne noire. La principale activité minière se situe à Salsigne, première mine française d'or et de produits connexes (argent, cuivre, arsenic, bismuth, acide sulfurique).

Le sous-sol est également exploité pour la fourniture de substances utiles à l'industrie, telles les granulats calcaires ou les sables et graviers.

Les ressources en eau sont faibles en dehors de l'exploitation du lit alluvial de l'Aude. Le système karstique est extrêmement développé dans les calcaires dévoniens, et l'on peut signaler les sites aménagés de la grotte de Limousis et le long réseau de Cabrespine.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PALÉOZOÏQUE

Roches plutoniques et filoniennes

ζ. **Orthogneiss indifférenciés de Saissac.** Ils forment la partie nord-orientale des affleurements et se prolongent largement sur la feuille Castelnau-dary. Bien qu'ils soient très affectés par la mylonitisation, on peut reconnaître les différents types de gneiss caractéristiques de la zone axiale de la Montagne noire (voir feuille Mazamet), avec des gneiss à mégacristsaux feldspathiques automorphes, des gneiss à traînées leucosomiques dans lesquels apparaît un début d'anatexie, des gneiss à grains fins et des gneiss surmicacés. Ils sont recoupés par de nombreux filons et feuilletés de granite calco-alcalin.

γ⁴B. **Granite de Brousses.** Le granite de Brousses forme un massif important au Sud-Est de la granodiorite du Lampy et à l'Est des gneiss de Saissac, le contact avec ces derniers étant marqué par une importante zone de mylonite NNW-SSE. À l'Est, il recoupe les séries métasédimentaires du Minervoises dans lesquelles il développe une importante zone de métamorphisme.

Le granite a une composition très homogène avec du quartz (30% environ), du feldspath alcalin en mégacristsaux parfois abondants (25% en moyenne), des plagioclases faiblement zonés (An 10-15 sur la bordure, An 25 au cœur ; 32 %), de la biotite, de la muscovite (pouvant atteindre 5 %) et des accessoires (zircon, apatite, zoïsite, tourmaline).

Les mégacristsaux de felspaths alcalins et les traînées quartzieuses et micacées s'orientent très fréquemment suivant une structure planaire bien développée, observable notamment dans le cours de l'Alzeau. Cette foliation a une orientation moyenne N50 relativement constante, avec un pendage modéré au Nord-Ouest pour la partie septentrionale et au Sud-Est pour la partie méridionale. Elle contient une linéation, parfois bien marquée, orientée dans l'ensemble N60 avec un plongement faible vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest.

Le granite de Brousses est exceptionnellement riche en septa métasédimentaires (cours de l'Alzeau au Sud de Saint-Denis et à Montolieu) et est recoupé par un réseau de filons de granite aplitique.

γ⁴L. **Granodiorite du Lampy.** Le massif granodioritique du Lampy affleure à l'extrémité nord-occidentale. Il est en contact accidentel avec les gneiss de Saissac au Sud, et est limité au Sud-Est par le granite de Brousses.

Le massif a une composition très homogène de granodiorite typique, avec du quartz (30 %), des plagioclases zonés avec An 10 sur les bordures et An 45 au cœur (50%), de la biotite abondante (12%), et peu de felspaths alcalins (moins de 10%) et de muscovite.

La granodiorite présente parfois une structure planaire accompagnée ou non par une structure linéaire ; ces structures sont marquées par la disposition des biotites, des rares mégacrists de feldspaths et des traînées quartzieuses. Au contact des gneiss de Saissac, la structure mylonitique se manifeste par des déformations intracrystallines du quartz et des feldspaths et néogénèses de muscovite secondaire.

a^γmB. Granite monzonitique à grain fin, en filons. Le granite de Brousses est recoupé par un système de filons aplitiques alignés pour la plupart suivant deux directions principales N 50 à N 70 et N120 à N140, bien visibles dans le lit de la Dure notamment. Ces filons, de composition générale monzogranitique, sont formés de petits cristaux équidimensionnels de microcline perthitique, d'albite (An 10), de quartz, de muscovite et de biotite. La tourmaline est toujours représentée et parfois abondante (1,5% du mode).

γ^mS. Granite calco-alcalin de Saissac. Ce granite forme, au sein des gneiss de Saissac, des feuilletés orientés NW-SE, de puissance variée (quelques mètres à quelques centaines de mètres) ; seul le plus important a été représenté sur la carte. Sa composition est celle d'un granite calco-alcalin avec du microcline, du quartz, des plagioclases (An 20), de la biotite et de la muscovite. Dans la région de Saissac, il est affecté par une importante mylonitisation.

Mylonites. Le contact entre les gneiss au Sud-Ouest de Saissac et les granitoïdes du Lampy au Nord-Est et de Brousses à l'Est, est marqué par une importante zone mylonitique avec développement d'une foliation dont l'orientation passe de N120 au Nord-Ouest de Saissac à N140, puis N170 au Sud avec un pendage NE puis E de 40° en moyenne. La mylonitisation se manifeste par des caractères variables mettant en évidence un gradient de déformation avec :

—dans les zones éloignées de l'accident, des foliations secondaires se superposant à la structure primaire des gneiss et des granitoïdes ;

—dans les zones proches de l'accident, une multiplication des foliations mylonitiques occultant les foliations primaires et donnant aux différentes roches (gneiss, granodiorite et granite) un faciès de convergence avec une apparente similarité.

Q. Filons de quartz. Les filons de quartz sont relativement nombreux au sein des granitoïdes du Lampy et de Brousses. Ils s'alignent perpendiculairement suivant trois directions : N45, E-W, et Nord 130. Leur puissance maximale est d'une dizaine de mètres et leur étendue peut atteindre 500 m.

Les filons les plus importants affleurent à l'Ouest de la ferme Rocolori, à l'Est de Saissac, au Sud de la ferme d'Albejot, et au niveau du moulin de Sempur, au Nord de Montolieu.

Zone axiale de la Montagne noire

Groupe de Saint-Pons-Cabardès (Cambro-Ordovicien probable)

Ce groupe (qui correspond à peu près à l'ancienne dénomination de « schistes X », terme qui devrait être abandonné car trop imprécis) affleure largement dans la partie nord de la feuille, en couverture sud du massif de Nore. Il se prolonge largement à la périphérie de la zone axiale sur les feuilles Bédarieux, Saint-Pons, Mazamet, Revel et Castelnaudary.

Le groupe de Saint-Pons—Cabardès constitue un ensemble essentiellement métasédimentaire reposant sur les orthogneiss du groupe du Somail—Nore et limité à son sommet par la discordance cartographique du groupe de Roc-Suzadou. La lithologie et la géochimie permettent de subdiviser ce groupe en unités lithostratigraphiques plus fines, notées faisceaux b à j ; ces faisceaux s'organisent en deux grands ensembles sédimentaires : l'ensemble inférieur (ou de Saint-Pons) et l'ensemble supérieur (ou du Cabardès). La distinction entre ces deux ensembles est essentiellement fondée sur la géochimie.

La feuille Carcassonne présente environ les deux tiers supérieurs de ce groupe : l'extrême sommet de l'ensemble inférieur et la totalité de l'ensemble supérieur (fig. 1, en pages centrales).

Les meilleures coupes de ce groupe étant sur le territoire de la feuille Saint-Pons, le lecteur est prié de se reporter à la notice de cette carte (Alabouvette et Demange, 1993) pour une description plus détaillée.

Ensemble inférieur (sous-groupe de Saint-Pons)

Les faisceaux d et e se caractérisent par une lithologie relativement variée (grès, micaschistes parfois hyperalumineux, niveaux graphiteux, gneiss à silicates calciques, marbres parfois dolomitiques) organisée en séquences de divers ordres.

SPd. Faisceau d : formation métapélitique de Miraval-Cabardès. Seul l'extrême sommet de ce faisceau, constitué de micaschistes alumineux à grenat, affleure sur la feuille Carcassonne, dans la vallée de l'Orbiel en amont de Mas-Cabardès.

SPe. Faisceau e : formation grésopélitique carbonatée de Mas-Cabardès. Le faisceau e correspond à la dernière séquence de la partie inférieure du groupe de Saint-Pons—Cabardès. Il se marque par de nouvelles décharges détritiques relativement plus grossières (gneiss plagioclasiques à biotite), qui correspondent à des méta-arénites, et se caractérise par le développement important de niveaux carbonates (calcaires et gneiss à silicates calciques) et l'existence de niveaux graphiteux. Les premières séquences élémentaires sont du type grès-micaschistes-niveau graphiteux; puis viennent des séquences riches en carbonates. Le sommet du faisceau e est marqué par un ou plusieurs niveaux graphiteux à valeur repère.

SPf. Faisceau f : schistes et quartzites clairs « à écritures ». Ce faisceau, puissant de 150 à 200 m et très constant sur l'ensemble de la feuille, est caractérisé par deux mégaséquences détritiques. La première correspond à une première barre (30 m) de quartzites clairs finement laminés et de schistes siliceux, à interlits verdâtres, où se développe une remarquable linéation d'intersection soulignée par les biotites. Cette linéation est un caractère tectono-métamorphique qui n'a pas valeur lithostratigraphique et qui se rencontre effectivement dans d'autres niveaux de la série ; toutefois c'est dans le faisceau f qu'elle est la plus constante et la plus remarquable, et qu'elle justifie l'appellation de schistes « à écritures » donnée à ce faciès.

Une vire de schistes plus sombres sépare ce premier ensemble d'une seconde barre de grès clairs, avec parfois des clastes millimétriques de quartz hyalin, à délit de schistes verts ou aluminium ; la linéation de biotites y est toujours présente.

Ensemble supérieur (sous-groupe du Cabardès)

Cet ensemble extrêmement monotone représente les deux tiers du groupe de Saint-Pons—Cabardès. Il est constitué en majeure partie d'un fond sédimentaire de schistes sombres, bleu-noir, souvent pyriteux, montrant de manière constante une fine lamination millimétrique de grès clairs. Quelques structures sédimentaires s'observent parfois : granoclassesments, rides et exceptionnellement microslumps ; mais en règle générale, il s'agit de laminites monotones qui correspondent à un régime de turbidites distales.

Ce fond sédimentaire de schistes rubanés monotones est interrompu à plusieurs reprises par des décharges de grès clairs à grain fin, durs, organisés en bancs décimétriques à métriques, massifs, montrant fréquemment un granoclassesment d'ensemble. La masse de la roche est un grès fin très quartzueux, pauvre en plagioclases et en phyllites. Très fréquemment, ces grès renferment des clastes de quartz hyalin, et plus rarement de feldspath. Ces clastes sont isolés et de taille au plus millimétrique mais incomparablement plus grande que la taille des autres éléments détritiques. Les clastes de quartz hyalin, souvent noirâtres à l'œil nu, apparaissent au microscope comme des monocristaux anguleux qui montrent de très rares exemples de golfes de corrosion. Les clastes feldspathiques sont des albites en cristaux automorphes brisés. La présence de ces niveaux gréseux permet de diviser l'ensemble supérieur en plusieurs formations.

SPg. Faisceau g : schistes noirs et grès à clastes inférieurs, schistes rubanés monotones. Après une vingtaine de mètres d'alternances rapides de schistes sombres et de schistes clairs qui assurent la transition entre les faisceaux f et g, viennent une trentaine de mètres de schistes noirs riches en niveaux décimétriques à métriques de grès clairs souvent à clastes.

Puis se développent des schistes rubanés monotones sombres qui constituent le fond de l'ensemble supérieur. Ces schistes durs marquent le passage de barres. L'uniformité de cette formation est à peine interrompue

dans sa partie médiane par un faisceau de grès sombres généralement dépourvus de clastes de quartz.

La puissance de ce faisceau, très constante, est de l'ordre de 150 à 200 m.

SPh. Faisceau h : grès à clastes supérieurs. Le faisceau h se définit par l'apparition progressive de grès plus ou moins clairs, souvent riches en clastes de quartz et parfois de feldspath, en bancs décimétriques à métriques regroupés en faisceaux décamétriques au sein d'une sédimentation monotone de schistes rubanés sombres.

Les grès présentent assez souvent des structures sédimentaires : grano-classements, rides, parfois petits slumps. À l'affleurement, ils présentent parfois un aspect poreux suggérant un ancien ciment carbonaté. M. Bonne-maison (1980) signale un banc décimétrique de calcaire à La Borde-Neuve dans la vallée de l'Orbiel, et l'on observe près de Ilhes l'empreinte de nodules calcaires totalement dissous.

La puissance du faisceau h atteint 750 m dans la vallée de l'Argent-Double, immédiatement à la limite nord-est de la feuille ; elle se réduit considérablement vers l'Ouest tout en demeurant supérieure à 350 m. Cette réduction d'épaisseur va de pair avec une diminution de la proportion de grès dans la partie inférieure du faisceau ; la partie supérieure, très gréseuse, demeurant bien constante.

SPi ; SPj. Faisceaux i et j : « schistes violets » et schistes sombres à passées de tufs feldspathiques. Le plateau situé au Nord de Sériès montre la succession la plus complète ; au-dessus des grès du faisceau h, on observe successivement :

—*faisceau i* (100 m) : schistes violets, pyriteux, très fins, très homogènes, dans lesquels aucune stratification n'est visible à la différence des schistes rubanés des faisceaux g et h. Ces schistes renferment d'assez nombreux niveaux de **grès sombres** (G), parfois à clastes ; l'un de ces niveaux est suffisamment puissant (« quartzites du roc Nègre ») pour avoir été individualisé sur la carte ;

—*faisceau j* (100 m) : une double barre montrant deux séquences de **tufs** (tf) massifs reposant par un contact inférieur très tranché sur les schistes, tufs remaniés, schistes noirs.

• **Variations latérales.** La limite supérieure du faisceau j est une limite d'érosion et les termes supérieurs de ce faisceau, visibles plus au Nord-Est sur la feuille Saint-Pons, manquent sur la feuille Carcassonne. En effet, à l'Est comme à l'Ouest du plateau de Sériès, le groupe de Roc-Suzadou repose sur des termes de plus en plus profonds des faisceaux j et i et finit même par reposer, à l'Est de Cabrespine, sur les grès du faisceau h. Les schistes noirs visibles dans la mine de Salsigne et qui sont l'encaissant du minerai « en couche » (« 2x »), appartiennent à la partie inférieure du faisceau i.

À ces variations dues à l'érosion antérieure au dépôt du groupe de Roc-Suzadou s'ajoutent des variations latérales de faciès : de part et d'autre du

plateau de Sériès, la formation des « schistes violets » (i) passe à des faciès uniformément pélitiques, très pauvres en grès et dont la puissance atteint dans la vallée de l'Argent-Double, à l'Est de la feuille, 150 m.

Dans la partie supérieure de cette formation, un mince niveau de tufs remaniés interstratifiés dans des schistes noirs a été observé à l'Est de Cabrespine.

Cette observation, jointe à d'autres observations du même type sur la feuille Saint-Pons, suggère une organisation paléogéographique de ces faisceaux i et j : il aurait existé des domaines de « ride » où, à une formation (i) réduite et riche en grès, succède une formation volcano-détritique riche en laves et produits pyroclastiques non remaniés (ride de Sériès) ; et des domaines de « bassin », avec une formation pélitique puissante et homogène où l'épisode volcanique n'est représenté que par des produits très remaniés, ou peut manquer.

• **Pétrographie des tufs (tf).** Bien que ces tufs aient subi des altérations hydrothermales et des recristallisations métamorphiques qui en modifient la minéralogie, les textures sont bien conservées, ce qui permet de reconnaître :

—des roches volcaniques (produits pyroclastiques et/ou laves) porphyriques avec des phénocristaux automorphes d'albite dispersés sans orientation dans une matrice fine de chlorite, biotite, muscovite, quartz, avec accessoirement zircon, apatite, sphène, tourmaline et parfois pyrite ;

—des tufs faiblement remaniés où les phénocristaux brisés se dispersent dans une matrice qui montrent clairement un litage sédimentaire ;

—des produits très remaniés à texture manifestement sédimentaire formée d'une matrice quartzo-phylliteuse stratifiée où se dispersent des clastes ovoïdes de quartz et de feldspath.

• **Géochimie des tufs.** Les tufs montrant typiquement des textures volcaniques, apparaissent comme des roches ayant subi une albitisation précoce généralisée : la teneur en chaux est très basse ou nulle, les teneurs en alcalins très élevées (Na_2O atteignant jusque 6,32 %), la somme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ est plus régulière que les teneurs en ces deux éléments, ce qui suggère des substitutions Na/K. Certaines altérations tardives, comme la silicification et la muscovitisation, se rencontrent également.

La discussion plus poussée, menée sur les autres éléments, montre que ces roches représentent en général des liquides (avec quelques cumulats feldspathiques) : ce sont des roches de composition intermédiaire dont les teneurs en silice varient de 63 à 70 % (un échantillon atteint 71,75 %), définissant une lignée calco-alcaline. Les teneurs en titane varient de 1,04 à 0,65 %.

ΓΞχ. Métamorphisme de contact. Les transformations métamorphiques se développent largement au sein des septa métasédimentaires inclus dans le granite de Brousses et des formations de la bordure orientale du granite de Brousses et de la granodiorite du Lampy ; dans ce secteur, l'auréole rejoint la zone du détroit de Lacombe sur la feuille Mazamet.

Dans les septa du lit de l'Alzeau, la paragenèse métamorphique correspond à l'association : \pm muscovite + biotite + cordiérite, \pm andalousite, et

même dans certains affleurements + sillimanite (développement au sein de la cordiérite).

Dans l'auréole orientale, on observe d'Est en Ouest, donc en se rapprochant des granitoïdes, la succession suivante :

—une zone à biotite + muscovite, avec de grandes lamelles automorphes se distinguant parfaitement des fines lamelles micacées associées au métamorphisme général ;

—une zone à biotite + andalousite (dont certains cristaux atteignent 10 cm de long), ± staurotide.

Groupe de Roc-Suzadou (Ordovicien supérieur—Silurien probable)

Très homogène et caractéristique sur toute la bordure sud de la zone axiale, ce groupe repose sur des termes variés du groupe de Saint-Pons—Cabardès, depuis les termes supérieurs du faisceau jusqu'à des termes relativement profonds du faisceau h. En général, le contact entre les deux groupes est concordant à l'échelle de l'affleurement ; toutefois, aux Ilhnes, on observe une discordance angulaire d'une quinzaine de degrés.

Cette discordance s'observe également dans le paysage pour peu que l'érosion ait dégagé un dénivelé suffisant : le contact de base du groupe de Roc-Suzadou est en effet plus pente d'une vingtaine de degrés vers le Sud que les couches du groupe de Saint-Pons—Cabardès, de sorte que les termes supérieurs de ce dernier affleurent sur les plateaux (comme le plateau de Séries) et sont tronqués au fond des vallées.

Cette discordance cartographique et angulaire met en évidence des mouvements tectoniques en plis très mous et une érosion pouvant atteindre 200 à 300 m avant le dépôt du groupe de Roc-Suzadou.

Cette discordance est plissée en plis couchés de phase P2 plurihectométriques, comme on peut l'observer sur la carte à l'Ouest de Cabrespine. L'effet conjugué de cette discordance et de ces plis P2 donne la figure complexe qui s'observe dans le coin nord-est de la feuille, figure qui pourrait suggérer des plis importants antérieurs au dépôt du groupe de Roc-Suzadou. Il n'en est en fait rien.

SRk. Conglomérats, grès, quartzites. Le groupe de Roc-Suzadou est remarquablement uniforme à l'échelle régionale; la succession la plus complète comprend de bas en haut :

—un conglomérat lenticulaire métrique à plurimétrique (Les Ilhes, Cabrespine où la passée conglomératique est double), à galets étirés centimétriques à décimétriques de quartz blanc, de schistes et de grès, et à ciment abondant très siliceux. Dans la mine de Salsigne s'observe un microconglomérat gris clair inframétrique ;

—des quartzites clairs, blancs à vert pâle, parfois microconglomératiques, riches en muscovite ;

— des quartzites gris-bleu, des schistes blancs siliceux riches en muscovite, renfermant fréquemment des nodules d'andalousite et/ou de chloritoïde (et exceptionnellement de disthène).

La puissance de ces termes inférieurs est décamétrique ;

— des quartzites d'abord très blancs, puis gris plus ou moins sombre, formant une barre massive (« quartzites des châteaux »), qui passent ensuite à des quartzites feuilletés. La puissance de cette barre décroît à l'Est de la feuille (70 m) à la région des Unes (30 m) pour croître de nouveau vers l'Ouest.

Au Sud de Villardonnell, cette barre se dédouble : un premier ensemble quartzitique puissant d'une centaine de mètres se termine par des schistes sombres, le second ensemble débute par un niveau métrique de conglomérats ou microconglomérats à matrice sombre abondante et se poursuit par 150 m de quartzites plus ou moins feuilletés.

Localement (col de la Croix-de-Citou), et systématiquement sur le plateau de Séries, les faciès de base sont silicifiés et hydrothermalisés et formés essentiellement de muscovite et de quartz. La roche apparaît entièrement blanche (faciès «barre siliceuse»). Ce faciès s'observe également dans la mine de Salsigne.

SRs. Schistes sommitaux. La partie supérieure du groupe de Roc-Suzadou ne s'observe que dans la région de Cabrespine.

Il s'agit, en continuité avec les « quartzites des châteaux », de schistes d'abord gréseux, puis plus pélitiques, satinés, bleu clair, contenant de l'hématite, ilménite et graphite, prenant par altération une patine rougeâtre (100 m). Ces schistes se chargent progressivement en lentilles et lits décimétriques de calcaires à entroques (qui peuvent contenir des sulfures : pyrite, pyrrhotite, mispickel).

Dévonien autochtone et subautochtone (unité de Séries)

La feuille Carcassonne est l'un des rares secteurs de la Montagne noire à montrer les terrains dévoniens reposant en contact stratigraphique normal sur les terrains sous-jacents de la zone axiale. Le contact transgressif des termes détritiques de base sur la formation de Roc-Suzadou peut être observé aux Ilhnes et à Villardonnell.

Au Sud de Villardonnell, les termes carbonatés de la série dévonienne reposent en contact stratigraphique sur les termes détritiques de base.

Entre Les Ilhnes et Sériès, ces termes carbonates sont légèrement écaillés sur les formations détritiques basales et forment l'*unité subautochtone de Sériès*.

Ces terrains dévoniens ne sont pas directement datés (des entroques et des bryozoaires sont les seuls fossiles rencontrés), mais ils montrent une série lithostratigraphique corrélable terme à terme, bien que sous des faciès légèrement différents, avec les séries de nappes.

d1aC. Formation de Cumiès: schistes noirs (extrême base du Dévonien?). Connue uniquement au Sud de Villardonnell, cette formation débute par une double barre gréseuse de 20 à 30 m de puissance ; des conglomérats sont connus dans le ravin de Malabau. Elle se poursuit par des schistes noirs monotones, puissants de 150 m environ.

Vers le Nord-Est, cette formation se biseaute rapidement, pour des raisons sans doute stratigraphiques, sous les grès et calcschistes du d1a, pour disparaître au Sud de La Jourdame.

Cette formation n'est pas datée. Nous l'attribuons au Dévonien inférieur par analogie avec le Dévonien détritique basai de l'unité de Fournes (cf. *infra*).

d1a. Lochkovien inférieur probable. Grès et calcschistes. Au Sud de Villardonnell, les schistes noirs de la formation de Cumiès sont surmontés en concordance par quelques mètres de grès d'abord verts et très siliceux, puis beiges carbonatés. Ces grès passent à des schistes beiges à rosâtres, très friables, carbonatés et à amandes calcaires, atteignant 50 m de puissance. Puis vient un niveau métrique de calcaire sombre légèrement ferrugineux, à patine orangée, analogue au niveau calcaire plus massif qui marque la base des calcschistes dans le domaine des nappes. Cet ensemble basai se termine par une cinquantaine de mètres de calcschistes fins, riches en muscovite.

Au Nord-Ouest du plateau des Aspres, environ 2 km à l'Ouest de Villardonnell, les termes gréseux manquent et cette formation débute par plusieurs niveaux métriques de calcaires sombres, coupés de schistes noirs, qui reposent en continuité sur la formation de Cumiès.

Aux Ilhes, cette formation repose directement sur le groupe de Roc-Suzadou ; seuls affleurent, sur une dizaine de mètres, les faciès basaux, grès et schistes, tout à fait analogues à ceux de Villardonnell, car la partie supérieure de cette formation est tronquée par l'accident de base de l'unité de Sériès.

d1b-2a. Lochkovien supérieur-Praguien inférieur probable. Calcaires sombres. Cette formation est formée de calcaires, d'abord assez massifs, puis en plaquettes, de teinte noire, parfois à filets phylliteux. Ces roches sont très recristallisées mais elles renferment parfois des entroques, des bryozoaires et des fragments de tests de lamellibranches.

La puissance de cette formation atteint 200 m au Sud de Villardonnell, 50 à 80 m aux Ilhes. À Villardonnell, le sommet de ces calcaires est tronqué par la base des nappes ; aux Ilhes, le contact avec les calcaires sus-jacents est fréquemment écaillé.

Les termes suivants du Dévonien subautochtone ne s'observent que dans l'*unité de Séries*.

d2b-c. Praguien moyen et supérieur probable. Calcaires gris clair. Ce sont des calcaires gris clair, massifs, puissants au maximum de 40 m. Des niveaux à silex apparaissent vers le tiers supérieur de cette formation.

d3a. Emsien inférieur probable. Calcschistes clairs à muscovite. Des calcschistes clairs à patine jaune, riches en muscovite, puissants au plus d'une quinzaine de mètres, affleurent sur le plateau à l'Est de Sériès. Ils sont en contact anormal avec les calcaires clairs massif, mais pourraient représenter la suite normale de la série dévonienne autochtone.

Ces calcschistes clairs sont tronqués par le contact de base des nappes du versant sud. En effet, ils sont surmontés de calcschistes sombres, en continuité avec un banc de calcaire oolitique, lui-même en contact avec des schistes noirs et des grès qui représentent le Dévonien basai de l'unité de Fournes.

Nappe du Minervois, unités de Fournes et du Sud-Minervois

Les terrains impliqués dans les nappes paléozoïques du versant sud de la Montagne noire appartiennent à deux grands cycles sédimentaires séparés par une discordance cartographique : un cycle cambro-ordovicien et un cycle dévono-carbonifère inférieur (fig. 2) ; l'érosion antédévonienne est telle que le Dévonien peut reposer jusque sur le Cambrien inférieur.

Dans le territoire représenté sur la feuille Carcassonne, on distingue du Nord au Sud trois domaines principaux : l'unité de Fournes, la nappe du Minervois, et le flysh ordovicien de Caunes-Minervois.

