



HAL
open science

L'Eocène continental du synclinal d' Apt (Vaucluse, Sud-ouest de la France): enchaînements silcrete-calcrete et argilogenèse

François Roulin

► **To cite this version:**

François Roulin. L'Eocène continental du synclinal d' Apt (Vaucluse, Sud-ouest de la France): enchaînements silcrete-calcrete et argilogenèse. Stratigraphie. Université Claude Bernard - Lyon I, 1985. Français. NNT: . tel-00795051

HAL Id: tel-00795051

<https://theses.hal.science/tel-00795051>

Submitted on 27 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E

présentée devant

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD-LYON I

pour obtenir le

DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

de

Paléontologie-GEOLOGIE DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

par

Francois ROULIN**L'EOCENE CONTINENTAL DU SYNCLINAL D'APT****(VAUCLUSE, SUD-EST DE LA FRANCE);****ENCHAINEMENTS SILCRETE-CALCRETE ET ARGIOGENESE**

Soutenue publiquement le 16 mars 1985 devant la commission d'examen :

M. P. COTILLON Président

Mlle M. BOUDEULLE

MM. G. DEMARCQ

G. MILLOT

J.M. TRIAT

G. TRUC



AUTEUR



T H E S E

présentée devant

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD-LYON I

pour obtenir le

DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

de

Paléontologie-GEOLOGIE DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

par

Francois ROULIN

L'EOCENE CONTINENTAL DU SYNCLINAL D'APT

(VAUCLUSE, SUD-EST DE LA FRANCE);

ENCHAINEMENTS SILCRETE-CALCRETE ET ARGIOGENESE

Soutenue publiquement le 16 mars 1985 devant la commission d'examen :

M. P. COTILLON Président

Mlle M. BOUDEULLE

MM. G. DEMARCQ

G. MILLOT

J.M. TRIAT

G. TRUC



Président honoraire : M. le Professeur J. BOIDIN

Administrateur provisoire : M. le Professeur C. DUPUY

Administrateur provisoire adjoint : M. le Professeur J. CHANEL

Administrateur provisoire adjoint : M. le Professeur R. MORNEX

Secrétaire Général de l'Université : M. F. MARIANI

- U.E.R. DE MEDECINE GRANGE-BLANCHE M. le Pr. Paul ZECH
- U.E.R. DE MEDECINE ALEXIS CARREL M. le Pr. René MORNEX
- U.E.R. DE MEDECINE LYON NORD Mme le Pr. PINET
- U.E.R. DE MEDECINE LYON SUD M. le Pr. Jean NORMAND
- U.E.R. Faculté de PHARMACIE M. le Pr. C.A. BIZOLLON
- U.E.R. DES TECHNIQUES DE READAPTATIONS M. le Pr. EYSSETTE
- U.E.R. DE BIOLOGIE HUMAINE M. le Pr. P.A. BRYON
- U.E.R. Faculté d'ODONTOLOGIE M. le Pr. Jean LABE
- U.E.R. E.P.S. M. C. JACQUEMOUD, Pr. d'E.P.S.
- U.E.R. DE MATHEMATIQUES M. René REDON, Assistant
- U.E.R. DE PHYSIQUE M. le Pr. Robert UZAN
- U.E.R. DE CHIMIE ET BIOCHIMIE Mme A. VARAGNAT, M.A.
- U.E.R. DES SCIENCES DE LA NATURE M. le Pr. ELMI
- U.E.R. DES SCIENCES PHYSIOLOGIQUES Mme le Pr. J.F. WORBE
- U.E.R. DE PHYSIQUE NUCLEAIRE M. le Pr. E. ELBAZ
- U.E.R. DE MECANIQUE M. le Pr. GAY
- I.U.T. I M. le Pr. J. GIELLY
- I.U.T. II M. le Pr. P. MICHEL
- OBSERVATOIRE DE LYON M. MONNET, Astronome

AVANT-PROPOS



Je tiens à exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, dans des domaines très divers, à la réalisation de ce mémoire.

Je pense tout particulièrement à MM. G. TRUC et J.M. TRIAT qui m'ont confié ce sujet de recherche et en ont assuré le bon déroulement. Les discussions qui se sont engagées entre nous (colorées d'accent provençal) ont largement contribué à enrichir mes connaissances dans le domaine des encroûtements en milieu continental.

Je n'oublie pas que M. le Professeur P. COTILLON m'a accueilli au laboratoire de sédimentologie de Lyon et a accepté de présider mon jury, je l'en remercie très sincèrement, ainsi que M. G. DEMARCQ, Directeur du laboratoire de géologie continentale, pour sa présence au sein de ce jury.

Monsieur le Professeur G. MILLOT, de l'institut de géologie de Strasbourg, m'a fait l'honneur de venir reconnaître sur le terrain les formations étudiées, et de participer au jury de cette thèse.

De même, Mademoiselle H. PAQUET a établi le dialogue avec une gentillesse et une simplicité auxquelles nous sommes habitués : à ces personnes, et au-dessus de tous remerciements, j'avoue une profonde reconnaissance, qui date de mes premières années d'études à Strasbourg.

Mademoiselle M. BOUDEULLE, du laboratoire de minéralogie de Lyon, m'a initié à l'étude des argiles par microscopie électronique à transmission. Nous avons suffisamment travaillé ensemble pour que je puisse dire "pourvu que ça dure !".

J'ai pu apprécier les discussions (souvent animées !...) qui se sont engagées avec MM. M. RIO, S. FERRY, J.L. DUCREUX ; et également avec M. THIRY de l'école des mines de Paris. Sans oublier mon ami S. ABDELJAOURD de l'université de Tunis.

Mes remerciements s'adressent spontanément à toute l'équipe technique qui a assuré avec efficacité les travaux les plus délicats : M. P. CASTELLI pour les lames minces ; M. N. PODEVIGNE et P. PAILLERET pour les planches photographiques ; Sophie HITE-PRAT et Brigitte MENESTREL qui ont réalisé la dactylographie du mémoire ; également les techniciens ès "graphismes et corrections" : Jean-Luc GAIDON, Serge MARTIN-CALLE, "CIBM" Pierrick CHASTAGNER et "DUDU" Daniel DUMAS ; "STEVE" Y. ROLIN, "ROUROU" Pascal ROUDIER ; et "le gang des lyonnaises correctives" : "Cri-Cri" Françoise DAVANZO ; "KERMIT" Josianne LEVERT ; "les petits boudins" : Anne BOURGUIGNON et Nathalie MAILLET.

Merci à Mmes BAS et LARTAUD (bibliothèque), à Mmes PELLAT et DRAY (service technique et secrétariat) pour leur disponibilité à mon égard.

Je ne peux terminer ces lignes sans penser à la "promo 77" que nous formions à Strasbourg, avec laquelle j'ai pu connaître et apprécier des personnes telles que J.M. CARON, M. HOFFERT, A.M. KARPOFF et H. WHITE-CHURCH.

Ce mémoire est dédié à mes parents.



RESUME

Dans le bassin d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France), la série détritico continentale paléocène-éocène est représentée par des sables colorés azoïques, "pro parte" conglomératiques, épais d'environ 50 mètres, qui constituent deux grands ensembles bien délimités :

- à la base, l'ensemble inférieur (d'âge paléocène à éocène inférieur) est constitué de sables kaoliniques (10 à 15 mètres d'épaisseur) à concrétions et cailloutis ferrugineux : il s'agit du faciès sidérolithique du "karst du Coulon", qui occupe ponctuellement les poches du calcaire urgonien, karstifié au centre du bassin (domaine de la rivière du Coulon);
- vers le haut, l'ensemble supérieur (d'âge éocène s.l.) est tout d'abord exclusivement kaolinique, et défini par les faciès de "Pied-Bousquet" et "sables blancs". Puis, ces sables évoluent de manière progressive vers un pôle à attapulгите quasi exclusive accompagnée de smectites, en passant par un stade à smectites dominantes, qui caractérise le faciès "sables bariolés".

Les ensembles inférieur et supérieur montrent ainsi une évolution verticale nette des populations argileuses depuis un pôle kaolinique à la base, jusqu'à un pôle à attapulгите au sommet, qui est la résultante d'un processus de transformations (dégradations-agradations) et de néoformations.

Il est remarquable de constater qu'à cette argilogenèse se superposent deux phases d'altération de surface, assimilables à des transformations en milieu sub-aérien, bien distinctes dans l'espace et le temps :

- la première phase est silicifiante, elle aboutit à l'installation d'encroûtements siliceux de type "silcrete", dans les sables kaoliniques ou smectitiques situés à la base de l'ensemble supérieur;
- la deuxième phase est calcitisante, elle conduit à l'installation d'encroûtements calcaires de type "calcrete" dans les sables à attapulгите situés au sommet de l'ensemble supérieur.

Ces faciès siliceux et carbonatés, générés par une dynamique de battements de nappes aquifères, s'installent à la faveur de mécanismes correspondant à une "épigénie isovolume".

Lors de la première phase, le remplacement conduit à l'épigénie des argiles par des formes de silice mal cristallisée : l'opalisation du matériel argileux est le phénomène majeur.

Lors de la deuxième phase, la calcite sous forme de micrite épigénise les grains de quartz détritiques et les argiles présentes.

Les évolutions argileuses, comme les transformations silicifiantes ou calcitisantes, se réalisent dans un milieu de plus en plus "aval et confiné", sous climat tendant vers un pôle tropical à saisons de plus en plus contrastées, et en périodes d'accalmie tectonique.

L'alternance de ces transformations avec des phases de dépôts détritiques en contexte de réactivation tectonique a permis de définir des cycles "sédimentation-encroûtements", qui s'installent à l'Eocène moyen dans le Sud-Est de la France.

LES LEGENDES DES CARTES ET DES SYMBOLES

UTILISES DANS LES COUPES

SONT REPRESENTES SUR UNE PLANCHE HORS TEXTE

A LA FIN DU MEMOIRE

PREMIERE PARTIE

GEOLOGIE DU BASSIN D'APT,

HISTOIRE DES CONCEPTIONS



A. SITUATION GEOGRAPHIQUE (FIG. 1)

Le bassin d'Apt est localisé dans le département de Vaucluse (Sud-Est de la France). Il s'agit d'une structure synclinale, orientée Est-Ouest, relativement étroite : 20 km de long pour 10 km de large environ, et qui est limitée par :

- au Nord, les Monts de Vaucluse et l'axe Ventoux-Lure, orientés Est-Ouest;
- au Sud, la montagne du Lubéron, anticlinal également orienté Est-Ouest
- à l'Ouest, la vallée du Rhône;
- à l'Est, le bassin oligocène de Manosque-Forcalquier et le plateau miocène de Valensole.

La rivière du Calavon, qui devient le Coulon peu après la sortie de la ville d'Apt, traverse d'Est en Ouest le centre du bassin.

Le synclinal d'Apt appartient au domaine nord-provençal, qui se trouve à la charnière entre le domaine provençal sub-alpin septentrional et oriental (au Nord et à l'Est du chevauchement Ventoux-Lure, du bassin de Manosque-Forcalquier, de l'arc de Castellane); et le domaine provençal s.s. au Sud (Sud du Lubéron; Alpilles, chaînons provençaux).

B. CADRE STRUCTURAL (FIG. 2)

La géométrie actuelle du bassin résulte d'une évolution tectonique complexe, influencée à la fois par les phases pyrénéo-provençales et alpines.

Les premiers mouvements provençaux reconnus sont d'âge crétacé (CORROY, 1934; CORROY et DENIZOT, 1935; LAPPARENT, 1938; TRIAT et TRUC, 1983). Ils correspondent à une phase de plissements à plan axial est-ouest (isthme durancien; anticlinal Comtadin; cf MASSE et PHILIP, 1976), qui individualise dès l'Aptien les bassins d'Apt et de Forcalquier, par formation d'une flexure d'orientation N. 50 (flexure de Flaqueirol; TRIAT et TRUC, 1983).

Les plissements qui s'amorcent génèrent également la structure anticlinale du Lubéron, ainsi que des anticlinaux mineurs dans la région Ventoux-Lure. Conjointement, les premiers mouvements alpins en compression, datés du Crétacé moyen, vont induire des plissements est-ouest dans les zones alpines externes, Diois et Devoluy (DEBELMAS et LEMOINE, 1970).

La phase pyrénéo-provençale est paroxysmale en Provence, au cours

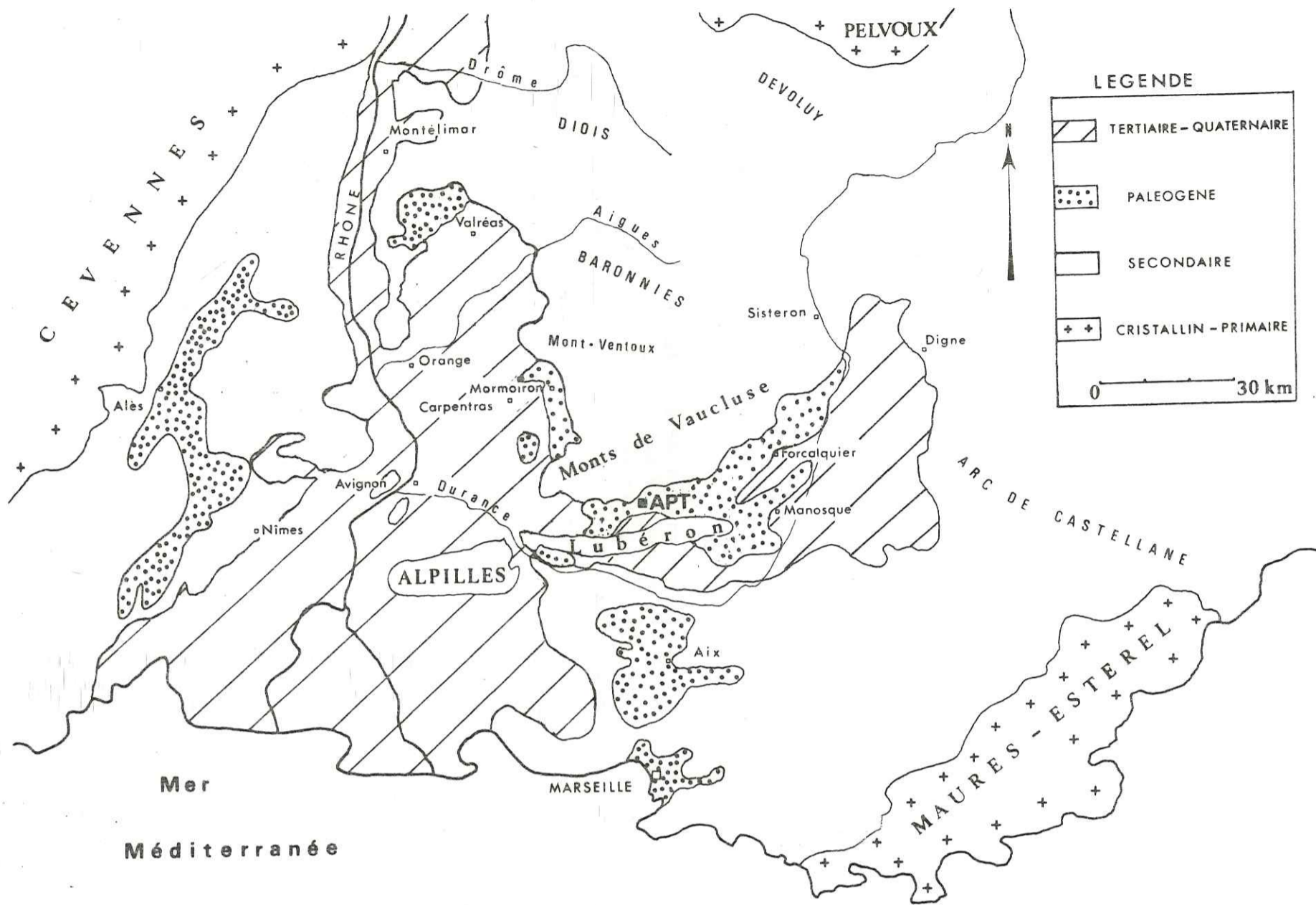


Fig. 1: Localisation du bassin d'Apt dans le Sud-Est de la France.

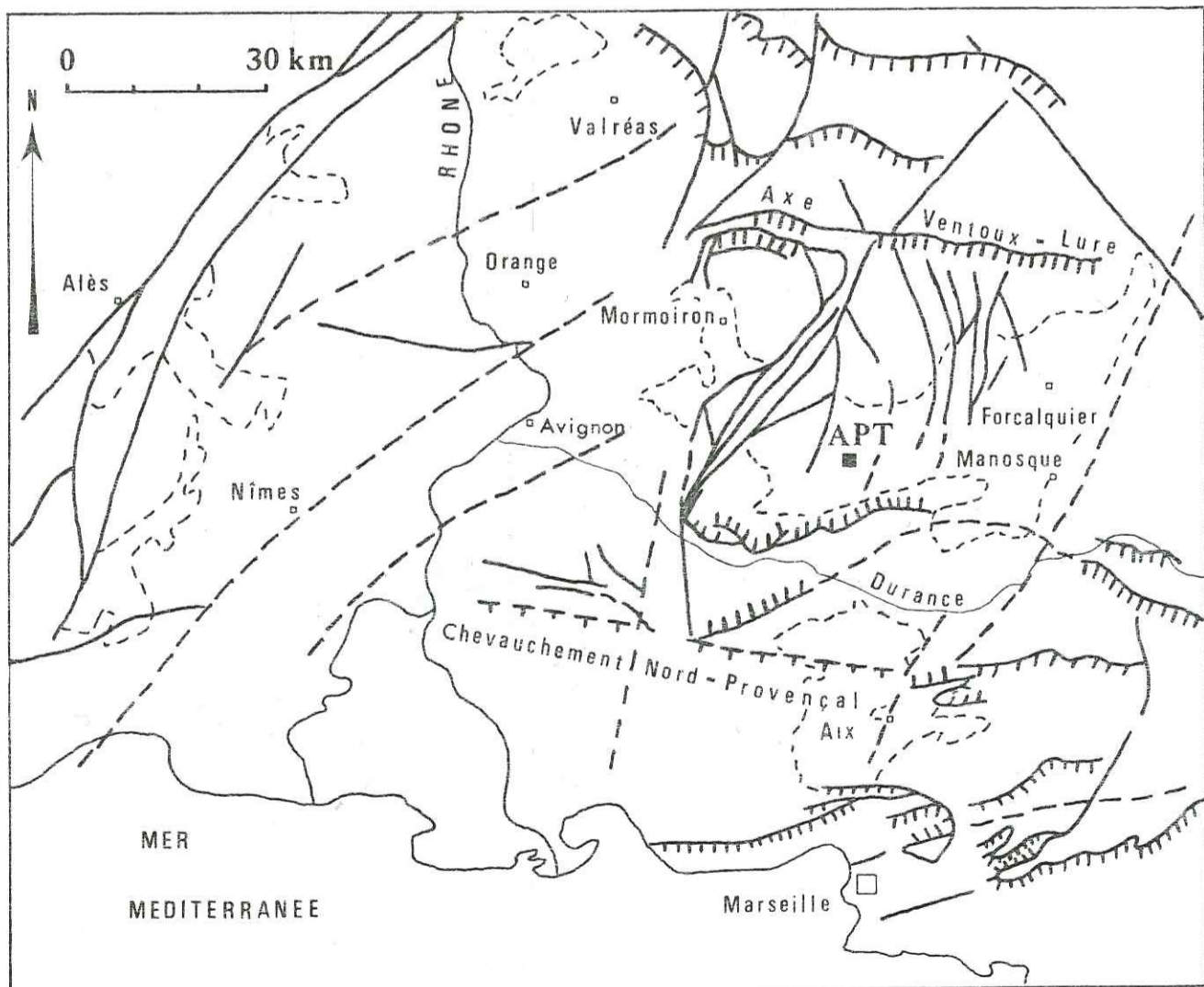


Fig. 2: Le bassin d'Apt dans son cadre structural (in J.M. TRIAT, 1979).

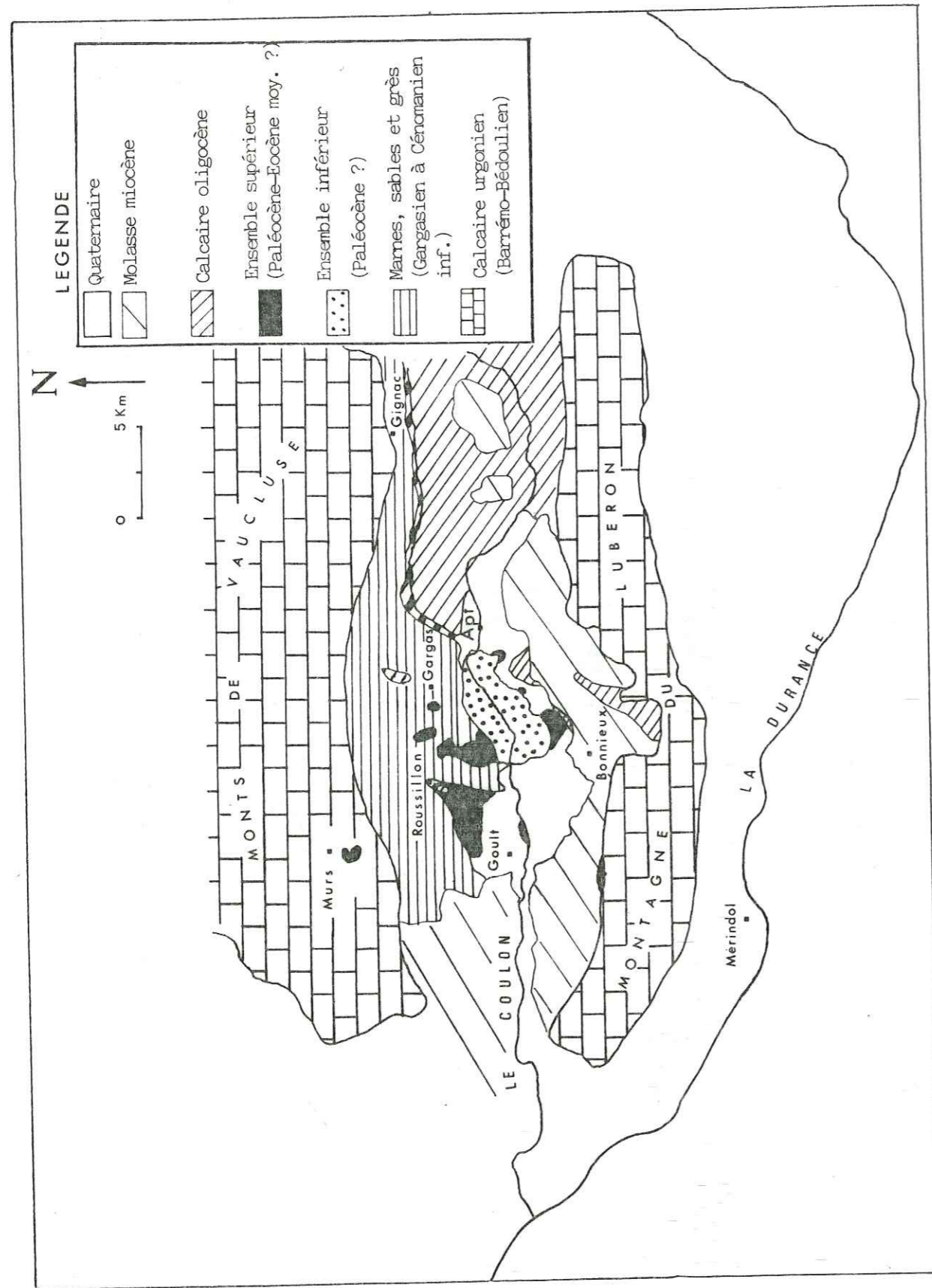


Fig. 3: Principales formations du synclinal d'Apt.

de la période éocène moyen - éocène supérieur (Lutétien-Bartonien), avec des réajustements tardifs à l'Oligocène (GOGUEL, 1933; CORROY, 1934; CORROY et DENISOT, 1935; LAPPARENT, 1938; 1941; MATTAUER et PROUST, 1967). La fracturation d'orientation Nord 50 va fonctionner essentiellement au Ludien (TRIAT et TRUC, 1983); les fossés évaporitiques (exemple de celui de Manosque) se développent en pleine phase de distension.