Infracambrien (?) - Cambrien inférieur

k1. « Grès de Marcory » l.s. : grès feldspathiques et pélites verdâtres. Dans la nappe du Minervois, là où il est le plus complet, le grand ensemble détritique terrigène daté du Cambrien inférieur vers son sommet, comporte à sa partie inférieure des termes à niveaux carbonatés, sans équivalent assuré dans le reste du versant sud de la Montagne noire. Cependant, la limite stratigraphique inférieure de cet ensemble, qui approche 2 000 m d'épaisseur, reste inconnue en Minervois, limité qu'il est à sa base par un contact anormal.

Au-dessus des termes carbonatés propres à la nappe du Minervois, on retrouve la formation des « grès de Marcory » s.s., constituée d'alternances grésopélitiques décimétriques à plurimétriques, de couleur verdâtre dominante ; certains faisceaux lithologiques caractéristiques se corrélaient d'une unité tectonique à l'autre sur l'ensemble du versant sud.

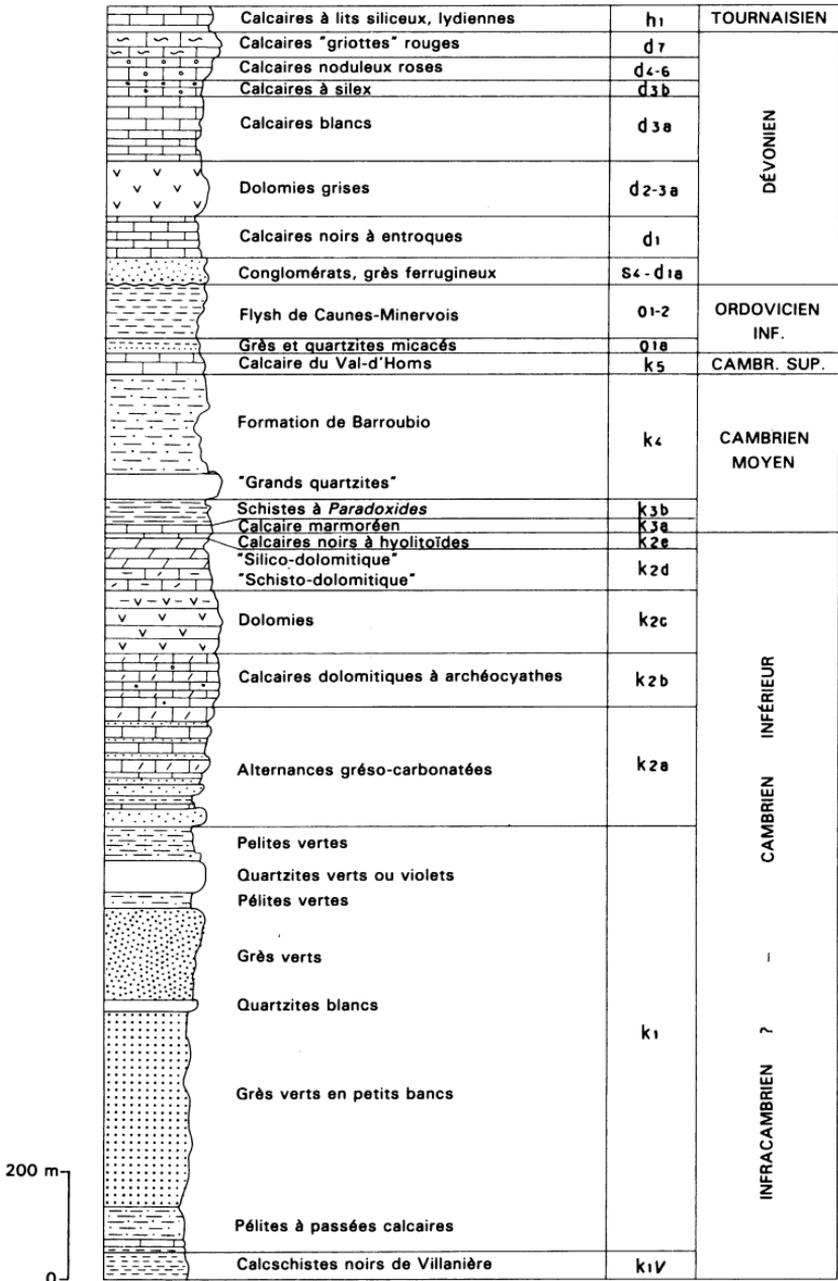


Fig. 2 - Colonne stratigraphique synthétique de la série paléozoïque de la nappe du Minervois

- « **Calcschistes** » **noirs de Villanière** (k1V). Cette formation de pélites noires plus ou moins carbonatées, à lits décimétriques de calcaires noirs, affleure entre Villanière et la cité minière de Salsigne.

Ce terme, le plus ancien reconnu en continuité sous le Cambrien inférieur daté, est conservé dans des compartiments effondrés entre les filons aurifères de Salsigne, au-dessus du contact anormal qui rabote la nappe du Minervois sur l'unité de Fournes. L'originalité des « calcschistes » noirs de Villanière a été mentionnée depuis longtemps par les mineurs, qui les désignent sous l'appellation « schistes de l'écaille ».

- **Pélites vertes et grès à niveaux calcaires** (k1[1]). Inconnue en dehors du territoire des feuilles Carcassonne et Lézignan-Corbières, cette formation est constituée de pélites verdâtres associées à des grès fins, admettant des passées de calcaires francs dont la plus importante s'observe au Nord et à l'Ouest du village de Salsigne. Ces calcaires fins, gris clair, renferment des lits oolitiques ou pisolitiques (oncolites algaires ?) et des agrégats calcitiques noirs qui pourraient correspondre à des restes déformés et recristallisés d'éocrinoïdes.

L'horizon calcaire principal atteint 8 à 10 m d'épaisseur ; il se suit bien jusque dans le secteur de Marmorières où il se double d'un horizon précurseur plus mince, lui aussi porteur des petits corps noirs énigmatiques.

Vers l'Est, les horizons calcaires conservent leurs caractères mais deviennent discontinus ; un bel affleurement s'observe sur le bord oriental de la carte dans le talweg du ruisseau de Castanviels.

Sans tenir compte de leur position inférieure sous les grès de Marcory classiques, les auteurs avaient successivement attribué les calcaires de Salsigne—Marmorières au Siluro-Dévonien inférieur (Thoral, 1940), puis aux « alternances gréséo-carbonatées » du milieu du Cambrien inférieur (Gèze, 1949). Aucune de ces attributions ne se révèle conciliable avec les données de terrain.

- **Grès de Marcory s.s.** Au-dessus de la formation précédente, et sans discontinuité appréciable, se développe une épaisse succession d'alternances gréséo-pélitiques d'ordre centimétrique à métrique, à dominante de grès verdâtres. De part et d'autre d'un ensemble médian plutôt monotone, s'individualisent un faisceau basai et un faisceau sommital, aux caractéristiques bien différentes (Laville-Timsit, 1974), qui se retrouvent dans d'autres unités structurales sur tout le versant méridional de la Montagne noire.

À la base, précédés de plusieurs bancs de grès vert à boules interprétables comme des slump-balls, se développent des grès quartzitiques clairs à nombreuses structures sédimentaires et à passées plus grossières, parfois conglomératiques, correspondant à des paléochenaux.

À la partie supérieure des grès de Marcory, et au-dessus de 50 m de pélites quartzo-phylliteuses vert olive, repère constant à l'échelle du versant méridional, apparaissent des grès feldspathiques verts ou violets ; à leur base, une petite lentille calcaire a livré une faunule cambrienne à *Chancelloria* et *Biconulites* (vallée de l'Orbiel, Nord de Lastours). Les grès violets sont à ciment d'hématite. L'ensemble se développe sur 200 à 300 m d'épaisseur, et montre de belles stratifications entrecroisées et des pistes de *Bilobites*. Certains bancs de grès verts s'enrichissent localement en minéraux lourds

pour constituer de véritables petits paléoplacers à rutilé, ilménite et zircon (Tournis).

À son sommet, le faisceau peut comporter des lits lenticulaires de calcaires gréseux ainsi que des grès clairs à ciment carbonaté dont l'altération ocreuse rappelle les « grès de Pardailhan » des feuilles Saint-Pons et Saint-Chinian ; ces niveaux annoncent les « alternances gréséo-carbonatées » qui constituent le premier terme de la série carbonatée sus-jacente.

Cambrien inférieur

Seuls les termes inférieurs de la série de plate-forme carbonatée attribuée au Cambrien inférieur ont livré des organismes permettant de les dater avec certitude. Tout particulièrement, la faune d'archéocyathidés étudiée par F. Debrenne (1964) dans les nombreux gisements découverts sur le territoire des feuilles Carcassonne et Lézignan-Corbières, a pu être corrélée avec celle de la deuxième moitié du Cambrien inférieur de certaines régions de Sibérie.

En revanche, les deux-tiers supérieurs de la série (k2c à k2e : « *formation supérieure dolomitique* »), presque entièrement dolomitiques, n'ont jamais livré d'archéocyathes, ni même de faune corrélable avec certitude avec celles du Cambrien inférieur bien daté d'autres régions ; cela rend doublement obsolète l'appellation « calcaires à archéocyathes » employée jadis pour désigner tout l'ensemble de la série carbonatée cambrienne.

Ainsi mieux définis, les véritables « *calcaires à archéocyathes* » (k2a et k2b) se répartissent entre deux formations : les « alternances gréséo-carbonatées » (Gèze, 1949) et les « calcaires dolomitiques » (Boyer, 1962).

k2a. Alternances gréséo-carbonatées à archéocyathes et trilobites. Ces alternances sont constituées d'une succession d'horizons calcaires ou calcaréo-dolomitiques et de faisceaux gréséo-pélitiques d'épaisseur métrique à pluridécamétrique. Chaque niveau carbonaté peut être suivi sur de grandes distances avec ses caractéristiques propres: richesse en archéocyathes, caractère marmoréen, accidents siliceux, lacis phylliteux, bancs satellites, coloration par des oxydes de Fe ou Mn.

Prise dans la vallée de l'Orbiel, au moulin d'Artigues, la succession-type la plus complète comporte neuf horizons carbonatés repères. Avec de légères variations (disparition ou fusion de certains de ces horizons), cette succession caractéristique permet de suivre l'établissement d'une plate-forme carbonatée vers la mi-temps du Cambrien inférieur. Après un stade de colonisation marqué par des calcaires gréseux, riches en archéocyathes nains (*Retecoscinus*, *Inessocyathus*) (horizon n° 1), et un horizon marmoréen (n° 2) parfois noyés latéralement dans des grès ocreux à trilobites de type « Pardailhan », vient un premier stade d'établissement où les niveaux calcaréo-dolomitiques dominent sur les grès intercalaires, avec au sommet une barre épaisse (10 à 20 m) à silex et à rares archéocyathes, surmontée d'un mince horizon de pélites phylliteuses vert olive (2 m) et parfois d'un banc calcaire satellite.

À ce niveau succède un épais faisceau gréseux, témoin d'une véritable « contre-attaque » détritique terrigène généralisée, admettant un épisode

carbonaté à faciès phylliteux (n° 6). Puis à partir du calcaire n° 7, commence le deuxième stade d'établissement, avec des calcaires organo-détritiques (archéocyathes, échinodermes, trilobites, spicules de *Chancelloria*, oncolites); localement les calcaires n°9 sont d'une extrême richesse en archéocyathes, amorce d'un biostrome. Dans ces alternances supérieures, les carbonates dominent largement sur les intercalaires détritiques ; on note une organisation séquentielle pélites-grès-carbonates détritiques déjà présente dans certaines alternances inférieures, mais aussi un renouvellement de la faune d'archéocyathes (*Antomorpha*, *Ajacyathus*), dont les genres vont persister dans l'assise sus-jacente des «calcaires dolomitiques» (Debrenne, 1964).

La validité de la succession-type se vérifie dans l'ensemble de la nappe du Minervois, à l'exception de certains points (Nord de Roque-Traucade, Sud de Marcelly) qui annoncent les anomalies et les réductions plus considérables qui caractérisent l'unité de Fournes.

Dans cette dernière unité structurale, les variations d'épaisseur et les changements latéraux sont d'autant plus saisissables que la succession-type y reste parfaitement vérifiée sur son bord sud-ouest (vallée de l'Orbiel, au Nord de Lastours), alors qu'à l'Est et au Nord, les successions n'y correspondent plus ; elles varient fortement d'un point à un autre et les épaisseurs de ces alternances atypiques sont souvent inférieures à 100 m et se réduisent parfois à quelques dizaines de mètres, alors que dans le type normal, elles vont de 150 à 250 m.

Dans la succession-type de la nappe du Minervois, les horizons carbonates ne sont pas les seuls à porter une macrofaune. Les niveaux gréseux à débris de trilobites signalés par B. Gèze (1949) ont servi de point de départ aux remarquables récoltes de faunes trilobitiques réalisées par R. Courtessole (1973) dans des grès à ciment de carbonates ferrugineux placés au-dessus des niveaux carbonatés n°2, 7 et parfois 8. Cependant, l'attribution de ces faunes au Cambrien très inférieur (R. Courtessole, *ibid.*), vient en contradiction avec les datations plus cohérentes fondées sur les corrélations des archéocyathes de la Montagne noire avec ceux de Sardaigne et de Sibérie (Debrenne, 1964).

k2b. Calcaires dolomitiques à archéocyathes. À ce terme correspondent en général des calcaires fins massifs, gris sombre, souvent dolomitisés partiellement, parfois totalement. Les accumulations d'archéocyathes s'observent fréquemment au voisinage des zones dolomitiques, en association avec des oncolites et des débris algaires.

La base des calcaires dolomitiques repose sur 2 à 3 m de pélites vert sombre, sommet normal des alternances complètes du Minervois. Lorsque cet horizon-limite disparaît localement, le sommet des alternances peut se trouver intégré cartographiquement au k2b. Au-dessus se développe la masse des calcaires dolomitiques particulièrement bien exposés dans la vallée de l'Orbiel (La Caunette et Nord de Lastours), où ils ont fourni des faunes d'archéocyathes analogues à celles du k2a supérieur (*Antomorpha* en particulier).

Sur le territoire de la feuille Carcassonne, le dépôt des calcaires à archéocyathes est généralement clôturé par une ultime récurrence détritique terrigène (2 à 3 m), plus grossière dans l'unité de Fournes.

L'épaisseur du k2b est relativement constante dans la nappe du Minervois et dans le massif des Châteaux de Lastours (80 à 120 m). Dans le reste de l'unité de Fournes, son épaisseur se réduit notablement ; le k2b disparaît même localement (Les Ilhes) sans qu'on puisse à coup sûr faire la part du non-dépôt, de l'érosion intracambrienne (voir k2d et k2e) et des laminages tectoniques.

Cambrien inférieur (?)

Contrastant fortement avec les calcaires à archéocyathes du k2b, la *formation supérieure dolomitique* est constituée de plusieurs termes caractéristiques, termes totalement ou essentiellement dolomitiques répartis entre deux ensembles cartographiques : les « dolomies principales » d'une part (k2c) et l'ensemble des « alternances schisto-dolomitiques » et des dolomies grises sommitales à silex d'autre part (k2d).

k2c. « Dolomies principales » : dolomies noires puis grises, à oncolites et stromatolites. C'est dans la nappe du Minervois que les « dolomies principales », cœur de la série carbonatée cambrienne, présentent leur deux faciès bien développés totalisant environ 300 m d'épaisseur :

—dolomies noires plutôt massives, en bancs métriques vers le haut, fréquemment riches en oncolites centimétriques et en débris algaires accumulés dans des eaux agitées ;

—dolomies grises bien stratifiées, en bancs décimétriques, souvent laminées, en général à grain fin et comportant des horizons discrets à oolites, à pellets ou à stromatolites.

Le passage vertical entre les deux termes est récurrent, mais rapide, et montre des lentilles siliceuses claires, conformes, à structures en « choux-fleurs », similaires aux épigénies des sulfates diagénétiques dans les séries plus récentes ; cette interprétation est confirmée par l'existence de reliques microscopiques d'anhydrite et de gypse (observation J.M. Rouchy).

Il faut noter aussi l'abondance de silex noirs dans certains bancs des dolomies grises, qui ne doivent pas être alors confondues avec les dolomies à silex du k2d.

Dans l'unité de Fournes, les « dolomies principales » s'épaississent considérablement dans le massif des Châteaux de Lastours, dont elles forment l'ossature, alors que sur le flanc Nord, elles se réduisent jusqu'à disparaître presque totalement en allant des Ilhes vers Sériès.

k2d. «Schisto-dolomitique» (alternance de dolomies claires et pélites), puis «silico-dolomitique» (dolomies grises à silex)

• Le «*schisto-dolomitique*» est un marqueur constant à l'échelle du versant méridional de la Montagne noire. Il est constitué d'une alternance métrique à plurimétrique de pélites vertes ou violettes et de dolomies

lithographiques claires à trame siliceuse, dont les patines « coquille d'œuf » tranchent sur les dolomies grises qui l'encadrent.

La base de cet ensemble est marquée par une trilogie caractéristique : pélites phyllito-carbonatées noires (1 à 2 m), dolomies à lentilles siliceuses claires (4 m), pélites quartzo-phylliteuses vert clair à patine beige épaisse (2 à 3 m).

Au-dessus, se développent deux termes, eux aussi quasi constants à l'échelle du versant méridional ;

—« schisto-dolomitique » inférieur (40 m) où les bancs dolomitiques dominent sur les passages pélitiques ;

—« schisto-dolomitique » supérieur (25 m), débutant par un horizon de pélites vert bronze ayant livré des tests phosphatés de brachiopodes inarticulés de la famille des *Obolidae* (Termier et Termier, 1974) (Roque-Traucade). Dans ce terme supérieur, les horizons pélitiques verts ou violets caractéristiques dominent en épaisseur les horizons dolomitiques. Des dolomies grises apparaissent dans les pélites du sommet et annoncent le terme suivant.

• Le « **silico-dolomitique** » (30 à 40 m) est constitué essentiellement de dolomies grises bien stratifiées à grain fin, porteuses d'accidents siliceux sombres en rognons ou en grandes lentilles plates qui abondent dans la nappe du Minervois. Certains accidents conservent des traces d'organismes effacés dans les dolomies encaissantes et peuvent même être remaniés dans des brèches sédimentaires à ciment dolomitique, manifestant ainsi le caractère précoce de ces silicifications.

Dans la nappe du Minervois, le tiers supérieur du « silico-dolomitique » montre de notables variations lithologiques : à l'Ouest, des lentilles de calcaires gris, d'épaisseur métrique et d'allongement décamétrique, renferment des stromatolites silicifiés (*Collenia*). Ces calcaires disparaissent vers l'Est au profit de dolomies à gros grain, puis de dolomies à structures algaires, parfois associées à des termes détritiques carbonatés ; ces termes sommitaux peuvent être minéralisés en blende et en galène à l'Est du ruisseau d'Ourdivielle, là où commencent aussi à se développer les faciès bien minéralisés en barytine et sulfures de la base du Cambrien moyen.

Dans l'unité de Fournes — où il n'a pas été distingué des « dolomies principales » (k2c) — lorsqu'il est encore conservé au contact du Dévonien inférieur transgressif, le k2d montre des variations de puissance et des anomalies remarquables compte tenu de la constance qu'on lui connaît dans la nappe du Minervois et sur le reste du versant méridional de la Montagne noire. Au Nord-Est de Lastours, le «schisto-dolomitique» inférieur et la base du supérieur sont bien reconnaissables et très semblables à leurs équivalents dans la nappe du Minervois. Localement, à l'Est des Ilhes, on retrouve les deux termes du « schisto-dolomitique » réduits en épaisseur et associés à quelques bancs du « silico-dolomitique » conservés au contact des grès de base du Dévonien ; en ce même point, le k2d est en contact stratigraphique direct avec des termes inférieurs de la série carbonatée (k2b ou base du k2c). Ailleurs, les différents termes du k2d ne sont plus individualisables et se réduisent à une dizaine de mètres de dolomies lithographiques claires à patine beige ou rousse.

k2e. **Calcaires noirs à hyolithoïdes.** Ce terme est constitué de calcaires noirs, en lits centimétriques ou décimétriques, à joints de pélites phylliteuses plus ou moins carbonatées.

Certains bancs peuvent renfermer des accumulations de tests coniques d'hyolithoïdes, souvent emboîtés (*Biconulites*) et interprétés comme des organismes pélagiques. D'autre part, de rares gisements sur le territoire de la feuille Saint-Pons (Ferrals-les-Montagnes) ont livré une faunule trilobitique endémique à *Ferralsia blayaci*, dont la ressemblance avec les genres *Palacolenus* et *Kingaspis* permet d'envisager un âge cambrien inférieur pour les calcaires noirs à hyolithoïdes et toute la formation dolomitique sous-jacente (Courtessole, Termier et Termier, 1971).

La partie supérieure du k2e peut laisser apparaître quelques mètres de calcaires plus clairs qui montrent, dans la nappe du Minervois, des accumulations lenticulaires d'oncolites, des lits à « bird eyes » et gros silex clairs. Dans la même zone, ces faciès sont surmontés par deux mètres de dolomie claire à stromatolites (« dolomies terminales »).

Dans la région située à l'Est de la feuille (Ourdivieille, Villegause), les calcaires noirs apparaissent dolomités et légèrement minéralisés en galène.

Malgré sa faible épaisseur (15 à 20 m) et son morcellement par la tectonique, le k2e a pu être distingué dans toute la nappe du Minervois, au contact direct du calcaire marmoréen qui débute le Cambrien moyen. La disposition cartographique de ces deux termes manifeste une disharmonie évidente entre la masse carbonatée du Cambrien inférieur et les pélites du Cambrien moyen, entraînant des laminages et des discontinuités dans les termes sommitaux de la série carbonatée.

Localement cependant (Sallèles-Cabardès), le contact direct entre les calcaires noirs du k2e et les calcaires dolomités du k2b pourrait être considéré comme stratigraphique ; la présence de brèches paléokarstiques dans le k2b témoignerait d'une émergence locale, avec lacune du k2c et du k2d. Dans l'unité de Fournes, la réduction ou la lacune du k2c s'observe localement ; à l'Est de Lastours, cette lacune s'étend au k2d, puisque le k2e, bien identifié par son faciès à oncolites, est en contact direct avec le k2b au Nord de Limousis.

Cambrien moyen

k3a. **Calcaires marmoréens.** Reconnu par les auteurs sur l'ensemble du versant méridional, ce terme particulier achève la série carbonatée cambrienne et peut déjà être considéré comme la base du Cambrien moyen.

Il s'agit de calcaires purs, à cassure fine, très blancs dans sa masse. La base du k3a, souvent gris clair, est en contact franc avec les dolomies stromatolitiques terminales du k2e dans la nappe du Minervois. Le passage aux pélites du k3b est graduel et se fait par l'intermédiaire d'un calcaire rose et rouge à trame phylliteuse, puis à intercalations de pélites lie-de-vin.

Latéralement, à l'Est du ruisseau d'Ourdivieille, les calcaires marmoréens passent à un horizon silico-barytique associé à des brèches sédimentaires ; plus à l'Est encore, au Nord de Villegause, le k3a présente son faciès ankéritisé et silicifié à galène, pyrite et barytine (« tête rousse »), qui se poursuit sur la feuille Lézignan-Corbières (Boyer et Routhier, 1958).

Dans la nappe de Minervois, l'épaisseur du k3a varie entre 10 et 20 m. Les variations latérales minéralisées montrent les épaisseurs les plus faibles : 10 m ou même moins.

Dans l'unité de Fournes, où le Cambrien moyen n'a pas été différencié cartographiquement (k3-4), quelques mètres de calcaires blancs ou roses attribuables au k3a apparaissent en certains points (Souleillol, Pierre-Plantée, mont Simel) au contact des pélites du k3b conservées sur le flanc nord de la synforme de Fournes, à l'Est de l'Orbiel. Au mont Simel, ces calcaires marmoréens réduits renferment de minces lits barytiques.

k3b. « **Schistes à *Paradoxides*** » : **pélites vertes et rouges**. Les « Schistes à *Paradoxides* » des auteurs constituent une formation dont l'importance doit être soulignée à plusieurs points de vue.

Elle suit immédiatement l'arrêt de la sédimentation de plate-forme carbonatée sur l'ensemble du versant méridional et une partie notable du versant septentrional, inaugurant une longue période détritique, terrigène qui se prolongera dans tout l'Ordovicien inférieur. Elle est marquée par l'apparition et le développement d'une riche faune de trilobites ; leur récolte systématique permet d'établir une biozonation fine qui se révèle parallèle aux horizons lithologiques repères, comme l'a montré R. Courtessole dans ses études biostratigraphiques (1967, 1973).

Le k3b est rarement fossilifère (La Combe-du-Saut) dans les limites de la feuille Carcassonne, mais l'on peut y retrouver des horizons lithologiques repères corrélables avec la succession bien datée grâce aux riches gisements de trilobites situés sur les feuilles Saint-Pons et Lézignan-Corbières.

La succession est bien observable dans la vallée du Clamous, du Nord vers le Sud, à partir des calcaires marmoréens :

— alternances pluricentimétriques de calcaires clairs et de pélites lie-de-vin, transposées tectoniquement, puis quelques mètres des mêmes pélites (premier niveau rouge) ;

— pélites vertes pouvant encore renfermer des expressions carbonatées souvent dissoutes en surface (« schistes troués ») ;

— deuxième niveau de pélites lie-de-vin, exemptes de calcaire, contrairement à son homologue du Pardailhan (deuxième niveau rouge de R. Courtessole, *ibid.*) ;

— pélites vertes sans calcaire, dont le passage aux « Grands quartzites » du k4 est très rapide et à peine récurrent.

Dans l'unité de Fournes, le k3b, non distingué cartographiquement, épargné par l'érosion calédonienne à l'Est de l'Orbiel, ne renferme pas d'expressions calcaires et montre un seul niveau de pélites violacées à sa base

stratigraphique, bien exposées au Nord-Ouest de Limousis et sur le revers nord du mont Simel, à l'Est de Sériès.

Le comportement disharmonique des pélites du k3b au contact de la série carbonatée rend difficilement appréciable leur épaisseur originelle (50 à 100 m) dans la nappe du Minervois.

k4. Formation de Barroubio : « Grands quartettes », pélites, grès. La formation dite de Barroubio totalise 300 à 400 m de détritiques terrigènes, qui se répartissent verticalement en trois termes dont les passages sont progressifs :

— les « **Grands quartzites** » (k4 [1]) constitués de grès quartzitiques clairs en bancs métriques, pouvant s'exprimer par une barre rocheuse dans le paysage (Sallèles-Cabardès, vallée du Clamous, dolmen du Vieil-Homme, Villegause) (50 à 100 m) ;

— des alternances de pélites vertes plus ou moins gréseuses et de grès vert sombre (200 m et plus) ;

— des grès plus ou moins grossiers en bancs décimétriques à métriques, formant une ligne de résistance dans la morphologie (20 à 30 m).