La phase alpine fini-miocène, paroxysmale, correspond à un stade compressif ultime qui réactive les structures antérieures (chevauchement Ventoux-Lure et Lubéron, rejeu des accidents Nord 50...) et assure quelques réajustements dans la région d'Apt. Des mouvements tectoniques plus tardifs sont probables dans le domaine nord-provençal (GOGUEL, 1933; LAPPARENT, 1938; 1941; DEBELMAS, 1963; 1970; ROCH, 1966; DEBELMAS et LEMOINE, 1970).

C. DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE ANTE-OLIGOCENE

I. FORMATIONS SECONDAIRES RECONNUES (fig. 3)

Les massifs calcaires des monts de Vaucluse, au Nord, et de l'anticlinal du Lubéron, au Sud, encadrent le synclinal d'Apt. Ces calcaires sont d'âge valanginien (au coeur du Lubéron) à barrémo-bédoulien. Ils représentent une sédimentation marine de type plateforme (MASSE, 1976). Ils sont surmontés par les marnes grises pyriteuses du Gargasien (80 m à Gargas, site éponyme (ROCH, 1971)). Cette sédimentation terrigène marque un approfondissement général du domaine provençal septentrional et rhodanien (TRIAT, 1979; 1982).

Au-dessus, l'Aptien supérieur (Clansayésien) peu épais (10-20 m), puis l'Albo-cénomaniens inférieur (80 m), représentés par des marnes, sables et grès glauconieux, ainsi que des quartzites, correspondent à un retour des faciès moins profonds (Clansayésien), et à l'accentuation du processus de sédimentation sur le plateau continental (Albo-cénomaniens inférieur), avec des faciès deltaïques ou littoraux (TRIAT, 1979; 1982). Les sables et grès verts du Cénomaniens inférieur représentent les derniers dépôts marins crétacés reconnus dans le bassin.

Par la suite, l'émergence du domaine, qui pourrait se produire dès le Cénomaniens moyen est liée au concept de l'"isthme durancien" (MASSE et PHILIP, 1976; TRIAT, 1979). Elle va provoquer "l'ocrification" des sables et grès glauconieux d'âge albien-cénomaniens (TRIAT, 1979; 1982), puis, au cours de la période paléocène-éocène, l'installation de dépôts détritiques sableux bariolés.

De par leur nature même et leur géométrie dans le bassin, les ocres et sables bariolés ont jusqu'à présent fait l'objet de nombreuses hypothèses concernant leur origine et leur âge.

II. ORIGINE ET AGE DES SEDIMENTS VIVEMENT COLORES : OCRES ET SABLES BARIOLES SENSU LATO

1) Les ocres (fig. 4 et 5)

Les faciès ocreux n'existent que dans la partie nord du synclinal d'Apt. Ils forment une étroite bande de sables rutilants, rouges, jaunes ou blancs; entre les villages de Roussillon et de Gignac (fig. 4), connus

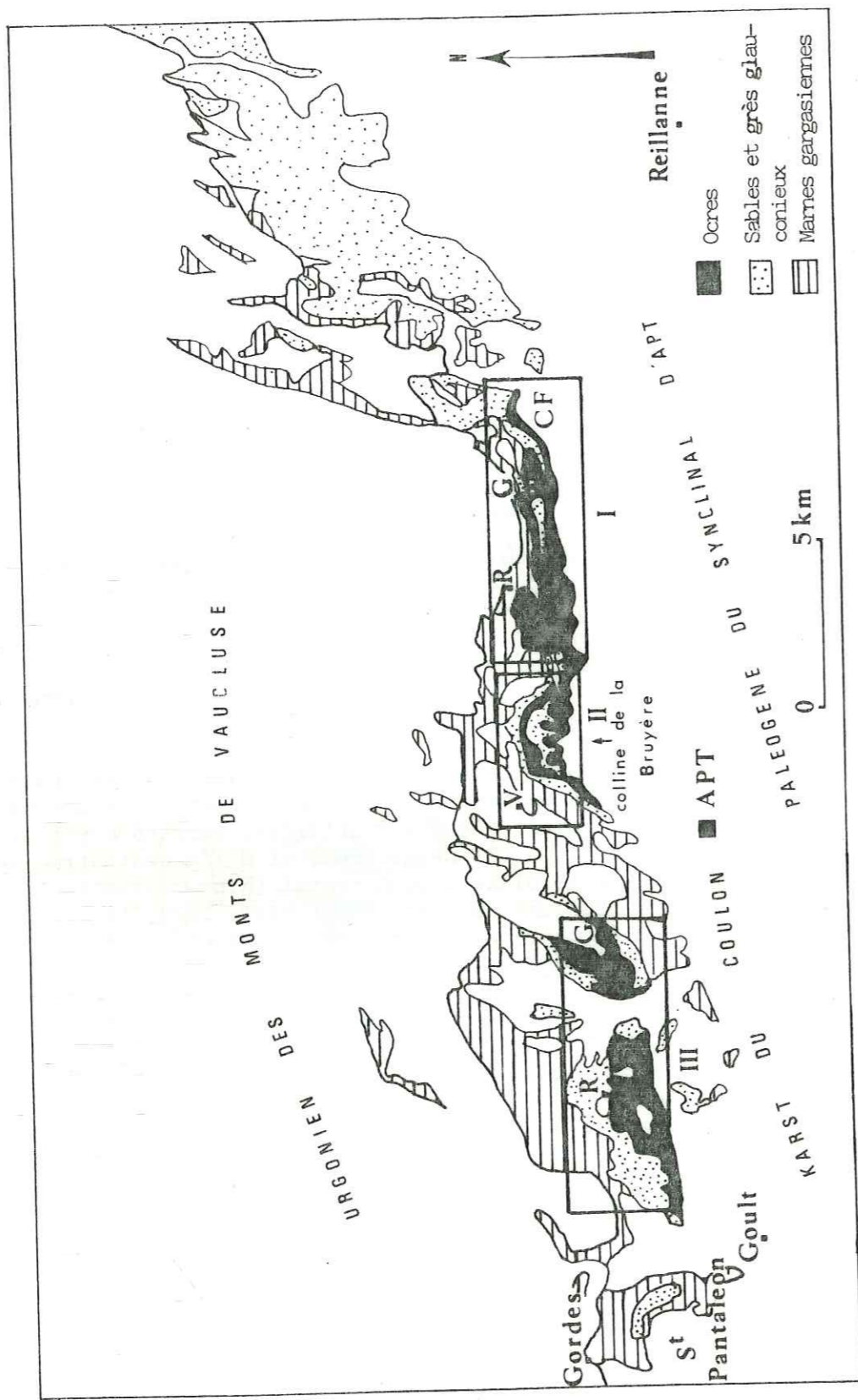


Fig. 4: Carte géologique de la partie nord du bassin d'Apt : limites du domaine des ogres (d'après J.M. TRIAT, 1979). I: CF = Collet de Flaqueirol, G = Gignac, R = Rustrel. II: V = Villars. III: G =

sous le nom de "Colorado provençal". Autrefois exploités en carrières ou galeries (entre autres, exploitation du fer de Rustrel, fig. 5); il reste aujourd'hui d'impressionnantes falaises d'ocre, qui atteignent parfois 60 m de hauteur. Ce sédiment se caractérise d'une manière qualitative par sa couleur vive et par le fait qu'il tache fortement les doigts. A l'affleurement, on observe une stratification plane, oblique ou entrecroisée, et de nombreuses traces de bioturbation.

Les ogres d'Apt ont tout d'abord été rangées dans le Crétacé (GRAFF, 1843), puis dans le sidérolithique tertiaire (GRAS, 1862), puis dans le Cénomanién (FONTANNES et al., 1895). Plus tard, les sables ocreux sont considérés d'âge albien moyen (ROCH, 1957). Jusqu'à E. ROCH (1971), on admettait pour les ogres une origine "partiellement marine et partiellement continentale"; il s'agissait de particules déjà latéritisées venues du Massif Central (ROCH, 1971) ou de dépôts continentaux à caractère dunaire (CLAUZADE et al., 1962; BLANC et PERINET, 1963). Il est démontré actuellement que les ogres résultent d'une altération en milieu continental des sédiments marins glauconieux d'âge albo-cénomanién parvenus à l'émersion (GUENDON, 1972; TESSIER et TRIAT, 1973; TRIAT, 1974, 1979, 1982; PARRON, 1975; TRIAT et GUENDON, 1975; TRIAT et PARRON, 1976; PARRON et TRIAT, 1978). Il s'agit du produit de l'altération latérale sous couverture, d'une "roche mère" gréso-glauconieuse, dont J.M. TRIAT (1979, 1982) a montré l'authigénèse et en a décrit les processus successifs, schématiquement résumés ici. Les observations portent sur trois secteurs :

- I et II : au Nord-Est d'Apt, une série de coupes ont été levées entre le Collet de Flaqueirol (extrémité est du bassin), et Rustrel; puis au Sud-Est de Villars à la colline de la Bruyère;
- III : au Nord-Ouest d'Apt, l'étude s'est portée entre les villages de Gargas, à l'Est; et Roussillon, à l'Ouest.

* Les transformations observées : le profil d'altération (fig. 5)

A partir des grès verts glauconieux carbonatés, à illite et smectites, ou des quartzites glauconieux, les phénomènes d'altération différencient de nouveaux faciès, décrits de bas en haut:

1) Les sables glauconieux verts décarbonatés

Les débris organogènes micritiques et de ciment calcitique des grès sont dissous et remplacés par un plasmé argilo-ferrugineux où demeurent l'illite et les smectites. Le passage des grès sains aux sables décarbonatés se fait sans changement lithologique ou minéralogique autre que la disparition de la calcite.

2) Les sables glauconieux rouges

Ils sont à glauconite exclusive ou à mélange illite-smectites. Des lentilles témoins de quartzite sain montrent que ces sables rouges représentent d'anciens quartzites glauconieux, secondairement désilicifiés. Cette désilicification correspond à une dissolution du ciment des grains de quartz.

3) Les sables ocreux rouges et jaunes

A kaolinite et goéthite exclusives, les sables ocreux sont généralement situés au-dessus des zones décarbonatées et/ou silicifiées. L'ocrification des sables glauconieux marins représente une kaolinisation générale des glauconies, des micas, et des fractions argileuses originelles. Cette kaolinisation s'accompagne de la libération du fer, en position octaédrique dans la glauconite, qui s'oxyde sur place pour donner de la goéthite. C'est ce minéral qui provoque les vives couleurs caractéristiques des sables

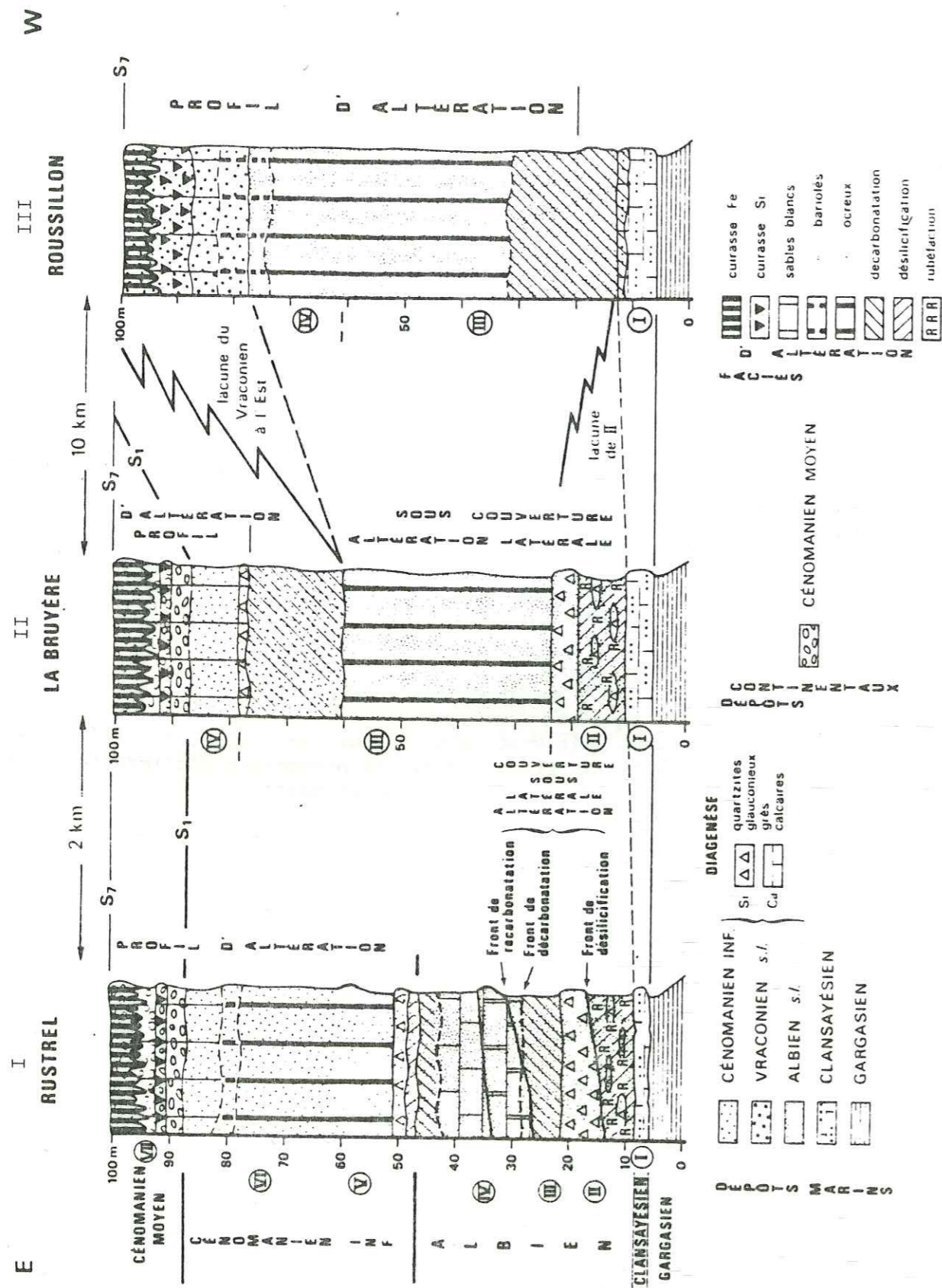


Fig. 5: Les ocres d'Apt : schéma des variations latérales est-ouest dans les trois principaux secteurs (in J.M. TRIAT, 1979).

ocreux. Le stade de déglauconitisation, qui efface la couleur verte du sédiment originel, peut se produire de deux façons (PARRON, 1975; TRIAT et PARRON, 1976) :

- les grains s'effritent peu à peu pour nourrir un plasma d'altération non orienté;
- des taches brunes masquent progressivement la biréfringence du grain originel, en empruntant les zones fissurées et la périphérie, puis s'étendent progressivement jusqu'à envahir tout le minéral, qui conserve sa forme initiale. Il y a kaolinisation et goethitisation progressive des silicates d'alumine qui accompagnent le quartz détritique des sables glauconieux marins.

4) Les sables kaoliniques bariolés et tachetés

Dans le même profil, ils représentent une zone de transition vers les sables blancs siliceux sous-jacents. Il s'agit d'une disparition partielle de la goethite.

5) Les sables blancs

Ils sont exclusivement à quartz et kaolinite et résultent d'une altération secondaire des sables ocrifiés. Il s'agit d'un blanchiment par dégoethitisation totale du sédiment. Pour J.M. TRIAT (1979, 1982), cette évolution apparaît liée à la présence de cuirasses ferrugineuses qui couvrent les profils d'altération.

En résumé: l'altération des sables et grès glauconieux en ocres résultent d'une suite de deux processus :

a) décarbonatation et désilicification

Ces deux types d'altération se rencontrent à la base des profils; ils témoignent de conditions d'altération ménagées. Il y a dissolution des carbonates et de la silice dans les grès et quartzites. La glauconie, les micas et les argiles restent stables. Ce sont les premiers stades de l'altération, qui vont être repris par de nouvelles différenciations dans les zones supérieures ou latérales.

b) ocrification et blanchiment

La glauconie est déstabilisée, la kaolinite et la goethite la remplacent. C'est l'ocrification, qui se superpose aux faciès déjà décalcifiés et/ou désilicifiés. L'ocre est donc un sédiment minéralogiquement défini par la présence de quartz détritiques, de kaolinite et de goethite. Le passage progressif aux sables blancs implique une disparition de la goethite.

Tous ces processus d'altération se réalisent avec conservation des caractéristiques lithologiques du sédiment initial (stratification, traces de bioturbation, etc...). Les contacts entre les différents faciès ou stades d'altération peuvent être progressifs ou brutaux. Dans ce dernier cas, ils permettent de définir en suivant l'ordre d'apparition des faciès, plusieurs "fronts d'altération" : fronts de décarbonatation et/ou de désilicification, de rubéfaction, d'ocrification, de kaolinisation et de goethitisation; qui s'observent verticalement et/ou latéralement.

Lorsque plusieurs stades d'altération précédemment décrits se rencontrent latéralement au sein d'un même niveau sédimentaire, entre des niveaux peu ou pas altérés, on parle "d'altération latérale sous couverture"

(PARRON et TRIAT, 1977) : les transformations minéralogiques obéissent à une dynamique d'altération commandée par une circulation latérale des solutions. Celle-ci est régie par la perméabilité des dépôts originels. L'ocricification constitue les premières traces d'une tendance à l'émersion de l'isthme durancien à partir du Cénomaniens moyen (TRIAT, 1979; 1982), dont la région d'Apt représente la marge septentrionale. L'émersion de ce vaste domaine, limité à l'Est et au Nord par la mer alpine et au Sud par le golfe de Basse Provence, s'accompagne d'une exondation des formations crétacées marines qui sont alors "continentalisées" par altération sous des climats chauds et humides (PARRON, 1975; TRIAT et GUENDON, 1975; TRIAT, 1979; 1982).

Si la genèse et l'âge des faciès ocreux paraissent maintenant établis, il n'en est pas de même en ce qui concerne les autres sables colorés présents dans le bassin.

2) Les sables et grès bariolés : historique des conceptions (fig. 6 et 7)

On retrouve ponctuellement dans le bassin d'Apt, une formation sablo-argileuse azoïque, hétérogène, à passées de cailloutis et galets siliceux (silex urgoniens, galets grés-glauconieux ou quartzitiques d'âge clansayésien à albiens-cénomaniens) ou ferrugineux (paléocène?). Cette formation est d'épaisseur extrêmement variable (quelques décimètres à 50 mètres) et possède des couleurs variées. Les teintes dominantes sont le rouge, le brun, le vert et le blanc, avec tous les intermédiaires possibles; ce qui explique les abondants qualificatifs utilisés dans la littérature afin de décrire au mieux la coloration de ces sables (tachetés, bariolés, bigarrés, rutilants etc...).

A l'échelle du bassin, la formation sableuse repose en discordance :
 - au Nord, sur les ocres, voire les sables et grès albiens à cénomaniens "sains";

- au Sud, sur les marnes gargasiennes, voire directement sur le calcaire barrémo-bédoulien à faciès urgonien, qui affleure en un dôme anticlinal au coeur du bassin d'Apt, appelé "domaine du Coulon" ou "karst du Coulon" (ROCH, 1971) en raison de son altération karstique (GUENDON, 1981).

Le calcaire argileux de l'Oligocène, puis la molasse miocène (Burdigalien), surmontent les sables bariolés et terminent la série sédimentaire du bassin d'Apt.

Depuis plus d'un siècle, cette formation sablo-argileuse colorée a fait l'objet de nombreuses descriptions et interprétations litho et chronostratigraphiques (fig. 6); les auteurs hésitant entre une origine marine ou continentale, et un âge crétacé ou éocène.

* Dès le milieu du siècle dernier, GRAFF (1843) distingue les sables ocreux et le minerai de fer de Rustrel des sables sous-jacents. Selon l'auteur, l'ensemble sablo-ferrugineux est crétacé, alors que les sables qui les recouvrent sont tertiaires.

* En 1862, S. GRAS, dans sa "description géologique du département de Vaucluse", reconnaît au dessus des terrains crétacés marins, une formation appelée "sidérolithique", constituée de sables quartzeux et d'argiles plastiques, dont l'auteur distingue deux assises :

- une assise inférieure à sables et grès quartzeux "purs", rouges vifs à blancs, et argiles bariolées "parfois noires et pyriteuses";
- une assise supérieure à bancs de "grès quartzeux grossiers", riches

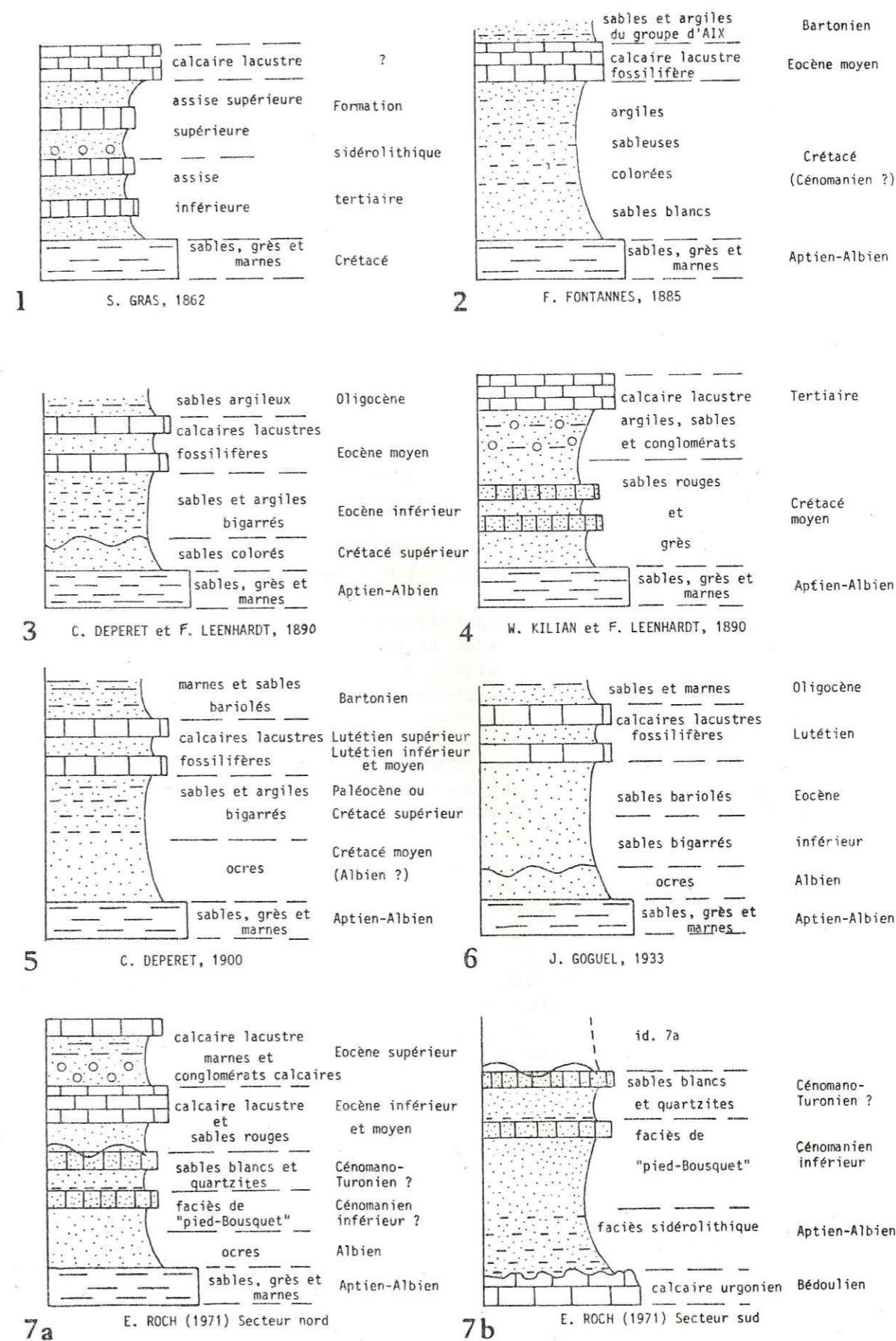


Fig. 6: Stratigraphie ante-oligocène du bassin d'Apt : historique des différentes conceptions.

en oxydes de fer, brèches à ciment argilo-ferrugineux et silex, et calcaires lacustres à silex. Cette formation sidérolithique est datée du Tertiaire; son origine serait "éruptive ou geysérienne". Il manque ici des précisions concernant la localisation cartographique des faciès observés. Il est fort probable que certains sables colorés de l'assise inférieure soient en fait confondus avec les ocres.

* En 1885, F. FONTANNES découvre, près de la gare de marchandises d'Apt, un calcaire lacustre à Planorbis pseudoammonius "appartenant certainement à l'Eocène moyen", et rapporté à "l'horizon de Cuques" défini en Basse Provence. L'auteur rapporte au Crétacé tout ce qui est antérieur au calcaire; c'est-à-dire une formation argilo-sableuse "multicolore" et des sables blancs, dans laquelle sont regroupés des sables colorés et des ocres. Selon F. FONTANNES, l'âge de cette formation pourrait être cénomanien. Au dessus des calcaires Eocène moyen s'étendent les sables et argiles du "groupe d'Aix", (par assimilation aux faciès de Basse Provence), ou "terrains à gypse", d'âge bartonien, comprenant des "argiles vertes", sables jaunes, poudingues et quelques bancs verdâtres à limnées".

* En 1890, C. DEPERET et F. LEENHARDT reconnaissent également un calcaire "pisolithique" de l'Eocène moyen, à la gare de marchandise d'Apt. Les auteurs distinguent cependant deux bancs au sein de la formation calcaire :

- un banc inférieur à gastéropodes terrestres (*Bulimus hopei*) appartenant à l'horizon de Montaignet (par comparaison avec le faciès de Basse Provence);

- un banc supérieur à gastéropodes d'eau douce (*Planorbis pseudoammonius*) appartenant à l'horizon de Cuques.

Ces calcaires sont situés entre des sables et argiles bigarrés du Crétacé et les argiles oligocènes. Pour la première fois, les auteurs apportent une distinction au sein des sables et argiles bigarrés : "... pendant longtemps, ces formations rutilantes ont été comprises dans un horizon unique, attribué au Sidérolithique, c'est à dire à l'Eocène le plus élevé...". Ils séparent en effet des sables et argiles bigarrés appartenant au "groupe de Mérindol" (par assimilation à des faciès situés immédiatement au Sud de la montagne du Lubéron), qui recouvrent et ravinent des "sables versicolores crétacés, stratifiés en grand". Les sables et argiles bigarrés étant eux-mêmes ravinés par l'Eocène moyen à Bulimes. Pour les auteurs, ces sables et argiles ont un âge éocène inférieur "correspondant au Vitrollien".

La même année, W. KILIAN et F. LEENHARDT étudient la partie sud du bassin. Sur un substratum de calcaire urgonien ou de marnes gargasiennes, les auteurs distinguent des sables rouges "bigarrés, ocres et blancs" et de gros bancs de grès ferrugineux durs qu'ils datent du Crétacé moyen. Les premiers bancs tertiaires consisteraient en des conglomérats, des argiles rouges et vertes, et des calcaires lacustres.

Dès la fin du siècle dernier, il paraît probable que les auteurs tendent à séparer stratigraphiquement les ocres des sables bariolés sus-jacents. Néanmoins, l'utilisation du même adjectif "rutilant", "bariolé", "bigarré", etc... rend quasi impossible les interprétations, lorsqu'il s'agit de définir si les auteurs décrivent la formation ocreuse ou les sables sus-jacents. En fait, cette profusion de termes traduit fidèlement la complexité des ensembles sédimentaires vivement colorés observés sur le terrain.

* Entre 1894 et 1900, C. DEPERET reprend l'étude des sables colorés du bassin d'Apt. Il confirme la succession stratigraphique des sables du Crétacé moyen (ocres ?), des sables bigarrés de l'Eocène inférieur, du calcaire fossilifère de l'Eocène moyen, puis des sables et calcaires argileux de l'Oligocène. L'auteur reconnaît pourtant les difficultés rencontrées pour distinguer les sables crétacés de ceux de l'Eocène. Toutefois, C. DEPERET différencie ces formations à l'affleurement par l'existence de "lits de galets de silex bien roulés" dans les sables éocènes. Les deux bancs de calcaire lacustre appartenant respectivement à l'horizon de Montaignet et à l'horizon de Cuques sont datés du Lutétien inférieur à moyen (banc inférieur) et du Lutétien supérieur (banc supérieur). L'auteur les inclut dans un groupe inférieur post-Crétacé et ante-Bartonien. Selon C. DEPERET, les sables et grès bigarrés représentent un Paléocène fluvio-lacustre, tandis que les calcaires du Lutétien sont lacustres; on les retrouve "dans les Bouches-du-Rhône, le Vaucluse, le Gard, la Drôme, et la haute vallée de la Saône".

En résumé: à la fin du siècle dernier, les auteurs définissent ainsi le complexe argilo-sableux vivement coloré du bassin d'Apt :

- à la base, les ocres ou "sables rutilants" du Crétacé moyen;

- puis viennent au dessus:

. des sables bigarrés et des grès tachetés de rouge et de blanc (DEPERET, 1900), d'âge crétacé supérieur ou paléocène-éocène inférieur;

. un calcaire lacustre à bulimes et planorbes, daté de l'Eocène moyen;

. des sables bariolés et marnes d'âge bartonien.

Tous les auteurs mentionnés précédemment donnent peu de renseignements concernant la localisation des affleurements étudiés. Ainsi, il n'est jamais fait mention des sables qui se trouvent dans les poches du calcaire urgonien karstifié au centre du bassin (domaine du Coulon).

* Peu après le début de ce siècle, J. GOGUEL (1933) étudie à nouveau les formations colorées sus-jacentes aux ocres, que l'auteur reconnaît également au-dessus du calcaire urgonien. Selon l'auteur, les sables ocreux sont albiens; ils sont surmontés par un ensemble à faciès sidérolithique commun au Sud-Est de la France, et d'âge crétacé supérieur ou base de l'Eocène inférieur. Cet ensemble correspond aux "sables bigarrés" des anciens auteurs, et il représente un dépôt en milieu continental. La phase d'érosion puis d'érosion des sédiments crétacés est à mettre en relation avec une tectonique pyrénéo-provençale. L'ensemble des sables colorés est donc discordant sur les ocres au Nord du bassin, et sur le calcaire urgonien décalcifié dans la partie sud. Au dessus de ces sables colorés existent des sables azoïques de l'Eocène inférieur, surmontés par un calcaire lutétien à bulimes et planorbes. Les deux horizons distingués par C. DEPERET et F. LEENHARDT (1890) sont abandonnés, et l'on retrouve les conceptions antérieures à celles de FONTANNES (1885).

* E. ROCH (1957; ROCH et al., 1962; 1966; 1971) (fig. 7) revient aux conceptions de F. FONTANNES (1885); il établit la lithostratigraphie du bassin d'Apt. Bien que distinguée des ocres considérées d'âge albien, la totalité des sables argileux est placée dans le Crétacé. Ces sables sont subdivisés en un ensemble inférieur (noté n5-c1 sur la carte géologique de Cavillon au 1/50 000) et un ensemble supérieur s.l. (noté C2ap et C2b sur la carte géologique de Cavillon au 1/50 000).

. L'ensemble inférieur

Il s'agit des sables et argiles bariolés qui n'affleurent que dans les poches du calcaire urgonien karstifié dans la partie sud du bassin. Cette formation, azoïque, épaisse d'une trentaine de mètres, comprend des "argiles kaoliniques bariolées", des lentilles de sables siliceux, et des "enduits et encroûtements ferrugineux". Il s'agit d'un faciès sidérolithique strictement continental, d'âge gargasien et peut-être albien inférieur, qui passe latéralement aux marnes gargasiennes situées plus au Nord. L'auteur compare l'ensemble inférieur aux bauxites provençales. La genèse de cet ensemble sera évoquée par la suite.

. L'ensemble supérieur s.l.

Cet ensemble existe dans tout le bassin; il ne possède pas de limites franches vis à vis du sidérolithique, et repose en concordance sur les ocre albiennes, "sauf au Sud de Roussillon où il repose en faible discordance sur les sables et grès glauconieux du Clansayésien" (ROCH, 1971). L'ensemble supérieur s.l. comprend :

- à la base, les sables et grès de faciès "Pied Bousquet" (C2a_p) (site éponyme situé au Sud-Ouest de Roussillon);
- au sommet, des sables blancs à grès-quartzites ou ensemble supérieur s.s. (C2b).

. La base de l'ensemble supérieur s.l.

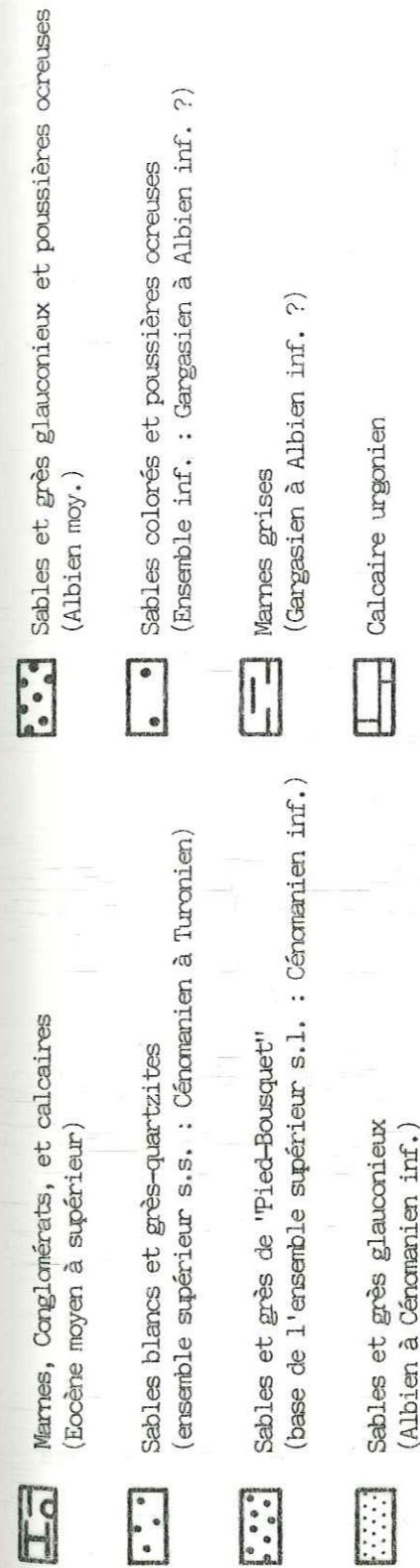
L'auteur distingue le faciès de "Pied-Bousquet" au Nord et au Sud du bassin d'Apt, en bordure immédiate du karst du Coulon.

Au Nord du Coulon, il s'agit d'un complexe azoïque d'argiles sableuses bariolées, de sables tachetés, et de grès tendres d'aspect arrondi, à marbrures lie-de-vin, qui forment des bancs massifs. Le faciès de "Pied-Bousquet" comprend également des lentilles de sables blancs et des sables rouges à stratifications entrecroisées et lits de graviers. Selon l'auteur, le faciès de "Pied-Bousquet" peut "succéder insensiblement aux ocre, à tel point qu'il devient difficile de tracer une limite entre ces deux formations". Les ocre se distinguent toutefois du faciès de "Pied-Bousquet" par la présence de sables "plus meubles" (ROCH, 1971).

Au Sud du Coulon, le faciès de "Pied-Bousquet" est représenté par des argiles tachetées et des sables blancs "plus ou moins stratifiés". De plus, E. ROCH (1971) assimile les argiles rouges "qui affleurent entre Apt et Bonnieux au lieu-dit "le Gourgas", aux couches sommitales du faciès de "Pied-Bousquet"". Dans cette partie sud du Coulon, les sables de "Pied-Bousquet" reposent en discordance sur l'ensemble inférieur ou directement sur le calcaire urgonien.

* Origine et âge du faciès de "Pied-Bousquet"

Pour E. ROCH, l'origine de ces sables et grès est partiellement continentale (dépôts dunaires) et partiellement marine. L'origine partiellement marine a été établie compte-tenu de "la morphoscopie des grains de quartz, la présence de glauconie fraîche dans les sables, et à partir d'une faune de micrastéridés et d'ammonites recueillie dans des blocs éboulés proches de Saint-Pantaléon, à l'Ouest d'Apt". L'âge de ce faciès est probablement albien supérieur à cénonanien inférieur.



N

S

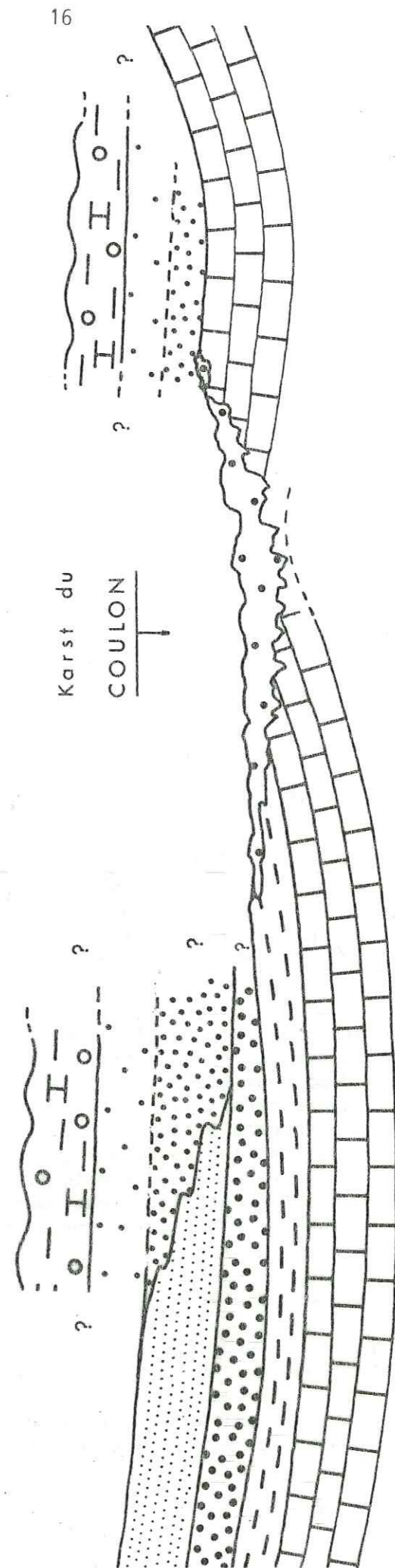


Fig. 7: Coupe synthétique Nord-Sud du bassin d'Apt d'après E. ROCH (1971) (seuls les terrains ante-oligocènes sont figurés).

. Le sommet de l'ensemble supérieur s.l.

Il s'agit de "l'ensemble supérieur du Coulon", que l'auteur définit comme des sables blancs siliceux faiblement kaoliniques, à petits quartz roses, surmontés par des grès-quartzites blancs tachetés de rouge. Ces sables blancs peuvent reposer sur les ocres et sur les sables de "Pied-Bousquet" dans la partie nord du bassin, et sur l'ensemble inférieur ou le karst urgonien dans la partie sud.

* Origine et âge des sables blancs et grès-quartzites

Cette formation serait également "partiellement marine-partiellement continentale" et son âge est attribué au Cénomaniens supérieur à Turonien, "bien qu'elle puisse être rattachée à l'Eocène moyen" (ROCH, 1971).

. Les formations éocènes

Après lacune du Sénonien et du Paléocène, l'Eocène inférieur et moyen est représenté par des sables argileux rouges, des marnes saumon et des calcaires lacustres fossilifères (à bulimes, planorbes, limnées); ce sont les calcaires blancs à silex de l'Abbaye Saint Hilaire (entre Apt et Ménéribes, sur le flanc nord du Lubéron), et les sables de Mérindol (sur le flanc sud du Lubéron).

L'Eocène supérieur débute par des conglomérats calcaires à ciment ferrugineux, puis viennent des marnes sableuses colorées et des calcaires lacustres de la colline de Péréal (au Nord-Nord-Ouest d'Apt).

. Genèse des ensembles inférieur et supérieur

Pour E. ROCH, ces ensembles sableux se seraient mis en place en bordure nord de l'isthme durancien. Dans ce contexte, "la position actuelle de la R.N. 100 illustrerait la limite nord de cet isthme; l'axe est-ouest du synclinal d'Apt représentant en quelque sorte une paléoligne de rivage dès le Gargasien" (ROCH, 1971). L'auteur explique la genèse des ensembles inférieur et supérieur par des phases d'oscillations marines :

- au Gargasien, la partie sud du bassin d'Apt est émergée et le calcaire urgonien se karstifie, de manière plus ou moins synchrone vis à vis du dépôt des sables continentaux de l'ensemble inférieur. Au même moment, il y a dépôt des marnes gargasiennes dans la partie nord du bassin, d'où un passage latéral à l'ensemble inférieur. Un tel processus pourrait se prolonger jusqu'à l'Albien inférieur;

- de l'Albien supérieur jusqu'au Turonien, des périodes de transgressions et de régressions, d'extension géographique mal définie, vont permettre une sédimentation strictement marine (sables et grès verts albo-cénomaniens) ou en partie marine et en partie continentale (ensemble supérieur s.l.).

Dans le concept qui vient d'être énoncé, E. ROCH place les ocres du bassin d'Apt à l'Albien moyen : il s'agirait de poussières latéritiques venues du Massif Central ou des Maures, qui "souilleraient" (ROCH, 1971) à la fois les dépôts marins de l'Albien au Nord du bassin; et les sables continentaux de l'ensemble inférieur dans la partie sud.

En résumé: La synthèse réalisée par E. ROCH sur les sables du bassin d'Apt, conduit l'auteur à différencier trois formations principales :

1) L'ensemble inférieur à faciès sidérolithique, localisé dans les poches du calcaire urgonien. Il s'agit d'un dépôt continental contemporain du dépôt des marnes gargasiennes auxquels ils passent latéralement plus au Nord.

2) Les ocres, qui représentent des poussières latéritiques venues du Massif Central, et mêlées au cours de l'Albien moyen aux sédiments marins (sables et grès glauconieux au Nord du bassin) ou continentaux (ensemble inférieur au Sud du bassin).

3) L'ensemble supérieur s.l. qui constitue un complexe de sables et grès d'âge albien supérieur à turonien, d'origine "partiellement marine-partiellement continentale", dont les limites avec les dépôts sous-jacents sont peu nettes. De même, les limites entre la base et le sommet de l'ensemble supérieur sont peu tranchées, de par leurs similitudes lithologiques. L'auteur n'exclut pas la possibilité d'un âge éocène inférieur à moyen pour l'ensemble supérieur s.s.

Les conceptions d'E. ROCH ont été mises en doute par J. GOGUEL (in ROCH, 1971), qui regroupe les ensembles inférieur et supérieur dans le sidérolithique continental éocène. Puis, les travaux récents de J.L. GUENDON (1981) sur le contact entre le karst urgonien et l'ensemble inférieur, l'ont conduit à replacer les trois formations sableuses du bassin d'Apt dans le Crétacé (cf partie II, chapitre 1).

D. OBJECTIFS DE L'ETUDE

A la suite des travaux de J.M. TRIAT (1979) sur les ocres de J.L. GUENDON (1981) sur le contact entre le karst urgonien du Coulon et l'ensemble inférieur, l'étude présentée dans ce mémoire, comporte deux étapes complémentaires de recherche à des échelles différentes :

- dans un premier temps, une révision complète sur le terrain des formations sableuses colorées des ensembles inférieur et supérieur a été effectuée; elle vise à établir :

. d'une part, les caractéristiques lithostratigraphiques de ces ensembles, afin de lever les confusions existantes à ce sujet depuis plus d'un siècle;

. d'autre part, les relations génétiques entre les sables colorés, les grès et quartzites, et les calcaires qui s'individualisent entre le Cénomaniens inférieur sain ou "ocrifié", et l'Oligocène;

- dans un deuxième temps, en corrélation avec ces données de terrain, une étude thématique s'est portée tout particulièrement sur les roches massives de l'ensemble supérieur : grès et quartzites surmontés de bancs calcaires; elle concerne les modalités des mécanismes de leur mise en place.

de la région de
de la région de
de la région de
de la région de

de la région de
de la région de
de la région de
de la région de

de la région de
de la région de
de la région de
de la région de

DEUXIEME PARTIE

LES FORMATIONS DETRITIQUES CONTINENTALES

D'AGE PALEOCENE-EOCENE



- 1 coupe de la TUILERIE
- 2 coupe du CHENE - NW
- 3 coupe du CHENE - SE
- 4 coupe de ROQUEMAURE
- 5 coupe du Ravin du GOURGAS
- 6 coupe des MOULINS
- 7 coupe des JONQUIERS
- 8 coupe du Ravin de MAURAGNE

Fig. 8: Cartographie de l'ensemble inférieur du bassin d'Apt (limites en trait épais). Position des coupes étudiées échelle : 1/20 000. (Cavaillon 4)

CHAPITRE I

L'ENSEMBLE INFÉRIEUR "SENSU LATO"

L'ensemble inférieur, également appelé "sidérolithique du Coulon" (ROCH, 1966), est une formation argilo-sableuse azoïque, dont l'épaisseur n'excède guère 10 à 15 m. Il se présente à l'affleurement en lentilles discontinues, qui occupent ponctuellement des poches ou dépressions du calcaire urgonien karstifié au centre du bassin. Les sables de l'ensemble inférieur sont donc strictement limités géographiquement au cœur du bassin d'Apt, là où le calcaire urgonien, intensément karstifié, est recoupé d'Est en Ouest par la rivière du Coulon. Leur âge est considéré comme crétacé par de nombreux auteurs (CLAUZADE et al., 1962; ROCH, 1971; GUENDON, 1981). Très récemment (GUENDON, 1981), cet ensemble a été subdivisé en un ensemble inférieur "sensu stricto" et en un ensemble médian. L'auteur ayant déjà étudié le contact entre ces ensembles et le karst urgonien, les principales caractéristiques sédimentologiques des ensembles inférieur et médian seront schématiquement rappelées, et il s'y ajoutera quelques observations personnelles, fondées sur une étude cartographique au 1/20 000 dans le domaine du karst du Coulon (fig. 8).

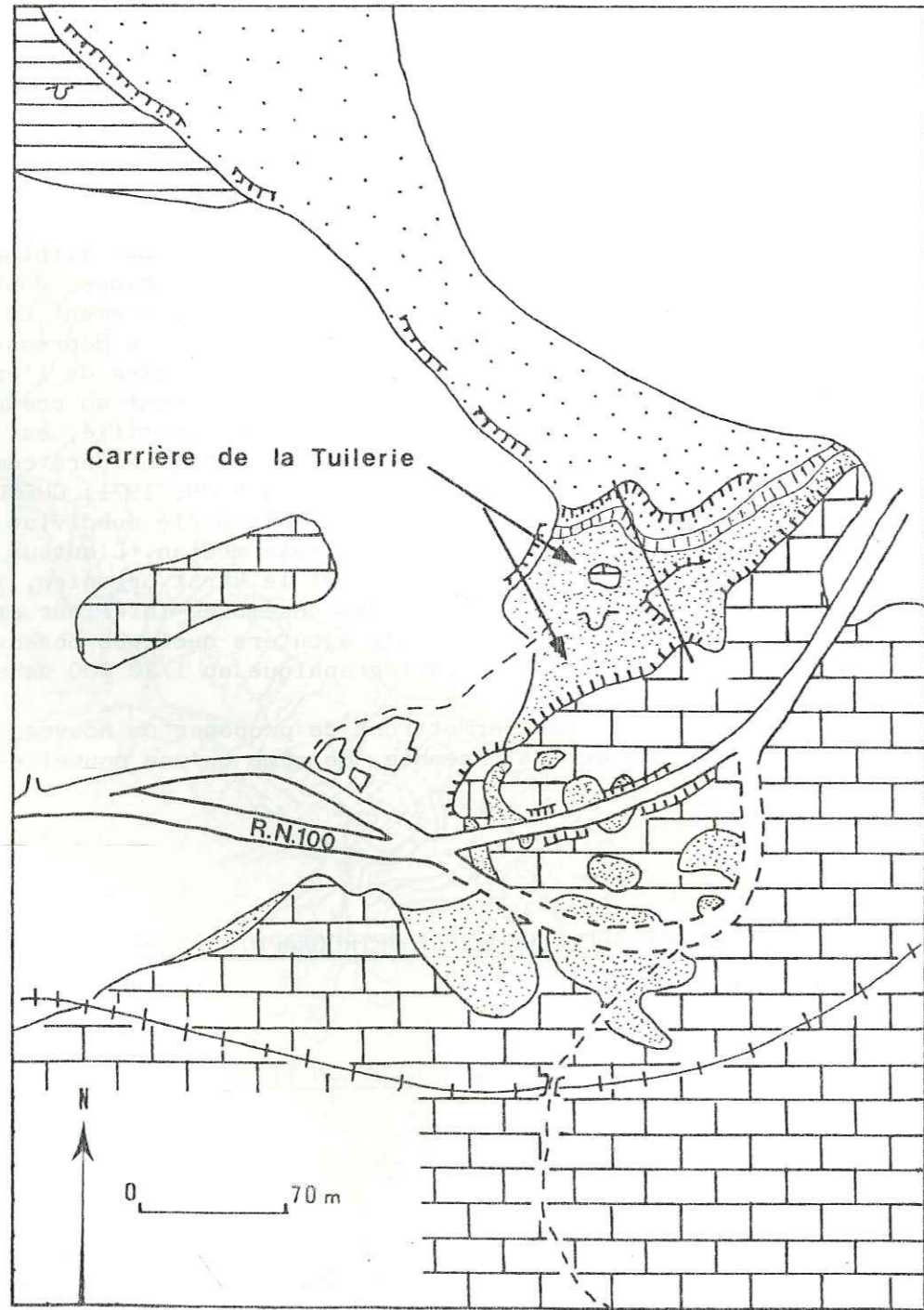
Ces observations permettront de proposer un nouveau modèle pour expliquer l'origine de cet ensemble, de même qu'une nouvelle datation des phénomènes.

A. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS; PETROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES ENSEMBLES INFÉRIEUR ET MÉDIAN

I. BORDURE NORD DU KARST DU COULON (fig. 8)

1) _ _ secteur de la "Tuilerie"

A 5 km à l'Ouest d'Apt, aux abords immédiats de la R.N. 100, se trouve l'affleurement le plus septentrional de l'ensemble inférieur, à la carrière de la "Tuilerie", qui occupe une vaste dépression dans le calcaire urgonien. Ce dernier apparaît localement en pointements isolés (fig. 9). Au Nord du site même de la carrière, le calcaire urgonien disparaît sous les marnes aptiennes; tandis qu'au Sud, le calcaire est bien visible et karstifié. La coupe étudiée se situe à l'extrémité nord de la carrière, là où les ensembles inférieur et médian atteignent une épaisseur de 5 ou 6 m, et une extension latérale importante (fig. 10).









-  Quaternaire
-  Ensemble supérieur
-  Ensemble médian
-  Ensemble inférieur
-  Marga garsiennes
-  Calcaire urgonien

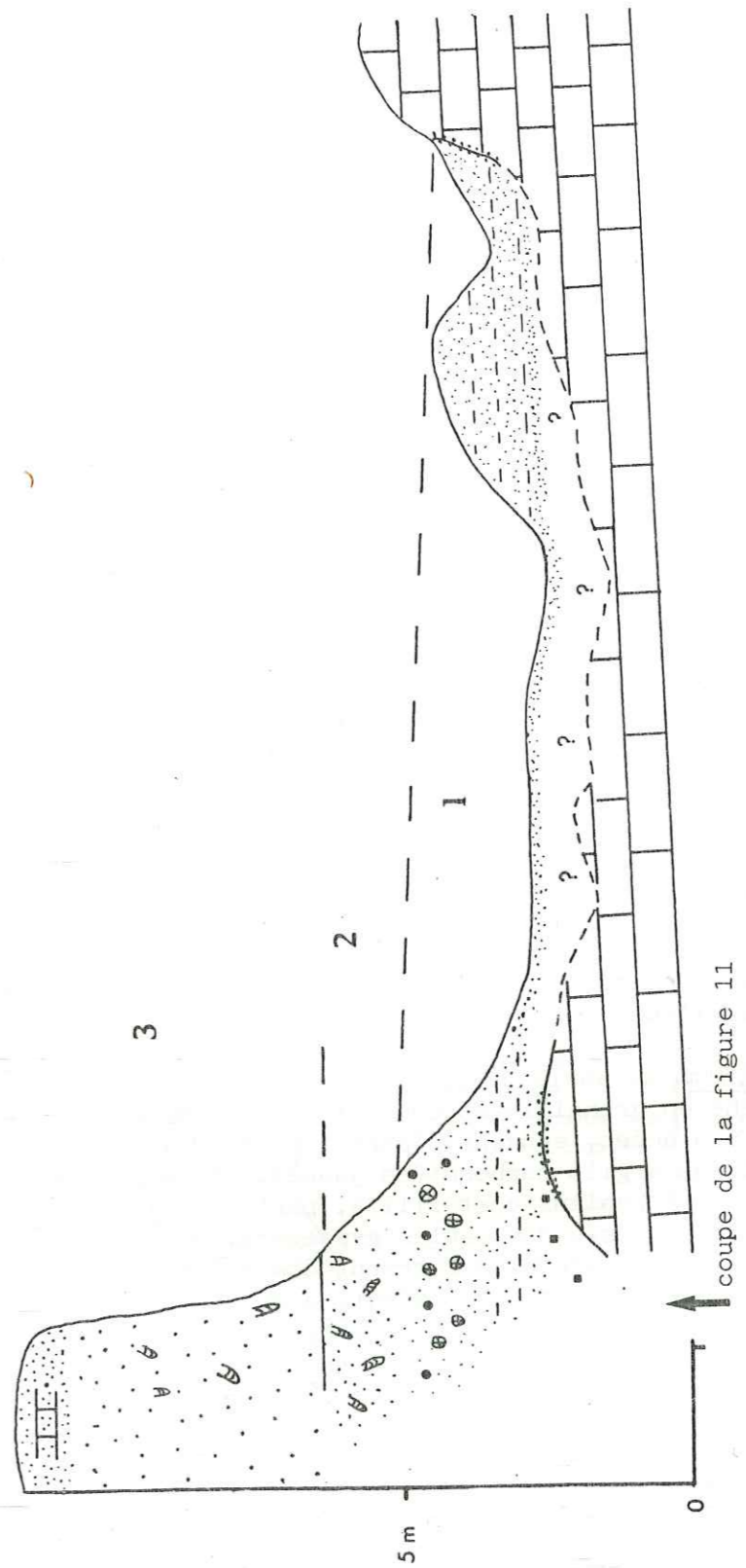
Fig. 9: Localisation de la carrière de la "Tuilerie", en bordure sud-ouest du karst du Coulon (in J.L. GUENDON, 1981).



3: Ensemble supérieur

2: Ensemble médian

1: Ensemble inférieur



coupe de la figure 11

Fig. 10: Transversale Nord-Sud de la carrière de la "Tuilerie". Situation de la coupe étudiée (fig. 11) (contact avec le calcaire de l'ensemble inférieur d'après J.L. GUENDON, 1981).

base de l'ensemble inférieur (d'après J.L. GUENDON, 1981)
(fig. 11)

0 - 0,30 m . Au dessus du calcaire urgonien altéré sur quelques décimètres en produits argilo-ferrugineux et sulfatés, existe un limon argileux gris, pyriteux, épais d'environ 30 cm, qui disparaît vers le Sud. Dans ce limon, la fraction quartzeuse très abondante est constituée à 95 % de grains de quartz de taille inférieure à 40 μ m. Quelques grains de quartz grossiers, de taille inférieure à 5 mm, induisent parfois un litage fruste du sédiment. Tous ces quartz sont anguleux, esquilleux, non corrodés. L'illite et la kaolinite se partagent la fraction argileuse de la roche.

0,30 - 0,60 m. Ce limon gris passe progressivement, vers le haut et latéralement, à des limons argileux jaune pâle puis blancs. A ce niveau, les cristaux de pyrite disparaissent en laissant des vides ou macropores, partiellement garnis de soufre. Le faciès jaune pâle contient un peu de goethite, tandis que les produits ferrugineux sont à l'état de trace dans le faciès blanc. La fraction argileuse comprend en proportions sensiblement égales de la kaolinite et de l'illite, avec un peu d'interstratifiés illite-smectites (10-14 SM).

0,60 - 2,00 m. On arrive sans transition à une argile sableuse brun rouge à jaune, tachetée de violet ou de blanc, caractérisée par une structure bréchique. De nombreux plans de glissement, dûs au soutirage karstique qui affecte les sédiments décrits jusqu'à présent (GUENDON, 1981), contribuent à l'élaboration de cette structure. La goethite est plus abondante que dans les niveaux sous-jacents; la fraction argileuse comprend de l'illite et de la kaolinite en proportions égales, avec des traces d'interstratifiés de type illite-smectites.

sommet de l'ensemble inférieur

2,00 - 3,00 m. Il est représenté par un sable argileux jaune, mauve, à imprégnations violacées, orangées ou beiges, à débit polyédrique. L'étude granulométrique de ce niveau montre une quantité de quartz supérieure à 40 μ m avoisinant les 50 %. La goethite est présente partout dans le sédiment, mais en faible quantité (inférieure à 20 % de la roche). La kaolinite est le minéral argileux dominant, accompagnée d'un peu d'illite.

3,00 - 3,50 m. Le sable devient progressivement plus clair et s'ameublît; il est riche en grenaille et concrétions ferrugineuses centimétriques, brunâtres à violacées, souvent d'aspect boursouflé. On trouve également des concrétions argilo-carbonatées jaunes, arrondies et très dures, pluricentimétriques, à kaolinite et illite, parfois faiblement goethitiques, assimilables à des roses des sables gypseuses, qui seraient postérieurement épi-génisées. Il existe plus rarement des silex vitreux bruns centimétriques, à cortex blanchâtre pulvérulent, ainsi que des tubules argilo-carbonatés indurés jaunes, de 4 à 8 cm de long au maximum pour une section de 1 cm, qui évoquent une morphologie de terrier ou de racine. Certains d'entre eux ont été trouvés en position sub-verticale.

3,50 - 3,70 m. Vers le haut, le sable argileux devient blanc à jaunâtre, tacheté de brun, et les concrétions ferrugineuses ou argilo-carbonatées se raréfient. Puis la couleur devient rapidement plus foncée et l'on passe à l'ensemble médian.

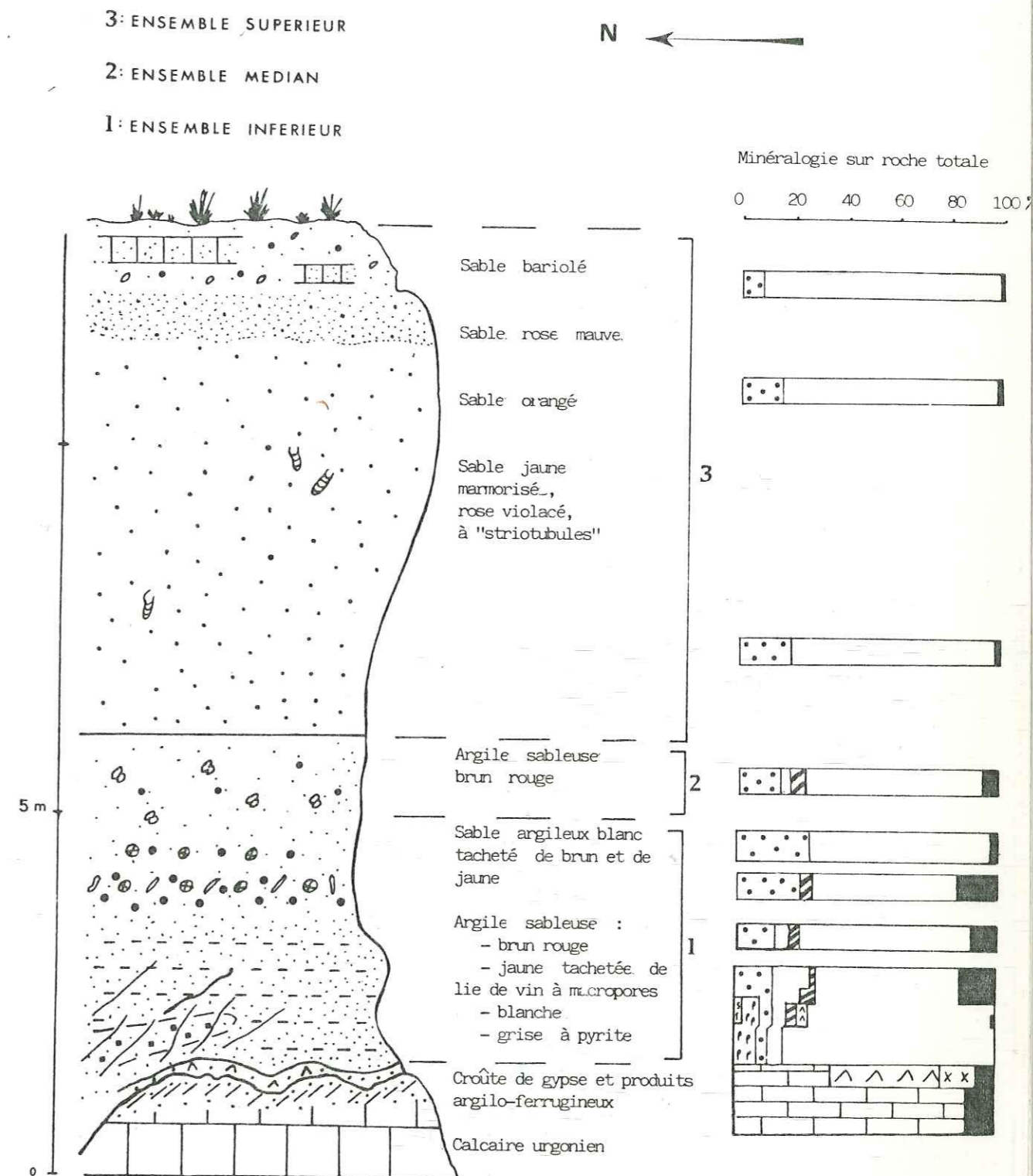


Fig. 11: Coupe de la carrière de la "Tuilerie" (Nord-Ouest du karst du Coulon) - Contact calcaire - ensemble inférieur, d'après J.L. GUENDON, 1981).

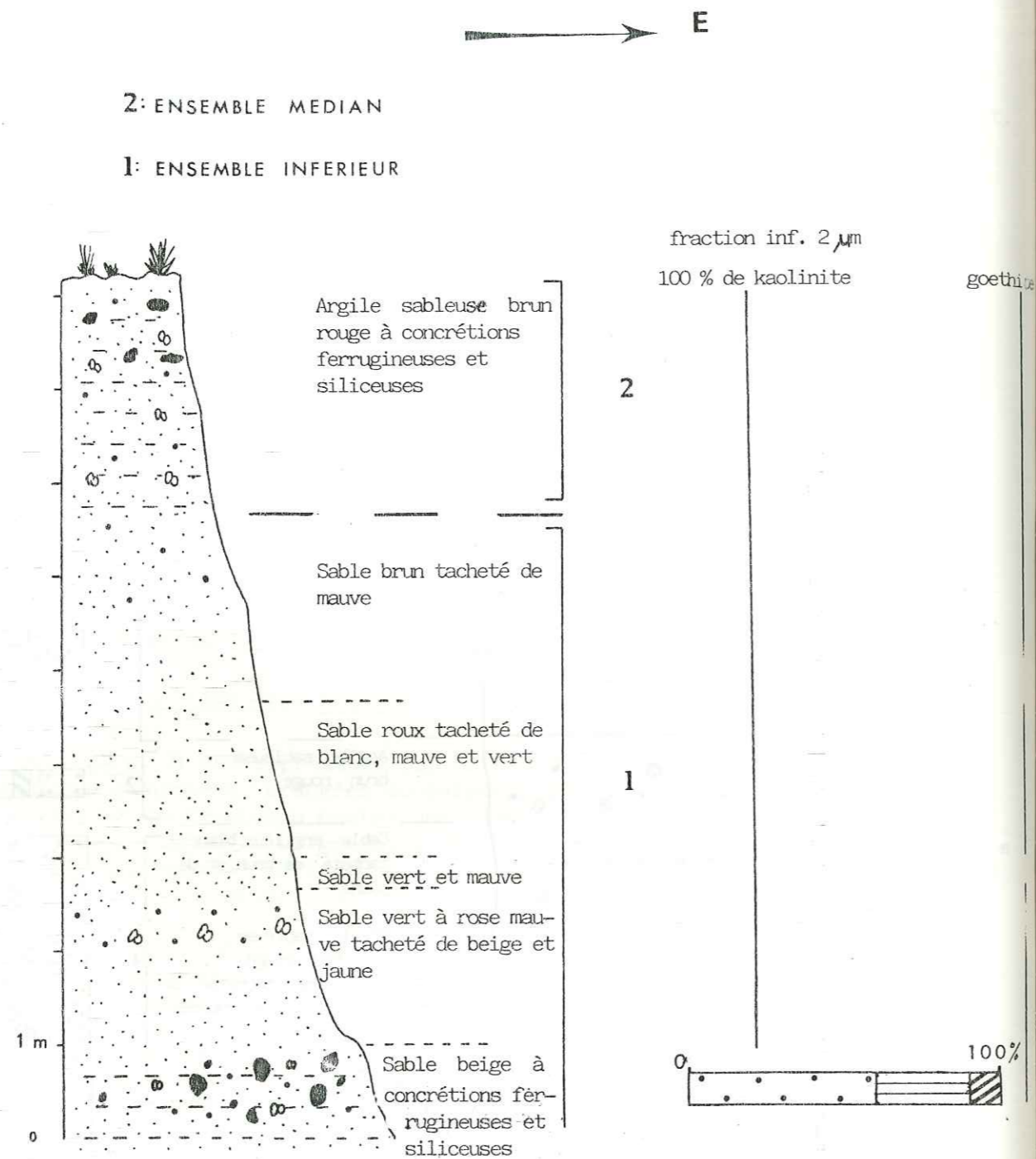


Fig. 12: Coupe du secteur du Chêne Nord-Ouest (Nord du karst du Coulon)

ensemble médian

La subdivision de l'ensemble inférieur "sensu lato" en deux ensembles inférieur et médian est récente (GUENDON, 1981). Elle est fondée sur des arguments géométriques, granulométriques, minéralogiques et géochimiques, dont un exemple sera montré dans la coupe de Roquemaure située au Nord du domaine karstique, là où l'ensemble médian est bien développé.

Qualitativement, l'ensemble médian se différencie de l'ensemble inférieur par sa couleur plus foncée et plus homogène, et par sa consistance plus argileuse. Tel est le cas à la carrière de la "Tuilerie", où l'ensemble médian est représenté par une argile sableuse de couleur brun rouge à lie-de-vin, meuble, qui contient quelques graviers siliceux beiges, quelques concrétions siliceuses beiges centimétriques, boursouflées, à morphologie de "poupée", ainsi que des traces de terriers de type striotubules (BREWER, 1964). ces terriers montrent en section une alternance de lits sombres et clairs millimétriques, concaves vers le haut, à structure en "verres de montre empilés".

Les concrétions ferrugineuses sont rares. La fraction argileuse est à kaolinite nettement dominante avec un peu de smectites et d'illite. Le pourcentage de quartz de taille supérieure à $40 \mu\text{m}$ est faible (inférieure à 20 %) et tranche nettement avec les valeurs obtenues pour l'ensemble inférieur (environ 50 %). Par endroit, des traces de goethite sont décelables.

L'ensemble médian est surmonté par les sables de l'ensemble supérieur à faciès de "Pied-Bousquet", qui feront l'objet d'une étude au chapitre II.

2) secteur du Chêne (fig. 8 et fig. 12 et 13)

Le hameau du Chêne est situé de part et d'autre de la R.N. 100; à quelques centaines de mètres à l'Est de la carrière de la "Tuilerie". L'ensemble inférieur affleure en deux endroits séparés par la R.N. 100. Au Nord-Ouest, il s'agit d'une ancienne carrière d'exploitation des sables kaoliniques; l'ensemble inférieur y atteint une épaisseur d'environ 10 m sans que le calcaire urgonien se rencontre à l'affleurement. Un peu plus à l'Est de cette carrière affleurent les marnes gargasiennes, de couleur jaunâtre par altération du sédiment. Au Sud-Est, l'ensemble inférieur présente une morphologie en petites dolines de 2 ou 3 m de hauteur, bien visibles depuis la route. Là également, le calcaire urgonien n'affleure pas; il se retrouve 200 m. plus au Sud, karstifié et entaillé par la rivière du Coulon, et à peine à 30 m à l'Est des dolines, dans le ravin qui marque l'entrée du hameau du Chêne (fig. 8).

* Coupe du Chêne Nord-Ouest (fig. 12)

Les ensembles inférieur et médian offrent une belle coupe de sables argileux jaune moutarde, dont plusieurs niveaux lithologiques ont pu être distingués:

ensemble inférieur

0 - 1,00 m: La base est constituée par un sable couleur tabac, tacheté d'orange et de blanc, qui se débite en plaquettes induisant un litage fruste dans le sédiment. Localement existent des concrétions sablo-ferrugineuses brunâ-

tres à noirâtres, ou des concrétions siliceuses à morphologie de type "poupée". L'étude minéralogique du sédiment montre la présence de goéthite en faible quantité (20 %), et des traces de CaCO_3 (10 %). La fraction argileuse est dominée par la kaolinite (60 %), mais l'on note une quantité relativement importante d'illite (30 %), et un peu de smectites et d'interstratifiés (10-14 SM) (inférieure à 10 %).

1,00 - 2,50 m. Le passage à un sable de couleur caramel, tacheté de vert pâle, est rapide. On observe localement des taches roses, mauves, jaunes ou blanchâtres. Au sommet du niveau se concentrent des concrétions ferrugineuses brunâtres centimétriques, des concrétions siliceuses à morphologie en "poupée", ainsi que quelques concrétions argilo-carbonatées que l'on peut assimiler à des roses des sables gypseuses postérieurement épigénisées. Le sédiment est minéralogiquement homogène, à quartz dominant, goéthite, et kaolinite exclusive dans la fraction argileuse. Les concrétions argilo-carbonatées contiennent jusqu'à 20 % de CaCO_3 , bien que cette teneur soit extrêmement variable.

2,50 - 3,00 m. Une petite passée de sables mauves, tachetés de blanc et de vert pâle, s'intercale dans la série. Le sable, grumeleux, possède une composition minéralogique simple: le quartz y est dominant (70 % environ), et la kaolinite exclusive dans la phase argileuse.

3,00 - 4,50 m. Niveau de sables tabac à orangés, tachetés de violet, vert pâle et blancs, à débit polyédrique. Il existe dans ce sédiment, des concrétions ferrugineuses très friables, à cortex sableux orangé et coeur violacé dur. Leur taille est de 5 cm environ. On retrouve la goéthite un peu partout dans le niveau (inférieure à 10 % de la roche totale); et la kaolinite apparaît en tant que minéral argileux exclusif.

4,50 - 6,50 m. Le sable devient graduellement brun orangé tacheté de rose et de blanc, et s'enrichit en amas et concrétions ferrugineuses brun noir, dures et scoriacées.

6,50 - 9,00 m. Le sable prend une teinte brun mauve à taches orangées sur quelques centimètres. Il contient des amas et concrétions ferrugineuses, ainsi que de rares "poupées" siliceuses beiges, très dures, d'aspect rognoneux, pluricentimétriques.

Remarque: latéralement par rapport au sommet de cette coupe, à une trentaine de mètres plus au Nord-Est, l'ensemble inférieur est représenté par un sable roux de 2 ou 3 m d'épaisseur légèrement grésifié, riche en concrétions ferrugineuses brunâtres, de même qu'en imprégnations noirâtres diffuses. Ce sédiment présente un taux de goéthite plus important que dans la coupe précédente (10 à 20 %), et l'on a ici une fraction argileuse à kaolinite dominante (70 %), illite (25 %) et un peu de smectites (5 %).

* Coupe du Chêne Sud-Est (fig. 8 et 13)

Cette coupe est située entre la voie ferrée qui longe la R.N. 100 au Nord, et le karst urgonien qui affleure plus à l'Est et au Sud.

L'ensemble inférieur, réduit, est représenté par des dolines sableuses colorées de 2 à 3 m d'épaisseur au maximum, visibles depuis la route. L'ensemble médian y est absent.