Ces trois termes se corrélaient assez bien avec ceux de la succession fossilifère connue plus à l'Est, en particulier dans le secteur du Ferrals-les-Montagnes, où l'ensemble a pu être daté du Cambrien moyen (Boyer et Courtessole, 1964 ; Courtessole, 1967, 1973). La faune reconnue dans l'équivalent du terme supérieur permet d'envisager une corrélation avec la partie supérieure du Cambrien moyen européen.

Dans la nappe du Minervois, le terme médian a livré localement (Sallèles-Cabardès) une faunule à échinodermes et trilobites qui confirme la corrélation lithologique proposée. Le terme supérieur se distingue de son homologue du Pardailhan par le caractère plus grossier ; il est particulièrement bien exposé entre les vallées de l'Orbiel et du Clamous. Exceptionnellement, ce terme supérieur est atteint par l'érosion calédonienne au NNE de Villeneuve-Minervois.

Dans l'unité de Fournes, les « Grands quartzites » ont été conservés sur le flanc nord-est de la synforme de Fournes, depuis ce village jusqu'au ruisseau de Pertusac.

Cambrien supérieur

k5. Formation de la Val-d'Homs : calcaires roses et pélites versicolores. Les terrains attribuables au Cambrien supérieur dans la nappe du Minervois comprennent à leur partie inférieure (60 m) des **calcaires roses** (k5[1]) et rouges à débris de brachiopodes, trilobites, échinodermes, en horizons métriques à décamétriques interstratifiés dans des pélites vertes et parfois violacées. Ces calcaires peuvent être porteurs de minéralisations en blende et en galène argentifère autrefois exploitées à l'Est du Clamous (concession de Villeneuve-Minervois). Au-dessus se développe un terme pélitique (150 m environ) comportant encore de rares et minces niveaux calcaires à débris organiques.

À l'Est du méridien de Villeneuve-Minervois, la partie inférieure du k5 est en contact direct avec le Dévonien basai qui vient d'ailleurs biseauter la formation de la Val-d'Homs sur le bord occidental de la feuille voisine Lézignan-Corbières. Vers l'Ouest, au contraire, les terrains plus jeunes apparaissent à la faveur d'une discordance angulaire nette entre le Paléozoïque inférieur et le Dévonien inférieur transgressif. C'est ainsi que le terme pélitique supérieur montre son épaisseur complète et vient au contact direct des quartzites micacés attribuables au Trémadocien inférieur (01 a).

Les calcaires de la formation de la Val-d'Homs avaient été placés provisoirement par M. Thoral (1940) à la base de l'Ordovicien. En fait, ces calcaires superposés aux grès terminaux du k4 se corrélaient sans difficulté avec des lentilles calcaires occupant la même position sur la feuille Saint-Pons (Beal de la Cesse) et bien datées du Cambrien supérieur par une faune trilobitique à *Preochuanguia* et *Bergeronites* (Feist et Courtessole, 1984).

Ordovicien inférieur

L'Ordovicien inférieur est peu développé sur le territoire de la feuille Carcassonne. Il apparaît d'une part à la faveur des vallées comme le prolongement sous l'Éocène du « flysch de Caunes-Minervois » (feuille Lézignan-Corbières), d'autre part dans une formation particulière (01 a) en contact stratigraphique direct avec le Cambrien supérieur (k5).

01a. Trémadocien inférieur (?). Grès et quartzites micacés. Ce terme comporte des grès verdâtres et des quartzites clairs riches en micas sans doute détritiques, en bancs pluridécimétriques associés à des pélites vertes subordonnées. Le passage inférieur aux pélites du Cambrien supérieur est rapide mais progressif.

L'épaisseur visible dépasse 60 m, mais l'épaisseur totale n'est pas connue puisque le terme est biseauté par le Dévonien basai transgressif.

Malgré l'absence de datation paléontologique, la nature et la position de ces grès permettent de supposer leur équivalence stratigraphique avec les grès micacés reconnus à la base du Trémadocien dans tout le versant méridional de la Montagne noire (Boyer et Guiraud, 1964).

Ce Trémadocien tout à fait inférieur, bien intégré à la structure de la nappe du Minervois, se suit depuis la vallée du Clamous jusqu'au cimetière de Sallèles-Cabardès ; il n'a pu être jalonné plus à l'Ouest, en particulier dans la vallée de l'Orbiel, là où ses relations avec le « flysch de Caunes-Minervois » auraient pu être précisées.

01-2. Trémadocien supérieur—Arenigien inférieur (?). « Flysch de Caunes-Minervois » : série noire grésopélitique. Ont été rattachés à cette formation, des affleurements dissociés d'extension variée mais de constitution analogue. Il s'agit d'une épaisse série de pélites très sombres, prenant des patines d'altérations moirées (« écorce de sapin »), associées à des grès fins gris clair en bancs subordonnés. L'organisation lithostratigraphique de cet ensemble monotone, sans doute très replissé, n'a pu être établie.

Sur la feuille Lézignan-Corbières, les nombreux gisements fossilifères permettent d'assigner un âge trémadocien supérieur à la plus grande partie de la série (Courtessole et Pillet, 1975), avec une probabilité d'âge arénigien inférieur pour la partie proche du contact anormal avec la nappe du Minervois.

Localisé dans l'Est de la feuille, l'Ordovicien inférieur d'Ourdivieille et de Villerambert est la suite directe du flysch de Caunes-Minervois, en contact anormal avec le Dévonien supérieur de la nappe du Minervois au Nord et s'ennoyant sous l'Éocène inférieur vers le Sud. Ce flysch réapparaît dans les fonds de vallée près de Villeneuve-Minervois.

Au Nord-Ouest de ce village, l'Ordovicien inférieur apparaît aussi avec les mêmes caractères, à l'intérieur d'un petit massif de Dévonien inférieur rattaché vers à l'Est à la nappe du Minervois. Plus à l'Ouest enfin, les terrains paléozoïques les plus méridionaux mis à l'affleurement par la vallée de l'Orbiel sont constitués d'une épaisse série analogue au flysch de Caunes-Minervois.

Dévonien inférieur

Au-dessus d'une mince semelle détritique terrigène mal datée, la plus grande part du Dévonien inférieur est représentée par une série carbonatée comprise entre des calcaires oolitiques à l'extrême base et des calcaires bioclastiques à silex vers le sommet ; ces niveaux sont datés respectivement du Lochkovien basai (Feist, inédit), et de l'Emsien supérieur (Stoppel, inédit).

La rareté ou l'absence de faune dans les autres termes rend les attributions stratigraphiques incertaines ; le caractère plus ou moins asynchrone du terme dolomitique médian, surtout à sa limite supérieure, introduit un autre facteur d'approximation. Au total, trois grandes correspondances sont proposées : Lochkovien et « calcaires à entroques du Minervois », Praguien et « dolomies grises » pour une grande part, Emsien inférieur et « calcaires blancs ».

s4-dia. **Silurien terminal (?)—Lochkovien basai. Formation ferrugineuse transgressive.** À la base du Dévonien carbonaté se développe une formation essentiellement détritique terrigène, incluant des expressions ferrugineuses ou carbonatées dont le développement est variable suivant les unités structurales. En revanche, l'organisation lithologique verticale est constante sur le territoire de la feuille et comporte trois termes de la base au sommet :
—(1) grès grossiers plus ou moins feldspathiques admettant très localement des conglomérats (Techounière à l'Est de Series, Nord de Villeneuve-Minervois) et passant vers le haut à des grès fins à ciment plus ou moins carbonaté. Dans l'unité de Fourmes, les grès grossiers se chargent de ciment ferrugineux et comportent des intercalations submétriques de minerai de fer oolitique à hématite, magnétite et chlorite ;
—(2) pélites carbonatées à patine caractéristique beige rosé, renfermant fréquemment des lentilles ou des lits de calcaires lumachelliques à brachiopodes et bryozoaires ;
—(3) calcaires à oolites ferrugineuses, comportant les mêmes organismes

que (2) et passant graduellement aux calcaires noirs à entroques du Minervois.

L'ensemble de ces termes totalise une bonne cinquantaine de mètres ; le terme (2) en occupe plus de la moitié, le terme (3) ne faisant que quelques mètres.

Sur la feuille Carcassonne, les trois termes représentés sont fossilifères. Le terme (1) a livré très localement (Lastours, Nord de Villeneuve-Minervois) de belles colonies de tabulés très proches du genre *Thecia* connu dans le Silurien moyen de l'île de Gothland (détermination inédite L. Lafuste). Les bryozoaires des calcaires lumachellique (2), d'abord attribués à l'Ordovicien supérieur (Thoral, 1938 ; Prantl, 1939) et révisés par M.F. Boulange, indiquent un âge silurien supérieur à dévonien inférieur, avec les genres *Trachidoechas* et *Fistiliramus* (Boulange et Boyer, 1964). Sur la feuille voisine Lézignan-Corbières, les calcaires à oolites ferrugineuses (3) ont livré à R. Feist les conodontes caractéristiques de la première biozone du Lochkovien, à *Iridus waschmidtii*.

Ainsi, dans l'état actuel des données paléontologiques, on ne peut exclure un âge précoce, silurien supérieur, pour la transgression post-calédonienne dans l'ensemble du Minervois.

Quoi qu'il en soit, les grès de base du S4-d1a sont en discordance cartographique avec des terrains dont l'âge varie notablement dans l'unité de Fournes, allant du k2a (Sud de Fournes) au k4 (Nord-Est de Sériès). Dans le village même de Lastours, on peut observer le contact des grès ferrugineux avec des pélites violacées du « schisto-dolomitique » k2d. À l'Est de Sériès (Techouillère), une discordance renversée est bien visible entre le et le k2d, avec des valeurs de 15 à 20°.

Sur le bord sud de l'unité de Fournes, de part et d'autre de la vallée du Clamous, sous le contact anormal de la nappe du Minervois, le S4-d1a réapparaît en contact renversé avec les termes inférieurs du Cambrien carbonaté.

Dans la nappe du Minervois, en revanche, la plus grande partie du Cambrien a été conservée et le S4-d1a repose sur le Cambrien supérieur ou le Trémadocien basai.

Une forte discordance cartographique s'observe localement à la faveur de la vallée du Clamous et à l'Est de cette vallée, le S4-d1a remanie directement les calcaires du k5 dans un faciès conglomératique de base.

d1. Lochkovien. Calcaires à entroques du Minervois. Aussi appelée « calcaires en plaquettes » ou « calcschistes du Minervois » et attribuée précédemment au Silurien *pro parte* (Thoral 1938, Gèze, 1949), cette formation homogène est constituée de calcaires fins sombres, à patine gris clair. Sauf à la base et au sommet où ils sont plus massifs, ces calcaires enregistrent notablement la schistosité régionale ; celle-ci peut être marquée par des films phylliteux témoignant d'une petite teneur originelle en argile, réorganisée dans l'anchizone.

À la surface des plaquettes ou sur la cassure fine apparaissent souvent des articles isolés de crinoïdes, et parfois des fragments de tiges, associés à des brachiopodes et à des bryozoaires, en particulier vers le sommet où l'on observe en plusieurs points des accumulations de grosses tiges de diamètre centimétrique.

Dans la nappe du Minervois, les calcaires d1 sont bien identifiés entre le niveau oolitique sommital du S4-d1a et les premiers niveaux dolomitisés du d2-3a, avec une épaisseur de 100 à 120 m.

Sur le flanc sud de la structure de Fournes, et dans sa terminaison périclinale, les calcaires à entroques se présentent dans la même situation ; la continuité cartographique est assurée vers le Nord-Est avec les calcaires noirs plus massifs et pauvres en entroques du flanc nord de la structure de Cabrespine. Mais d'une manière générale, les calcaires noirs des Ilhes, pauvres en entroques et lithologiquement comparables à ceux de Cabrespine, se développent en série normale au-dessus de l'équivalent probable du S4-d1a depuis la vallée de l'Orbiel jusqu'au méridien de Fournes.

Vers le Sud-Ouest, le d1, pauvre en entroques, est morcelé à l'affleurement par le champ filonien aurifère de Salsigne, mais l'on sait que cet ensemble calcaire est engagé en profondeur sous le Cambrien inverse de la synforme des mines de Salsigne, sans que l'on puisse y déterminer la part respective des éléments en succession normale ou inverse.

À l'Ouest de Salsigne, le d1 affleure largement, avec la réapparition des faciès riches en entroques, en série inverse dans le panneau de Peyrebrune, tandis que, plus à l'Ouest, les vallons de Ru-Sec et de Vallonière ont dégagé de leur couverture éocène les calcaires noirs pauvres en entroques qui reposent normalement au Nord sur le S4-d1a.

d1-2. Lochkovien—Praguien. Calcaires noirs de Cabrespine. Cette formation se distingue des calcaires de la nappe du Minervois par sa pauvreté en entroques et son caractère plus massif atténué par le développement des nombreux plans de schistosité.

Elle est composée de calcaires noirs à patine gris-jaune, riches en bioclastes, montrant un débit en plaquettes d'épaisseur centimétrique, et débute par un niveau-repère inframétrique de calcaires « poivre et sel », parfois oolitiques et riches en bryozoaires. Elle se poursuit par des calcschistes noirs à gris-bleu à rares entroques pluricentimétriques (15 m), par des calcaires à filets rouges d'oxydes de fer (60 m). La partie supérieure de cette formation (50 m) est constituée de calcaires organisés en séquences décimétriques : calcarénites riches en bioclastes (entroques, bryozoaires, polypiers), souvent granoclassées, puis calcaires noirs laminés, et enfin interlit rouge constitué d'oxydes de fer coïncidant avec une zone de dissolution. Vers le tiers inférieur de ces calcaires en séquences, s'intercale un niveau métrique très continu de dolomie noire. Localement (roc de l'Aigle), la formation des calcaires en plaquettes se termine par des calcaires noirs à silex discontinus, puis de calcaires à flammes de dolomies beiges.

Cette formation a livré des conodontes indiquant des âges allant du Dévonien inférieur à la base du Dévonien moyen.

Le sommet des calcaires de Cabrespine est très proche, ou même au contact, des calcaires blancs attribués à l'Emsien inférieur d3a; cette situation résulte de la réduction ou de la disparition latérale des dolomies. Dans ces conditions, rien ne s'oppose à ce que la partie supérieure des calcaires de Cabrespine soit attribuée au Praguien épargné par la dolomitisation diagénétique.

C'est dans cette partie haute que s'ouvre un important réseau karstique dont la circulation part de la vallée du Clamous pour atteindre celle de l'Orbiel.

d2-3a. Praguien— Emsien inférieur. Dolomies grises. Ce terme est constitué de dolomies généralement massives, à grain moyen et à cassure sombre. Elles constituent l'ossature du Dévonien inférieur dans la nappe du Minervois avec des épaisseurs allant de 300 à 500 m, alors qu'elles sont plus réduites ou localement absentes dans l'unité de Fourmes.

Le passage des calcaires à entroques aux dolomies grises est progressif mais rapide. Il se fait souvent au niveau de gros bancs de calcaires noirs, mais la dolomitisation, dont le caractère diagénétique est probable, peut affecter localement la partie supérieure des calcaires. Des zones non dolomitisées de ces calcaires s'observent isolées au sein des dolomies grises. Les dolomies elles-mêmes ont conservé de nombreux types de crinoïdes et des restes de bryozoaires ou de polypiers dolomitisés.

Dans le Nord-Minervois, le passage des dolomies grises aux calcaires blancs d3a est bien marqué par une accumulation d'**entroques** (d2-3a[1]) avec parfois de petites colonies de polypiers ; ce niveau remarquable, siège d'une dolomitisation incomplète, ne dépasse pas 1 à 2 m.

d3a. Emsien inférieur. Calcaires blancs. Il s'agit de calcaires massifs à grain fin, très homogènes, à cassure gris clair, qui tranchent sur les dolomies grises dans le paysage par leur patine presque blanche. L'attribution de cette formation à l'Emsien inférieur se fonde sur une seule coupe effectuée sur le bord oriental de la feuille Carcassonne ; la limite avec l'Emsien supérieur y a été précisée grâce aux conodontes (Stoppel, inédit). En ce point et en quelques autres, les calcaires blancs renferment des polypiers.

La partie inférieure des calcaires blancs est marquée par des lits décimétriques de dolomies fines à patine jaune, qui témoignent du caractère diagénétique de la dolomitisation.

Dans la nappe du Minervois, les calcaires blancs sont connus un peu à l'Ouest du Clamous ; ils se développent notablement vers l'Est dans les garrigues de Villerambert et les gorges d'Ourdivieille, bien limités au Sud par les minces niveaux à silex de l'Emsien supérieur.

Dans l'unité de Fournes, cette formation est constituée de calcaires saccharoïdes homogènes passant latéralement à des calcaires rubanés noirs et blancs qui se chargent au sommet en silex (100 à 120 m). Elle ne dépasse pas vers l'Ouest le méridien de Limousis où elle apparaît dans le périclinal faillé du ruisseau de la Grave ; elle se raccorde vers l'Est aux deux flancs de la structure de Cabrespine où les calcaires blancs montrent un développement spectaculaire dans les massifs rocheux du roc de l'Aigle et du roc d'Agnel.

À l'Est du Clamous, ils enveloppent les coeurs de calcschistes de Cabrespine, puis se réduisent tectoniquement dans le secteur de Castanviels. À l'Est de ce hameau, sur le flanc nord de la structure, le calcaire blanc Emsien a été réuni avec le reste du Dévonien inférieur.

Les calcaires blancs peuvent être le siège d'une dolomitisation épigénétique tardive qui développe des masses de dolomies jaunâtres vacuolaires à gros grains, dont les limites tranchées sont bien sécantes sur les limites stratigraphiques. Très étendues dans le secteur de Cabrespine, ces dolomitisations aux contours complexes n'ont pu être représentées sur la carte. Elles apparaissent au Sud du roc d'Agnel puis s'étendent à l'Est du Clamous où elles peuvent affecter la totalité du d3a en débordant sur les calcschistes de Cabrespine (Trabès de Griffé, Est du Mourel Blanc).

d3b. Emsien supérieur. Calcaires à silex, calcschistes à patine jaune.
Dans la nappe du Minervois, les premiers niveaux datés par conodontes (Stoppel, inédit) de l'Emsien supérieur sont des calcarénites à entroques et à accidents siliceux, qui contrastent avec les calcaires fins de l'Emsien inférieur. Plus haut, des intercalations de calcaires argileux sombres à débris de trilobite (*Phacops* ?) apparaissent puis supplantent rapidement les calcarénites ; ce deuxième terme encaisse bien la schistosité et prend une patine jaune brunâtre à l'affleurement. Cette formation est peu épaisse (10 à 20 m).

Dévonien moyen et supérieur

Dans la nappe du Minervois, le Dévonien moyen et le Frasnien sont entièrement représentés dans la formation carbonatée de Caunes-Minervois, diversifiée avec d'importantes variations latérales. Le faciès des calcaires à *Stromatactis* y a fourni les célèbres marbres roses dits « Languedoc », qu'il ne faut pas confondre avec les marbres « griottes » extraits de la formation sus-jacente, bien datée du Fammenien.

Le Dévonien moyen n'est pas caractérisé paléontologiquement ; l'incertitude qui en résulte sur la limite Emsien—Eifelien vient s'ajouter au problème général du passage mésodévonien mal résolu pour le magnafaciès bohémien (Feist, 1977). Cette limite a été fixée provisoirement à l'apparition des premiers faciès rouges au-dessus des calcschistes à patine jaune.

En revanche, sur la feuille Lézignan-Corbières, le Dévonien supérieur a pu faire l'objet d'une zonation fine par conodontes (Boyer *et al*, 1968). Cependant, de nombreux changements latéraux au sein du Frasnien et à son passage au Givétien conduisent à regrouper cartographiquement le Dévonien moyen et le Frasnien.

Au contraire, la limite Frasnien-Famennien s'identifie le plus souvent à la base des calcaires griottes, ce qui autorise l'individualisation cartographique du Famennien.

Ce Dévonien moyen et supérieur, différencié et relativement bien daté, est la suite directe de celui de Caunes-Minervois sur la feuille voisine Lézignan-Corbières. Bien exposé dans la vallée d'Ourdivieille et au Nord de Villerambert, il disparaît rapidement vers l'Ouest sous l'Éocène avant la vallée du Clamous.

Dans le Nord-Minervois, l'ensemble du Dévonien moyen et supérieur est représenté dans la formation presque azoïque des calcschistes versicolores de Cabrespine.

d3b-7. **Emsien supérieur-Famennien (?). Calcschistes versicolores de Cabrespine.** Dans les structures plissées du Nord-Minervois, les calcaires blancs de l'Emsien inférieur passent en continuité à une formation carbonatée particulière.

Il s'agit de calcaires plus ou moins phylliteux qui ont subi plusieurs déformations souples accompagnées de recristallisations épimétamorphiques avec développement de grosses muscovites. Ces calcschistes présentent des teintes variées, roses, gris clair, gris verdâtre, rougeâtres. Le passage des calcaires blancs aux calcschistes versicolores se fait par l'intermédiaire d'un niveau à patine brunâtre et à silex, corrélable avec le niveau similaire daté de l'Emsien supérieur dans la nappe du Minervois. Vers le sommet de la formation on observe très ponctuellement des bancs de calcaires noduleux noirs du Frasnien et des calcaires rouges du Famennien.

La puissance de cet ensemble azoïque est de quelques dizaines de mètres, 50 m tout au plus.

d4-6. **Eifelien—Givétien—Frasnien. Calcaires de Caunes-Minervois, marbres roses à *Stromatactis*, calcaires noduleux noirs et brèches à oxydes de manganèse.** Les calcaires massifs roses ou roses, souvent bioclastiques, dominent dans l'Eifelien, alors que des calcaires stratifiés et différenciés apparaissent dans le Givétien et se développent dans le Frasnien lui-même caractérisé par des corps de brèches sédimentaires et l'abondance de nodules de manganèse.

La formation de Caunes débute le plus souvent par des termes roses ou roses comportant à leur base des lits plus marneux ; ceux-ci laissent rapidement la place au faciès « marbrier » constitué par des masses de calcaires à *Stromatactis* et à polypiers (Nord de Villerambert).

Les figures dites *Stromatactis* se présentent comme des rubans contournés et anastomosés, à bords sinueux, formés de calcite en grands cristaux souvent fibreux, perpendiculaires aux épontes de calcaires roses ou gris ; ce sont ces rubans gris-blanc, tranchant sur un fond rose vif, qui confèrent aux marbres «Languedoc» leur qualité ornementale appréciée et largement utilisée depuis plusieurs siècles. Du point de vue sédimentologique et

paléogéographique, les *Stromatactis* résulteraient du remplissage des vides dans une accumulation bioclastique de débris récifaux (polypiers, stromatopores, grands crinoïdes) ; ces calcaires se sont « vraisemblablement déposés dans un milieu de faible profondeur à proximité de récifs » (Feist, 1977).

Les faciès marbriers occupent l'ensemble du d4-6 et viennent au contact direct des « griottes » fameniennes à l'Ouest du ruisseau du Saumarel, dans la zone des anciennes mines de manganèse de Villerambert. Vers l'Est, ces faciès massifs laissent la place à des faciès plus marneux et mieux stratifiés ; le Frasnien y est représenté par des calcaires noduleux et des brèches à nodules de manganèse plissés. Il faut bien noter cependant que la plus grande partie du manganèse exploité sous forme d'oxydes provient de reconcentrations largement postérieures dans des poches karstiques développées, sous l'Éocène inférieur, dans son substratum de calcaires dévoniens.

d7. Famennien. Calcaires noduleux rouges à goniatites (« griottes ») et gris (« supragriottes »). Partout où ils ont pu être datés par conodontes, les célèbres marbres griottes ont révélé un âge nendenien (Famennien inférieur).

La partie inférieure des griottes est bien reconnaissable par ses coloris rouge-orange, son maillage phylliteux lâche et sa pauvreté en ammonoïdés ; elle peut renfermer localement de minces intercalations de pélites noires à nodules pyriteux. Le marbre griotte typique est un calcaire fin à lacis phylliteux, très riche en test d'ammonoïdés dont le remplissage calcitique forme des taches plus claires sur le fond rouge de la roche (10 m au total).

Les calcaires gris sus-jacents (30m) (« griottes gris » des auteurs) comprennent généralement en Montagne noire toutes les zones de conodontes du Famennien supérieur, avec le passage continu au Tournaisien.

Dans la nappe du Minervois, le Famennien n'est connu qu'à l'Est du méridien de Villerambert, en général raboté le long du contact anormal avec l'Ordovicien inférieur. Ce sont les « griottes » vraies du Famennien inférieur qui ont été le plus conservées ; cependant, les calcaires « griottes gris » peuvent apparaître dans de petites antifformes rabotées sur le flysch ordovicien à l'Est d'Ourdivieille.

À Cabrespine, la présence des calcaires gris fameniens est probable, mais en l'absence de griottes vraies bien attestées, ils ont été cartographiés avec l'ensemble des calcschistes versicolores de Cabrespine.

Carbonifère inférieur

h1. Tournaisien. Lydiennes à nodules phosphatés. Un seul affleurement de Carbonifère a été reconnu sur la feuille sous forme d'un lambeau tectonique coincé entre les « griottes » du Famennien inférieur et l'Ordovicien inférieur flyschöide, juste en limite des terrains éocènes, au Nord de Villerambert. Il s'agit essentiellement de lydiennes à nodules phosphatés, souvent décolorées par l'altération superficielle.

TERTIAIRE (fig. 3)

Les terrains secondaires ne sont pas connus à l'affleurement sur le territoire de la feuille Carcassonne, et seul le Maastrichtien continental a été rencontré en limite sud, à 928 m, dans le sondage Carcassonne 101 (feuille Limoux), reposant en discordance directement sur le socle primaire.

On admet généralement que la Montagne noire et les zones voisines, jusqu'au massif de Mouthoumet, ont été émergées pendant tout le Mésozoïque, les mers triasiques, jurassiques et crétacées étant localisées dans le domaine nord-pyrénéen, au Sud du massif de Mouthoumet.