0 - 1,20 m. A la base, on retrouve partout une argile sableuse moutarde, meuble ou parfois durcie, à débit polyédrique. Quelques plaquettes d'argiles



I: ENSEMBLE INFÉRIEUR

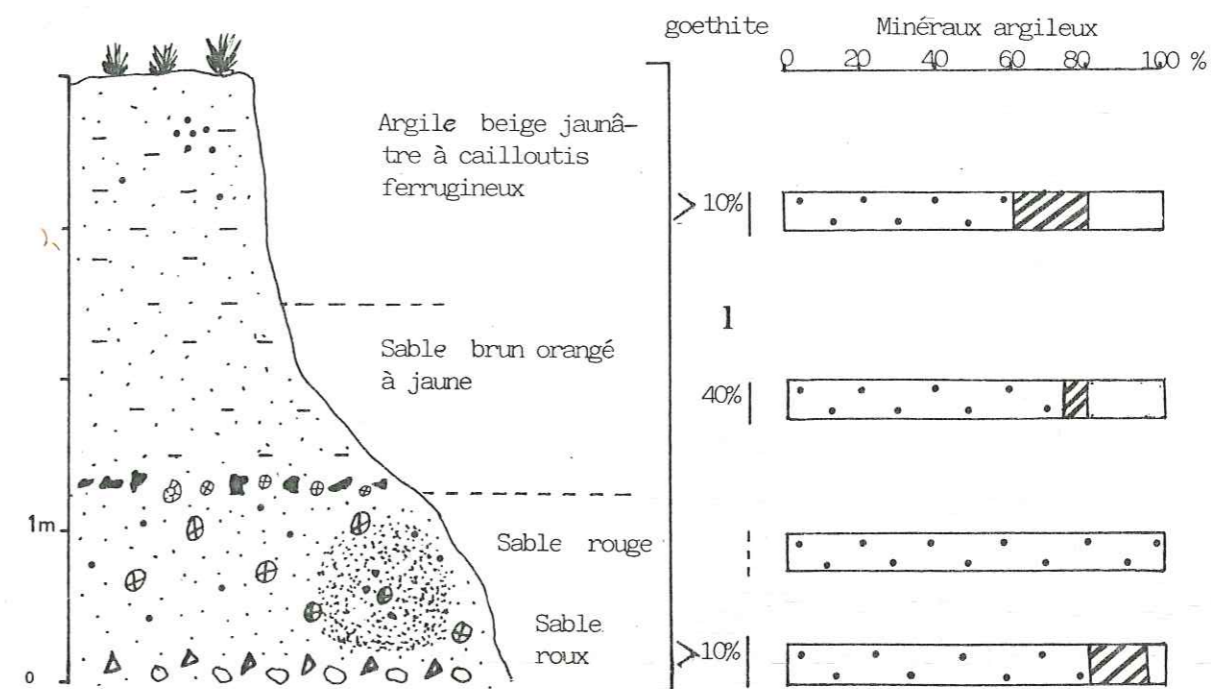


Fig. 13: Coupe du secteur du Chêne Sud-Est (Nord du karst du Coulon)

indurées sont scoriacées et possèdent de fins liserés noirs. Le matériel détritique associé à ce niveau comprend des galets de calcaire urgonien, gris à jaunâtres, et de petits silex noirs à cortex blanchi. On trouve également des concrétions ferrugineuses centimétriques et des concrétions arrondies argileuses, faiblement carbonatées parfois, assimilables à des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées. Les minéraux argileux présents dans les sédiments sont la kaolinite, nettement dominante, l'illite et les smectites en faible quantité. Le sédiment contient de la goethite (inférieur à 20 %) et un peu de CaCO_3 (inférieur à 10 %). C'est au sommet de ce niveau qu'un fragment d'ammonite ferruginisée a été récolté. Associées à l'argile sableuse moutarde, existent des lentilles sablo-argileuses demi-métriques, rouge sombre à lie-de-vin, qui apparaissent ponctuellement. On y retrouve diverses concrétions ferrugineuses, argileuses faiblement carbonatées issues de l'épigénie de roses des sables gypseuses, ainsi que des éclats de calcaire urgonien de patine jaunâtre. La kaolinite est le seul minéral argileux présent et la goethite n'apparaît qu'à l'état de traces.

1,20 - 2,50 m. On passe avec une limite floue à des marnes sableuses grossièrement litées, jaunes tachetées de brun ou d'orangé, parfois soulignées de raies oranges millimétriques sub-horizontales. Ces marnes contiennent 40 % de CaCO_3 ; la fraction argileuse est à kaolinite dominante, accompagnée d'illite et d'un peu d'interstratifiés (10-14SM) et de smectites. La goethite se rencontre un peu partout dans le sédiment.

2,50 - 4,00 m. La coupe se termine par une argile sableuse beige clair à verdâtre, peu calcaire (10 %), à grenaille ferrugineuse brunâtre et à rares concrétions argileuses faiblement carbonatées, arrondies, assimilables à des roses des sables gypseuses secondairement épigénisées. La kaolinite domine moins nettement la fraction argileuse que dans les niveaux sous-jacents; l'illite et les smectites sont en proportions sensiblement égales.

En résumé: le secteur nord du karst du Coulon montre, au dessus d'un calcaire urgonien qui affleure ponctuellement, un ensemble inférieur sablo-argileux de couleur jaune, tacheté de brun, de mauve ou d'orangé, non structuré et azoïque, à trois minéraux ubiquistes: quartz, kaolinite et goethite, accompagnés parfois d'illite, d'interstratifiés (10-14SM) et de smectites dans la fraction argileuse. Le sédiment est riche en diverses concrétions ferrugineuses, siliceuses, voire argileuses et faiblement carbonatées, interprétées dans ce dernier cas comme des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées.

Si, à la carrière de la "Tuilerie", l'ensemble inférieur peut reposer directement sur le calcaire urgonien, les argiles sableuses faiblement carbonatées et les marnes jaunâtres du "Chêne", qui occupent la totalité des coupes, représentent les marnes grises gargasiennes, piégées dans le karst et secondairement altérées. Jusqu'à présent, ces marnes n'avaient pas été trouvées dans le domaine karstifié du Coulon (ROCH, 1971; TRIAT, 1979 et 1982; GUENDON, 1981). La signification et les implications paléogéographiques de cette découverte seront envisagées plus loin.

II. BORDURE SUD DU KARST DU COULON (fig. 8)

1) Coupe de Roquemaure (fig. 14)

Depuis la R.N. 100, on distingue au Sud, surplombant le calcaire urgonien karstifié, un ensemble sableux blanc puis beige à la base, enfin brunâtre au sommet, épais d'une quinzaine de mètres. Il s'agit respectivement des ensembles inférieur et médian du domaine de Roquemaure.

ensemble inférieur

0 - 3,50 m. Il débute par des sables d'un blanc très pur, peu argileux (fraction inférieure à 40 μm inférieure à 10 %) à kaolinite exclusive, qui forment des mamelons parfois compacts, ayant localement un fort pendage nord. Cette déformation de la base de l'ensemble inférieur, qui se retrouve dans le niveau sous-jacent, est due à des phénomènes de soutirages karstiques (GUENDON, 1981). Le sable est généralement induré, et contient des passées de graviers et grains de quartz plurimillimétriques multicolores et arrondis. Vers le haut, le sédiment est piqueté de granules de goethite, s'ameublissent et se tache de rose, de beige et d'orange.

3,50 - 4,50 m. On arrive ainsi progressivement à un sable blanc tacheté (rose, mauve, beige et orange), meuble, au sein duquel apparaît un niveau ferrugineux noirâtre à brunâtre, comprenant des cailloutis et concrétions ferrugineuses, et des blocs scoriacés noirs à raies orangées. On trouve également des tubules de 3 à 5 cm de long, à section centimétrique, noirâtres et indurés, qui évoquent des terriers. Leur orientation est quelconque. Outre la présence de quartz et de kaolinite, on note l'apparition d'un peu de goethite dans le sédiment, qui est le constituant majeur des concrétions ferrugineuses. Deux petits bancs de sables grésifiés blancs tachetés de rougâtre, épais de 20 à 30 cm, couronnent cet horizon.

4,50 - 6,00 m. Le sable se teinte de plus en plus en mauve, aussi bien latéralement que verticalement. Il devient violacé tacheté de roux, et extrêmement riche en amas ferrugineux noirâtres assez friables. De rares concrétions argileuses, faiblement carbonatées (5 à 10 %) existent également. Leur aspect les fait assimiler à des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées. Le sédiment est toujours quartzo-kaolinique, et la goethite est présente partout en faible quantité (inférieure à 10 %).

6,00 - 7,50 m. Vers le haut, le sable pâlit, devient jaune beige tacheté de mauve; les amas ferrugineux se raréfient, la goethite n'est présente qu'à l'état de traces.

7,50 - 9,00 m. Le sable prend une teinte moutarde à brunâtre, tachetée de mauve et d'orangé. Il se débite en polyèdres et ne contient que de rares petites concrétions ferrugineuses ou argileuses faiblement carbonatées, d'aspect "roses des sables". La goethite apparaît dans tout le niveau, mais son taux n'excède pas 20 % de la roche totale. La kaolinite est toujours l'argile exclusive du sédiment.

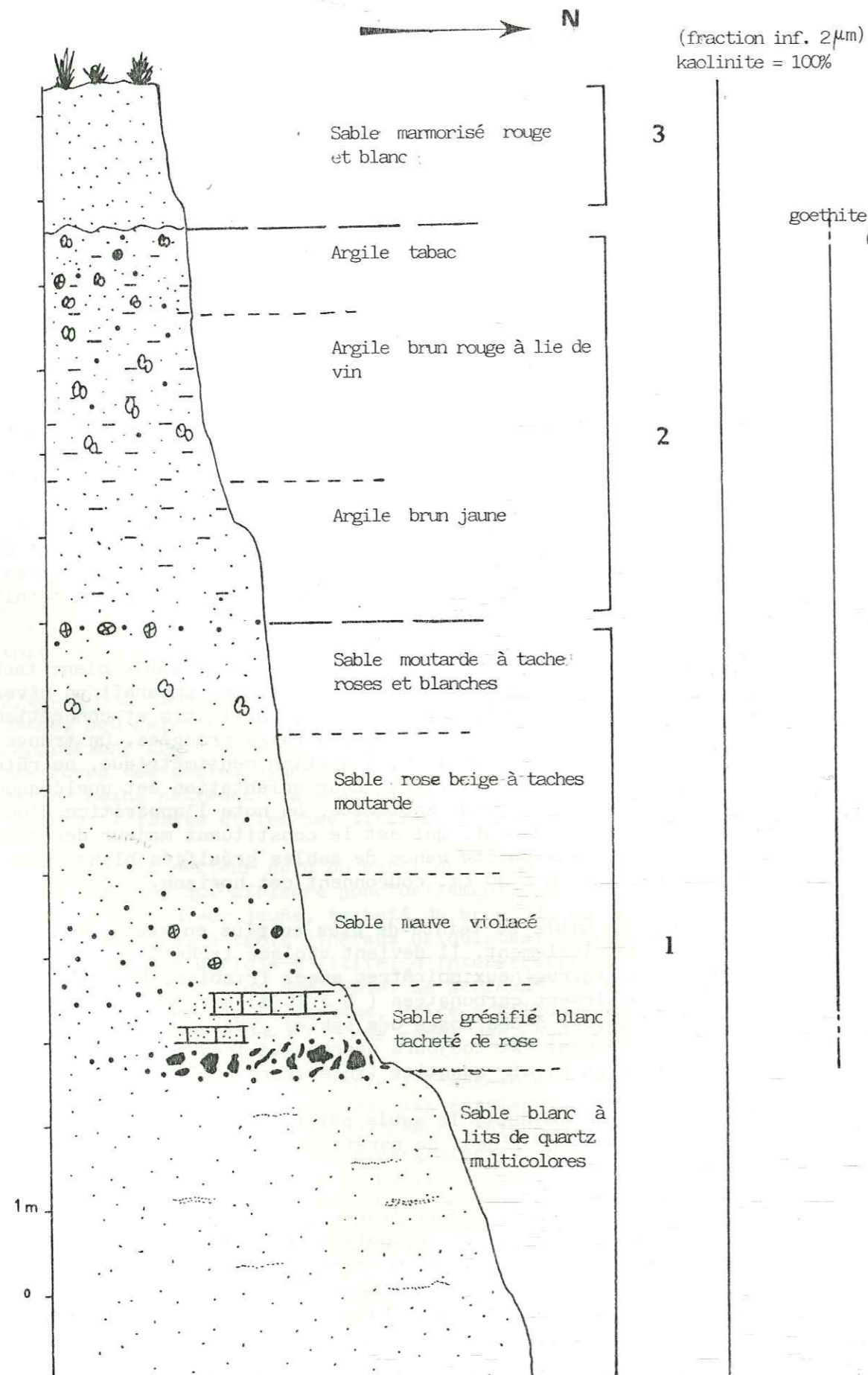


Fig. 14: Coupe de Roquemaure (Sud du karst du Coulon)
légende : fig. 13.

ensemble médian

9,00 - 13,50 m. Bien développé dans cette coupe, l'ensemble médian est constitué d'argiles sableuses sombres, qui possèdent un contact horizontal net avec le niveau sous-jacent. Ces argiles, brun rouge à violacées sont kaoliniques, riches en concrétions siliceuses à morphologie en "poupée", en terriers de type "striotubules", en grenaille ferrugineuse ainsi qu'en petites concrétions argilo-carbonatées assimilables à des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées. Les caractéristiques lithologiques de ce niveau sont résumées dans la figure 15 (d'après J.L. GUENDON, 1981). Vers le sommet de la série, la couleur de l'ensemble médian s'éclaircit et l'on passe sans transition aux sables blanc orangé marmorisés de l'ensemble supérieur.

Les données analytiques (Tabl. I)

Des critères quantitatifs, granulométriques et géochimiques, ont été utilisés pour différencier les sables et les argiles des ensembles inférieur et médian (GUENDON, 1981). Il apparaît que:

- les sables de l'ensemble inférieur sont très peu argileux; la fraction inférieure à 40 μm représente moins de 10 % de la roche totale. Ils sont hypersiliceux (SiO_2 supérieur à 90 %) et à kaolinite exclusive dans la fraction argileuse. Cette kaolinite possède un indice de cristallinité élevé, supérieur à 0,8 (BATES et HINCKLEY, in PERINET, 1974; GUENDON, 1981).

- l'ensemble médian est beaucoup plus argileux, la fraction inférieure à 40 μm représente environ 70 % du sédiment; leur teneur en silice est moins importante (70 % environ) et les kaolinites ont un indice de cristallinité plus faible, voisin de 0,5.

2) Coupe du Ravin de Gourgas (fig. 8 et 16)

Située légèrement plus à l'Ouest que celle de Roquemaure, cette coupe est représentée par les ensembles inférieur et médian réduits à 4 ou 5 m d'épaisseur, logés au coeur du système karstique urgonien. Le contact entre le calcaire urgonien et l'ensemble inférieur n'a pu être atteint.

ensemble inférieur

0 - 0,80 m. A la base, le sable argileux est de teinte pâle, à dominante beige, rose et blanc. Il contient quelques granules ferrugineux brunâtres et de petites concrétions argileuses faiblement carbonatées (CaCO_3 inférieur à 10 %) à faciès "roses des sables".

0,80 - 1,00 m. Ce sédiment passe vers le haut et latéralement à un petit horizon de sables blancs très purs, riches en gros quartz arrondis ou anguleux, rouges, roses, orangés, gris à laiteux.

1,00 - 3,00 m. Une épaisse barre de sables grésifiés à enduits ferrugineux, surplombe les sables. Cette barre est d'extension réduite (2 m)

FACIES	DONNEES ANALYTIQUES							
	granulométr. inf. 40 μ m	les kaolin. I. crist.	taille en μ m	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	
ENSEMBLE SUPERIEUR	sables jaunes et roses	13%	1,1	0,6 (A) 0,311,5(A)	92,56	3,78	0,52	0,25
ENSEMBLE MEDIAN	horizon tacheté				47,09	19,95	15,93	1,62
	sommet	83%	0,35	0,2 (R) 1,580,07(A)				
	horizon brun clair à beige							
	base	66%	0,5		71,69	13,14	4,62	1,42
	horizon rouge	67%			67,34	12,40	9,08	1,11
	horizon tacheté pseudogley	69%	0,5	0,6(R) 1,580,07(A)	67,55	19,32	1,69	0,90
ENSEMBLE INFÉRIEUR	sables blancs	7%	0,8	0,630,4(A) 0,320,2(R)	94,29	2,70	0,13	0,38

Tabl. I: Relations faciès - données analytiques dans la coupe de Roquemaure. (in GUENDON, 1981)
Kaolinites: I. crist.: indice de cristallinité (BATES et HINCKLEY), taille: (A): abondant; (R): rare.

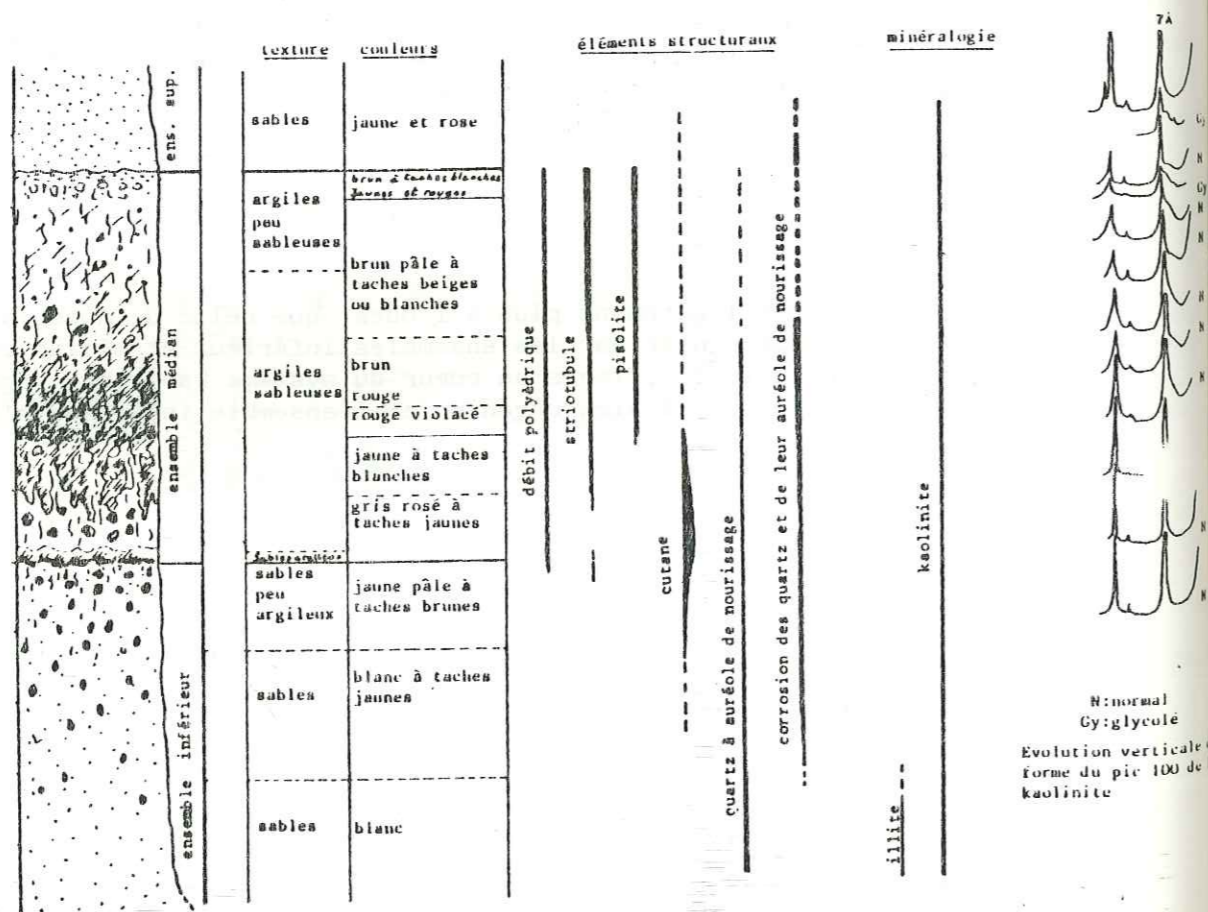


Fig. 15: Coupe de l'ensemble médian dans le secteur de Roquemaure (GUENDON, 1981).

3: ENSEMBLE SUPERIEUR



2: ENSEMBLE MEDIAN

1: ENSEMBLE INFÉRIEUR

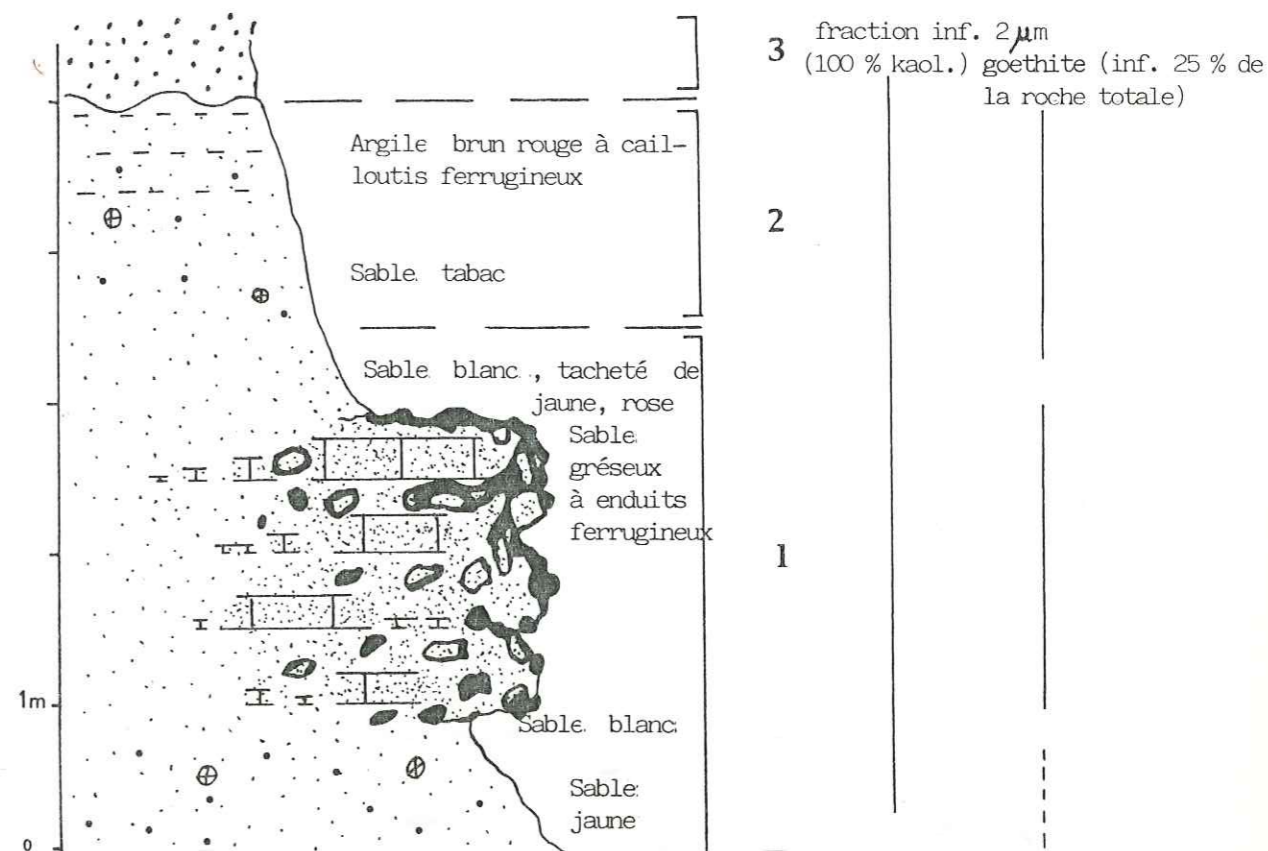
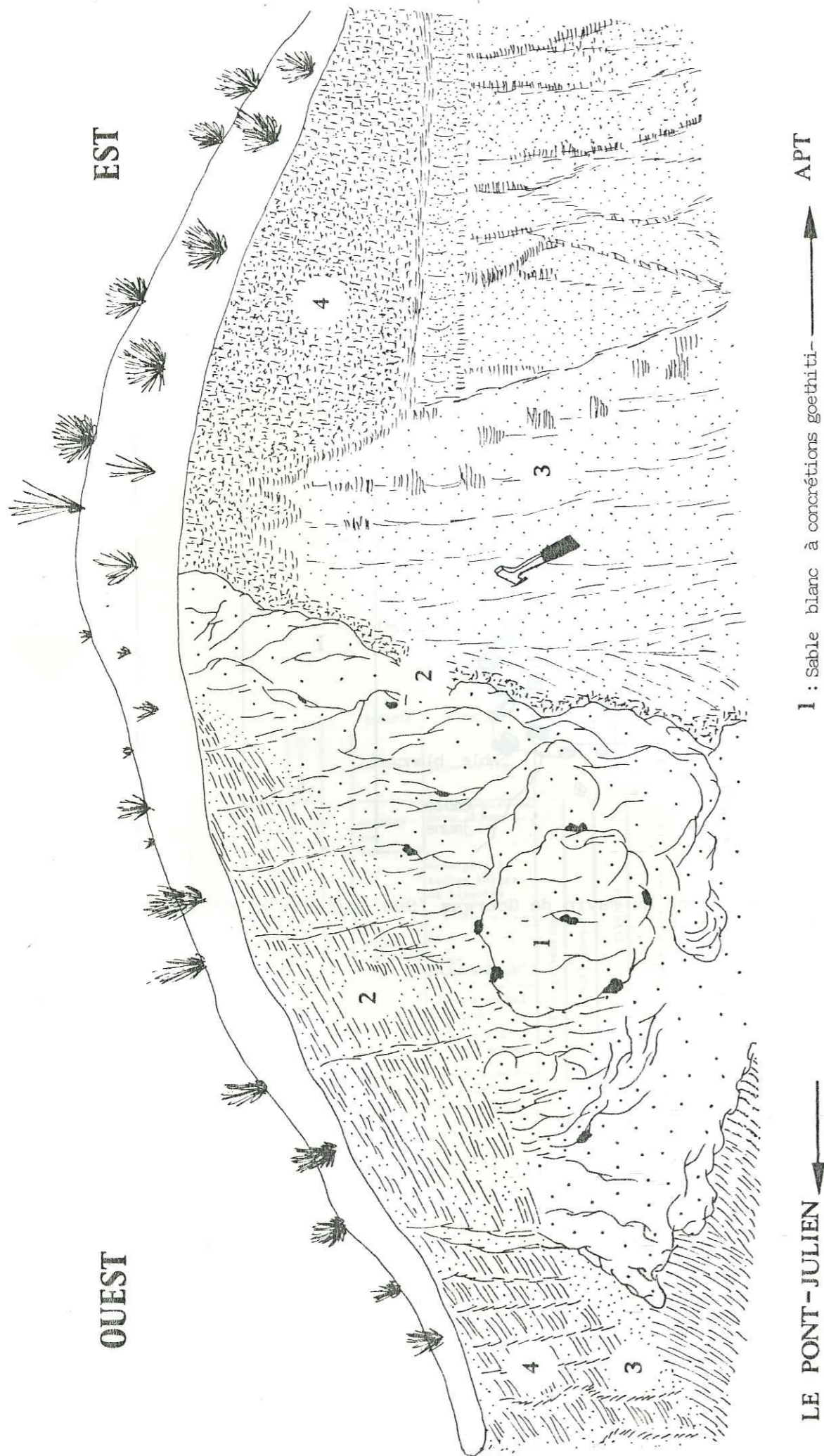