Paléocène

e1. **Dano-Montien (« Vitrollien »). Conglomérats, sables, limons argileux marmorisés fluviatiles.** D'épaisseur variable, comprise entre 0 et 30 m, il comble une paléotopographie peu prononcée. On peut y séparer deux domaines :

—à l'Ouest du méridien de Sallèles-Cabardès, ce sont des dépôts fluviatiles stricts, riches en débris de feldspaths. Les chenaux sont comblés par des conglomérats à graviers de quartz filonien et des grès grossiers parfois à galets mous. Les matériaux de plaine d'inondation sont des limons sableux, peu argileux, peu ou pas carbonatés. Des phénomènes pédologiques de type hydromorphe ont affecté les dépôts sédimentaires, mais ils se réduisent seulement à des marmorisations (taches roses, ocre-jaune, ocre-rouge, grises) ;

—à l'Est de ce même méridien, les dépôts sont fluvio-lacustres et palustres ; les carbonates deviennent abondants. Parfois, la série débute par un *dépôt de marécage* (e1[1]) carbonaté, souvent dolomitique, occupant les creux d'une ancienne topographie. La vase carbonatée présente des figures pédologiques typiques : nodules, cristallisations, fentes de dessiccation, traces de racines, etc. Les dépôts de chenaux sont riches en galets de roches paléozoïques, et les limons de plaine d'inondation présentent, en plus de la marmorisation, des nodules carbonatés.

Sur toute la bordure de la Montagne noire (feuilles Castelnaudary, Carcassonne et Lézignan-Corbières), l'étude des galets, minéraux argileux, minéraux lourds (tabl. 1), ainsi que la granulométrie de la fraction sableuse et fine, ont permis la reconstitution de cônes alluviaux juxtaposés (Freynet, 1970) :

— cône de Cennes-Monestiés (feuille Castelnaudary)—Villemontgouy, à sables feldspathiques, débris de roches cristallines, quartz filonien, tourmaline, muscovite ; parmi les minéraux argileux, prédominance de la smectite ;

— cône de Montolieu, différent du précédent par ses minéraux lourds ;

— cône de Villardonnell, à sables feldspathiques, graviers de roches cristallines, micaschistes, smectite prédominante, minéraux lourds variés dont le disthène ; ce dernier minéral ayant été signalé ici pour la première fois par P. Demangeon en 1959 ;

— cône d'Orbiel—Sallèles-Cabardès, à sables feldspathiques, graviers de roches cristallines et débris de géodes de quartz filonien, smectite prédominante ;

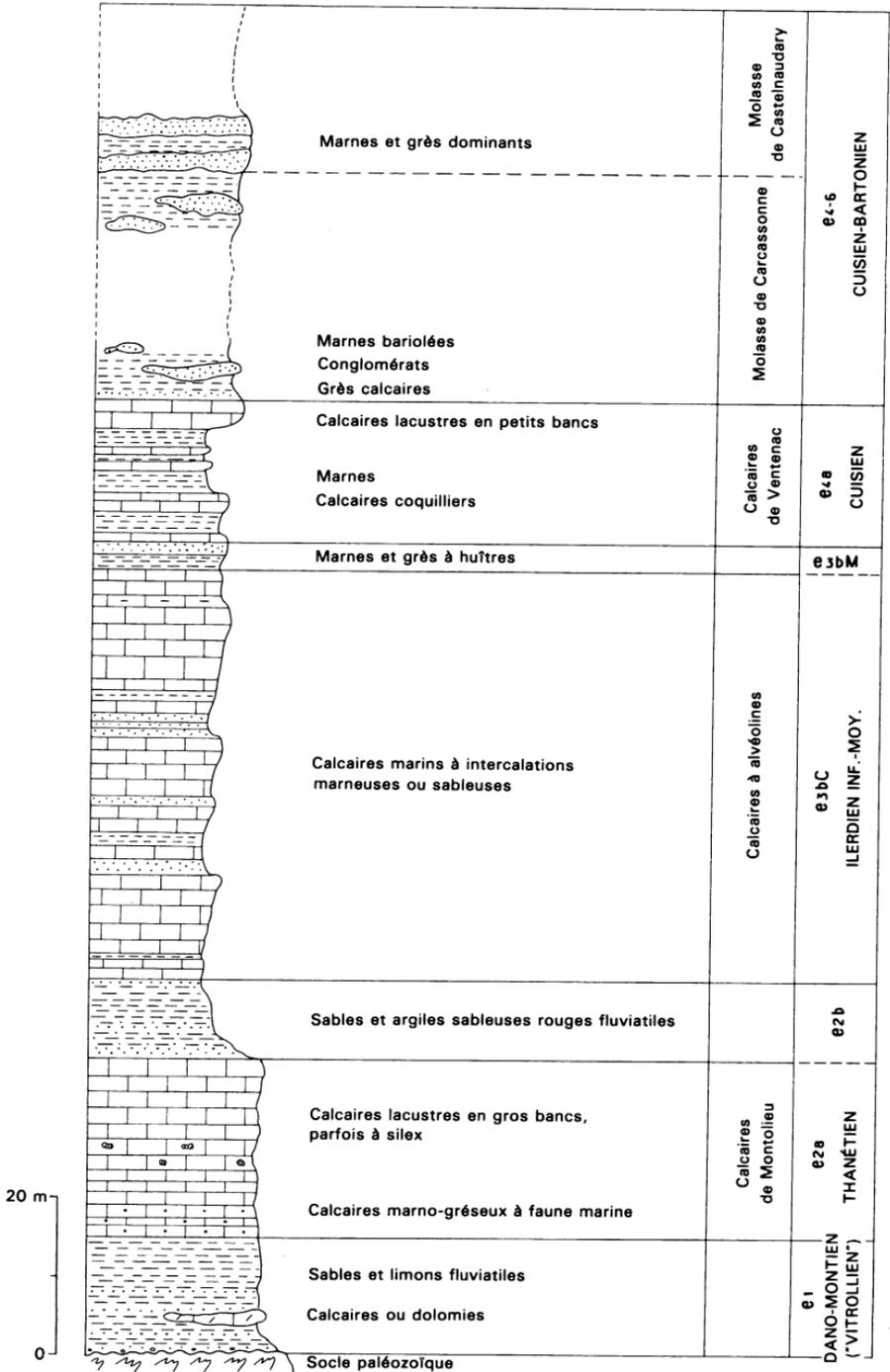


Fig. 3 - Colonne stratigraphique synthétique du bassin tertiaire de Carcassonne

**Tableau 1. – Fréquence des minéraux dans la fraction sableuse
des cônes alluviaux issus de la Montagne noire**

CÔNES ALLUVIAUX	FELDSPATHS	TOURMALINE	RUTILE	ZIRCON	MUSCOVITE	ANDALOUSITE	STAUROTIDE	DISTHÈNE	GRENATS	OPAQUES
1/50 000 <i>Castelnaudary</i> – Cennes- Monestiés	++	+	+	+						+
1/50 000 <i>Carcassonne</i> – Montolieu	++	+	+	+	++		+		++	+
– Villardonne	++	+++	+	+		+	+	+	+	+
– Orbiel	++	+	+	+			+			+
– Villeneuve-M					+++					+
1/50 000 <i>Lézignan- Corbières</i> – Caunes-M		+	+	+					+	+
– Félines-M		+				+++				+
– Camplong		+	+	+						+

+ Présence

++ Abondants

+++ Très abondants

— cône de Villeneuve-Minervois, à sable quartzeux, galets de roches paléozoïques (carbonates, schistes, rares quartz), muscovite, argiles, chlorite prédominante ;

— cône de Caunes-Minervois (feuille Lézignan), à galets de roches paléozoïques (quartzites) et smectite ;

— cône de Félines-Minervois (feuille Lézignan), à galets de rhyolite, andalousite parmi les minéraux lourds et chlorite dans les argiles ;

— cône de Camplong—Fauzan (feuille Lézignan), à graviers de quartz et smectite.

e2a. Thanétien inférieur. Calcaires lacustres de Montolieu, avec ingression marine à la base (5 à 30 m). L'attribution au Thanétien de la première barre calcaire de la série éocène remonte au siècle dernier. Noulet a récolté en divers lieux une faunule composée de *Physa prisca*, *Pupa montoliviensis*, *P. ramsi*, *Bulimus primaevus*, *B. montoliviensis*, *Cyclostoma brauni*, *C. uniscalare*, *Limnea rollandi*, *L. leymeriei*, *L. atacica*, *Planorbis primaevus*, *P. conchensis*.

Cette faune, localement abondante, a été retrouvée par divers auteurs qui l'on comparée à celle de Provence et du bassin de Paris. Un autre fossile s'y rencontre parfois : une masse elliptique de 3-4 cm de long, interprétée tantôt comme un œuf de tortue et tantôt comme un cocon de ponte ou de nymphose d'insecte.

À la base du calcaire, ou parfois dans des niveaux marneux à quelques mètres au-dessous, on rencontre une intercalation gréseuse ou marneuse à faune marine. C'est cette formation qui a été prise comme base du Thanétien. Elle a été signalée pour la première fois par R. Courtessole, J.P. Vernet et J. Villatte en 1965 (butte de Bataille, vallée de Villelongue, vallée de Montolieu, Villardonnell, Salsigne). D'autres gisements ont été découverts, entre fraissé et Aragon (Freytet, 1970), dans la carrière du Font-du-Roc au Sud de Montolieu (Plaziat, 1972) ; la faune comporte *Ostrea subresupinata*, *Batillardia brunhildae*, *Tympanotonos siegfriedi*, *Ampulella* sp. cf. *farinensis*, des milioles, rotalidés, bryozoaires, ostracodes, associés à des dasycladacées.

Les calcaires de Montolieu se présentent en gros bancs métriques ou plus épais, massifs ou d'allure crayeuse. Les faciès typiquement lacustres sont rares (massifs, brèches de remaniement). Le plus souvent, les calcaires présentent des figures de pédogenèse *lato sensu* : racines, traces de dessiccation (fentes planes, courbes), nodulisations. Les vides ainsi formés peuvent être comblés par des sédiments internes qui vont des éléments de dessiccation remaniés («brèches de remplissage») aux éléments les plus fins («silt vadose») formant des laminations irrégulières, ravinantes et granoclassées ; ces figures rentrent dans le cadre plus général du pseudo-microkarst, c'est-à-dire des modifications s'effectuant sur les littoraux lacustres ou sur les fonds très plats à profondeurs très faible, et pouvant émerger aisément.

Très localement, les calcaires de Montolieu sont silicifiés : gros amas d'aspect crayeux, friable (Villelongue, Cennes-Monestiés sur la feuille Castelnandary), ou silex noirs (vallée de la Combe-du-Saut).

e2b. Thanétien supérieur. Conglomérats et sables quartzeux, limons argileux rouges. On peut rapporter au Thanétien supérieur, et probablement aussi à l'Ilerdien inférieur dans la partie orientale de la feuille, compte tenu de l'apparente continuité verticale des couches, un ensemble azoïque de 10 à 25 m de puissance. Il est formé de conglomérats et grès grossiers à éléments quartzeux prédominants, alternant avec des dépôts fins, limono-argileux, rouges ou marmorisés. Cet ensemble typiquement fluviale, avec paléosols associés, affleure mal, sauf dans la région de Villeneuve-Minervois.

Les minéraux argileux sont illite, smectite et kaolinite, avec prédominance de la kaolinite dans la partie ouest de la feuille ; la chlorite est localement présente dans l'Est.

Éocène

e3bC. Ilerdien inférieur-moyen. Calcaires à alvéolines. Au-dessus des niveaux tendres du Thanétien supérieur, et formant une surface structurale complexe à multiples petites cuestas, vient la formation dite des « calcaires à alvéolines », épaisse de 40 à 80 m.

C'est en fait, dans la partie centrale de la feuille, une succession de bancs de calcaires bioclastiques, calcaires gréseux et calcaires plus ou moins argileux, avec de rares intercalations marneuses pouvant servir localement de niveaux-repères.

Vers l'Est, des **passées sableuses** (e3bC[1]) se développent à la proximité du delta de Caunes-Minervois (feuille Lézignan-Corbières).

À l'Ouest, les **niveaux marneux** (e3bC[2]) annoncent la proximité du delta d'Issel. La figure 4, d'après J.C. Plaziat (1972), résume les variations latérales de la lithologie.

Les alvéolines sont souvent très abondantes, mais peuvent manquer dans certains bancs. Les niveaux les plus riches se rencontrent à l'extrême base. Les nummulites n'apparaissent qu'à partir du milieu de la série. On y a reconnu : *N. globulus*, *N. ataticus*, *N. exilis*, *Assilina leymeriei*, *A. pustulosa*, *Operculina subgranulosa*, *O. douvillei*. Les alvéolines sont représentées par de nombreuses espèces, dont certaines ont été créées par L. Hottinger dans le Minervois et le Cabardès : *A. minervensis*, *A. moussoulensis*, *A. pisiformis*, *A. cucumiformis*.

J.C. Plaziat (1972) a établi que la transgression était progressive d'Ouest en Est, datée de l'Ilerdien inférieur (zone à *Alveolina cucumiformis*) au Cap-de-Pic, à l'Ouest de Montolieu, et de l'Ilerdien moyen (*A. ellipsoidalis*) à Villeneuve-Minervois. D'une manière générale, l'Ilerdien inférieur est représenté par quelques mètres seulement de calcaires, l'essentiel de la formation appartenant à l'Ilerdien moyen (zone à *A. moussoulensis*).

La faune des calcaires à alvéolines est très riche, et chaque banc, y compris les intercalations marneuses et sableuses, renferme une association particulière, parfois presque monospécifique : calcaire argileux à *Lucina*

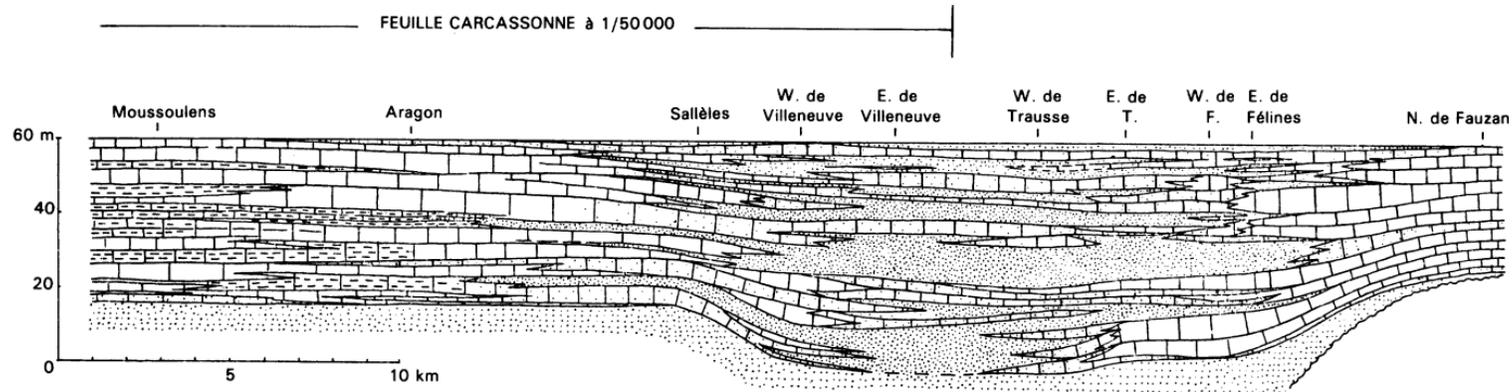


Fig. 4 - Variations lithologiques des calcaires à alvéolines.

(Plaziat, 1972)

(*Pseudomiltha*) *corbarica* en position de vie ; grès à *Ostrea multicosata-stricticostata*, le plus souvent à nombreuses espèces associées. Les déterminations spécifiques sont généralement difficiles, en raison d'une fossilisation souvent imparfaite. Parmi les formes les plus fréquentes, citons :

—brachiopodes : *Terebratula montolearensis* ;

—échinides : *Ilarioma sicardi*, *Echinolampas leymeriei*, *Schizaster*, *Rhabdocidaris*, *Echinantus*, *Conoclypeus* cf. *cotteaui* ;

—céphalopodes : *Hercoglossa* ;

—lamellibranches : *Pinna*, *Corbula*, *Spondylus*, *Mytilus* (*M. inflatus*), *Trachycardium*, *Crassatella*, *Cardium*, *Tellina*, *Lucina* (*Pseudomiltha*) *corbarica*, *Ostrea* (dont *O. multicosata-stricticostata*).

—gastéropodes : *Vêlâtesperversus* (= *schmideli*), *Cypraea* (*Gisortia*), *Terebellopsis*, *Natica*, *Campanile*, *Cerithium*, *Voluta*, grosses *Turritella*, *Rostellaria*.

ebM. Ilerdien moyen-supérieur. Marnes à huîtres. Au-dessus des dernières couches calcaires à faune marine franche, se situent une dizaine de mètres de marnes grises, renferment localement des petits niveaux de calcaires gréseux à huîtres (*O. multicosata-stricticostata*). Vers Moussoulens on y observe du gypse, et au Sud de Villegailhenc, de petits nodules de strotianite (H. Mazéas).

Une carrière, en bordure de la D 48, entre Pezens et Brousses-et-Villaret, a livré à M. Feist-Castel (1976) quelques charophytes : *Mitellopsis* (*Tectochara*) *thaleri-elongata*, *Harrisichara squarrolosa*, *Lamprothamnion priscum*, *Sphaerochara courtessolei*. D'après cet auteur, ces formes sont intermédiaires entre celles du Thanétien supérieur et celles du Lutétien, et leur attribution est incertaine.

e4a. Cuisien. Calcaires lacustres de Ventenac. C'est un ensemble de calcaires fins, micritiques, parfois à silex, et de marnes grises, épais de 15 à 20 m environ. On y a trouvé *Planorbispseudorotundatus*, *Bulimus hopei*, *Melanopsis dubiosa*, des débris de chéloniens, des empreintes de feuilles. Près de Villegailhenc, M. Feist-Castel a signalé *Maedleriella mangeloti*, *Mitellopsis* (*Tectochara*) *thaler elongata*, *Harrisichara squarrolosa*. L'attribution au Cuisien est probable, mais non certaine.

e3-4. Ilerdien—Cuisien. Faciès fluviaux : graviers et sables quartzeux, limons rouges. À l'Est de Conques, les marnes grises supra-ilerdiennes et les calcaires de Ventenac sont remplacés progressivement par des sables quartzeux localement grésifiés, associés à des limons rouges. Ce sont les dernières influences fluviales du delta de Caunes-Minervois, plus à l'Est ; ce delta était surtout fonctionnel à l'Ilerdien, pendant le dépôt des calcaires à alvéolines. Le matériel détritique est issu du Nord, à la différence des molasses, lutétienne et bartonienne, à alimentation pyrénéenne méridionale.

e4-6. Cuisien—Bartonien. Molasse de Carcassonne: conglomérats, grès, marnes sableuses, limons marmorisés. La molasse de Carcassonne, comme celle de Castelnaudary, est une formation fluviale typique, avec pédogenèse associée systématiquement aux dépôts fins de plaine d'inondation, sous la forme de taches de marmorisation (redistribution du fer) et assez rarement de nodules calcaires (redistribution des carbonates).

Les dépôts de chenaux sont lenticulaires, formés de **conglomérats** (e4-6 [1]) et de grès plus ou moins grossiers, parfois à stratifications obliques. La taille des galets est généralement faible (inférieure à 5 cm), et les niveaux conglomératiques sont rares et localisés. Nous sommes ici en position distale très éloignée des sources de matériel pyrénéen (40 à 60 km). Il n'a pas été possible de suivre les variations de la lithologie des galets.

Les grès sont grossiers à fins. À côté des éléments siliceux (quartz abondants, feldspaths et micas rares), on trouve une proportion variable de grains calcaires, atteignant jusqu'à 80 % dans les faciès les plus fins ; ces grains sont en calcaire micritique, ou formés de deux à trois gros cristaux de calcite ou de dolomite. La matrice est absente ; par contre, un ciment calcitique est bien développé, en gros cristaux se moulant sur les grains détritiques et atteignant parfois la texture pœcilitique.

Les limons sont fins, argileux, sableux et plus ou moins carbonatés. Les taches de marmorisation sont roses, grises, ocre-jaune, rouges. Les nodules carbonatés sont rares, généralement petits et dispersés dans la masse, mais ils peuvent parfois constituer des horizons à limites nettes.

Les figures sédimentaires sont localisées dans les conglomérats et grès. Ce sont des cannelures à la base des bancs, et des stratifications obliques de grande taille à l'intérieur de ces bancs.

Compte tenu du pendage S faible, les corps gréseux-conglomératiques sont souvent dégagés par l'érosion et se trouvent en relief au-dessus des dépressions dégagées dans les limons tendres de plaine d'inondation. Cette disposition géomorphologique particulière permet l'observation des chenaux ainsi exhumés sur des distances pouvant atteindre presque 1 km. On peut ainsi se rendre compte de leur largeur (10 à 50 m) et de leur sinuosité (toujours faible, exceptionnellement des amorces de méandres). En schématisant, on peut dire que le réseau était de type « en tresses » (braided) à faible sinuosité (low sinuosity), non méandrisant.

Les directions de courants que l'on peut déduire des figures de base de bancs et des stratifications obliques sont généralement dirigées SE-NW, SSE-NNW, S-N, E-W, mais à quelques reprises on a relevé un sens N-S, ce qui indiquerait des apports du Massif central, ou une méandrisation inhabituelle.

L'épaisseur moyenne d'un cyclothème est de 4 à 6 m, rarement davantage. Le sondage Carcassonne 101 (feuille Limoux) ayant rencontré environ 400 m de molasse, on peut estimer que les cyclothèmes sont au nombre de 80 à 100. Rappelons que la simple divagation fluviale dans un bassin régulièrement subsident suffit à expliquer ce type de sédimentation, comme dans le Campanien, le Maastrichtien et l'Éocène inférieur languedociens (Freytet, 1970).

Du point de vue paléontologique, les corps gréseux renferment rarement des oncolites (édifices algaires stromatolitiques dus à des cyanophycées ; cf. Freytet et Plaziat, 1965), et encore plus rarement des restes de vertébrés. Ces

ossements ont été récoltés au siècle dernier un peu partout, car les grès étaient activement exploités pour la construction. M. Richard (1946) a repris les travaux anciens, et cite des récoltes à Bagnoles, Carcassonne, Trèbes, Bouilhonnac, Conques, Malves. Les animaux récoltés, essentiellement par L. Depéret, sont: *Lophiaspis baicheri*, *L. occitanicus* mut. *cesserasicus*, *Pachynolophys duvali*, *Lophiodon isselense* var. *carcassense*, *L. leptorhynchus*, *Propaleotherium*.

e6. Bartonien. Molasse de Castelnaudary : conglomérats, grès, marnes sableuses, limons marmorisés. La molasse de Castelnaudary affleure dans l'extrême Sud de la feuille, où elle n'est pas fossilifère. Elle a livré au siècle dernier une faune déterminée par L. Depéret: *Lophiodon leptorhynchus*, *L. lautricense*. La composition séquentielle de cette molasse est identique à celle de Carcassonne.

FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ALLUVIONS QUATERNAIRES

Alluvions

Fv. Alluvions des très hautes terrasses (100-200m): blocs et galets quartzeux rubéfiés. Au Nord et à l'Est de Conques, des accumulations d'alluvions hétérométriques, très évoluées, surplombent les vallées issues de la Montagne noire à des altitudes relatives de + 100 à + 200 m. Les blocs dépassant 0,50 m de diamètre sont fréquents. Les éléments quartzeux dominent et présentent des patines ocre ou roses.

Fw ; Fw1 ; Fw2. Alluvions des hautes terrasses (25-60 m) : galets quartzeux. Les hautes terrasses s'étagent à des altitudes relatives de + 60 m à + 25 m ; elles correspondent dans la vallée de l'Aude à un système de deux niveaux principaux (notés Fw1 et Fw2), dotés chacun d'un palier inférieur. Les galets sont grossiers, très hétérométriques et présentent en surface une patine ocre. Les galets ne dépassent pas en général 20 cm de diamètre sauf en amont du Clamous et de l'Orbiel.

La composition lithique varie suivant les bassins-versants ; les terrasses du Fresquel présentent une forte proportion de galets de quartz et quartzites, les schistes et gneiss sont dominants dans les terrasses de l'Orbiel et du Clamous. Les épaisseurs sont faibles mais atteignent exceptionnellement 3 m à Villedubert et 4 m à Berriac.

Fx. Alluvions des moyennes terrasses (10-20m): sables et galets. Vallées de l'Aude et du Fresquel : alluvions grossières à lentilles de sables et sables argileux. Elles forment des terrasses dominant de 10 à 20 m les cours actuels et recouvertes de 1 à 2 m de limons éoliens. Les galets sont constitués de roches sédimentaires et cristallines d'origine pyrénéenne; les faciès calcaires sont nettement dominants. L'épaisseur des matériaux varie de 2 à 4 m pour le Fresquel, de 2 à 6 m pour l'Aude.

Ce niveau de terrasse se retrouve localement. Les galets proviennent du versant de la Montagne noire ; leur taille moyenne (20 cm) dans les vallées de l'Orbiel, du Lampy et du Clamous augmente nettement vers l'amont. Les épaisseurs dépassent rarement le mètre.

La composition lithique moyenne (diamètre et pourcentage des éléments) est donnée ci-dessous (tabl. 2).

Tableau 2. — Composition lithique moyenne des alluvions Fx

Cours	Fresquel (Joucla)	Fresquel (Cante-Gat)	Aude (Mille-Grand)	Orbiel (Conques)
Ø des éléments	50 mm	80 mm	60 mm	20 mm
Quartz	40%	20%	40%	5%
Silex	6			
Granité	20	15	1	1
Gneiss	25	15		30
Grès, quartzite	6	15	20	4
Calcaire	1	35	30	
Schiste	2		9	60

Fy. Alluvions anciennes des basses terrasses (5-10m) : graviers et galets. Sous cette appellation sont regroupées plusieurs formations. Dans les vallées principales, il s'agit d'une terrasse enfouie formée d'une nappe de cailloutis et galets à la base des alluvions modernes.

À Villegailhenc, Villeneuve-Minervois, Conques, ces formations proviennent du remaniement des coulées de solifluxion par des cours secondaires. Plus haut, dans la Montagne noire, il s'agit du comblement de vallées perchées par des cailloutis, sables et argiles tourbeuses.

En aval de Cabrespine, cette appellation désigne un système de cônes de déjection dont les éléments sont cimentés par des carbonates. Les épaisseurs varient de 6 à 2 m.

Fz. Alluvions modernes : limons, sables et graviers. Vallées de l'Aude, du Fresquel et de ses affluents: le remplissage alluvial est essentiellement sableux avec des lentilles de cailloutis et graviers, le tout est surmonté de limons de débordement. Pour l'Aude, la coupe-type est de haut en bas :

- 1 m : limon brun remaniant des galets ;
- 2 à 3 m : sables argileux à lentilles de cailloutis et galets ;
- 2m: graviers et galets parfois indurés.

La composition lithique évolue sensiblement d'amont en aval pour l'Aude (galet de 0 20 mm) (tabl. 3).

Tableau 3. — Composition lithique moyenne des alluvions Fz de l'Aude

	<i>Limoux</i>	<i>Couffoulens</i>	<i>Trèbes</i>
Quartz		5 %	12 %
Quartzite	5 %	13	20
Grès	12	6	4
Schiste			
Calcaire	78	69	52
Granite	4	2	2

Les dépressions de la plaine molassique, mal drainées, ont un fond plat recouvert de sable argileux recouvrant des argiles grises avec intercalations de lentilles tourbeuses (Herminis, Grèzes). Les épaisseurs totales varient de 2 à 5m.

Dans tous les cas, ces alluvions passent latéralement vers les versants aux colluvions. Les vallées issues du versant sud de la Montagne noire contiennent des alluvions plus grossières ; les galets de dimension moyenne (10 cm) sont mal façonnés. Des formations solifluées à éléments calcaires s'intercalent dans la partie inférieure de ces alluvions. Les épaisseurs moyennes sont de 3 m.

Localement, dans le lit majeur de l'Aude (Carcassonne, Trèbes) et du Fresquel (Ouest de Pézens), on trouve **d'anciens méandres** (Fz[1]) abandonnés occupés par des alluvions parfois tourbeuses.

Formations de piémont

Pv-w. **Blocs quartzeux, patinés, erratiques.** Sur les versants sud au Nord de Montolieu, des blocs de quartz filoniens, gneiss et quartzites, d'une taille variant de 0,50 à 1 m, se rencontrent, le plus souvent sans matrice ou dans 1 à 2 m de limons ou d'altérites remaniées. Les patines sont roses ou beiges ; les blocs sans patine, souvent concentrés, proviennent du démantèlement de filons. La répartition de ces blocs leur avance un âge antérieur à celui du creusement des vallées N-S. Ils ne sont pas cartographiables (notation ponctuelle).

PxV. **Épandage de Villeneuve-Minervois : galets quartzeux et schisteux.** La zone de ce glacis visible sur la feuille Carcassonne est située dans la partie amont du bassin de l'Argent-Double. Les quelques placages d'alluvions visibles ne donnent pas de bonnes coupes.

En surface, les galets oxydés offrent un bon échantillonnage des terrains paléozoïques, les galets calcaires ont cependant disparu. En profondeur, une matrice sableuse ocre se rencontre.

Composition lithique moyenne sur galet de 20 mm : quartz (11 %), gneiss (25%), schistes (60%), grès (4%).

PxS. **Épandage de Samary-Salvaza : sables et galets calcaires.** Cette formation est constituée d'alluvions hétérogènes, mal classées. Les galets sont patinés en surface et éolisés. De haut en bas :

—1 m de limons bruns ;

—1 m de galets (calcaire : 40 %) ;

—0,80 m de sables et galets en remplissage de chenaux.

Les indurations sont fréquentes sous les limons. Le diamètre moyen des éléments passe de 20 mm à Samary à 8 mm au château de Serres. Le glacis a été très disséqué par l'érosion postérieure.

Py. **Épandage ancien sur glacis : sables et galets.** Au pied des coteaux de Montréal (feuille Mirepoix) et au Nord d'Arzens s'étend une formation hétérogène à dominance sableuse, à stratigraphie confuse, où quelques coupes permettent d'observer des chenaux remplis de galets quartzeux (40 %) et cristallins (35 %). L'épaisseur moyenne est de 2 m. Cette formation passe en aval, après une rupture de pente du glacis, à la formation plus récente notée Pz.

Au Nord de Ventenac et Villegailhenc, des épandages de blocs centimétriques de calcaires, dans une matrice limono-argileuse, jalonnent le bas de la dalle structurale des calcaires de Ventenac. Localement, ils recouvrent la terrasse moyenne.

À l'Est de Villeneuve-Minervois, un semis d'éléments géolifracés de roches d'origine locale, dans une matrice sablo-argileuse rouge, est étalé sur de faibles pentes jusqu'au pied de la cuesta tertiaire.

Pz. **Épandage récent sur glacis : sables et limons.** En rive droite du Fresquel, un dépôt sur pente faible de sables à niveaux d'accumulations calcaires et lentilles de cailloutis, s'imbrique dans les alluvions modernes. Cet épandage est lui-même recouvert de limons bruns épais de 1,5 à 2 m. L'ensemble de la formation varie de 0,5 à 3 m d'épaisseur.

Formations de versant

A. **Versant glissé, lambeaux de glissement, masses rocheuses affairées.** Localement, la pente d'un versant peut être fortement perturbée et montrer des niches d'arrachement et des loupes de glissement dans les séries sablo-argileuses du Paléocène.

Par ailleurs, les différentes formations calcaires sus-jacentes (calcaires de Montolieu, calcaires à alvéolines) sont également présentes, fracturées, déplacées et imbriquées, de telle sorte qu'il est impossible de les différencier cartographiquement. Ces dispositions morphologiques particulières, très fréquentes, ont été distinguées lorsqu'elles occupaient une assez grande surface.

Sx-y. **Formations de solifluxion : limons, sables et cailloutis.** Dans la zone des cuestas tertiaires, des coulées de solifluxion se retrouvent sur les flancs des vallées N-S ou plus en aval sur la dalle des calcaires de Ventenac, et recouvrent parfois les terrasses moyennes. Elles correspondent à l'alimentation en amont de glacis (Villegailhenc). Ces dépôts sont constitués d'éléments de calcaires à alvéolines de dimension moyenne (5 cm), dans une matrice sablo-argileuse rouge.

Dans la Montagne noire, ces formations sont en position de remplissage de versants concaves ; les éléments schisteux ou gréseux sont anguleux et la matrice limono-argileuse brune. Les épaisseurs peuvent atteindre 4 m.

Br. **Brèches de versant.** Au Sud de Salsigne, les calcaires de Montolieu ont alimenté un éboulis à gros éléments, plus ou moins consolidé actuellement.

Cette brèche revêt plusieurs versants à orientation S. La fragmentation du calcaire a été localement facilitée par sa très intense fracturation tectonique dans cette région.

E. Éboulis. Ces éboulis sont constitués de cailloutis et parfois de blocs dépassant le mètre au pied de l'escarpement des calcaires à alvéolines. La végétation a actuellement colonisé et fixé ces formations.

Colluvions

Plusieurs types de colluvions ont été distinguées selon la nature de la formation dont elles sont issues.

Cγ. Colluvions alimentées par les granites et les gneiss. Ce sont des arènes en partie solifluées, en partie remaniées sur pente.

CI. Colluvions alimentées par les terrains primaires. Il s'agit, dans la plupart des cas, de colluvions argileuses alimentées par les formations résiduelles sur schistes et grès.

Ce1-4. Colluvions des marnes et argiles tertiaires. Ces formations vont des argiles aux cailloutis anguleux au pied des escarpements calcaires. Elles proviennent de la reptation et la solifluxion sur les sédiments fins tertiaires dont elles exagèrent les affleurements sur pentes. Le même symbole s'applique au remplissage des vallées encaissées dans les cuestas.

Ce4-6. Colluvions des marnes de la molasse de Carcassonne. Ces colluvions remplissent les creux topographiques sur le substrat molassique suivant deux dispositifs : en piégeage entre les bancs de grès, les épaisseurs moyennes en bas de pente sont alors de 1,5 à 2 m ; en remplissage de dépression, les épaisseurs atteignent 4 m.

Le matériau est fin, limono-argileux à argilo-sableux et contient des blocs de grès anguleux.

Formations résiduelles

A. Arènes sur granites et gneiss. Elles sont épaisses au Nord de la feuille, dépassant localement les 2 m à Brousses. Ces arènes enrobent des boules de granite ou des dalles de grès bien visibles en surface autour de Brousses-et-Villaret et au Nord de Saissac.

R/I. Terra rossa sur roches calcaires primaires. Au Nord d'une ligne allant de Limousis à Villeneuve-Minervoies, les lapiaz des calcaires et schistes calcaires paléozoïques piègent des argiles rouges d'altération. Les épaisseurs dépassent rarement le mètre.

R/e3. Sables ocre sur calcaire à alvéolines. Sur les surfaces d'aplanissement de la cuesta des calcaires à alvéolines, la roche rarement à nu est recouverte d'un manteau de blocs de petite dimension enrobés dans une matrice sableuse ocre.

Cette formation apparaît sous forme de placages discontinus dans le centre de la feuille. Dans la partie ouest, elle devient plus importante. Au Nord de Raissac-sur-Lampy, elle constitue un recouvrement important qui devient continu, sur de vastes surfaces. sur la feuille voisine Castelnaudary. Ce matériel fin et filtrant porte des cultures d'asperges.

Dépôts anthropiques

Xu **Remblais urbains**. Ils sont visibles dans tous les travaux de la ville de Carcassonne et recouvrent de 1 à 2 m les alluvions modernes dans la partie basse de la ville

Xm. **Déblais miniers**. Principalement situés autour de l'usine de Salsigne, dans la Combe-du-Saut. les déblais miniers occupent des bassins de plusieurs hectares. Il s'agit de résidus stériles fins après broyage et traitement des minerais. Ils sont stockés et retraités en vue de l'extraction des teneurs résiduelles en métaux nobles.

Xs. **Scories** (notation ponctuelle). Des traces d'activité métallurgique, s'échelonnant probablement de la période gauloise au Moyen Age. se trouvent sous la forme de tas de scories dans le Nord-Ouest de la feuille, principalement sur le Paléozoïque, mais pas nécessairement à proximité de petits amas de minerai de fer.

ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

Comme dans l'ensemble de la Montagne noire. la structuration des terrains paléozoïques et plus anciens figurant sur la feuille Carcassonne, relève de trois cycles orogéniques majeurs :

– les orthogneiss du Somail–Nore (feuilles Bédarieux, Lacaune, Saint-Pons et Mazamet) et du Cabardès (feuilles Carcassonne et Castelnaudary), représentent vraisemblablement les granites tardi-tectoniques d'un **cycle cadomien** ;

– la discordance entre les terrains dévoniens dans le domaine des nappes (du groupe de Roc-Suzadou dans la zone axiale) et les terrains antérieurs sont le contrecoup lointain des mouvements **calédoniens l.s.** ;

– l'essentiel de la structuration ressort du **cycle hercynien s.s.** : la mise en place des nappes du versant sud de la Montagne noire est datée du Viséen supérieur au Namurien A (olistolites au front des nappes: feuilles Saint-Chinian, Lodève et Pézenas) et les premiers dépôts postorogéniques sont d'âge stéphanien moyen (feuilles Bédarieux et Pézenas). La structuration précoce de la zone axiale est certainement antérieure à la mise en place des nappes dans le bassin viséen ; certaines données géochronologiques suggèrent un âge tournaisien à viséen inférieur. Un âge plus ancien est peu probable puisque les terrains autochtones les plus récents semblent être d'âge dévonien supérieur. Toutefois, en Albigeois, les premiers mouvements sont considérés comme d'âge dévonien moyen.

Sur la feuille Carcassonne. il n'existe pas de dépôts posthercyniens antérieurs au Paléocène.

	1/50 000 St-Pons et Carcassonne		1/50 000 Bédarieux	1/50 000 Mazamet	1/80 000			
GROUPE DE ROC-SUZADOU	SRs Schistes sommitaux		X11 Schistes de Castanet		S3-1			
	SRk Conglomérats, quartzites		X10 Schistes de Saint-Gervais					
GROUPE DE SAINT-PONS - CABARDÈS	SPj Schistes sombres à passées de tufs	Formation d'Olargues	X9 Schistes du Barry (X5) Écailles de Cabause	aζχ	Sld-χ			
	SPi "Schistes violets"							
	SPh Grès et niveaux à clastes supérieurs	X8 Métacinérites de Lamalou						
	SPg2 Schistes sombres rubanés monotones	Formation de Verdières	X7 Micaschistes de Sénas - Le Cros			OVD		
	g1b Grès et niveaux à clastes inférieurs							
	SPg1 g1a Schistes sombres rubanés monotones							
	SPf Grès et schistes clairs					OSM	Sld-χζ2	
	Sous-groupe de Saint-Pons	SPe Formation gréséo-carbonatée à niveau graphiteux	Formation de Mas-de-Rieu			X6 Micaschistes du col de Madale	X15	ζ2
		SPd Formation schisto-gréseuse à intercalations carbonatées				X5 Micaschistes de Torteillan X4 Gneiss de Combes	X14	
		SPc Formation volcanique et volcano-sédimentaire	Formation de Rouvials			X3 Gneiss du Vernet		ζ-ζχ
SPb Formation schisto-gréseuse basale		Formation de Rieumajou						
GROUPE DE NORE - SOMAIL	ζ Orthogneiss œillés et rubanés		ζ Gneiss et migmatites œillés	ζ	ζ1M			

Fig. 1 - Zone axiale : succession lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien et équivalence des notations

L'orogénèse pyrénéenne demeure très faible sur toute l'étendue de la feuille.

ÉVOLUTION ANTÉHERCYNIIENNE

Le domaine des nappes et la zone axiale sont restés séparés pendant toute leur histoire géologique antétectonique. Aussi, les formations qui y sont présentes diffèrent-elles profondément. Toutefois, il existe un parallèle certain dans leur histoire sédimentaire, et l'on peut reconnaître dans chacun de ces domaines deux grands cycles sédimentaires séparés par une discordance mineure, l'un cambro-ordovicien, l'autre ordovicien supérieur-viséen. La zone axiale semble être restée, tout au long de son histoire, plus distale ; le domaine des nappes, plus proximal.

Évolution antéhercynienne de la zone axiale

La zone axiale de la Montagne noire est constituée de séries orthogneissiques à valeur de socle cadomien enveloppées par des séries essentiellement métasédimentaires qui en représentent la couverture. Notons toutefois que certains auteurs voient dans ces orthogneiss, des intrusions.

● Dans la zone axiale, le cycle inférieur est représenté par le **groupe de Saint-Pons–Cabardès**, lui-même divisé sur des bases géochimiques en deux sous-groupes ; différences qui traduisent une modification de l'apport sédimentaire.

Le *sous-groupe de Saint-Pons* (Cambrien probable), dont seuls les termes les plus élevés sont représentés sur la feuille Carcassonne (faisceaux d à f), correspond à l'établissement progressif d'un bassin sédimentaire. Il s'agit de séries de plate-forme dont les sédiments proviennent de deux zones-sources distinctes : des formations volcaniques fournissant des grès plus ou moins riches en feldspaths et des pélites associées, et une zone-source continentale mature fournissant des arénites lithiques et des shales hyperalumineux. Cette série s'organise en séquences rythmiques traduisant l'évolution du bassin vers un caractère distal ; le faisceau e marque une tendance au confinement et à la sédimentation biochimique.

Le *sous-groupe du Cabardès* (Ordovicien inférieur probable), constitué essentiellement de termes distaux avec quelques apports plus proximaux, correspondant aux faisceaux g et h. Par rapport au reste de la-zone axiale, la feuille Carcassonne se caractérise par l'envahissement de la série par des termes gréseux, ce qui traduit, dans un milieu toujours distal, une position dans le bassin sédimentaire au débouché d'une zone d'apport. À la partie supérieure de ce cycle apparaît un volcanisme calco-alcalin, écho lointain d'événements orogéniques calédoniens.

● Ces événements calédoniens sont responsables de la discordance du **groupe de Roc-Suzadou** sur les termes antérieurs et d'une modification radicale du régime sédimentaire. Cette discordance n'est généralement qu'une discordance cartographique traduisant plus des ondulations à grand rayon de courbure qu'une véritable orogénèse. Certains auteurs, s'appuyant sur certaines données géochronologiques, pensent que la mise en place des

granitoïdes dont dérivent les orthogneiss du Cabardès (et, en dehors de la carte, du Somail—Nore), relèverait du cycle cadomien. Mais la très faible importance et le style des déformations enregistrées par les roches sédimentaires apparaissent peu compatibles avec l'existence, en Montagne noire, d'un véritable cycle orogénique avec mise en place de granites calco-alcalins.

Les dépôts du groupe de Roc-Suzadou correspondent à un cycle sédimentaire (Ordovicien supérieur probable) : d'abord sédimentation détritico-grossière de plate-forme provenant d'une zone-source immature, puis évolution rapide vers des termes plus distaux auxquels se mêlent une discrète sédimentation carbonatée en partie organogène.

- La base du **Dévonien** correspond à un retour à une sédimentation détritico, puis voit le passage à une sédimentation carbonatée sans doute relativement distale par rapport au domaine représenté dans les nappes.

Évolution antéhercynienne dans le domaine des nappes

Aucun témoin de socle antécambrien n'existe dans le domaine des nappes du versant sud de la Montagne noire, mais les dépôts du Cambrien inférieur présentent clairement les caractères de molasses et de sédiments de plate-forme postorogéniques.

En effet, les grès de Marcory sont des sédiments élastiques de type tidal flat déposés sur une plate-forme subsidente, analogues, par exemple, aux molasses subalpines. Le renouvellement de l'apport détritico à la fin de leur dépôt et au cours du dépôt des alternances k2a est sans doute le témoignage lointain de l'épisode volcanique (« blaviérites ») connu sur le versant nord de la Montagne noire. La sédimentation clastique cède progressivement à une sédimentation de plate-forme carbonatée organisée en séquences régressives (calcaires à archéocyathes k2b et « dolomies principales » k2c) aboutissant à un régime supratidal de sebka (« schisto-dolomitique » k2d). L'existence de brèches synsédimentaires dans les alternances grésocarbonatées k2a à l'Est de Villanière, suggère le jeu de failles synsédimentaires, jeu qui s'intégrerait à une tectonique régionale en extension conduisant à individualiser, à l'échelle de la Montagne noire, des domaines paléogéographiques contrastés. La fin du Cambrien inférieur voit la subsidence progressive de cette plate-forme carbonatée avec des dépôts de type plate-forme interne (« silico-dolomitique » k2d et calcaires hyolithoïdes k2e), puis de plate-forme externe au début du Cambrien moyen (calcaires marmoréens k3a).

Les calcaires noduleux et les « schistes à trous » du k3b (« schistes à *Paradoxides* ») marquent l'effondrement de cette plate-forme et un régime de talus conduisant à une sédimentation clastique de bassin (k4 : formation de Barroubio) contrôlée essentiellement par les courants qui redistribuent un apport détritico bien trié. Cette série s'organise en trois mégaséquences.

La présence de carbonates et de dépôts rouges au Cambrien supérieur et à la base de l'Ordovicien marquerait une tendance régressive, mais très vite

s'installe, à l'Ordovicien inférieur, un régime de bassin clastique analogue à celui du Cambrien moyen, mais avec un apport grauwaackeux très mal trié.

Les terrains d'âge ordovicien moyen, supérieur et silurien sont inconnus sur la feuille Carcassonne, comme c'est le cas général dans tout le domaine des nappes du versant sud.

Les terrains dévoniens reposent en discordance cartographique sur des terrains allant de l'Ordovicien inférieur (au Nord de Villeneuve-Minervois) jusqu'au Cambrien inférieur (dans la région de Fournes-Cabardès). C'est d'ailleurs dans cette dernière région que les mouvements calédoniens semblent avoir été les plus intenses. Les structures que l'on peut reconstituer, après remise à plat de la base du Dévonien, suggèrent un régime en extension avec des failles normales et peut-être même des blocs basculés.

Les terrains dévoniens montrent une paléogéographie contrastée entre les différentes unités, les séries des unités les plus septentrionales (et les plus basses dans l'édifice des nappes) étant plus distales.

Les termes détritiques basaux varient de séries les plus développées dans l'unité de Fournes à des séries réduites dans la nappe du Minervois. Les séries calcaires du Dévonien inférieur sont plus uniformes : calcaires et calcschistes sombres de plate-forme interne, puis calcaires blancs de plate-forme plus externe ; toutefois, ces séries sont beaucoup plus épaisses dans l'unité du Minervois que dans celle de Fournes. Au Dévonien moyen s'installe, dans la nappe du Minervois, un régime de plate-forme externe avec des faciès récifaux et périrécifaux (calcaires à *Stromatactis*, encrinites) ; de tels faciès manquent totalement dans l'unité de Fournes où s'installe alors une sédimentation peu puissante de calcschistes distaux. Le Dévonien supérieur correspond à un régime de talus qui conduit à la sédimentation pélagique (radiolarites) du Carbonifère basai. La puissante sédimentation de type flysch du Viséen (turbidites calcaires au Viséen inférieur et moyen puis silicoclastiques, d'abord distales puis proximales, au Viséen supérieur), n'est pas représentée sur la feuille Carcassonne.

OROGENÈSE HERCYNIENNE

Les structures hercyniennes

Le domaine hercynien de la feuille Carcassonne est constitué de deux grands ensembles tectoniques superposés, de direction sensiblement WSW-ENE, séparés par un accident cisailant majeur ; d'autres accidents cisailants subdivisent ces grands ensembles en plusieurs sous-unités :

— le **domaine autochtone** correspond à la **zone axiale** représentée sur la feuille Carcassonne par les orthogneiss du Cabardès et surtout leur enveloppe métasédimentaire (groupe de Saint-Pons—Cabardès, de Roc-Suzadou et Dévonien) ; entre Les Ilhes et Sériés, les termes supérieurs de la zone axiale se sont faiblement écaillés sous l'avancée des nappes, formant ainsi les **écaillés inférieures et l'unité de Sériés** ;

— le **domaine allochtone des nappes du versant sud**, comprenant l'unité de Fournes, les écaillés supérieures qui représentent sans doute le flanc inverse laminé de la nappe du Minervois, unité qui chevauche vers le Sud (sans doute par l'intermédiaire d'un accident inverse tardif), l'unité Sud-Minervois.

Les accidents cisaillants qui séparent ces différentes unités tronquent les structures, aussi bien de l'unité chevauchée que de l'unité chevauchante. La mise en place de ces différentes unités charriées apparaît donc relativement tardive par rapport à certaines phases souples que l'on peut définir indépendamment dans chaque unité. Les deux domaines, autochtone et allochtone, ont vraisemblablement connu des histoires tectoniques précoces séparées : il ne semble donc pas réaliste de corréler sans précautions les différentes phases tectoniques précoces reconnues dans chaque domaine.

Enfin, il existe plusieurs phases souples et cassantes qui affectent l'ensemble du bâti, postérieurement à la mise en place des nappes.

Les phases précoces dans le domaine autochtone

La succession de ces phases a été établie dans les formations du groupe de Saint-Pons—Cabardès, étendue sans difficulté à celles du groupe de Roc-Suzadou et, avec moins de certitude, aux terrains dévoniens.

Le domaine autochtone se présente comme un monoclinale de schistosité de direction moyenne 80 S 10-30. La (ou les) schistosité(s) est le plus souvent voisine de la stratification. Trois phases précoces isoclinales synschisteuses, pratiquement coaxiales (axe 80 subhorizontaux), sont reconnues. Les linéations associées à ces phases (de différents types: linéation d'intersection, de crénulation et parfois linéation minérale) demeurent parallèles aux axes des plis. Comme ces linéations demeurent très constantes (80-70 subhorizontales) dans toute la feuille, nous ne les avons pas représentées afin de ne pas surcharger la carte.

La phase P1, responsable de la foliation régionale qui reste pratiquement confondue avec la stratification, n'induit que de rares plis isoclinaux décimétriques à vergence N.

La phase P2 est responsable de la schistosité la plus évidente et qui détermine le débit principal des roches. Cette schistosité S2, de type strain slip, est en général légèrement moins pentée que la stratification.

Cette phase forme des plis à charnière arrondie, à vergence S, dont le flanc court a des dimensions métriques à hectométriques. La phase P2 ne produit pas de renversement ni de redoublement d'ensemble de la série autochtone. Toutefois, il existe plusieurs couloirs hectométriques cartographiables à travers l'ensemble de la feuille, où les structures P2 prennent de l'importance. L'un de ces couloirs se situe à la base du faisceau h (affleurements du Saut-de-Nadal par exemple) ; un second faisceau de plis P2 détermine les imbrications des faisceaux h et j cartographiés à la Bitarelle et au roc du Tonnerre dans le coin nord-est de la feuille.

Un troisième faisceau de plis de cette phase affecte l'extrême sommet du groupe de Saint-Pons—Cabardès, le groupe de Roc-Suzadou et même les calcschistes dévoniens à Carrus au Nord de Villanière : des plis plurihectométriques de cette phase s'observent à Cabrespine, Carrus et surtout entre Villardonnell et la mine de Salsigne.

Ces plis sont cisailés tardivement lors de la mise en place des nappes et passent à des écailles redoublant les séries. Ces structures sont légèrement obliques sur le contact de base des nappes qui les tronquent de façon spectaculaire.

La *phase P3* induit des plis décamétriques à vergence N, extrêmement dissymétriques, avec un flanc long plat non perturbé et un flanc court verticalisé et plissé en plis métriques. Ces zones de charnières forment fréquemment des barres rocheuses dans le paysage.

La schistosité S3, de type strain slip, légèrement plus pentée que la stratification dans les flancs longs, est particulièrement bien exprimée dans les zones de charnière où elle transpose S2. Comme les plis P2, les plis P3 se disposent en couloirs limités, au plus hectométriques, et ne modifient pas pour l'essentiel l'aspect monoclinial de la série.

Les phases souples précoces dans le domaine des nappes

Deux phases pratiquement coaxiales ont été reconnues.

La *phase ϕ 1* induit à l'échelle de l'affleurement des plis isoclinaux ou faiblement ouverts de dimension décimétrique à métrique, accompagnés d'une schistosité de flux ou de strain slip selon le matériau affecté, d'orientation 90 S 20-40, et d'une linéation d'intersection.

À l'échelle de la carte, cette phase est responsable des principales structures de l'unité deournes. Cette série globalement renversée est ainsi structurée en une succession d'antiformes à cœur de Dévonien moyen (à supérieur) et de synformes à cœur de Cambrien inférieur ; du Nord au Sud : antiforme de Cabrespine, synforme de Salsigne, antiforme laminée du Teillé et synforme du Mourel du Crabié.

La zone des écailles supérieures apparaît comme le flanc normal d'une synforme encore plus méridionale dont la nappe du Minervois représenterait le flanc inverse.

Ces différentes structures sont obliques sur les limites de l'unité deournes et sont tronquées par les surfaces de chevauchement inférieures et supérieures qui limitent cette unité. Cette phase ϕ 1 ne crée pas dans la nappe du Minervois, de structures d'ampleur comparable, tout au plus des replis hectométriques tronqués au Nord de Villerambert par la surface de chevauchement de la nappe du Minervois sur l'unité Sud-Minervois.

La *phase ϕ 2* est responsable d'une schistosité de strain slip ou de fracture subhorizontale, à léger pendage N, plus espacée que la schistosité ϕ 1 ; cette schistosité détermine le débit principal des roches.