Fig. 16: Coupe du ravin de Gourgas (Sud du karst du Coulon)



LE PONT-JULIEN ← → APT

1 : ^{ques} Sable blanc à concrétions goethiti-
ques
2 : Sable blanc tacheté de rose ou d'orangé
3 : Sable beige tacheté de marron
4 : Sable mauve tacheté de brun

Fig. 17: Représentation schématique de l'ensemble inférieur au carrefour des Moulins.

et disparaît brutalement. Les teintes dominantes de la roche sont le rouge, le jaune et le blanc, auxquels s'ajoute une imprégnation brunâtre à rousse, correspondant à l'enduit ferrugineux. Il peut s'agir également de fines raies orangées ondulantes qui parcourent le niveau. De rares granules ou rognons ferrugineux brunâtres existent un peu partout; ils sont toujours soulignés de raies millimétriques orangées, parallèles, et sont bourrés d'éclats de quartz gris.

3,00 - 3,50 m. Cette barre est surmontée par des sables pastels meubles, identiques à ceux situés à la base du profil, auxquels succèdent sans transition les argiles sableuses de l'ensemble médian.

ensemble médian

Il s'agit d'argiles sableuses de couleur tabac, qui deviennent graduellement rouges sombres. Elles contiennent de rares granules ferrugineux noirs, et des concrétions peu carbonatées (CaCO_3 inférieur à 10 %) assimilables à des roses des sables gypseuses, secondairement épigénisées. Ce niveau est à corrélérer à celui de la coupe de Roquemaure. Cet ensemble est surmonté avec une limite nette, par un ensemble supérieur épais, constitué de sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" puis de sables à faciès "bariolé", postérieurement silicifiés. Cet ensemble supérieur sera étudié dans le chapitre II. Toute la coupe du Ravin de Gourgas présentée ici est d'une homogénéité minéralogique remarquable; outre le quartz, la kaolinite en tant que minéral argileux exclusif, et la goethite à l'état de traces dans les taches brunâtres du sédiment, en sont les minéraux ubiquistes.

3) Coupe des Moulins (fig. 8 et 17)

A l'extrémité sud-ouest du karst du Coulon, au bord du chemin départemental menant du village de Bonnioux au Pont Julien qui enjambe le Coulon aux abords de la R.N. 100, l'ensemble inférieur affleure sous forme d'une lentille sableuse de 2 à 3 m d'épaisseur, pour une extension latérale d'une dizaine de mètres. Le calcaire urgonien n'est pas visible.

Le centre de la lentille est occupé par des sables blancs compacts, tachetés de jaune et d'aspect mameloné. Ils contiennent des lits sub-horizontaux de grains de quartz plurimillimétriques rouges, roses, orangés ou laiteux, et quelques concrétions ferrugineuses brunâtres dispersées, pouvant atteindre 15 cm de diamètre. Ces concrétions précèdent une limite franche vis à vis des sables; elles ont un cortex sableux orangé, et leur cœur est riche en éclats quartzeux grisâtres. Le sédiment est hypersiliceux (SiO_2 supérieure à 90 %); les kaolinites sont les argiles exclusives.

Vers le haut, le sable est ameubli, à débit feuilleté souligné de liserés bruns, orangés, mauves ou roses, sub-parallèles entre eux, qui accusent un pendage N-NW. Sa composition minéralogique reste inchangée, à quartz et kaolinite.

De part et d'autre de ce sable blanc, on passe progressivement à un sédiment blanc tacheté de rose et de jaune, contenant de plus en plus d'amas ferrugineux noirâtres à orangés, tendres. Les amas ferrugineux, comme les concrétions associées aux sables blancs, contiennent 20 à 40 % de goethite.

2: ENSEMBLE MEDIAN

1: ENSEMBLE INFERIEUR

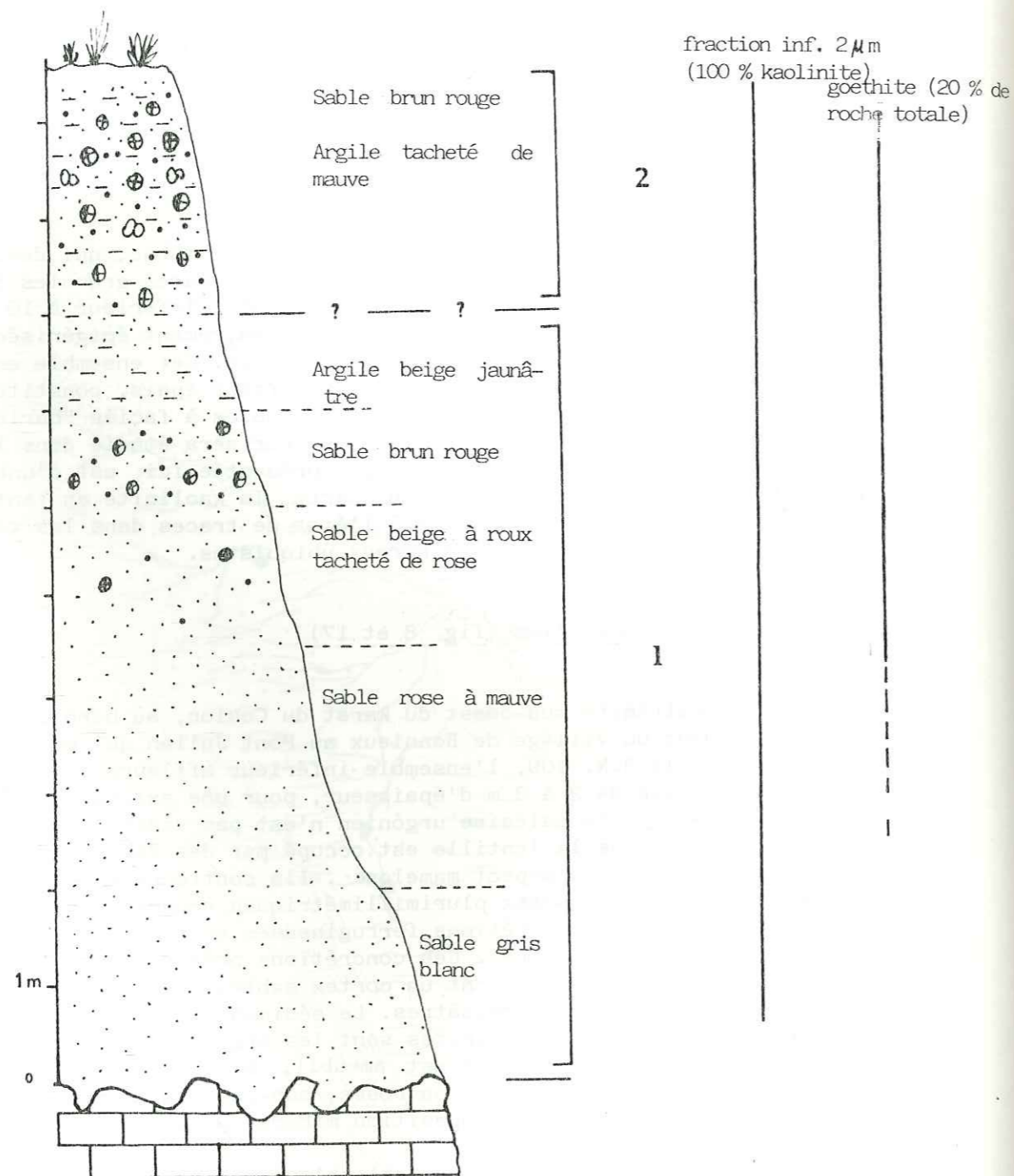


Fig. 18: Coupe des Jonquiers (Sud du karst du Coulon)

Les extrémités et le sommet de la lentille correspondent à un sable feuilleté couleur moutarde, bariolé de rose et de mauve, à fins liserés violacés horizontaux. A l'extrémité ouest, les feuilletés ont un pendage N-W marqué, comme celui des sables blancs contigus. Ils sont exclusivement quartzueux et kaoliniques.

La morphologie caractéristique des sables blancs en "poche", à plans de glissement matérialisés par le feuilletage du sédiment à pendage N-W, est à mettre en relation avec des processus de soutirage karstique (GUENDON, 1981).

4) Coupe de Jonquiers (fig. 8 et 18)

Aux abords du C.D. 3 qui relie Apt au village de Bonnieux, le karst urgonien affleure de façon épisodique. A l'Est du secteur de Roquemaure, les ensembles inférieur et médian forment un dôme sableux d'environ 10 m d'épaisseur, et d'extension latérale réduite à quelques mètres, au contact du calcaire urgonien.

0 - 2,00m. Au dessus du calcaire, il s'agit de sables blancs, grisâtres ou vert pâle, homogènes, sans structure particulière. Ces sables sont hypersiliceux (80 à 90 % de SiO_2) et contiennent un peu de kaolinite.

2,00 - 4,50 m. Le sable gris se tache très progressivement de rose, de vert ou d'orangé, et comporte de petits grumeaux argileux mous. Sa minéralogie ne change pas.

4,50 - 6,00 m. Puis on passe à un sable moutarde, tacheté de rose et d'orangé, à granules ferrugineux brun jaune et concrétions argileuses faiblement carbonatées, de 3 à 6 cm de diamètre, friables, à faciès "roses des sables gypseuses", postérieurement épigénisées. Outre le quartz et la kaolinite, la goethite apparaît dans le sédiment à l'état de traces.

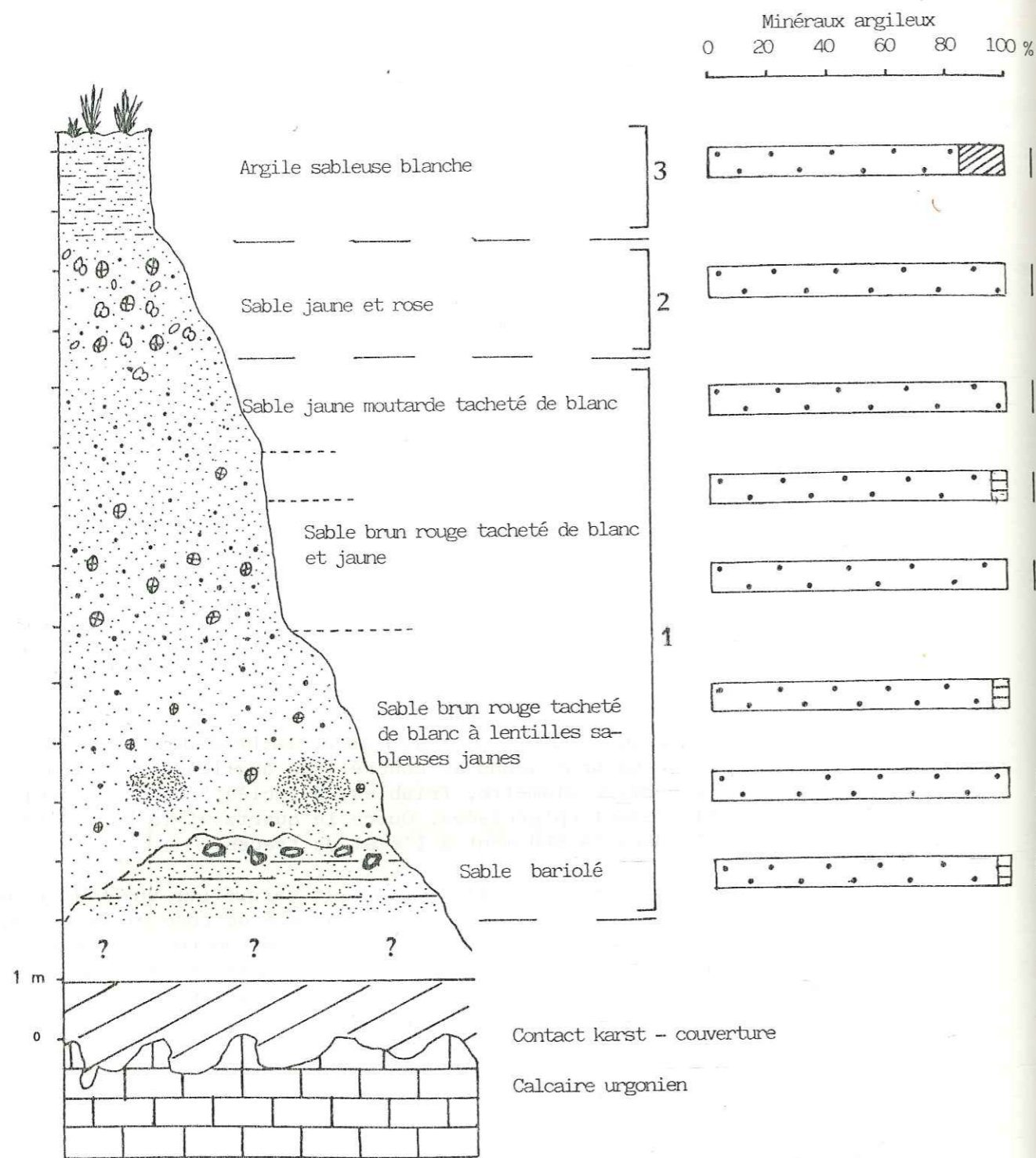
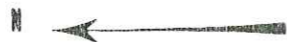
6,00 - 7,00 m. Le passage à l'ensemble médian est marqué par un horizon sablo-argileux de couleur brun rouge à moutarde, tacheté de rose et de beige, riche en granules et concrétions ferrugineuses, en concrétions argilo-carbonatées jaunes assimilées à des roses des sables gypseuses secondairement épigénisées, et en concrétions siliceuses beiges boursouflées, à morphologie en "poupée". La minéralogie de cet horizon est inchangée.

ensemble médian

7,00 - 8,00 m. Il apparaît assez rapidement une argile sableuse meuble, blanc rose à taches mauves et vertes, exclusivement quartzo-kaolinique.

8,00 - 10,00 m. L'argile s'assombrit graduellement jusqu'à devenir brun orangé à taches lie-de-vin, très riche en grenaille, "billes" et concrétions ferrugineuses brun noirâtres, en concrétions siliceuses boursouflées de type "poupée" et en concrétions argileuses parfois carbonatées, assimilées à des roses des sables gypseuses secondairement épigénisées. Le sédiment est toujours quartzo-kaolinique; la goethite existe dans les taches brunes ou moutardes.

En résumé: Le secteur sud du karst du Coulon possède des ensembles inférieur et médian, bien développés d'Ouest en Est, lithologiquement différents de



3: ENSEMBLE SUPERIEUR

2: ENSEMBLE MEDIAN

1: ENSEMBLE INFERIEUR

Fig. 19: Coupe du Ravin de Mauragne (Sud-Est du karst du Coulon)

ceux étudiés plus au Nord.

L'ensemble inférieur débute systématiquement par des sables blancs hypersiliceux (sans que le contact avec le karst urgonien puisse être toujours établi), à kaolinite bien cristallisée et l'on passe vers le haut à un sable de plus en plus argileux et à kaolinite moins bien cristallisée.

Le passage à l'ensemble médian, généralement rapide, coïncide avec l'apparition d'amas et concrétions ferrugineuses, de concrétions siliceuses ou argileuses faiblement carbonatées, assimilables à des roses des sables initialement gypseuses et secondairement épigénisées. Les terriers de type "striotubules" s'observent également dans l'ensemble médian.

Les argiles sableuses brun rouge de l'ensemble médian constituent un dépôt sub-horizontale, qui paraît comme à la coupe de Roquemaure, séquant sur les niveaux sableux de l'ensemble inférieur à fort pendage N-NW.

Dans tous le secteur sud, la kaolinite est le minéral argileux quasi-exclusif des ensembles inférieur et médian.

III. EXTREMITE SUD-EST DU KARST DU COULON: coupe du Ravin de Mauragne (fig. 19)

Surplombant le Ravin de Mauragne qui entaille le calcaire urgonien, la carrière de Mauragne représente un point haut dans la topographie karstique; l'ensemble inférieur atteignant la cote de 270 m par rapport au niveau moyen du karst qui est de 220-230 m.

ensemble inférieur

Il affleure de façon lenticulaire sur une trentaine de mètres de long, et atteint une épaisseur de 10 m. Dans le secteur de Mauragne, on observe un passage progressif sur quelques décimètres du calcaire urgonien à l'ensemble inférieur. Les caractéristiques lithologiques, minéralogiques et chimiques de ce passage, étudiées par J.L. GUENDON (1981), sont résumées dans la figure 20.

0 - 1,50 m. Au dessus de ce contact, la base de la carrière est constituée d'un sable mauve tacheté de blanc, à imprégnations diffuses brun orangé. Il est parcouru de feuillets millimétriques ferrugineux violacés ou noirs, parallèles entre eux, horizontaux ou sub-verticaux. Ce sable est localement très induré, et se débite en plaquettes, qui donnent au sédiment un litage sub-horizontale fruste. La fraction argileuse est à kaolinite nettement dominante, avec parfois un peu d'illite. La goethite est concentrée dans les feuillets noirâtres.

On trouve par endroits de gros silex (jusqu'à 20-25 cm de diamètre) à morphologie variable:

- certains ont une forme sub-arrondie, où quelques arêtes anguleuses peuvent néanmoins apparaître; ils possèdent un cortex centimétrique argilo-ferrugineux jaune moutarde à brun, piqueté de noir. Le coeur du silex est vitreux ou laiteux, parfois bleuté, à débit conchoïdal et esquilleux.

- d'autres ont une forme pyramidale ou allongée; ils sont anguleux, par endroits fissurés et poreux. Leur teinte est noire à violacée; à taches laiteuses ou bleutées; leur débit est également conchoïdal. En surface, un feuilleteage ferrugineux noirâtre centimétrique, apparaît irrégulièrement. Au contact des plages vitreuses, il pâlit légèrement, devient poreux et friable, et envahit les fentes digitées ou anastomosées du silex, qui paraît ainsi "rongé".

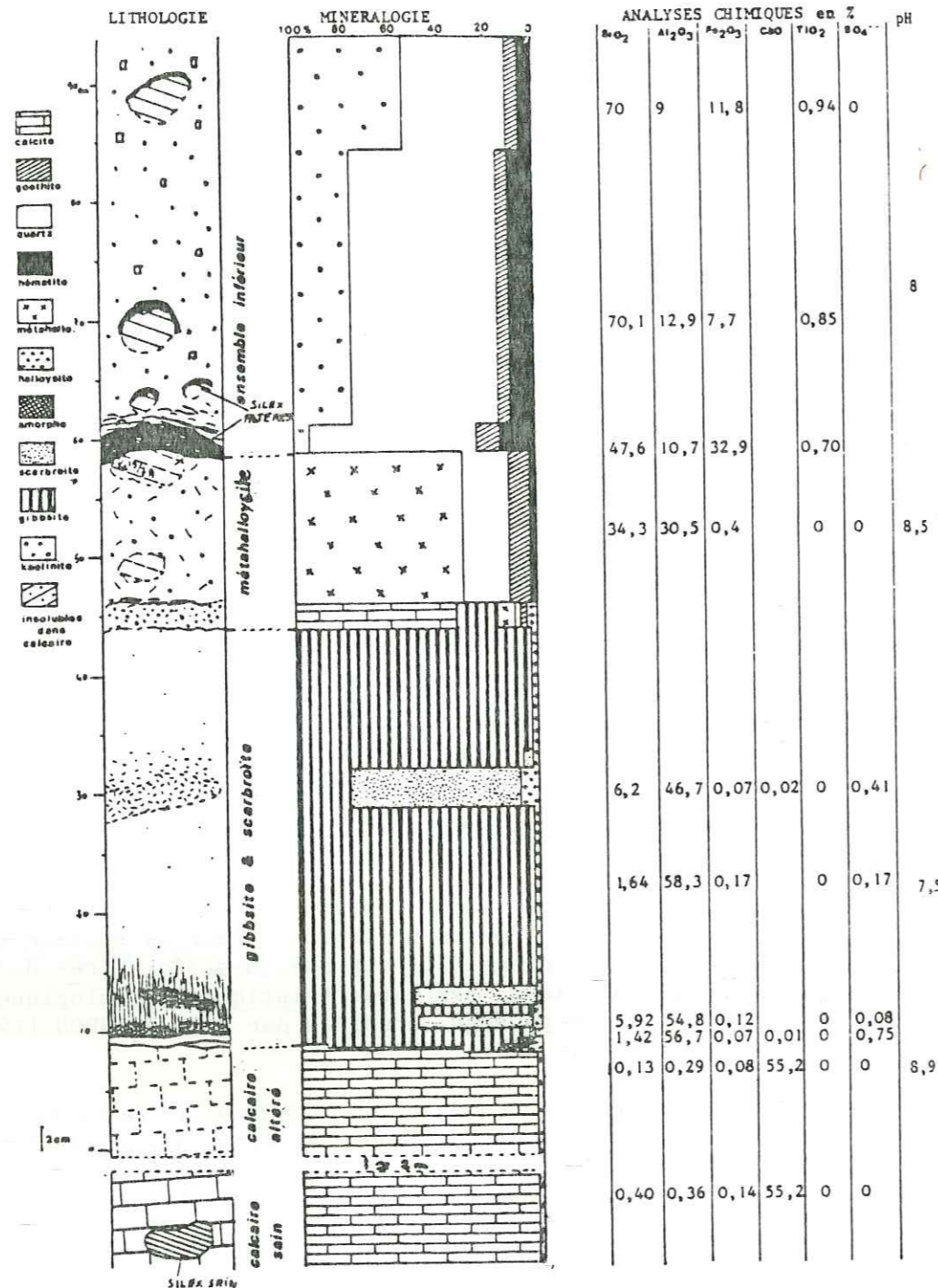


Fig. 20: Base de la coupe de la carrière de Mauragne.