Dans l'unité deournes, les structures liées à cette phase, bien que fréquentes (par exemple les grands plis de la carrière de Salsigne), demeurent mineures ; la schistosité ϕ 2 recoupe l'ensemble des structures de phase ϕ 1.

La nappe du Minervois apparaît comme une vaste charnière de phase $\phi 2$: les séries sont dans l'ensemble verticalisées, perpendiculaires à la schistosité P2. Au front de la structure, les terrains du Dévonien supérieur sont affectés de plis couchés plurihectométriques (surtout visibles d'ailleurs sur la feuille Lézignan-Corbières) ; vers l'Est, sur la feuille Lézignan-Corbières, les séries deviennent peu pentées, dessinant ainsi le flanc normal de cette structure.

Les phases tardives

Les structures souples tardives qui affectent aussi bien la zone axiale que le domaine des nappes (et en particulier les contacts de base des différentes unités nappées), appartiennent pour l'essentiel à deux phases.

La *phase P4* induit des plis en chaise à vergence S, d'axes orientés en moyenne 80 W 0-10 et de plan axial 80 N 40-60. Leur flanc long, très plat, n'est en général pas perturbé tandis que leur flanc court (tout au plus hectométrique) est verticalisé.

La *phase P7-7'* forme des plis en boîte dont les plans axiaux conjugués ont des orientations 160 et 20. Ces structures se disposent le long de couloirs qui traversent l'ensemble du domaine hercynien du Nord au Sud. On note en particulier le couloir Mas-Carbardès—La Caunette qui correspond à une virgation régionale des structures ; un autre couloir de cette phase s'observe au Nord de Cabrespine. Ces flexures guident éventuellement la tectonique cassante tardive ; c'est ainsi que le faisceau filonien de Salsigne correspond au couloir Mas-Carbardès—La Caunette.

Deux autres phases souples, très mineures sur la feuille Carcassonne (mais parfois importantes dans d'autres parties de la Montagne noire), ont été reconnues localement : ce sont des plis droits, chevrons ou flexures, de direction 135 (*PS*) et 80 (*P6*).

Un rejeu tardif, accompagné localement de schistosité des différents contacts anormaux cisailants, amène les unités supérieures à chevaucher vers le Nord les unités sous-jacentes.

L'ensemble de bâti est affecté par une tectonique cassante ultime :
—des failles N-S à 160 réempruntent les structures P7-7' et présentent un jeu complexe : failles normales puis cisaillements senestres et enfin failles normales ;
—des failles E-W (qui réempruntent souvent les contacts de base de nappe verticalisés par la phase P4) jouent en failles normales puis en cisaillements dextres.

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

La zone axiale et le domaine des nappes ont eu des histoires métamorphiques largement indépendantes et le contact anormal majeur qui sépare ces deux domaines marque aussi une importante discontinuité métamorphique :

—au Nord, la zone axiale montre un métamorphisme syntectonique prograde épi- à mézozonal, de type intermédiaire de basse pression ;
—au Sud, le domaine des nappes présente un métamorphisme anchi- à épizonal.

Différents phénomènes métamorphiques apparaissent postérieurs à la mise en place des nappes : développement local des schistes tachetés dans les formations gréséo-pélitiques au voisinage de la suture entre la zone axiale et le domaine des nappes, métamorphisme hydrothermal en halo autour des minéralisations de Salsigne.

Le métamorphisme régional prograde de la zone axiale

Le métamorphisme régional prograde se manifeste par une succession rapide d'isogrades dont seuls sont présents, sur la feuille Carcassonne, les isogrades biotite + grenat + ; plus au Nord, sur la feuille Mazamet, apparaissent les isogrades staurotite +, chlorite — et andalousite +.

Ces isogrades présentent une disposition très régulière et demeurent sensiblement parallèles aux limites lithologiques : l'isograde de la biotite se situe à l'extrême sommet du groupe de Saint-Pons—Cabardès, un peu en dessous du contact avec le groupe de Roc-Suzadou ; l'isograde du grenat se situe vers la partie médiane du faisceau e.

Le groupe de Roc-Suzadou, dont le degré de métamorphisme correspond à la base de l'épizone, montre en général des paragenèses banales à quartz + muscovite + chlorite ; mais les niveaux blancs hyperalumineux de la formation *SRk* montrent des paragenèses à quartz + muscovite + chlorite + chloritoïde + andalousite, qui indiquent des températures supérieures à 400 °C.

Vers le Nord-Est, le métamorphisme de type intermédiaire de basse pression observable en Cabardès, évolue vers un métamorphisme de type moyenne pression. En particulier, il a été observé en épizone, à Roc-Suzadou quelques kilomètres à l'Est de la limite de la feuille, à la base du groupe de Roc-Suzadou, une paragenèse à quartz + muscovite + chlorite + andalousite + disthène. Aucun phénomène de réaction n'est observable entre ces minéraux, et le disthène semble bien en équilibre avec l'andalousite, ce qui situerait les conditions de formation de cette roche au voisinage de la transition andalousite—disthène, soit une pression minimale de 3 kbar.

L'observation des relations entre les minéraux de métamorphisme et les structures tectoniques (plis, schistosités, linéations), montrent que le métamorphisme est un phénomène syntectonique dont les isogrades, qui sont aussi des isothermes, se sont déplacés au cours du temps pour culminer pendant ou peu après la phase P4.

Les datations radiométriques sur minéraux confirment l'âge hercynien du métamorphisme. Les âges disponibles en Cabardès et dans le massif de Nore correspondent surtout à la retombée du métamorphisme : 348 Ma (vallée de l'Arnette), 297 Ma (pic de Nore), 225 Ma (schistes du Cabardès)

pour les muscovites (fermeture vers 500 °C) ; les biotites (fermeture vers 300 °C) donnent, pour les mêmes stations, respectivement 305, 294 et 231 Ma; et enfin 229Ma fourni par la méthode des traces de fission sur apatites (fermeture vers 120 °C).

Le métamorphisme du domaine des nappes

L'étude du métamorphisme des unités méridionales ne peut être abordée qu'au moyen des mesures de cristallinité de l'illite. L'interprétation des résultats est délicate du fait d'un possible héritage sédimentaire dans les niveaux détritiques, et d'éventuelles néoformations (smectites, kaolinite, vermiculite) liées à l'altération antétertiaire (Demange *et al*, 1986).

Les cristallinités de l'illite indiquent un degré de métamorphisme anchizonal à épizonal faible, dont il est difficile de préciser les conditions physiques exactes.

Les courbes d'isocristallinité que l'on peut dessiner montrent une répartition irrégulière, sécante sur la lithostratigraphie. Cela peut s'interpréter soit comme la trace d'un héritage sédimentaire qu'un métamorphisme trop faible n'aurait pas effacé, soit comme une structuration indépendante de celle observable en zone axiale.

Les phénomènes métamorphiques tardifs

Le sommet du groupe de Saint-Pons—Cabardès et le groupe de Roc-Suzadou (dont le degré de métamorphisme régional est la zone de la chlorite ou le tout début de la zone de la biotite) montrent localement un métamorphisme tardif, de type métamorphisme de contact, produisant des schistes tachetés: des porphyroblastes, actuellement rétrotransformés mais sans doute initialement d'andalousite et/ou de cordiérite, se développent sans orientation dans la matrice gréso-pélitique. Ce métamorphisme apparaît de façon discontinue au voisinage immédiat du contact majeur entre la zone axiale et le domaine des nappes ; il s'observe dans une zone longue de 4 km environ entre Cabrespine et la serre de Montredon et sur 2 à 3 km au Sud-Est de Villardonnell.

Dans le gisement de Salsigne, un métamorphisme hydrothermal se développe en halo autour des minéralisations ; nous y reviendrons au chapitre « Ressources minérales ».

GÉOMORPHOLOGIE ET PALÉOSOLS ANTÉTERTIAIRES

Dans le domaine paléozoïque, la morphologie est dominée par la surface antétertiaire. Cette surface est très bien préservée à l'Ouest. Elle est de plus en plus fortement retouchée lorsqu'on va vers l'Est où, au contrôle de la topographie par cette surface antétertiaire, se superpose un contrôle lithologique et structural: formations carbonatées en relief, séries schisto-gréseuses plutôt en creux ; dans les « schistes X », crêtes formées par les zones charnières P3.

Les rivières actuelles se sont enfoncées parfois de 200 à 300 m dans cette ancienne surface à partir d'un réseau linéaire suivant en gros la ligne de plus grande pente. Ces phénomènes karstiques étaient importants dans les formations carbonatées : réseau de Cabrespine, grotte de Limousis.

D'une manière générale, tout le socle paléozoïque et cristallin a été l'objet d'une altération poussée, et d'un décapage plus ou moins intense avant le dépôt des séries tertiaires fluviatiles, puis marines.

L'âge de ces altérations est difficile à déterminer d'une manière précise. Ces altérations sont probablement contemporaines de celles que l'on trouve dans les Corbières : rubéfaction du Paléozoïque sous le Maastrichtien (bordure du massif de Mouthoumet), « argiles kaoliniques » sur Dévonien (Alaric, feuille Capendu), croûtes ferrugineuses sur Aptien (Fontfroide, feuille Narbonne) ou sur Lias (Boutenac, feuille Capendu), « argiles bauxitiques » et bauxites vraies (Boutenac, feuille Capendu).

Ici, les altérations revêtent trois aspects principaux :

—arénisations des granites et gneiss (région de Saissac), avec localement invasion remontante de smectite (Cennes-Monestiés, feuille Castelnau-dary) ;

—karstification des carbonates paléozoïques, et comblement par des formations variées détritiques ou carbonatées, parfois minéralisées ;

—rubéfaction des schistes sur une épaisseur de quelques mètres (bien visible au Pradalas, à l'Ouest de Villeneuve-Minervois).

Lorsque la série éocène commence par un carbonate, celui-ci peut s'injecter dans le substrat schisteux sous forme de coins de 10-20 cm de largeur au début, diminuant avec la profondeur, et descendant à quelques mètres sous la surface (région de Villeneuve-Minervois ; et à Caunes-Minervois, sur la feuille Lézignan-Corbières).

Les profils d'altération sont tronqués, il ne reste que la partie inférieure. Les premiers dépôts tertiaires se sont effectués sur une surface topographique bien différenciée, avec des dénivelés de plusieurs mètres, et non pas sur une surface d'aplanissement.

HISTOIRE POSTHERCYNIE

Après le cycle hercynien, la totalité de la région représentée sur la feuille Carcassonne est probablement restée très longtemps émergée et soumise à l'érosion.

Aucun dépôt mésozoïque n'a été reconnu tant en affleurement qu'en sondage, mais il doit exister dans le détroit de Carcassonne, sous couverture éocène, des dépôts continentaux du Crétacé terminal (Maastrichtien) reposant directement sur le socle hercynien, comme on peut l'observer en bouttonnière dans l'anticlinal de la montagne d'Alaric (feuille Capendu) ou dans la coupe du sondage Carcassonne 101 (feuille Limoux), sous 900 m de dépôts éocènes.

À la base du Tertiaire, après une lacune de dépôt durant 230 millions d'années, des conglomérats, sables et limons fluviatiles comblent les creux de la surface posthercynienne.

Au Thanétien inférieur, après une faible ingression marine venue de l'Ouest, caractérisée près de Montolieu par des microfossiles littoraux, apparaît un régime lacustre avec dépôt de calcaires blancs crayeux. À la fin du Thanétien se déposèrent à nouveau des argiles rouges et des sables continentaux.

Au début de l'Ilerdien, la mer réapparaît par l'Ouest et envahit toute la région, créant un golfe allongé peu profond où se déposent des calcaires blancs très riches en foraminifères (alvéolines, nummulites). À l'estuaire des paléorivières venues de la Montagne noire s'intercalent des bancs de sables quartzeux par lits successifs. Plus loin du rivage se déposent des marnes à huîtres dont l'épaisseur doit être maximum dans l'axe du synclinal.

À la fin de l'Ilerdien, par saccades successives, la mer se retire définitivement vers l'Ouest, laissant la place d'abord à une sédimentation lacustre ou palustre (calcaires de Ventenac), puis, du Cuisien au Bartonien, à une sédimentation continentale puissante et désordonnée — la molasse de Carcassonne — venue, des Pyrénées en cours d'orogène, combler en vagues successives la zone subsidente du détroit.

Les mouvements d'âge éocène supérieur de la tectonique pyrénéenne, bien visibles sur les feuilles voisines Lézignan-Corbières (arc de Saint-Chinian, chevauchement de la serre d'Oupia), ou Limoux et Capendu (anticlinal déversé vers le Nord de la montagne d'Alaric), n'apparaissent pas dans le périmètre de la feuille Carcassonne.

Les dépôts tertiaires sont simplement pliés en un vaste synclinal à grand rayon de courbure, le synclinal de Carcassonne, dont l'axe est un peu plus au Sud que la limite méridionale de la feuille. Sur toute l'étendue de la carte, les terrains tertiaires ont une disposition monoclinale simple. Il existe seulement quelques failles d'effondrement ou de décrochement peu importantes, de direction «cévenole» et d'âge oligocène, qui affectent la série éocène.

À l'Oligocène, aucun dépôt ne s'est formé dans la région de Carcassonne qui s'est comportée à cette époque comme un seuil séparant le domaine des fosses d'effondrement languedociennes (bassins de Béziers—Narbonne—Sigean) de celui du bassin d'Aquitaine où se sont accumulés des dépôts fluviatiles en vastes cônes de piémont.

Les formations quaternaires sont représentées par les alluvions fluviatiles holocènes de l'Aude et du Fresquel, des terrasses étagées du Günz au Würm, des colluvions et des dépôts de piémont ou de versant.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Climatologie

Le climat de cette région est typiquement méditerranéen et se caractérise par une faible pluviosité, une température moyenne relativement douce et des vents fréquents et violents.

Les précipitations se produisent essentiellement en automne durant les mois de septembre, octobre et novembre et représentent alors environ 40 % de la pluviométrie annuelle. Elles augmentent sensiblement en direction du Nord et surtout lorsque l'on quitte le territoire de cette feuille, au Nord de Saissac, Mas-Cabardès et Cabrespine.

À Carcassonne, la moyenne pluviométrique entre 1948 et 1990 s'établit à 689 mm avec des extrêmes de 333 mm en 1989 et 1058 mm en 1965. Entre 1962 et 1985, la hauteur de pluie moyenne atteint 705 mm à Conques-sur-Orbiel et 958 mm à Mas-Cabardès.

Cependant, ces précipitations s'avèrent très irrégulières dans le temps, ce qui dénote bien le caractère méditerranéen du climat de cette région. Elles ont souvent un caractère violent et peuvent se produire durant un temps très bref. Par exemple, à Carcassonne-Salvaza, on a enregistré en octobre 1970 (les 11 et 12), 151 mm en 24 heures et 231 mm en 48 heures. On peut encore citer à cette même date, 124 mm en 12 heures sur le village d'Aragon et 163,7 mm en 24 heures à Conques-sur-Orbiel.

Les précipitations neigeuses restent exceptionnelles, notamment sur la partie méridionale de cette feuille. Au Nord, en particulier sur le Cabardès, elles s'avèrent plus fréquentes. On a cependant enregistré 65 cm de neige à Carcassonne le 11 janvier 1981.

À Carcassonne, on dénombre, en moyenne, 96 jours avec précipitations supérieures à 1 mm, 21 jours à précipitations dépassant 10 mm, et 14 jours de brouillard.

Les températures moyennes minimales s'observent en janvier avec 5,8 °C à Carcassonne ; le mois de juillet s'avère le plus chaud, soit pour Carcassonne 21,9 °C. La température moyenne annuelle s'établit à 13,4 °C. Cependant, on enregistre des variations très importantes avec des maxima proches de 40 °C et des minima inférieurs à -10 °C (- 12,5 °C le 16 janvier 1985 à Carcassonne et une moyenne de — 5,9 °C pour les deux premières décades du mois de janvier 1985).

Cette région est très ventée, avec une fréquence bien répartie dans l'année et une vitesse moyenne de 5 m/s (période 1948 à 1990). Les moyennes mensuelles varient entre 5,7 m/s en avril et 4,4 m/s en septembre.

Les vents soufflent à 60 % de l'WNW et à 40 % d'Est. Il s'agit respectivement du *Cers* et du *Marin*. Ce dernier apporte de l'humidité par entrées maritimes avec parfois des précipitations qui peuvent s'avérer particulièrement violentes. Par contre, le Cers dégage l'atmosphère.

En 1967 et 1987, la durée moyenne d'insolation s'établit à 2142 heures pour Carcassonne.

Eaux de surface

Le territoire de la feuille Carcassonne se situe en totalité dans le périmètre du bassin-versant de l'Aude, même si ce fleuve n'apparaît qu'à l'extrémité sud de la carte.

C'est le domaine de deux affluents importants de l'Aude que sont l'Orbiel et le Fresquel, et plus accessoirement le Trapel. Il s'agit de rivières de type méditerranéen, avec des débits de crue qui peuvent être très importants et des débits d'étiage très faibles, voire nuls. Ainsi, durant l'été, le Fresquel ne présente plus d'écoulement superficiel et le débit de l'Orbiel atteint quelques dizaines de litres par seconde. Certains affluents de l'Orbiel et du Fresquel drainent les versants méridionaux de la Montagne noire recevant des hauteurs moyennes de précipitations dépassant annuellement 1500 mm, et même 2 000 mm, en particulier pour le Clamous, au pic de Nore.

À la station de jaugeage de Carcassonne, on a enregistré un débit moyen de l'Aude de 23,5 m³/s pour les périodes 1921-1938 et 1958-1986, ce qui correspond à une lame d'eau de 9,9 litres par seconde et par kilomètre carré, ou à 312 mm répartis sur l'ensemble du bassin-versant correspondant.

, Durant les mois d'août, septembre et octobre, l'Aude présente l'écoulement superficiel le plus faible (respectivement 7,0, 6,95 et 7,25 m³/s). Par contre, à cause de l'influence de la fonte des neiges sur les Pyrénées, les débits moyens mensuels s'avèrent les plus élevés en avril et mai (41,7 et 41,9 m³/s).

Des débits de pointe instantanée dépassent souvent 500 m³/s, voire 1000 m³/s (1260 m³/s le 11 octobre 1970 et 1080m³/s le 19 mai 1977).

Les débits d'étiage de l'Aude à Carcassonne descendent chaque année en dessous de 10 et même 5 m³/s. Les plus critiques ont lieu lorsque les pluies d'automne sont inexistantes. Depuis 1965, les débits les plus faibles observés pour une période de 10 jours consécutifs s'établissent à 2,30 m³/s en 1989 et 2,40 m³/s en 1990.

Le débit moyen de l'Orbiel à Lastours entre 1968 et 1986 atteint 0,52 m³/s, correspondant à une lame d'eau de 6,01 litres par seconde et par kilomètre carré, ou 18,42 mm. Durant de longues périodes, l'écoulement superficiel de cet affluent de l'Aude reste inférieur à 1 m³/s.

Eaux souterraines

Les ressources en eaux souterraines sur la feuille Carcassonne restent encore trop peu connues, en particulier dans les formations molassiques d'âge éocène comblant le fossé de Carcassonne.

Actuellement, les seules ressources exploitées sont contenues essentiellement dans les alluvions de l'Aude et de ses affluents (Fresquel, Orbiel et Trapel), et dans les calcaires de Pllerdien et du Paléozoïque.

Seules les **alluvions récentes**, à proximité des cours d'eau, contiennent une nappe pouvant être sollicitée à un débit dépassant 10 m³/h. Ces alluvions ont une perméabilité de l'ordre de 10⁻³ m/s mais leur épaisseur ne dépasse que très rarement 5 m. Des débits supérieurs à 50 m³/h sont obtenus lorsqu'il y a réalimentation induite par la rivière, ce qui nécessite un degré de colmatage des berges peu marqué. Cependant, des contraintes peuvent limiter l'exploitation des nappes contenues dans ces alluvions, telles que, localement, des teneurs excessives en fer et manganèse.

Cet aquifère alluvial permet l'alimentation en eau de Pennautier et Pezens (alluvions du Fresquel), Villemoustaussou (alluvions du Trapel), Trèbes et en petite partie Carcassonne avec les puits de la Cité (alluvions de l'Aude).

Les **alluvions anciennes** de l'Aude et du Fresquel ne sont qu'un médiocre aquifère, et très souvent en position perchée ; ces formations se dénoient très rapidement après leur recharge par les pluies.

Les **formations molassiques** d'âge éocène apparaissent peu perméables en surface. Quelques forages de 50 à 100 m de profondeur, dans le secteur de Carcassonne, se sont révélés peu ou pas productifs.

Les **calcaires de l'Ilerdien inférieur** donnent naissance à quelques sources exploitées pour l'alimentation en eau potable de Moussoulens (source du Carcé), Ventenac-Cabardès (source du Gazel), Raissac-sur-Lampy et Alzonne (sources Boundouyre). Les débits d'étiage restent cependant inférieurs à 20 m³/h.

On rencontre des niveaux très karstifiés dans les **calcaires du Dévonien et du Cambrien**, d'où émergent quelques sources importantes, à débit élevé, et dont certaines sont utilisées pour l'alimentation en eau potable de collectivités.

Citons par exemple la source du Moulin à Villeneuve-Minervois, exploitée par le syndicat Oriental de la Montagne noire (débit moyen estimé à 50 m³/h). Des résurgences très importantes sont à mentionner, telles l'émergence de Pestril à Lastours, dont le débit peut dépasser 500 litres par seconde, la source du roc d'Agel, la source Font-Marotte, la source de Pitche-Roc, la source du moulin d'Artigues, la source Font-Chaude. Ces résurgences sont en liaison avec les pertes de l'Orbiel, de l'Argent-Double ou de leurs affluents.

Sur le **socle métamorphique**, gneissique **ou granitique**, se rencontrent de nombreuses petites sources, mais dont le débit d'étiage reste très faible et souvent inférieur à 1 ou 2 m³/h. Des petites nappes très localisées circulent dans les arènes de surface.

Le captage de plusieurs émergences s'avèrent alors le plus souvent nécessaire pour l'alimentation des petites collectivités, telles Saissac, Saint-Denis ou encore Fontiers-Cabardès. L'eau, très peu minéralisée, peut s'avérer agressive.

RESSOURCES MINÉRALES, MINES ET CARRIÈRES

Substances minérales concessibles

Les différents indices ou gîtes concessibles, très nombreux sur la bordure méridionale de la Montagne noire, exploités, comme le gîte de Salsigne, le plus grand producteur d'or d'Europe occidentale, ou ayant fait l'objet de recherches ou d'exploitations sur le territoire de la feuille, ont leurs caractéristiques essentielles résumées sous forme de tableaux (en annexe).

Le gisement de Salsigne

Avec une production cumulée d'environ 90 t d'or, 220 t d'argent, 17 000t de cuivre, 1400t de bismuth (récupérées depuis 1960), près de 400 000t d'arsenic (dont elle est le principal producteur mondial) et 320 000 t d'acide sulfurique (depuis 1961)*, la mine de Salsigne est le principal producteur d'or français ; elle occupe un rang moyen à l'échelle mondiale.

La mine de Salsigne se situe au centre d'un district d'une trentaine de petits gisements et indices, centré sur le contact entre le domaine des nappes et la zone axiale, s'étendant sur une vingtaine de kilomètres d'Ouest en Est, de Villardonnell à Citou (feuille Lézignan-Corbières), et sur une dizaine de kilomètres du Nord au Sud, depuis l'indice de Cubserviès (feuille Mazamet) jusqu'à la couverture tertiaire.

Bien que les chapeaux de fer aient été exploités depuis l'époque romaine (laissant plus de 11 millions de tonnes de scories !), l'or n'a été découvert qu'en 1892 au filon de roc des Cors au Nord de Limousis. La mine de Salsigne, exploitée depuis 1908, a fourni l'essentiel du tonnage, puisque la production cumulée des autres gisements est de l'ordre de 60 kg.

* Les chiffres pour l'or, l'argent et l'arsenic sont ceux de 1989 (Lépine, thèse, Toulouse) ; les autres chiffres sont ceux donnés par J. Crouzet et F. Tollon (1980).

Typologie

La mine de Salsigne exploite différents corps minéralisés encaissés dans les terrains paléozoïques du domaine des nappes (« mine traditionnelle ») et les « schistes X » de la zone axiale (« minerai de contact » et « minerai 2x » découverts à partir de 1969).

La morphologie des corps minéralisés est relativement variée et l'on peut distinguer des corps formés de façon relativement précoce, ayant été déformés par les phases tectoniques souples et/ou d'écaillage, et des corps liés à la fracturation tardi-hercynienne.

- Des **corps filoniens** sont encaissés dans des failles normales sensiblement N-S recoupant la synforme de Salsigne dans l'unité de Fournes. Ces filons s'ouvrent dans les grès compétents du sommet de la formation de Marcory et des alternances k2a, et les dolomies du Cambrien inférieur ; ils se ferment dans les formations plus schisteuses du cœur de la synforme et dans les calcschistes dévoniens qui en constituent le mur.

Ces corps filoniens, qui s'échelonnent en escaliers, s'abaissent vers l'Est et se regroupent en trois faisceaux principaux : *Peyrebrune*, exploité de 1934 à 1945 ; le filon *Fontaine-de-Santé* connu sur 600 m d'allongement, une hauteur de 250 m et 5 à 10 m de puissance ; et 300 m plus à l'Est, le filon *Ramèle* (700 m d'allongement, 300 m de hauteur, puissance moyenne 3 m).

Plusieurs filons de moindre importance (filon 0, filon 6,...) s'intercalent entre Fontaine-de-Santé et Ramèle.

La minéralisation, qui cimente fréquemment des brèches d'encaissant, est constituée de mispickel dominant, pyrite, chalcopyrite plus rare et parfois blende et galène, dans une gangue de quartz, chlorites et carbonates. Les teneurs des corps filoniens sont de 10 à 50 g/t d'or ;

- Des **corps stratiformes** sont encaissés dans le Cambrien aux épontes des filons :

—les « *grès riches* » sont des corps stratiformes puissants de 10cm à 2m, encaissés au sommet des grès de Marcory, s'étendant sur quelques dizaines de mètres au toit ou au mur des filons. La minéralisation est de type multifissuré ; elle est constituée essentiellement de mispickel (biotite, chlorite et quartz). Les teneurs sont de 200 à 600 g/t d'or, atteignant localement 1000 g/t ;

—les *alternances* (k2a) montrent aux abords immédiats des filons (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) des minéralisations développées dans les couches carbonatées (appelées anciennement « minerai de substitution »). Ces minéralisations ont été affectées par la phase P2, phase dont la schistosité est la plus évidente dans l'unité de Fournes. Elles sont constituées essentiellement de mispickel, pyrrhotine et pyrite ; la chalcopyrite est plus rare ; blende, galène et barytine sont limitées à des lentilles décimétriques et d'étendue métrique.