(in GUENDON, 1981)

1,50 - 5,00 m: On arrive sans transition à un sable brun rouge, tacheté d'orangé, à lentilles sableuses métriques de couleur jaune d'or, qui forment des mamelons alignés horizontalement dans le paysage. Ce sédiment meuble est homogène. La kaolinite est le minéral argileux exclusif des lentilles jaunes; le reste de la formation contient toujours un peu d'illite. Des granules ferrugineux éparpillés se détachent aisément du sable, qui comprend également des concrétions argilo-carbonatées (jusqu'à 20 % de CaCO₃), assimilables à des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées.

5,00 - 7,00 m: Progressivement, le sable devient brun rouge à mauve, à granules argileux jaunes ou blancs, kaoliniques, et s'enrichit en concrétions ferrugineuses centimétriques noirâtres, d'aspect boursoufflé. On retrouve ici des concrétions argilo-carbonatées à faciès "roses des sables". La minéralogie est inchangée.

7,00 - 8,00 m: Latéralement et verticalement, des taches jaunes, blanches et roses envahissent le sable. Les granules ferrugineux sont abondants, et les concrétions argilo-carbonatées à faciès "roses des sables" sont centimétriques et très friables. La fraction argileuse de cette horizon comprend de la kaolinite dominante et un peu d'illite. La goethite existe par endroits, sans excéder 10 % de la roche totale.

8,00 - 9,50 m: Le passage à l'ensemble médian correspond à un sable argileux homogène, de couleur rousse à jaune moutarde, à rares amas ferrugineux brunâtres. Cet horizon est kaolinique, faiblement goethitique (inférieure à 10 %), et quartzeux.

ensemble médian

Dans la carrière de Mauragne, l'ensemble médian est assez réduit (1 à 2 m d'épaisseur); il s'agit d'une argile sableuse brun rouge à tabac, tachetée de jaune et de blanc, bourrée de concrétions ferrugineuses, de concrétions siliceuses à morphologie de type "poupée", et de concrétions argileuses, faiblement carbonatées parfois, à faciès "roses des sables". Il existe de plus des silex bruns centimétriques aplatis, à cortex blanc. Ce niveau est exclusivement quartzo-kaolinique.

Au sommet de l'ensemble médian, il peut exister latéralement un sable beige, pyriteux, puis cette pyrite se retrouve altérée plus haut (GUENDON, 1981).

Le passage à l'ensemble supérieur est net et sans transition; il débute par une argile sableuse bariolée, blanche, brun orangé, lie de vin à rose, à débit polyédrique, non structurée. Cette argile marmorisée est à kaolinite toujours dominante, accompagnée de smectites.

En résumé: A l'extrémité est du karst du Coulon, l'ensemble inférieur assez épais est représenté par un sable siliceux peu argileux, sombre à la base et qui s'éclaircit vers le sommet, où il prend une teinte jaune moutarde. La formation est riche en gros silex à cortex ferrugineux et l'on retrouve partout des concrétions ferrugineuses, siliceuses, et argileuses faiblement carbonatées, assimilables à des roses des sables gypseuses, postérieurement épigénisées.

Dans la fraction argileuse, la kaolinite domine très largement, accompagnée parfois d'un peu d'illite. La goethite apparaît toujours irrégulièrement, associée aux couleurs brunes ou orangées.

Le passage progressif à l'ensemble médian correspond à un assombrissement du sable qui devient brun rouge, plus argileux, et plus riche en diverses concrétions ferrugineuses ou argilo-carbonatées. La kaolinite est alors le minéral argileux exclusif.

Le contact entre l'ensemble inférieur et l'ensemble médian, quoique peu tranché reste parfaitement horizontal.

B. ENSEMBLE INFÉRIEUR "SENSU STRICTO" ET L'ENSEMBLE MÉDIAN: GENESE ET ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

I. ENSEMBLE INFÉRIEUR

1) Théories en présence

a) Conception des anciens auteurs

Du milieu du siècle dernier jusqu'au début de ce siècle, les auteurs (GRAS, 1862; FONTANNES, 1885; KILIAN, et LEENHARDT, 1890 et DEPERET, 1900) s'intéressent essentiellement à la partie nord du bassin d'Apt. C'est en effet dans cette partie qu'affleurent nettement différents sables colorés, dont les ocre et, sus-jacentes à celles-ci, diverses formations regroupées en un "faciès sidérolithique", soit crétacé (FONTANNES, 1885; KILIAN et LEENHARDT, 1890), soit éocène (GRAS, 1862; DEPERET et LEENHARDT, 1890; DEPERET, 1900; GOGUEL, 1933).

A cette époque existe une certaine confusion, justifiée par la ressemblance des faciès, entre les ocre admises comme crétacées, et le faciès "sidérolithique" dont les limites et l'âge restent discutés. De plus, l'origine de ce faciès fait l'objet de nombreuses hypothèses: origine "éruptive ou geysérienne" (GRAS, 1862), ou bien "fluvio-lacustre" (DEPERET, 1900), ou bien "continentale imprécise" (FLEURY, 1909). Seul E. FLEURY (1909) définit le concept associé à l'emploi du terme "sidérolithique": à la suite d'un "dépôt continental", l'auteur distingue deux phases chronologiquement distinctes; la première est une phase d'altération ferrallitique du dépôt, ou "phase de la latérite"; à laquelle succède la deuxième phase, dite de remaniement des altérites formées, ou "phase du sidérolithique sensu stricto".

Paradoxalement, aucun de ces auteurs ne mentionnent l'existence de sables colorés dans la partie sud du bassin d'Apt, dont font partie les sables "piégés" dans le calcaire urgonien karstifié du domaine du Coulon.

b) Théories récentes

G. CLAUZADE, E. ROCH et A. TAMISIER (1962) puis E. ROCH (1966, 1971) sont les premiers à identifier et étudier les sables du domaine karstifié du Coulon. Pour ces auteurs, qui définissent l'ensemble inférieur "sensu lato", il s'agit d'un faciès sidérolithique d'origine "partiellement marine-partiellement continentale", daté de l'Aptien et peut-être de l'Albien. Ce faciès représenterait un passage latéral des marnes aptiennes situées plus au Nord, et la limite entre ces deux formations, représentée par la bordure nord du karst du Coulon, correspondrait à une "ancienne ligne de rivage" (ROCH, 1971). Ils considèrent également que les sables colorés sus-jacents

aux ocre, qui se retrouvent dans la partie nord du bassin, n'appartiennent pas au sidérolithique. Ce sont là des dépôts "partiellement marins-partiellement continentaux", datés du Cénomaniens inférieur à Turonien.

c) Théories actuelles

Pour J.M. TRIAT (1979, 1982), le sidérolithique tel que le décrit E. FLEURY (1909) pourrait être représenté dans le bassin d'Apt et de Mormoiron, par la présence des ocre cénomaniennes, qui symboliseraient la "phase de la latérite"; tandis que les sables rouges à gravillons ferrugineux, datés du Bartonien inférieur (TRIAT et TRUC, 1974), qui surmontent les cuirasses ferrugineuses du secteur de Rustrel-Collet de Flaqueirol (fig. 5) représenteraient le remaniement des altérites crétacées ou "phase du sidérolithique sensu stricto".

L'étude de J.L. GUENDON (1981) apporte de nouvelles hypothèses quant à l'âge et l'origine de l'ensemble inférieur. L'auteur ne retient pas le terme de "sidérolithique" pour cette formation.

Selon J.L. GUENDON, l'ensemble inférieur résulte de deux processus distincts dans le temps, dont les effets sont visibles latéralement et verticalement à l'échelle du bassin.

Lors d'une première phase, il y a dépôt dans un bassin margino-littoral de type mangrove, en voie de remblaiement, d'un sédiment sablo-vaseux. Cette sédimentation en domaine paralique représente un passage latéral des sédiments détritiques de l'Albo-Cénomaniens inférieur.

Dans une deuxième phase, l'émersion du domaine se produit; en même temps que l'altération du dépôt débute et s'intensifie. Conjointement, sous cette couverture détritique, le calcaire urgonien se karstifie.

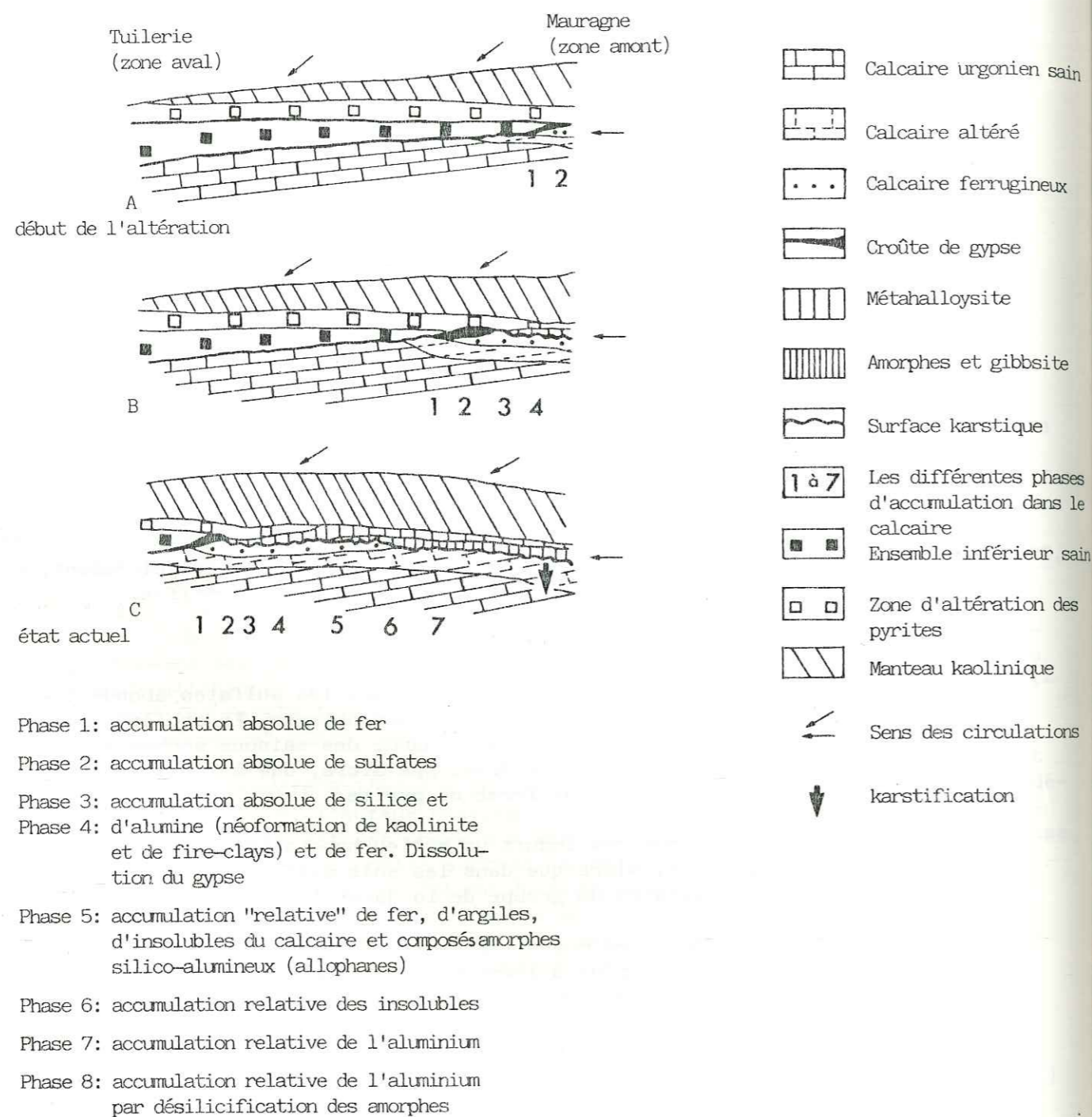
* étapes de l'altération du dépôt

1 - Dans la zone de mangrove, ou zone externe, les sulfates abondent et sont réduits en sulfure par l'activité de microorganismes. En arrière de cette mangrove, la zone interne subit l'alternance des saisons sèches et humides; une pédogenèse sulfatée acide se développe alors, due à l'oxydation des sulfures de fer, présents sous forme de pyrite.

2 - L'oxydation des pyrites induit un milieu hyperacide, dans lequel l'aluminium est solubilisé; alors que dans les sols sulfatés acides, se forment du soufre et des sulfates du groupe de la jarosite.

3 - A partir du Cénomaniens moyen (TRIAT et GUENDON, 1975; TRIAT, 1978, 1982), le domaine tend de plus en plus à l'émersion; la zone interne empiète progressivement sur la zone de mangrove, l'oxydation des pyrites se poursuit et les sols sulfatés acides se développent. Au fur et à mesure de la continuité du processus, la quantité de pyrite disponible diminue.

4 - Le pH remonte alors et les oxydes de fer précipitent sur place sous forme de goethite. De même, cette augmentation de pH permet une fixation de l'aluminium: il y a une kaolinisation des argiles présentes dans le milieu. On aboutit ainsi, en milieu émergé, à l'installation d'un profil d'altération kaolinique.



* relations ensemble inférieur - calcaire urgonien

Parallèlement à l'altération de l'ensemble inférieur, le calcaire urgonien sous-jacent subit une karstification sous couverture (GUENDON, 1981). Entre ces deux formations se produisent des interactions de deux types (d'après J.L. GUENDON, 1981):

- **Interactions mécaniques:** l'ensemble inférieur se déforme et s'enfonce au cours de la karstification. Réciproquement, la dynamique karstique permet aux solutions migrantes, issues de l'ensemble inférieur, de gagner rapidement le substratum calcaire, ceci par des drains préférentiels, horizontaux ou verticaux.

- **Interactions physico-chimiques:** l'ensemble inférieur fournit le fer et les sulfates lors de l'oxydation des pyrites et facillite, par l'abaissement du pH et de l'Eh qu'il occasionne, la mobilité du fer et de l'aluminium, qui migrent à la faveur des discontinuités de la roche au contact du karst.

Le calcaire urgonien, lessivé et décalcifié, devient fortement poreux. Dans les structures d'accueil ainsi créées se concentrent le fer, l'aluminium, les sulfates et la silice. Par le jeu d'accumulations relatives et absolues, des croûtes ferrugineuses et gypseuses se néoformant (accumulation absolue), ainsi que des argiles de type "Fire-clay" ou de la métahalloysite (accumulations relatives et absolues). Il se concentre également, lors de la dissolution du calcaire, des insolubles (accumulation relative), des composés amorphes silico-alumineux ou allophanes. Enfin de la gibbsite apparaît par accumulation relative de l'aluminium et désilicification des amorphes. Les accumulations absolues de fer, de sulfates, de silice et d'aluminium sont importantes dans les phases initiales puis s'arrêtent progressivement. Elles sont relayées par des accumulations relatives issues du départ du carbonate de calcium, puis de la silice.

* Reconstitution et évolution des paléopaysages (fig. 21 d'après GUENDON, 1981)

L'altération qui affecte l'ensemble inférieur et le calcaire urgonien est hétérogène; on observe ainsi une répartition latérale des faciès d'altération, du N-W au S-E, qui serait d'origine topographique (GUENDON, 1981).

Au N-W, à la carrière de la "Tuilerie" (fig. 8 et 11), l'ensemble inférieur est peu altéré. Il est représenté à la base par un limon argileux gris, pyriteux, qui passe latéralement et verticalement à un faciès blanchi à jarosite, soufre, illite, kaolinite et interstratifiés (10-14 SM); enfin à un faciès tacheté à goethite et kaolinite.

Au S-E, à la carrière de Mauragne, J.L. GUENDON (1981) a montré que la couche gibbsitique épaisse au contact du calcaire indique une karstification intense de ce secteur.

Du N-W au S-E on définit donc un degré d'altération croissant pour expliquer ce phénomène; il faut considérer que le secteur de Mauragne a occupé une position haute (zone amont) au cours de l'altération, par opposition au secteur de la "Tuilerie", qui se trouvait en position basse (zone aval). La zone amont, à couverture plus réduite, subit une altération plus intense de la couverture, ainsi qu'une karstification plus poussée. L'enfoncement plus rapide de l'amont au cours des temps post-crétacés provoquerait une "inversion des reliefs" aboutissant au schéma actuel (fig. 21, GUENDON, 1981).

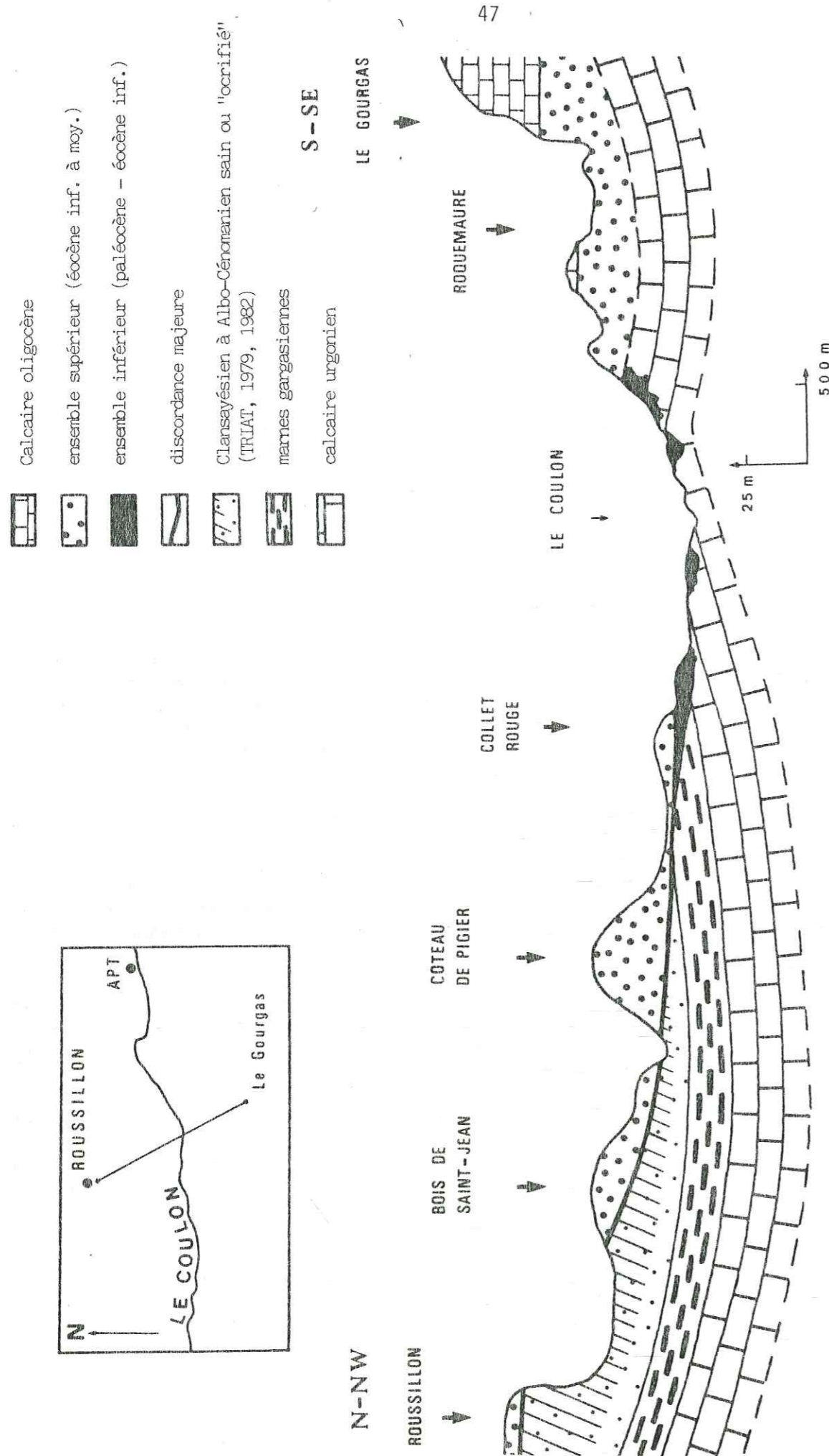


Fig. 22: Coupe NNW-SSE de la partie occidentale du bassin d'Apt : mise en évidence de la discordance des dépôts paléocènes - éocènes sur les terrains crétaqués.

2) Nouvelle interprétation de l'ensemble inférieur

Si les mécanismes de l'altération de l'ensemble inférieur et du calcaire urgonien sous-jacent ont été clairement démontrés par J.L. GUENDON (1981); une autre hypothèse relative à l'origine et à l'âge de cet ensemble peut être proposée à partir d'arguments géométriques et lithologiques.

a) Caractéristiques lithologiques et géométriques de cet ensemble

A partir des levées cartographiques effectuées dans le domaine du Coulon (fig. 8), une coupe synthétique NNW-SSE du bassin (fig. 22) montre les relations géométriques existantes entre l'ensemble inférieur, les marnes gargasiennes et le calcaire urgonien. De même, les différentes coupes levées et décrites auparavant amènent à considérer plusieurs secteurs lithologiques distincts:

- Dans la partie sud du Coulon, l'ensemble inférieur, épais, est constitué de sables bruns hypersiliceux très purs, kaoliniques, qui occupent ponctuellement les poches du karst (secteur de Roquemaure).
- Au Nord, l'ensemble inférieur est bien représenté par un faciès argilo-silteux gris à la base, puis jaune tacheté, et se termine par des sables argileux blanchâtres tachetés (secteur de la "Tuilerie").
- A l'Est, l'ensemble inférieur est réduit et comprend à la base des marnes sableuses jaunes faiblement carbonatées, auxquelles succèdent des sables kaoliniques jaunes tachetés (secteur du Chêne).
- Enfin au Sud-Est, l'ensemble inférieur est épais, sableux, kaolinique, jaune à brun rouge (coupe de Mauragne).

Dans les coupes Nord-Est et Sud-Est, le sédiment contient des macropores à vestiges de pyrite altérée (GUENDON, 1981), qui disparaissent vers le haut.

Ces observations conduisent à distinguer deux formations ou "sous-ensembles" au sein de l'ensemble inférieur.

* La première formation se retrouve en contact normal sur le calcaire urgonien; elle est visible au Nord, à l'Est et au Sud-Est du karst: il s'agit du sédiment gris, pyriteux de la carrière de la Tuilerie, qui passe sur quelques centimètres, latéralement ou verticalement, à des marnes jaunes goethitiques à kaolinite dominante, accompagnée d'illite et de smectites; puis à des sables jaunes kaoliniques (La "Tuilerie"; le Chêne; Mauragne).

En fait ces différents niveaux correspondent aux marnes gargasiennes secondairement altérées, et non pas à un "dépôt de mangrove d'âge albo-cénomaniens" (GUENDON, 1981).

* La deuxième formation affleure surtout au Sud (secteur de Roquemaure; les Jonquiers); ce sont les sables blancs hypersiliceux kaoliniques, à graviers et quartz multicolores, qui reposent en discordance sur le calcaire urgonien. Ces sables peuvent se teinter latéralement comme verticalement de jaune, de beige ou de rose (Les Moulins). Dans la partie nord et est-sud-est du karst, ce sédiment pourrait être représenté "pro parte" par les sables jaunes kaoliniques du sommet de l'ensemble inférieur (la "Tuilerie", le Chêne, Mauragne). Il s'agit ici d'un dépôt continental sableux, qui repose en discordance à la fois sur le karst urgonien et sur les marnes gargasiennes. Ce dépôt étant par la suite altéré, on conçoit aisément que la faible épaisseur des affleurements et la similitude des faciès altérés et remaniés rendent fréquentes des confusions entre ce sédiment et les marnes sous-jacentes.

En résumé: L'ensemble inférieur à faciès "sidérolithique du Coulon" se compose de deux sédiments bien distincts:

- d'une part les marnes gargasiennes, encore bien visibles dans la partie nord du domaine karstifié;
- d'autre part des sables continentaux discordants sur le calcaire urgonien et sur les marnes, qui affleurent surtout au Sud. Il sera montré plus loin que ces sables ont un âge probablement paléocène à éocène inférieur.