Le mispickel serait plus abondant dans les alternances inférieures pour disparaître au sommet de la formation. Les couches à mispickel - pyrite sont plus développées dans les alternances médianes ; lapyrrhotine domine dans les alternances supérieures. Les teneurs vont de 0 à 75 g/t d'or ;

— le « *minerai de contact* » (« 3a-2x ») et le *minerai* « 2x » sont des corps apparemment stratiformes, en fait concordants sur la schistosité S2 et sécants sur la stratification, encaissés au contact entre les calcschistes dévoniens et les « schistes X », dans les « schistes X » eux-même, voire parfois dans les calcschistes. Les « schistes X » affleurant dans la mine de Salsigne sont attribuables au faisceau i ; on connaît également des grès clairs qui représenteraient des écailles de la formation de Roc-Suzadou.

Les différents corps peuvent se rejoindre ou se diviser en plusieurs « bandeaux » superposés. La puissance de la couche « 2x » varie de 0,2 à 6 m ; cette couche est reconnue sur une largeur de 300 m, elle a été recoupée par sondage à 1400 m d'aval-pendage.

Ces corps minéralisés sont affectés par différents laminages, écaillages et sont décalés par les failles N-S.

Le minerai est constitué de mispickel-pyrite-pyrrhotine dans une gangue de quartz et de chlorite. Les teneurs sont de l'ordre de 9,5 g/t d'or.

Minéralisations

Dans les minéralisations en couches des alternances, J. Lépine (1989) reconnaît des minéraux précoces déformés par la tectonique ductile : pyrrhotine, mispickel, chalcopyrite, qu'il attribue à une minéralisation « antéhercynienne » ou du moins « anté- à syn-phase 1 ». Mais l'essentiel de la minéralisation est hydrothermale et les différents corps minéralisés montrent un contenu chimico-minéralogique extrêmement homogène dans l'ensemble du gisement (et ce jusque dans les signatures isotopiques ; Javoy *et al.*, 1983).

Les successions paragénetiques enregistrent une évolution en deux stades majeurs eux-mêmes divisés en plusieurs sous-stades.

- Le **premier stade** débute par une altération potassique caractérisée par des veines d'orthose avec ou sans biotite, accompagnées d'une biotisation des épontes (**sous-stade Ia**) ; les biotites varient depuis un pôle plus alumineux, ferrifère et titanifère, qui reflète l'influence de l'encaissant, et un pôle siliceux, magnésien et fluoré, reflétant les conditions imposées par les fluides. Les premiers sulfures (pyrrhotite, mispickel à 33 % d'As atomique) apparaissent à ce stade dont les conditions physiques peuvent être estimées à 400 °C pour une fugacité de soufre de $10^{-9,5}$. La présence de graphite témoigne d'un milieu réducteur.

- La venue principale (**sous stade Ib**) de ce stade I, consiste en mispickel (contenant 32,5 à 33 % d'As en pourcentage atomique, et légèrement cobaltifère et nickelifère), pyrrhotine, or natif argenté (1 à 8 % d'argent en poids), bismuth, maldonite (Au_2Bi), puis bismuthinite accompagnant des veines à quartz + chlorite et/ou une intense chloritisation de l'encaissant : les chlorites des veines sont ferrifères et alumineuses, celles de l'encaissant

reflètent plus ou moins les compositions des biotites antérieures. L'ilménite de l'encaissant se transforme en rutile, les feldspaths sont déstabilisés. Les conditions physiques peuvent être estimées à 400 à 370 °C pour des fugacités de soufre de l'ordre de 10^{-9} .

Après une éventuelle phase de fracturation, ces associations évoluent ultérieurement à température décroissante (370 à 360 °C, pour des fugacités de soufre de 10^{-8}) vers des associations plus sulfurées avec mispickel, bismuthinite, pyrite, or plus riche en argent (20 % d'Ag), localement kobellite [$Pb_5(Bi, Sb)_8S_{17}$] et peut être scheelite.

- Un développement d'adulaire (**sous-stade Ic**), localisé au voisinage de veines à quartz + chlorite mais pouvant affecter des horizons stratiformes étendus dans les « grès riches », termine ce stade I : les chlorites sont déstabilisées et l'on aboutit à une roche composée à plus de 90 % d'adulaire avec un peu de quartz, rutile, chlorites et sulfures sans doute reliques des stades précédents.

Toutes les roches précédentes sont ultérieurement fracturées et ces fractures, dont les plus importantes correspondent aux filons économiques, sont remplies d'un quartz blanc stérile ; une intense silicification se développe à leurs épontes.

- Les minéralisations du **stade II** se développent dans les fractures de ce quartz blanc ou de ces roches silicifiées. Elles consistent en quartz gris, sulfures, chlorites syn- à post-sulfures, et, plus tardivement, carbonates. Les chlorites sont légèrement moins alumineuses que les chlorites précédentes et contiennent de 0,05 à 0,3 % de fluor ; les sulfures montrent une succession en plusieurs stades éventuellement séparés par des fracturations mineures : pyrrothine très vite déstabilisée en pyrite + marcassite, mispickel (31,8 à 29,9 % d'As), pyrite. Puis, dans les fractures des minéraux précédents, chalcopyrite, bismuthinite (englobant parfois du bismuth natif), electrum (17 à 31% d'Ag), ferberite, puis cosalite ($Pb_2Bi_2S_5$), gustavite ($Bi_{111}Pb_5Ag_3S_{24}$), galène, blende. Enfin apparaissent dans les filons de Fontaine-de-Santé et Ramèle, la mathildite ($AgBiS_2$) et de rares minéraux d'argent (argent natif, proustite, polybasite et pyragyrite) associés à la galène.

Cette évolution se fait à des températures (300 °C à moins de 195 °C) et fugacité de soufre (10^{-12} à 10^{-17}) décroissantes.

Genèse

La genèse du gisement de Salsigne est encore aujourd'hui très discutée : longtemps Salsigne a été considéré comme un gisement hydrothermal tardi-hercynien lié vraisemblablement à un apex granitique caché.

La découverte du minerai « 2x » a fait surgir l'hypothèse de minéralisations stratiformes volcano-sédimentaires interstratifiées dans les « schistes X », en équivalent latéral des tufs du faisceau j (Bonnemaison 1980) ; les filons et les corps interstratifiés dans le Cambrien de l'unité de Fourmes résulteraient du remaniement hercynien de cette minéralisation antétectonique.

Des études structurales plus fines et une meilleure connaissance de la géologie régionale ont rendu caduque cette hypothèse.

À la suite de la découverte de témoins très altérés de volcanisme alcalin interstratifiés dans les alternances (Lépine *et al*, 1984), et du fait que les «couches» interstratifiées dans les alternances ont subi une tectonique souple considérée comme contemporaine de la mise en place des nappes (Lépine *et al*, 1988), J. Lépine (1989) considère que ces couches sont d'origine volcano-sédimentaire, et le reste de la mine résulterait du remaniement hercynien de ce stock métal d'âge cambrien.

Qu'il existe ou non une concentration métallifère préhercynienne, il est indéniable que l'essentiel du gisement de Salsigne est hydrothermal, d'âge hercynien. Les venues sont polyphasées : elles ont pu s'étaler dans le temps et être séparées par différents événements tectoniques.

L'étude des altérations hydrothermales montre l'existence d'au moins deux familles de fluides : les uns responsables d'altérations potassiques (biotite, orthose, adulaire) sont sans doute des fluides périplutoniques, la pauvreté en alumine de la biotite suggérant même un granitoïde peu évolué; les autres sont responsables des stades à chlorites + sulfures, lessivent les alcalins, déposent sans doute du fer (et des mispickels cobaltifères et nickelifères) et sont en équilibre avec des chlorites alumineuses. Bien que ces observations suggèrent que ces fluides aient été en équilibre avec des roches d'origine sédimentaire, leur origine est inconnue.

Substances utiles pour l'industrie, la construction et la viabilité

Feldspaths. À Cuxac-Cabardès, dans les schistes métamorphiques, un filon de pegmatite a fourni une petite production de feldspaths (1000 t en 1976), mais les teneurs en potassium (10-12%) et en oxyde de fer (0,5%) conduisirent à utiliser ces feldspaths en agriculture pour l'amendement des sols.

Gypse. Une petite exploitation, actuellement abandonnée, de gypse utilisé pour la fabrication du plâtre, se trouvait près de Villegly, dans les marnes du Bartonien.

Granite. Il a été exploité dans la région de Saint-Denis comme pierre de taille utilisée dans la construction.

Quartzite. Il est exploité dans la vallée du Clamous, en aval de Cabrespine, et utilisé comme pierre à bâtir ou comme matériau de viabilité.

Schistes. Les schistes sont exploités à Caudebronde pour la taille des «lauzes» utilisées pour la couverture des toitures et en décoration.

Grès. Les grès calcarifères du Cuisien furent exploités à Villegly. Les grès molassiques du Cuisien—Bartonien ont été très largement exploités dans de

nombreuses petites carrières pour la taille de moellons de construction utilisés dans les ouvrages d'art et l'habitat.

Argiles. Les argiles et marnes de l'Ilerdien terminal ont été exploitées à Valeron, celles du Bartonien sont encore extraites de la carrière de Saint-Pierre. Elles sont utilisées pour l'industrie de la céramique.

Calcaires. Les calcaires de différents niveaux (Dévonien, Ilerdien, Cuisien) sont activement exploités, en particulier à Moussoulens pour la fabrication de granulats concassés dont la production augmente sans cesse en remplacement des granulats alluvionnaires. Des calcaires dévoniens sont utilisés comme fondant pour le traitement des minerais de la mine de Salsigne.

Sables et graviers. L'extraction des granulats alluvionnaires est concentrée dans la vallée de l'Aude dans la région de Carcassonne. Ces exploitations intermittentes, parfois intensives, s'effectuent par dragage mobile dans le lit vif ou à la pelle mécanique dans les terrasses. Plusieurs stations de lavage et de criblage classent ce matériau en diverses catégories de granulats utilisés en construction comme agrégats pour béton, et en viabilité comme couche de forme ou enrobés.

Scories. Les minerais de fer, autrefois exploités et traités sur place, ont donné lieu à d'importants dépôts de scories. Ces dépôts, parfois importants, existent en particulier près de Saissac, Saint-Denis, Cuxac-Cabardès et Villanière. Ce matériau, aux propriétés analogues à celles des pouzzolanes, peut être utilisé pour la fabrication de bétons spéciaux.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

VÉGÉTATION ET CULTURES

Sur le territoire de la feuille Carcassonne, la répartition de la végétation naturelle se fait selon des bandes approximativement E-W. Sa nature varie en fonction du substrat géologique, ou plus exactement des formations superficielles qui en dérivent, et de l'altitude croissant régulièrement du Sud vers le Nord. La végétation est de type méditerranéen au Sud et atlantique au Nord ; on n'atteint pas, toutefois, la série du hêtre, bien développée sur le versant nord de la Montagne noire (feuille Mazamet).

La **plaine molassique** (Cuiso-Bartonien) est occupée en grande partie par les cultures de vignes, associées à des fourrages artificiels et de l'avoine, ainsi que des terres en jachère.

Les zones les plus riches en barres conglomératiques portent des restes de la forêt de chêne vert (*Quercus ilex*), avec des bosquets de pin pignon et de pin d'Alep.

Par dégradation, on passe à la garrigue calcicole à chêne Kermès (*Q. cocci-fera*), buis, romarin, genévrier oxycèdre, lavande, *Cistus albidus*, *Helichrysum stoechas*, et localement *Iris pumila*.

Cette association est très bien développée entre Villarzel-Cabardès et Trèbes, dans la partie est de la feuille, plus rare et localisée dans le centre et dans l'Ouest.

Les **causses** sur les calcaires de Ventenac, les calcaires à alvéolines et les calcaires de Montolieu, de Raissac à l'Ouest de Villeneuve-Minervois, portent une forêt de chêne vert et ses faciès de dégradation (garrigue et pelouse calcicole).

L'olivier est localement réimplanté. De nombreuses espèces de pins forment de petits bosquets : pin sylvestre, pin maritime, pin noir dans l'Ouest ; pin pignon et pin d'Alep dans l'Est.

La **retombée méridionale de la Montagne noire**, exposée entièrement au Sud, est couverte d'une forêt de chêne vert plus ou moins dégradée, passant rapidement à la forêt de chêne pubescent, également dégradée. Cette dernière renferme localement des bois de chataigniers lorsque le substrat est siliceux (Est de Cabrespine, région de Mas-Cabardès).

La forêt de chêne vert compte des espèces méditerranéennes typiques : *Acer monspessulanum*, *Phyllirea media*, *Lonidera etrusca*, jasmin, *Rubia perigrina*, sur sol calcaire ; *Erica arborea*, *Arbutus unedo*, *Cistus salviaefolius* sur sol siliceux. Par dégradation, on passe à la garrigue calcaire (à *Lavandula officinalis*, *Cistus albidus*, *Buxus*) ou siliceuse (*Erica arborea*, *Lavandula stoechas*).

La forêt de chêne pubescent renferme *Acer campestre*, *Sorbus aria*, et des arbrisseaux comme *Prunus mahaleb*, *Cornus sanguinea*, *Viburnum lantana*, *Buxus*. Par dégradation, on obtient des landes à *Spartium junceum* ou à huis sur calcaire, à *Cistus salviaefolius* et *Erica scoparia* sur silice.

Les pelouses sèches associées contiennent *Festuca duriuscula*, *Bromus erectus*, *Globularia vulgaris*.

Dans **les fonds de vallée**, entre Saissac et Cuxac-Cabardès, il existe quelques témoins de la forêt de chêne sessile et de chêne pédonculé. Vers Mas-Cabardès, la vallée de l'Orbiel est riche en aulnes.

Entre Cuxac-Cabardès et Saissac, la forêt est limitée aux vallées ; les restes des glacis d'érosion affectant les terrains paléozoïques sont couverts de pelouses de fauche et de bosquets de chêne sessile.

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires, et en particulier des itinéraires, dans les **guides géologiques régionaux** (Paris : Masson édit.) :

— **Pyrénées orientales, Corbières** (Jaffrezo 1977), *itinéraire 3* : de la Montagne noire au massif de Quérigut ;

— **Languedoc, Montagne noire** (Gèze et Mattauer, 1979), *itinéraire 1* : de Carcassès en Sorézois.

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette édition, environ 150 sondages avaient été effectués sur le territoire représenté sur cette feuille. Ils sont répertoriés et les principales données conservées par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier.

La localisation de l'implantation de ces sondages est indiquée sur la carte et seuls figurent dans les tableaux en annexe ceux jugés dignes d'intérêt et dont les résultats n'étaient pas confidentiels.

Pour leur présentation, ils sont classés par ordre d'archivage au Service géologique national. Cet indice de classement comporte outre le n° 1037, indicatif de la feuille Carcassonne, un premier chiffre de 1 à 8 qui correspond au huitième de feuille de l'IGN à 1/50000 dans lequel est localisé le sondage, suivi d'un nombre qui est le numéro d'ordre du pointage exact effectué sur le huitième.

Les exemplaires originaux des feuilles IGN à 1/25 000 où sont portés ces sondages, ainsi que la documentation correspondante, sont consultables au siège de l'agence régionale Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier.

Un bureau de consultation de microfiches correspondantes est ouvert au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Les principaux maîtres d'œuvre des forages sont la Société minière des produits chimiques de Salsigne, les directions départementales de l'Agriculture et de l'Équipement de l'Aude, les communes, les coopératives et les syndicats agricoles.

Les valeurs indiquées dans les colonnes correspondent aux profondeurs exprimées en mètres du mur de la formation traversée par le sondage ; la valeur suivie d'un point donne la profondeur finale du sondage et non celle du mur de la dernière formation traversée.

BIBLIOGRAPHIE

ALABOUVETTE B., DEMANGE M. (1993) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50000), feuille Saint-Pons (1013). Orléans: BRGM. Carte géologique par B. Alabouvette, M. Demange, H. Hechtler et coll. (1993).

ANONYME (1980) — Étude des ressources en granulats et des contraintes d'environnement dans la moyenne vallée de l'Aude. Rapport BRGM 80 SGN 761 LRO.

ARTHAUD F., MATTAUER M., PROUST F. (1966) - La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne noire. Coll. «Étages tectoniques», Neuchâtel, p.231-243.

AUBAGUE M. *et al.* (1977) — Les gîtes minéraux de la terminaison méridionale du Massif central et de sa bordure languedocienne. *Bull. BRGM*, sect. II, n°3.

BALLERY J.L. (1975) — Le manganèse du versant sud de la Montagne noire. Thèse 3^e cycle, Paris VI.

BIGNOT G. (1981) — Le problème de l'Ilerdien et la nomenclature chronostratigraphique de l'Éocène inférieur. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, p. 985-988,
1 tabl.

BONNEMAISON M. (1980) — Étude géologique et minéralogique des minéralisations sulfoarséniées aurifères des «schistes X» de la mine de Salsigne (Aude). Thèse 3^e cycle, Toulouse.

BONNEMAISON M. (1984) — Évolution du minerai aurifère durant le processus de remobilisation des sulfures du « minerai 2x » à Salsigne. Princ. résuit. sci. tech. du BRGM, p. 148-150.

BONNEMAISON M., DEMANGE M., ISSARD H., LÉGER M., PASCAL P.L., PERRIN M. (1982) — Lithostratigraphie et structures des « schistes X » du Cabardès (Montagne noire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 291, D, p. 147-150.

BOULANGE M.F., BOYER F. (1964) - Sur l'âge de la transgression post-calédonienne dans le Sud de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, p. 4309-4312.

BOYER F. (1962) — Successions caractéristiques et niveaux-repères dans le Paléozoïque de la région de Carcassonne à Saint-Pons (Montagne noire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 277, 4, p. 572-575.

BOYER F. (1963) — Style en plis couchés et laminages dans le Paléozoïque du Minervois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 278-286.

BOYER F. (1964) — Observations stratigraphiques et structurales sur le Dévonien de la région de Caunes-Minervois (feuille de Carcassonne à 1/50000). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 105-122.

BOYER F., COURTESOLE R. (1964) - Nouveaux gisements de trilobites cambriens dans la Montagne noire. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 198-199.

BOYER F., GUIRAUD R. (1964) - Observations nouvelles sur le passage du Cambrien à l'Ordovicien dans la Montagne noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 515-512.

BOYER F., KRYLATOV S., LEFÈVRE J., STOPPEL D. (1968) - Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne noire. Lithostratigraphie, biostratigraphie (conodontes). *Bull. Centre rech. Pau, S.N.P.A.*, 2, 1, p. 5-33.

BOYER F., ROUTHIER P. (1958) - Observation sur deux niveaux minéralisés dans le Paléozoïque inférieur des monts du Minervois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e sér., 8, p. 257-266.

CASSAFIÈRES C. (1970) - Contribution à l'étude hydrogéologique du karst du versant sud de la Montagne noire. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

CASTEL M., GRAMBAST L. (1969) - Charophytes de l'Éocène des Corbières. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XI, p. 936-943.

CHAIGNE M. (1964) — Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du secteur Aigne-Tourouzel. Bassin tertiaire de Carcassonne. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 120 p.

CORNET C. (1977) — Étude géomorphologique du Minervois (Languedoc méditerranéen). *Bull. Assoc. géogr. fr.*, n° 445-446.

COURTES S OLE R. (1967) — Contribution à la connaissance de la paléontologie et de la stratigraphie du Cambrien moyen de la Montagne noire. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, 103, p. 491-526.

COURTESSOLE R. (1973) — Le Cambrien moyen de la Montagne noire, biostratigraphie. Toulouse: Impr. Oc, 248p.

COURTESSOLE R., PILLET J. (1975) - Contribution à l'étude des faunes trilobitiques de l'Ordovicien de la Montagne noire. Les Eulominae et les Nileidae. *Ann. Soc. géol. Nord*, 45, p. 251-272.

COURTESSOLE R., TERMIER G., TERMIER H. (1971) - Le Cambrien inférieur terminal de Ferrals-les-Montagnes (Hérault). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, 107, 1-2, p. 339-356.

COURTESSOLE R, VERNET J.P., VILLATTE J. (1965) - Sur l'existence d'épisodes laguno-marins à la base du calcaire de Montolieu (Thanétien du versant méridional de la Montagne noire). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 97-98.

CROUZET J., TOLLON F. (1980) - Le gisement stratiforme et filonien de Salsigne, Aude. Mém. BRGM, n° 112.

DEBRENNE F. (1964) — *Archaeocyata*. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. Notes et mém. Soc. géol. Maroc, n° 179, 2 vol.

DEMANGE M., GOUTTET R., ISSARD H., PERRIN M. (1986) - Présence de disthène épizonal dans la zone axiale de la Montagne noire (Massif central). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 2, n°3, p. 525-526.

DEMANGE M., ISSARD H., LÉGER M., PERRIN M., BONNEMAISON M., TOLLON F. (1983) — District métallifère de Salsigne : minéralisations stratiformes et filoniennes dans les schistes du Cabardès. Communication Action concertée VRSS 81 D 1098. Doc. BRGM, n°61.

DEMANGE M., ISSARD H., PERRIN M. (1986) - Étude structurale des rapports entre « schistes X » et nappes du versant sud de la Montagne noire à l'Est de Salsigne. Conséquences métallogéniques. Rapport action concertée VRSS 81 D 1098, École nation, sup. mines Paris.

DEMANGE M., PERRIN M. (à paraître) - Contribution à l'étude des séries schisto-gréseuses métamorphiques à l'exemple des «schistes X» de la Montagne noire. Lithostratigraphie et géochimie.

DEMANGE M., SERMENT R., TOUIL A. (1990) - Les altérations hydrothermales dans les minerais de type « grès riche » du gisement aurifère de Salsigne (Aude, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 310, sér. II, p. 1241-1246.

DEMANGEON P. (1959) - Contribution à l'étude de la sédimentation détritique dans le Bas-Languedoc pendant l'ère tertiaire. Thèse, Montpellier.

DEPÉRET C. (1910) — Note sur quelques gisements nouveaux de Lophodontidés de la région de Carcassonne. *Bull. Soc. ét. sci. Aude*, t. 21, p. 107-130.

DERAMONT J., BONNEMAISON M., CROUZET J., DEBAT P., FERRET B. (1981) — Rôle actif des « schistes X » dans la mise en place des nappes du Minervois (versant sud de la Montagne noire) : conséquences sur la géométrie de la couche minéralisée de Salsigne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, p. 623-628.

DONCIEUX L. (1908-1926) - Catalogue descriptif des fossiles nummulitiques de l'Aude et de l'Hérault, Corbières septentrionales. Ann. univ. Lyon, fasc. 22, 30 et 45, 441 p., 55 fig., 36 pl.

DUCROT J., LANCELOT J.R., REILLE J.L. (1979) - Datation en Montagne noire d'un témoin d'une phase majeure d'amincissement crustal caractéristique de l'Europe prévarisque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 21, n°4, p. 501-505.

ELLENBERGER F., SANTARELLI N. (1974) - Les «schistes X» de la Montagne noire orientale; distinction d'unités lithostratigraphiques et conséquences tectoniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 2409-2412.

ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1980) - Le Carbonifère antéstéphanien de la Montagne noire ; rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM*, 2^e sér., sect. I, 4, p. 341-389.

FEIST R. (1977) - Le Siluro-Déyonien du Sud-Est de la Montagne noire et ses faunes de trilobites. Thèse État, Montpellier, 251p.

FEIST R., COURTESOLE R. (1984) - Découverte de Cambrien supérieur de type est-asiatique dans la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 276, p. 1276-1280.

FEIST-CASTEL M. (1970) — Distribution verticale des charophytes dans l'Éocène du Minervois. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 7, 12, p. 926-931, 3 pl.

FEIST-CASTEL M. (1976) — Les charophytes dans le Paléogène du Sud de la France (Provence, Languedoc, Aquitaine). Thèse, Montpellier, 82 p.

FERRET B. (1983) - Les « schistes X » du Cabardès (versant sud de la Montagne noire) : déformation et métamorphismes. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

FORNARI M. (1974) — Les déformations hercyniennes souples et cassantes dans le Minervois (Sud-Ouest de la Montagne noire). Relations avec le champ filonien du district aurifère de Salsigne. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

FREYTET P. (1970) — Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et les couches de passages à l'Éocène en Languedoc. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 490 p.

FREYTET P., PLAZIAT J.C. (1965) - Importance des constructions algaires dues à des cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Éocène du Languedoc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. VII, p. 679-694.

GÈZE B. (1949) — Étude géologique de la Montagne noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., 29, n°62, 215 p.

GOTTIS M., LENGIN M., SELLIER E. (1972) - Hypothèses sur les causes et la chronologie des défluations dans la gouttière de Carcassonne. *Bull. Soc. linn. Bordeaux*, t.11, n°6.

GOTTIS M., VEILLON M. (1965) - Réflexions sur la stratigraphie de l'Éocène marin de l'extrémité orientale du bassin d'Aquitaine. *Actes Soc. linn. Bordeaux*, t.102, n° 1.

HARTENBERGER L., SIGÉ B., SUDRE J. (1968) - Nouveaux gisements de vertébrés dans l'Éocène continental du Minervois. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 1, p. 22-23.

HÉRARD A. (1957) — Étude géologique et métallogénique du secteur Cabrespine, Caunes-Minervois. D.E.S., Paris.

HOTTINGER L. (1962) - Recherches sur les Alvéolines de l'Éocène et du Paléocène. *Mém. suisse de Paléontologie*, n° 75-76, 243 p., 117fig., 1 tabl., 18.pl.

ISSARD H. (1984) — Comparaison lithostratigraphique, géochimique et structurale entre la zone axiale et les nappes du versant sud de la Montagne noire dans le district aurifère de Salsigne (Aude). Thèse doct. ing. École nationale sup. mines Paris, 303 p.

JAVOY M., BREVART O., TOLLON F. (1983) - L'origine des minerais filoniens et des fluides minéralisateurs de Salsigne d'après les données de la géochimie isotopique. Colloque ATP « Géochimie-Métallogénie », Bonas 16-17 juin 1983.

LAVILLE-TIMSIT L. (1974) - Des minéraux lourds et phyllites de Salsigne. Thèse 3^e cycle, Paris.

LÉGER M. (1981) — Les minéralisations du district filonien de Labastide-Esparbaïrenque (Aude France) dans leur contexte géologique. Thèse doct. ingénieur. École nation, sup. mines Paris.

LÉPINE J. (1989) — Le gisement sulfo-arsénié aurifère du Cambrien inférieur de la mine traditionnelle de Salsigne (Montagne noire, France). Contexte structural, métallogénique et sédimentologique. Thèse doctorat univ. Toulouse, 243 p.

LÉPINE J., BENAYAD M.R., BÉZIAT D. (1988) - Mise en évidence des metabasites alcalines Cambrien inférieur dans le district aurifère de Salsigne (versant sud de la Montagne noire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, sér. II, p.1087-1092.

LÉPINE J., COURJAULT-RADE P., CROUZET J., TOLLON F. (1984) - Présence d'une zone haute au Cambrien inférieur dans le secteur de Salsigne (versant sud de la Montagne noire, Aude). Manifestations volcaniques et hydrothermales associées : conséquences métallogéniques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, V, 299, sér. II, p. 347-350.

LEZAUD L., MASSIEUX M., TOUMARKINE M. (1969) - Principaux résultats d'une étude des foraminifères pélagiques et du nannoplancton calcaire du Nummulitique des Corbières septentrionales et du mont Cayla (Aude). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t.105, p. 121-135, 3 fig.

LHÈGU J. (1968) — Premiers résultats de l'étude des minéralisations en fluorine du Cabardès. Rapport BRGM 68 SGL 189 GIT.

LOUGNON J. (1956) — Rapport général sur les gisements de manganèse en France. 20^e C.G.I., Mexico.

MARANDAT B. (1986) — Découverte d'une faune de micromammifères d'âge cuisien supérieur dans les marno-calcaires d'Agel à Azillanet (Minervois, Hérault). *Géologie de la France*, n° 2, p. 197-204, 3 fig.

MARCHAL J.P. (1973) — Exploitation des aquifères. Risques de pollution. Basse vallée de l'Aude. Carte 1/100 000^e. Rapport BRGM SGN 350 LRO.

MASSIEUX M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Rev. Micropal.*, t. 24, p. 69-82, 3 tabl., 1 pl.

MAZÉAS H. (1979) — Cartographie géologique et géotechnique des formations superficielles (région de Carcassonne). Thèse 3^e cycle, Paris VI et École nation, sup. mines Paris, 160 p., 1 carte géol.

PAGIS G. (1983) — Altération supergène du gisement aurifère de Salsigne, Aude. Thèse doct. ingénieur École nation, sup. mines Paris.

PLAZIAT J.C. (1971) — Observations paléolimnologiques sur les lacs éocènes situés entre le massif de Mouthoumet et la Montagne noire (déroit de Carcassonne, Aude-Hérault). Remarques sur les ingressions marines à prélude lacustre. C.R. 96^e congr. soc. sav., Toulouse 1971. Paris : Bibl. nationale 1974, section Sciences, II, p. 71-93.

PLAZIAT J.C. (1972) — Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne noire, à l'Ouest de Minerve. Stratigraphie, paléoécologie et paléogéographie (feuilles Carcassonne et Lézignan à 1/50 000). *Bull. BRGM*, I, 3, p. 21-44.

PLAZIAT J.C. (1984) — Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse État, Paris-Sud (Orsay), 1362 p., 528 fig., 105 pl.

PRANTL F. (1939) — Sur les Bryozoaires siluriens de la Montagne noire. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 208, p. 1415-1416.

RICHARD N. (1946) — Les gisements de mammifères d'Aquitaine. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n.s., t. 24, n° 4.

TAMBAREAU Y., FEIST M., GRUAS-CAVAGNETTO, MURRU M. (1989) — Caractérisation de l'Ilerdien continental dans le domaine ouest-méditerranéen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, sér. II, p. 689-695.

TERMIER G., TERMIER H. (1974) - Les Brachiopodes cambriens de la Montagne noire. *Géologie méditerranéenne*, t. 1, p. 35-52.

THORAL M. (1938) — Sur l'âge des formations paléozoïques des environs de Caunes-Minervois. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 308-309.

THORAL M. (1940) - Révision de la feuille de Carcassonne au 1/80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n°203, p. 131-136.

TOLLON F. (1970) — Le district aurifère de Salsigne (Aude). Thèse État, Toulouse.

TOLLON F. (1982) — Historique de la connaissance du gisement et du district aurifère de Salsigne. Doc. BRGM, n° 47, p. 223-227.

TOUMARKINE M. (1966) — Étude micropaléontologique et stratigraphique de l'Éocène marin du mont Cayla (Aude) et des écaillés de Saint-Chinian (Hérault). Thèse 3^e cycle, Paris.

VERDEIL P. (1967) — Introduction à l'étude de l'hydrologie superficielle et souterraine des bassins de l'Aude, de l'Agly et du haut bassin de l'Hers. Thèse 3^e cycle, Montpellier.

Carte géologique de la France à 1/80 000

Feuille *Carcassonne* : 1^{re} édition (1901) par M. Vasseur, M. Bresson. 2^e édition (1951) par M. Thorat, C. Jacob, A. de Lapparent.

Carte géologique de la France à 1/50 000

Feuille *Bédarieux* (988), par S. Bogdanofi, M. Donnot, J.M. Quenardel *et al.* (1982).

Feuille *Capendu* (1060), par F. Ellenberger, G.M. Berger *et al.* (1985).

Feuille *Castelnaudary* (1036), par P. Debat, A. Calas, A. Cavaillé (1975).

Feuille *Lézignan-Corbières* (1038), par G.M. Berger (1990).

Feuille *Limoux* (1059), par M. Lenguin, A. Ovtracht (1977).

Feuille *Mazamet* (1012), par P. Debat, M. Mouline (1979).

Feuille *Mirepoix* (1058), par A. Cavaillé (1976).

Feuille *Saint-Pons* (1013), par B. Alabouvette, M. Demange et coll. (1993).

Atlas des eaux souterraines du département de l'Aude, par J.P. Marchai.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000, feuille *Marseille*, coordination par J. Meloux (1980).

Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Aude, BRGM (1979).

Carte de la végétation à 1/200 000, feuille *Carcassonne* (72), par H. Gausen, G. Gabaussel, G. Duplas, L. Mestre (1963).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents, ainsi que les rapports inédits cités en bibliographie, peuvent être consultés à l'agence régionale Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier. Les résultats de l'inventaire des sondages sont également consultables au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Cette notice a été rédigée par :

—G.M. BERGER, ingénieur géologue au BRGM : présentation générale de la feuille *p.p.*, évolution géologique (histoire posthercynienne), substances utiles, documentation complémentaire ;

—F. BOYER, maître de conférences à l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI) : description des terrains (nappes du Minervois et unité de Fournes) ;

—P. DEBAT, maître de conférences à l'université Paul Sabatier (Toulouse) : description des terrains (roches plutoniques et filoniennes) ;

—M. DEMANGE, professeur à l'École nationale supérieure des mines de Paris : présentation générale de la feuille *p.p.*, description des terrains (zone axiale de la Montagne noire), évolution géologique, gisement de Salsigne ;

—P. FREYTET, maître de conférences à l'université de Paris VII : description des terrains (Tertiaire), géomorphologie, végétation et cultures ;

—J.P. MARCHAL, ingénieur géologue au BRGM : hydrogéologie ;

—H. MAZÉAS, ingénieur civil des Mines : description des terrains (formations quaternaires) ;

—C. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM : tableaux des gîtes minéraux.

Coordination : G.M. BERGER

Présentation au CCGF: 20 novembre 1990

Acceptation de la carte et de la notice: 28 novembre 1991

Impression de la carte: 1993

Impression de la notice: avril 1993

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Fargues	1.4001	Ni, Cu, Cr			Granite	10 prélèvements de roches. Cr : 4 000 ppm, Ni 1 000 ppm, Co 180 ppm, Cu 186 ppm.
La Forge	1.4002	Fe	Quartz Oxyde de fer	Filon 115° Faille	Granite	
Moulin de l'Âne	2.4001	Mo, As	Quartz Molybdénite Mispickel Pyrite Pyrrothite Chalcopyrite Tourmaline	Filon 70°	Granite, pegmatite	Filon de pegmatite dans le granite de Brousses
Pujol-Château	2.4002	As	Quartz Calcite Mispickel Pyrite Chalcopyrite	Filon 360° Pendage 90° Puissance : 0,1 à 0,4 m	Schistes	3 galeries de 10,11 et 60 m. Extraction de 20 t de minerai à 25 % As. Mispickel à 2,3 gr/t Au
Capservy	2.4003	Pb, Zn, As	Quartz Mispickel Pyrite Blende Galène	Inconnu	Schistes, calcaire	Anciens travaux, puits. Teneur : Pb : 0,48 - 2,2 % ; Zn : 0,07-0,28 % ; Cu : 0,06-0,09 ; Sb : 0,058-0,054 % ; Bi : 0,027-0,037 % ; Au : 1,6-2,8 g/t ; Ag : 22-75 g/t

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Cabasse	2.4004	Cu, As	Quartz Calcite Sidérite Chalcopyrite Mispickel	Filon 250° Pendage 70-80° Puissance : 0,1 à 2 m	Schistes	3 colonnes de 75 m de long, riches en cuivre. 3 niveaux : 480, 502 et 515 m. Production : 100 t de cuivre. Tout-venant à 4-5 % Cu et 30 g/t Ag.
Gleyre Ravin de l'Homme-Mort	2.4005	Cu	Quartz Chalcopyrite Pyrite	Filon 80°	Schistes	Descenderie, travers-bancs 65 m. Production estimée à 10 t de minerai à 4-5 % Cu.
Caudebronde	2.4006	Cu	?	?	Schistes	Indice.
Le Perayret	2.4007	Cu	Quartz Chalcopyrite Malachite Azurite	Filon 90° Pendage 75° Puissance : 3 à 6 m	Schistes, calcaire	Anciens travaux : 1 puits 10 m. Recoupe 15 m.
Villardonnell	2.4008	As, Au	Quartz Ankérite Chlorite Mispickel Pyrrothite Bismuth natif Bismuthinite Pyrite Chalcopyrite Galène Rutile	Champ filonien	Séricitoschistes	Exploité pendant 20 ans au début du siècle. Extraction de 20 000 t de minerai. Production estimée à 20 kg Au, 1 t Ag, et 20 t As.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cumiès	2.4009	As	Quartz Mispickel Pyrrhothite Bismuth natif Pyrite Bismuthinite Chalcopyrite Galène	Filon 180°	Calcschistes, schistes	2 filons parallèles exploités en galeries. Minerai composé de 27,34 % As, 19,98 % de pyrite, et 0,27 % de galène. Dosage du mispickel : 4,4 g Au ; 41 g/t Ag.
Malabau	2.4010	As, Au, Ag	Quartz Chlorite Mispickel Pyrite Pyrrhothite Bismuth natif Bismuthinite Galène Matildite Chalcopyrite Marcassite	Champ filonien 40 à 360° Pendage 60° Puissance : 0,1 à 2 m	Schistes	Exploité au début du siècle, travers-bancs et galeries. 15 000 t de minerai ont été extraites. Production estimée à 10 kg Au, 210 kg Ag, 800 kg Cu.
Escoussols	2.4011	W	Scheelite	Disséminé	Granite, schistes	Indice, prospection.
Le Calm	2.4012	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon 75° Pendage 70°	Schistes	2 galeries de 10 m chacune à 50 m de dénivelé.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Jourdanne	3.4001	Fe, As, Au	Oxyde de fer Mispickel Pyrite Pyrrothite Chalcopryrite Bismuthinite Galène	Stratiforme, filon	Contact calcschistes et « schistes X »	Les travaux de 1930 ont prouvé l'existence de sulfures en profondeur. Exploitation ancienne du fer.
Peyrebrune	3.4002	Cu, Au, Ag	Quartz Mispickel Pyrrhotite Bismuthinite Bismuth natif Pyrite Marcassite Blende Galène Chalcopryrite	Champ filonien	Schistes, calcaire, dolomies, grès	Une galerie de 500 m a atteint le minerai à partir du puits Bru au 8 ^e niveau. Un échantillonnage de 1.175 t de minerai abattu donne 24,7 g/t Au, 9 g/t Ag, 0,13 % Cu 0,05 % Bi, 0,1 % Pb ; chalcopryrite 0,37 % ; mispickel 11,50 % ; pyrite 30,23 %.
Combe-Massagne	3.4003	Au, As	Quartz Mispickel Pyrite Chalcopryrite Galène Bismuthinite Blende	Filon 360°	Schistes	2 galeries abandonnées.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Malabau– Courcoules	3.4004	As	Quartz Mispickel	Filon 30° Pendage 60°		3 galeries 45 m. Travaux arrêtés en 1912.
Le Camassou	3.4005	As, Au, Ag	Mispickel Bismuth natif Bismuthinite Pyrrothite Galène Matildite Cosalite Or natif	Couche	Schistes, calcaire	Les contacts par failles marqués par chapeau de fer. Sondages en 1968. Teneur : Au 1,9g/t, Ag 549 g/t, Bi 0,20 %, Cu 0,001.
Salsigne – Fontaine-de-Santé Puits Bru	3.4006	As, Au, Ag, Cu, Bi	50 espèces minérales décrites dans la paragenèse et 6 expressions minéralogiques de l'or : – maldonite – or argenté – électrum – küstelite – or pur lisse – or spongieux	Champ filonien et stratiforme	Schistes, grès, calcaire	3 types de minéralisation : hydrothermale, imprégnation et substitution. Exploitation en gradins, puits et galeries, 16 niveaux. De l'origine à 1980, il a été extrait 7 millions de t de minerai ayant donné 70 t d'or, 192 t d'argent, 17 000 t de cuivre. Depuis 1950, 1 400 t de bismuth, 290 000 t d'arsenic, et depuis 1961 320 000 t d'acide sulfurique. En 1979, les réserves sont estimées à 3 325 500 t de minerai représentant un potentiel de 110 t d'or et 315 t d'argent (extrait + réserves).

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Narteau	3.4007	As, Au, Bi	Quartz Mispickel Bismuthinite Chalcopyrite	Champ filonien	Schistes, grès, calcaire	Anciens travaux de surface et galeries. Minerai à 70,68 % As, 8,6 g/t Au, 21 g/t Ag.
Salsigne–Raitales	3.4008	Idem	Salsigne 3.4006			
Mas–Cabardès	3.4009	As, Bi, Cu, F	Quartz Fluorine Calcite Pyrite Chalcopyrite Mispickel Bismuth natif Bismuthinite Covellite Chalcosine	Filons 75° Pendage 90° Puissance : 0,1 à 2 m	Schistes	2 filons parallèles, sondages, tranchées, puits et galeries. Minerai à 1,2 % Cu, 40-50 % de fluorine, 1 000 t de fluorine produite.
Garrus	3.4010	As, Au, Bi	Quartz Mispickel Bismuthinite	Champ filonien	Schistes, grès, calcaire	Anciens travaux de surface et galeries. Minerai à 70,3 % de mispickel titrant 24,6 g/t Au et 18 g/t Ag.
Artémie	3.4011	As, Bi	Quartz Chlorite Mispickel Pyrite Bismuthinite Chalcopyrite	Filon 360° Pendage 75°	Schistes	2 galeries, l'une de 75 m foncée en 1907.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Villanière	3.4012	As, Cu	Quartz Calcite Pyrite Mispickel Chalcopyrite	Filons	Schistes, dolomie, calcaire	Ancienne exploitation.
Roquefere	3.4013	Cu				Indice, recherche.
Fournes—Lastour	3.4014	Cu, As	Quartz Calcite Mispickel Pyrrothite Pyrite Chalcopyrite Bismuth natif Cuivre gris Matildite Pearcite	Champ filonien 360° Pendage 90° Puissance : 0,3 à 4 m	Calcaire, dolomie	Filons en partie dépilés à l'époque gallo-romaine (150 000 t extraites). Réouverture de galeries et sondages. Au 1-1,6 g/t, Ag 68-658 g/t, Cu 0,59-6,15, Pb 0,06-0,25 %. Production estimée à 40 t d'argent et 2 000 t de cuivre.
Barreins Barrencia	3.4015	Cu, As	Quartz Cuivre gris Mispickel Pyrite Chalcopyrite Galène	Filon 360°	Calcaire, dolomie	Ancienne exploitation. 200 000 t de minerai extraites.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Caunette	3.4016	Fe, Pb, Zn, Ag	Sidérite Hématite Limonite Gœthite Blende Galène Pyrite Cuivre gris Chalcopyrite Mispickel Stibine Bournonite Argent natif	Amas filon	Grès, dolomie, calcaire	Concession pour fer en 1845, pour le plomb en 1879. Production estimée à 0,2 millions de t de minéral de fer hématite et sidérite. 7 000 t Pb, 14 000 t Zn, 84 t Ag.
Roc des Cors	3.4017	Cu, As	Quartz Sidérite Mispickel Pyrite Chalcopyrite Galène Emplectite Wittichenite	Champ filonien 20° Puissance : 0,2 à 0,7 m	Grès, calcaire	Ancienne exploitation.
Fournes	3.4018	Cu		Filon	Grès, calcaire	Indice de la carte géol. 1/80 000.
Marmorières	3.4019	Fe	Sidérite	Filon		Indice.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
La Farenque	3.4020	Cu	Quartz Chalcopyrite	Filon 40° Pendage 60°	Schistes	2 filons, travers-banc de 108 m, 1 galerie 60 m. Minerai extrait 7 à 8 t à 12-15 % Cu et 500 g/t Ag.
Le Pradet	3.40121	As, Pyr	Quartz Mispickel Pyrite	Filon	Pélites, grès	Indice.
Lastour	3.4022	Fe	Hématite Limonite	Stratiforme	Grès	Minerai oolitique.
Ruisseau des Fontanelles Le Pestril	3.4023	Pb, Zn	Galène Blende	Disséminé	Dolomie, calcaire	Indice.
Roc Blanc	3.4024	Pb, Zn	Quartz Blende Galène Chalcopyrite	Disséminé	Pélites	
Les Ilhes	3.4025	Pb, Zn	Quartz Mispickel Pyrite Galène Blende Scorodite	Filonnet	Schistes	Indice, prospect.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Courribies	3.4026	Fe	Hématite Magnétite	Stratiforme	Pélites, radiolarites	Grattage, minière.
Mont Cam	3.4027	Fe	Hématite Magnétite	Stratiforme	Grès	Indice.
Grottes de Casals	3.4028	Pho	Phosphate	Amas karstique.	Calcaire	Remplissage quaternaire.
Limousis	3.4029	Cu				Recherche pour cuivre.
Sallèles-Cabardès	3.4030	Cu	Chalcopyrite Cuivre gris	Disséminé	Dolomie	Recherche pour cuivre.
Malabau-Reilhols	3.4031	As	Quartz Mispickel	Filon 30° Pendage 60°		3 puits de 10 m de profondeur, espacés de 250 m.
Cabrespine Le Minier	4.4001	Fe, As, Au	Sidérite Hématite Mispickel Pyrite Pyrrothite Bismuthinite Bismuth natif Chalcopyrite	Amas stratiforme Filon 90° Pendage : 30-45°	Grès, pélites, calcaire, schistes	Exploitation ancienne du chapeau de fer. Galeries atteignant la zone sulfurée. Sondages géophysiques : 6 puits. Extraction de 9 000 t de minerai. Production : 30 kg d'or.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Castanviels	4.4002	Fe, As	Hématite Limonite Gœthite Pyrolusite Quartz	Chapeau de fer Filon 90° Pendage 70°	Schistes, dolomie	Ancienne exploitation par galeries. 1982 : prospection géophysique et 6 sondages totalisant plus de 800 m.
Villegause 1	4.4003	Pb, Zn	Galène Blende Quartz	Stratiforme	Dolomie, calcaire	Indice.
Saumarel 1	4.4004	Pb, Zn	Quartz Galène Blende Chalcopyrite	Stratiforme	Calcaire, pélites	Grattage de surface.
Villerembert	4.4005	Mn	Pyrolusite Mangano-calcite Diargite Manganite Hausmanite Wad Limonite	Amas karstique	Calcaire	Succession de poches alignées sur 800 m. Tranchées, carrières, galeries. Production cumulée : 20 000 t de Mn à 18-20 Fe.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Villeneuve Ravin de la Minière	4.4006	Pb, Zn	Trémolite Galène Blende Pyrite Chalcopyrite Cuivre gris	Stratiforme	Calcarénite, calcaire	Anciens travaux dès l'Antiquité. 5 niveaux de galeries éboulées. Gîte estimé à 2 000 t Pb et 2 t Ag.
Ravin de Saumarel	4.4007	Mn	Dialogite Pyrolusite Limonite	Stratiforme	Calcaire, pélites	Petite exploitation ciel ouvert.
Series	4.4008	Ba	Barytine Magnétite Galène	Stratiforme	Calcaire, marbre	Indice.
Les Clots	4.4009	Fe, Pb	Oxyde de fer Galène	Fracture	Calcaire, grès	Indice.
Trassanel	4.4010	Fe, Pb, Zn	Quartz Sidérite Galène Chalcopyrite		Grès	Chapeau de fer, fouille par tranchées. Pb 100-800, Zn 1400-1800, Ag 0-20 ppm.
La Condomine	4.4011	Fe, As	Quartz Hématite Mispickel	Amas	Grès	Ancienne galerie, recherche par sondages et géophysique.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Matte-Arnaude	4.4012	Fe	Oxyde de fer	Filon	Grès, calcaire	Prospection marteau.
Pertusac	4.4013	Fe	Magnétite Hématite	Stratiforme	Grès	Indice, prospection marteau.
Les Ecoles	4.4014	Cu	Chalcopyrite	Filon	Calcaire, dolomie	Indice, prospection marteau.
Pitche-Roc	4.4015	Pb	Galène	Disséminé	Calcaire	Indice, prospection marteau.
Boutarenque	4.4016	Cu	Malachite	Disséminé	Grès, calcaire	Indice, prospection marteau.
Marcelly	4.4017	Pb, Zn, Cu	Galène Blende Cuivre gris	Disséminé	Dolomie	
Ourdivielle Saumarel	4.4018	Ba, Pb, Zn	Barytine Quartz Calcite Ankérîte Galène Blende Chalcopyrite Pyrite	Stratiforme	Dolomie, pélites, radiolarites	Anciens travaux comprenant 3 puits et galeries sur 3 niveaux.

ANNEXE 1 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pinabaud Plo du Perruquier	4.4019	Mn	Diagenite Pyrolusite	Stratiforme	Calcaire	
Cabrespine–Bouldou	4.4020	Fe, As	Hématite Limonite Oxyde manganèse	Amas karstique	Schiste, calcschistes	Anciennes galeries 24 et 32 m. Reconnaissance par sondages et géophysique. 9 000 t de minerai à 1 g/t Au sont reconnues.
Saumarel 2	4.4021	Pb, Zn	Quartz Galène Blende Chalcopryrite	Stratiforme	Calcaire	Grattage.
Saumarel 3	4.4022	Pb, Zn	Galène Blende	Stratiforme	Calcaire	Grattage.
Villegause	4.4023	Pb, Zn	Galène Blende Pyrite Chalcopryrite Cuivre gris	Stratiforme	Calcaire	Tranchées foncées en 1942.
La Val-d'Homs	4.4024	Pb	Quartz Galène	Filon 90° Pendage 90°	Calcaire	2 tronçons de galerie totalisant 80 m.
Al Pujol	4.4025	Fe	Limonite Pyrite	Stratiforme	Schistes	Minière exploitée en 1920. Production 50 t de minerai titrant 55 % Fe et 3 % Cu.

ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

N° archivage SGN 1037	Coordonnées		Quaternaire	Cuisien- Bartoniens. Molasse	Nordien. Calcaires alvéolines	Thanétien supérieur. Sables, limons	Thanétien inférieur. Calcaires Montellou	- Vitrollien -. Sables limons	Dévonien	Cambrien	- Schistes X -
	x	y									
1-1	588,78	111,02	13,6		30,5	54,5	89,5	114			
2-1	599,71	113,23								132,8.	
2-2	599,63	113,34							29	170,9.	
2-3	599,70	112,80						15	60	189,3.	
3-1	601,37	114,09						12,2	33,4	267,8.	
3-2	601,24	114,17						8,3	26,2	150.	
3-3	601,05	114,13							27	148,8.	
3-4	600,96	114,13						11	19,8	46,7.	
3-5	601,03	114,23						5,3	35	96,2.	
3-6	601,24	114,65								118.	
3-8	600,85	114,83								91,8.	
3-22	599,99	114,03							25,8	123,8	
3-25	600,07	113,68						23,5	53,5	146,8	
3-34	600,92	119,60									69,9.
3-43	601,69	115,27									574,6.
3-45	600,96	115,10									152,3.
3-50	600,90	115,51									111
3-55	601,44	115,92									172,7
3-58	604,00	113,00									165,9.
3-59	603,92	115,30									171.
3-67	601,93	116,44								88.	
3-86	606,98	112,58						11,8	29,7		

ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)

N° archivage SGN 1037	Coordonnées		Quaternaire	Cuisien- Bartonian. Molasse	Herdien. Calcaires alvéolines	Thanétien supérieur. Sables, limons	Thanétien inférieur. Calcaires Montolieu	- Vitrollien -. Sables limons	Dévonien	Cambrien	- Schistes X -
	x	y									
3-98	601,48	116,20							50		152,2.
3-100	601,47	114,87								117.	
3-104	601,69	115,63								433.	
3-105	601,93	115,22								744.	
3-107	602,40	116,89								74,8.	
3-110	600,73	115,92								?	321.
3-116	602,33	115,71								192,5.	972,2.
3-117	601,61	112,09								152,7.	
3-118	601,51	112,24						13,5 19,6			
5-4	587,23	106,30	5	16,5.							
5-8	587,62	109,10			13,7	15,3.					
5-21	586,31	104,42	5,5	10.							
6-1	599,79	101,76		48.							
6-3	599,73	100,33	3	11.							
6-4	594,06	104,71		12.							
6-6	599,90	100,65	5,2	12.							
6-7	599,10	103,35	5,4	6,5.							
6-8	598,50	101,80	4	120.							
7-1	604,85	102,00	6,6	12.							
7-2	603,63	103,28	8.								
7-6	601,82	101,30	5	15.							
7-10	601,21	101,50	5	15.							

ANNEXE 2 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES (suite)

N° archivage SGN 1037	Coordonnées		Quaternaire	Cuisien- Bartonien. Molasse	Ilerdien. Calcaires alvéolines	Thanétien supérieur. Sables, limons	Thanétien inférieur. Calcaires Montolieu	- Vitrollien -. Sables limons	Dévonien	Cambrien	- Schistes X -
	x	y									
7-15	605,05	107,50	3,6	11.							
7-16	605,12	108,22	5	7,5.							
7-20	601,91	101,79	5,1	12.							
8-1	607,93	101,57	3,4	12,3.							
8-10	608,66	101,17	4,2	9,2.							