Ces deux formations vont être postérieurement altérées, comme il sera montré par la suite.

b) Présence des marnes gargasiennes dans le karst du Coulon

* Les marnes saines

Jusqu'à présent, cette formation n'avait pas été reconnue dans le karst du Coulon (TRIAT, 1979, 1982) ou avait été assimilée à des "dépôts de mangrove, équivalents latéraux des sédiments marins albo-cénomaniens inférieurs" (GUENDON, 1981). Pourtant, les marnes grises pyriteuses visibles à la carrière de la "Tuilerie" au dessus du calcaire urgonien, représentent tout à fait ces marnes gargasiennes, qui demeurent parfaitement reconnaissables, malgré la rareté et la faible épaisseur des affleurements. Un peu plus au Nord-Ouest de la carrière, le calcaire urgonien disparaît sous les marnes gargasiennes mieux conservées et plus épaisses (carrière de Jaumard). Il est important de constater que si les dépôts marins du Gargasien ont pu avoir une épaisseur constante dans tout le bassin, les processus de karstification et d'altération dans le secteur du Coulon ont conduit à des épaisseurs et des faciès de Gargasien extrêmement variables d'un lieu à l'autre; les phénomènes de soutirages, déformations et remaniements importants "in situ" en sont probablement la cause.

* Les marnes peu altérées

A l'Est de la carrière de la "Tuilerie", dans le secteur du Chêne, les marnes gargasiennes apparaissent légèrement "sablifiées" et de couleur jaunâtre, en des affleurements de faible épaisseur. L'altération de ces marnes correspond à une oxydation des pyrites au sommet des profils; tandis qu'au contact du karst, celles-ci restent saines, le milieu étant "réducteur confiné". Cette oxydation se déroule en milieu acide, qui favorise la mobilité du fer et de l'aluminium. Une remontée du pH, suite à la disparition des pyrites (matérialisée par des "macropores"), va permettre la fixation du fer et de l'aluminium; ce qui aboutit à l'installation d'un profil d'altération ferrallitique (TRIAT et GUENDON, 1975; TRIAT, 1979, 1982).

Dans le secteur du Chêne, le caractère ménagé de l'altération se traduit par la disparition graduelle du CaCO_3 , et surtout par une fraction argileuse kaolinisée, à illite et smectites encore présentes; on passe simplement à des marnes jaunes goethitiques.

* Les marnes très altérées

A la carrière de la "Tuilerie", comme à celle de Mauragne, le faciès sableux jaune tacheté, à kaolinite dominante et traces d'illite, pourrait représenter "pro parte" l'altération ferrallitique intense subie par les marnes gargasiennes au sommet du profil. Dans un tel sédiment, des macro-

pores parfois visibles correspondent à des "fantômes" d'amas pyriteux totalement oxydés.

c) Présence d'un dépôt continental dans le karst du Coulon

Au Sud-Ouest du domaine karstifié, aucune trace des marnes gargasiennes ne peut être décelée. Les poches du calcaire urgonien sont parfois remplies de sables blancs très purs ou à tâches jaunes et sont parfois remplies de sables blancs très purs ou à tâches jaunes et mauves, hypersiliceux, à passées de graviers et de quartz multicolores.

Ces sables compacts et azoïques ont été intensément déformés et soutirés lors de la karstification. L'examen de ce sédiment montre qu'il a subi des processus d'altération qui se traduisent par une désilicification des grains de quartz, et une "kaolinisation des argiles" (GUENDON, 1981).

Plus au Nord, la présence de ces sables est moins nette, il pourrait s'agir "pro parte" de sables jaunes kaoliniques qui existent au sommet de l'ensemble inférieur et au dessus des marnes gargasiennes altérées. De tels sables sont visibles à la carrière de la "Tuilerie", dans le secteur du Chêne et dans la carrière de Mauragne (bordure sud-est).

A l'échelle du bassin, ces sables continentaux sont épais au Sud-Ouest où ils reposent en discordance nette sur le calcaire urgonien, et leur épaisseur se réduit progressivement vers le NNE où ils reposent sur le calcaire urgonien, ou sur les marnes gargasiennes altérées. Ils disparaissent ensuite au delà des limites du karst.

En résumé: L'ensemble inférieur qui n'affleure qu'au coeur du synclinal d'Apt, dans le domaine du "karst du Coulon", est représenté par deux formations lithologiques réduites et discontinues:

- d'une part les marnes gargasiennes qui apparaissent peu épaisses et altérées, du Nord au Sud-Est de manière discontinue; il s'agit là de marnes résiduelles; le dépôt originel ayant été probablement déformé, soutiré et profondément remanié "in situ" lors de la karstification;

- d'autre part des sables continentaux blancs ou tachetés, discordants sur les marnes gargasiennes altérées ou sur le karst urgonien. Ces sables ont été également affectés par une altération de type "ferrallitique".

d) L'ensemble inférieur: un faciès sidérolithique éocène?

* Le concept sidérolithique : bref rappel

Selon E. FLEURY (1909), le sidérolithique représente des sédiments continentaux, altérés dans un premier temps sous climat tropical humide (phase de "latérisation"), remaniés par la suite (phase de "sidérolification" ou "sidérolithique "sensu stricto").

Dans le Sud-Est de la France, le sidérolithique désigne des faciès sablo-argileux hétérogènes, souvent localisés dans le calcaire urgonien karstifié (Les Echelles (Savoie), KILIAN, 1898; Mont Salève, BILLAUD et al., 1984). De tels sédiments auraient une origine fluvio-lacustre (DEMARCO et al., 1969); et leur âge serait paléocène à éocène (MILLOT, 1964; BILLAUD et al., 1984), comme aux Echelles en Savoie, où les sables piégés dans le karst ont livré une demi-machoire de *Lophiodon larteti*, d'âge yprésien probable (KILIAN, 1898). Dans le Sud-Ouest (Quercy) et le Massif Central, le sidérolithique est également reconnu (ARCHANJO, 1982; BILLAUD, 1982; TURLAND, 1983).

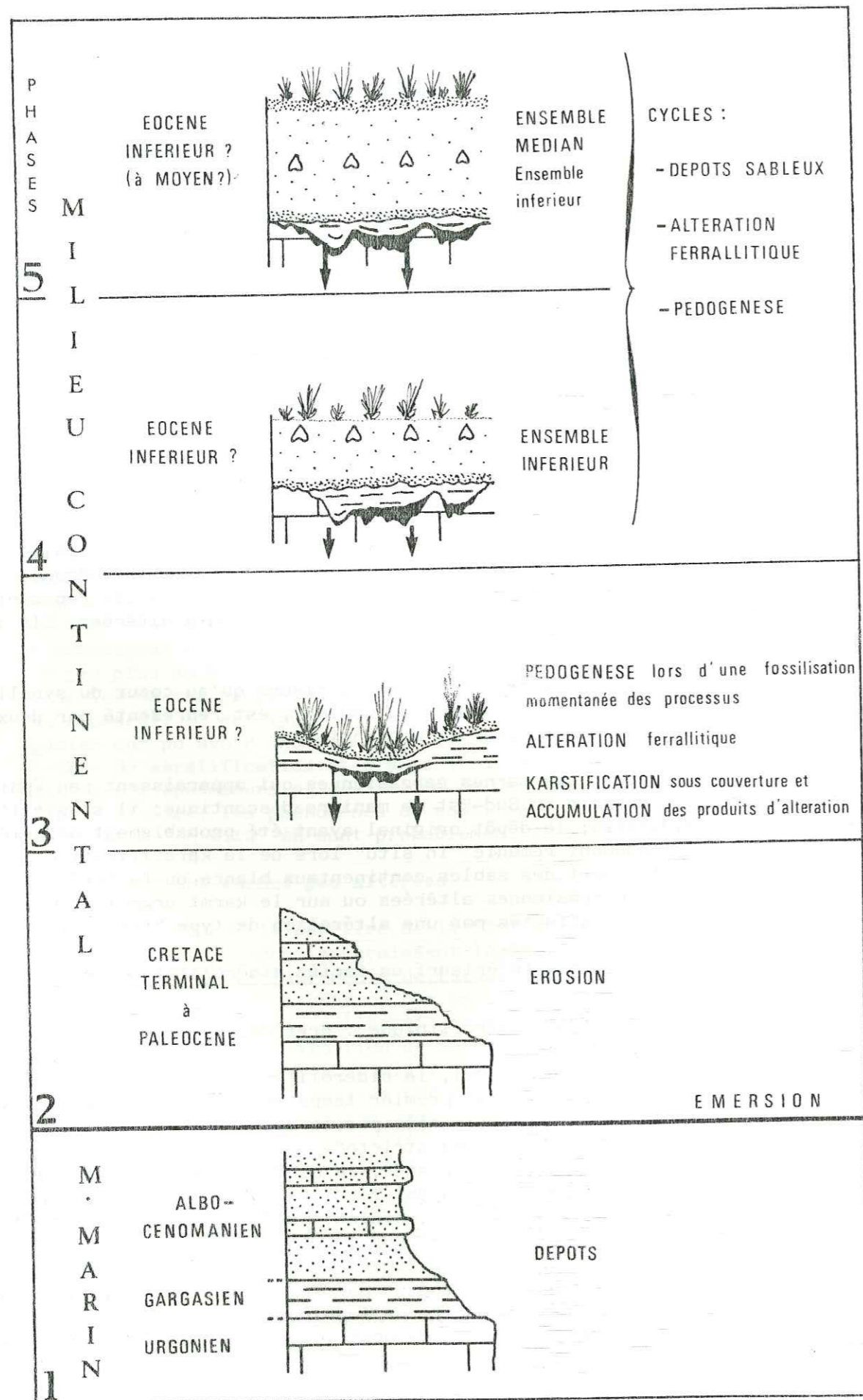


Fig. 23: Les ensembles inférieur et médian : chronologie des événements sédimentaires.

En ce qui concerne le domaine rhodanien, une coupe choisie par J.M. TRIAT à Orgon (Ouest du Bassin d'Apt), montre des sables bigarrés à faciès "sidérolithique", qui reposent sur les calcaires coniaciens et sont recouverts par des calcaires lutétiens (cf carte 1/50 000, Châteaurenard).

Pour reconnaître le faciès "sidérolithique", les critères fréquemment utilisés sont la présence d'argiles et de sables "bigarrés", de sables à grains de quartz roses plurimillimétriques, et de "grès siliceux blancs piquetés de rose", qui "se retrouvent dans toute la vallée du Rhône" (DEPERET, 1894). Néanmoins, pour quelques auteurs, l'âge éocène n'est pas établi pour toutes les formations: certains faciès sableux à quartz roses pourraient appartenir au Crétacé supérieur (TRIAT, 1979; 1982).

Dans le Bassin d'Apt, les auteurs ont attribué au "sidérolithique" diverses formations sableuses azoïques, d'âge crétacé ou éocène, tels que les sables tachetés qui surmontent les ocres ou les sables piégés dans "le karst du Coulon". Pour J.M. TRIAT (1979, 1982), ce sont les ocres d'Apt et de Mormoiron, d'âge "post-cénomaniens moyen", qui représentent la "phase de latérisation" d'E. FLEURY (1909); et ce sont les sables rouges du Bartonien inférieur (TRIAT et TRUC, 1974), qui correspondent à la phase de remaniement (ou "phase sidérolithification"). Ces derniers sont visibles dans le secteur de Rustrel-Gignac, à l'Est du bassin d'Apt; à cet endroit, ils surmontent l'ensemble des faciès ocreux. J.M. TRIAT (1979, 1982) n'exclut pas qu'il puisse exister dans le domaine rhodanien, des altérites paléocènes correspondant à la "phase d'altération de l'argile à silex du bassin de Paris", décrite par M. THIRY et al. (1977).

3) Conclusion

A partir des caractéristiques de "l'ensemble inférieur" du domaine karstifié du Coulon, il convient de replacer cet ensemble, non comme un "faciès représentatif exclusif" du sidérolithique, mais plutôt comme un des événements qui aboutiront à ce faciès. Et cet événement comprend les phases suivantes (fig. 23) :

- 1 - Dépôt des marnes gargasiennes et des sédiments albo-cénomaniens.
- 2 - Entre le Crétacé terminal et le Paléocène, une émergence du secteur se produit, matérialisée par le bombement anticlinal du calcaire urgonien au centre du bassin, qui différencie le "secteur du Coulon", où les dépôts albo-cénomaniens et "pro parte" gargasiens sont érodés et décapés. Cette évolution topographique est responsable du biseautement du Gargasien, qui est entièrement érodé à la limite sud du domaine du Coulon; il subsiste sur une faible épaisseur plus au Nord, et apparaît de plus en plus épais au delà de la limite nord de ce domaine.
- 3 - Entre le Paléocène et l'Eocène inférieur, le calcaire urgonien amené à l'émergence se karstifie sous un climat probablement de type tropical humide, en même temps que sa couverture gargasienne est profondément remaniée et altérée par "kaolinisation" et goethitisation.
- 4 - C'est dans ce paysage que se déposent des sables continentaux (Paléocène-Eocène inférieur?), en contact discordant sur le calcaire urgonien ou les marnes gargasiennes. Ces sables subissent également une altération de type "ferrallitique" (peut-être s'agit-il d'un événement qui affecte de manière synchrone l'ensemble des dépôts paléocène-éocène inférieur et des marnes gargasiennes?), qui conduit à l'installation d'un manteau kaolinique à l'aplomb

du karst. Conjointement, les produits de la karstification sous couverture s'accumulent à l'interface calcaire urgonien - couverture marno-sableuse, qui représente un milieu confiné engorgé.

5 - Les processus de l'altération ne sont pas continus; lors d'une "fossilisation" momentanée du système, des sols à concrétions gypseuses s'individualisent localement en milieu hydromorphe, et sont postérieurement épigénisés lors de reprises de l'altération dans des micromilieus. Ainsi observe-t-on diverses concrétions pédogénétiques à plusieurs niveaux de l'ensemble inférieur. Les phénomènes d'altération kaolinique, de karstification sous couverture et de pédogenèse "transitoire" pourraient se poursuivre jusqu'à l'éocène moyen (ensemble médian, cf § II ci-après).

L'ensemble inférieur correspond donc "pro parte" à des dépôts continentaux probablement paléocène-éocène inférieur et "pro parte" à une "semelle" de marnes gargasiennes résiduelles, fortement érodées et remaniées "in situ". Ces dépôts subissent postérieurement une altération de type "ferrallitique", et un manteau kaolinique s'installe peut-être jusqu'à l'éocène inférieur à moyen. Bien qu'il paraisse difficile de préciser l'âge ou la chronologie rigoureuse des phases évolutives établies auparavant, l'ensemble inférieur doit être rattaché, comme "l'ocrification" à partir du Crétacé terminal (TRIAT, 1979, 1982), à un événement marquant du faciès "sidérolithique" dans le bassin d'Apt au cours de la période paléocène-éocène inférieur.

II. ENSEMBLE MEDIAN

Au sein de l'ensemble inférieur "sensu lato", défini par E. ROCH (1971), une distinction lithologique a été récemment effectuée par J.L. GUENDON (1981) qui subdivise cet ensemble en un ensemble inférieur "sensu stricto", surmonté par un ensemble médian.

Les différentes coupes levées dans le secteur du Coulon montrent que l'ensemble inférieur passe en continuité et progressivement vers le haut à l'ensemble médian; celui-ci se distingue par une couleur jaune rosé à la base puis rouge sombre à brun clair vers le sommet, par une texture argileuse peu sableuse, et par la présence de terriers de type "striotubules" et de granules ferrugineux. Son épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres.

L'étude réalisée par J.L. GUENDON (1981), basée sur des analyses granulométriques, minéralogiques et chimiques (fig. 15 et tabl. I) a conduit l'auteur à envisager une origine pédologique pour cet ensemble : l'ensemble médian est constitué de paléohorizons pédologiques qui se sont installés et différenciés à partir d'une roche mère représentée par les sables de l'ensemble inférieur. Il s'agirait ainsi d'une évolution pédogénétique à partir d'un sédiment préexistant. Dans ce cas, le profil pédologique synthétique de l'ensemble médian du domaine du Coulon comprend de bas en haut les horizons suivants (GUENDON, 1981):

- horizon de base ou roche mère : il s'agit des sables blancs à grains de quartz à auréole de nourissage appartenant à l'ensemble inférieur, visibles dans la coupe de Roquemaure (fig. 14);

- horizon C ou horizon d'altération : ce sont les sables jaunes de l'ensemble inférieur, qui sont caractérisés par une corrosion du squelette quartzéux et un début d'illuviation d'argiles.

Puis viennent les horizons définissant l'ensemble médian :

- horizons Bt illuviaux ou d'accumulation, à texture argilo-sableuse, débit polyédrique et "striotubules";
- horizon tacheté hydromorphe à pseudogley (Btg), ou horizon d'accumulation argileuse, de couleur jaune beige tacheté;
- horizon rouge ferrugineux, gravillonnaire, ou horizon d'accumulation ferrugineuse;
- horizon argileux brun clair de décoloration ou horizon déferruginisé.

Les derniers décimètres peuvent constituer un nouvel horizon hydromorphe, sur lequel repose l'ensemble supérieur avec une limite horizontale nette.

Ce "paléoprofil pédologique", établi à partir des sables de l'ensemble inférieur, est ainsi tronqué de ses horizons A fossilisés par l'ensemble supérieur.

Par comparaison avec de nombreux sols des régions tropicales, J.L. GUENDON (1981) assimile les horizons rouges de l'ensemble médian à des sols rouges ferrallitiques, et les sols beiges à des sols ferrugineux tropicaux lessivés : "l'ensemble médian représente donc les horizons B d'un paléosol ferrugineux tropical".

Si l'ensemble médian possède en effet les marques d'une pédogenèse tardive, son origine peut être beaucoup plus simplement considérée comme un dépôt strictement continental, sus-jacent à l'ensemble inférieur s.s. Ceci dans le cadre d'une nouvelle conception du faciès "sidérolithique" du domaine du Coulon, telle qu'elle a été énoncée précédemment.

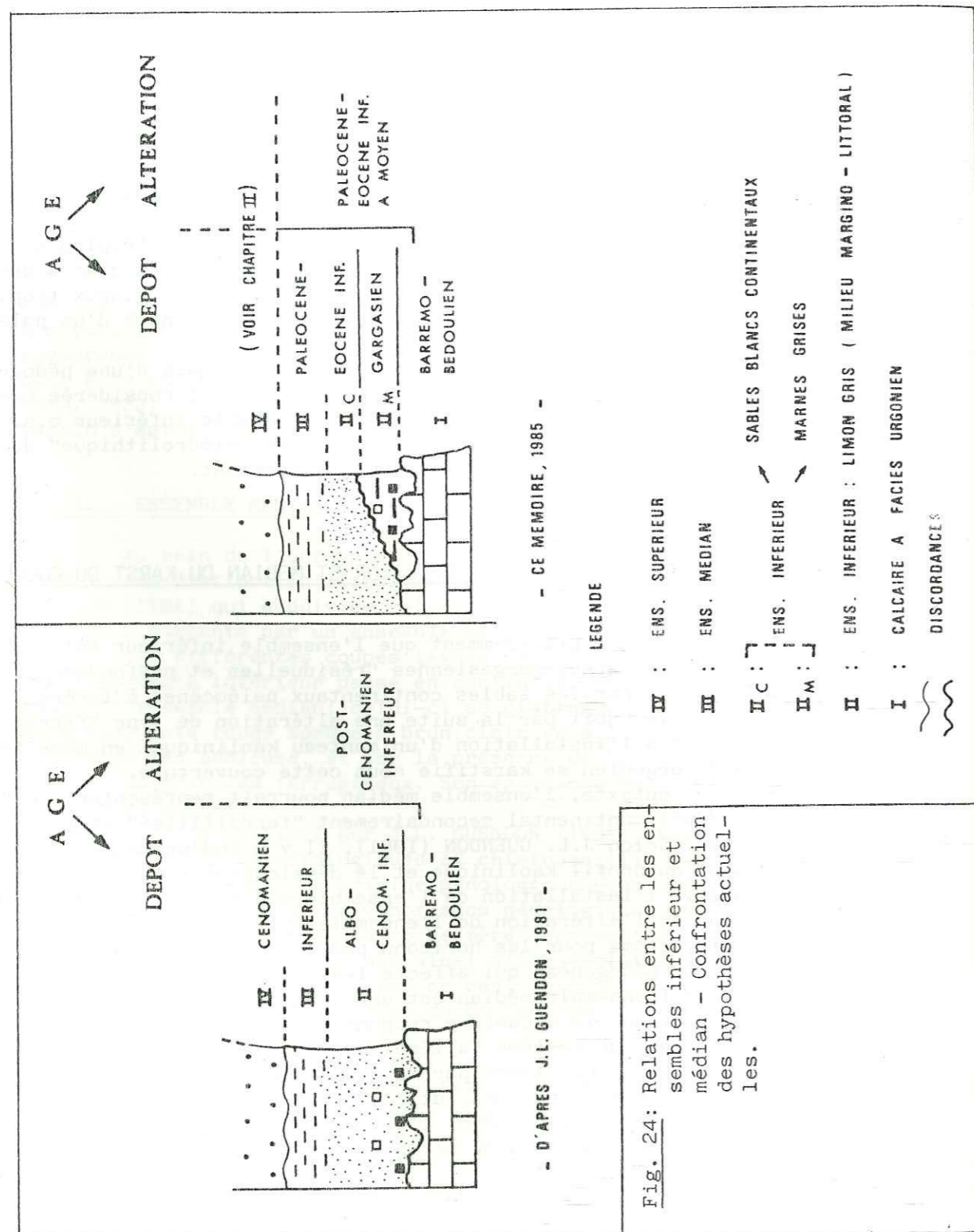
C. RELATIONS ENTRE LES ENSEMBLES INFÉRIEUR ET MEDIAN DU KARST DU COULON

Il a été montré précédemment que l'ensemble inférieur est constitué "pro parte" par les marnes gargasiennes "résiduelles et profondément remaniées", "pro parte" par les sables continentaux paléocènes à éocène inférieur. Cet ensemble subit par la suite une altération de type "ferrallitique", qui aboutit à l'installation d'un manteau kaolinique, en même temps que le calcaire urgonien se karstifie sous cette couverture.

Dans ce contexte, l'ensemble médian pourrait représenter une "seconde" phase de dépôt continental secondairement "ferrallitisé" et postérieurement pédogénisé. Selon J.L. GUENDON (1981), il y a indépendance entre "l'approfondissement du profil kaolinique et le développement du profil pédologique de surface... l'installation de l'ensemble médian correspond à un blocage du processus de l'altération de l'ensemble inférieur".

En fait, comme pour les horizons pédologiques du sommet de l'ensemble inférieur, la pédogenèse qui affecte les sédiments "kaolinisés" (voire "goethitisés" de l'ensemble médian est une conséquence de l'arrêt de la karstification, et non le mécanisme responsable. Elle témoigne d'une "fossilisation" momentanée du système "altération ferrallitique - karstification sous couverture", qui fonctionne par "à coups" (ceci compte tenu des variations climatiques, topographiques, de la dynamique des nappes aquifères...).

De part sa définition même, l'ensemble médian peut être inclus dans l'acceptation du terme "faciès sidérolithique du Coulon", dont il représente un épisode distinct et tardif vis à vis de l'ensemble inférieur, tout en étant regroupé dans la même période Paléocène Eocène inférieur (à moyen?) (fig. 24).



CHAPITRE II

L'ENSEMBLE SUPERIEUR

L'ensemble supérieur, ainsi dénommé par E. ROCH (1971) est un complexe sablo-argileux hétérogène, bariolé de couleurs vives, azoïque et peu épais (de quelques mètres à une trentaine de mètres au maximum). Au sein de cette formation s'individualisent par endroits de petites lentilles de grès siliceux compacts rouges, blanchâtres ou gris, d'aspect colonnaire, parfois surmontés de bancs calcaires blanchâtres. Les calcaires argileux de l'Oligocène couronnent l'ensemble supérieur (ROCH, 1971 et carte géologique de Cavallon au 1/50 000). On retrouve cet ensemble de façon discontinue dans le bassin d'Apt (fig. 25).

Il se rencontre dans la partie occidentale du bassin, à la périphérie du domaine karstifié du Coulon, où il repose sur les sables de l'ensemble inférieur "sensu lato" (secteur de la Tuilerie au Nord-Ouest; secteur de Gourgas-Roquemaure au Sud; secteur de Mauragne au Sud-Est, fig. 25).

On le trouve également, surmontant les faciès ocreux colorés de rouges, jaunes et "blanchis", ou les sables et grès albo-cénomaniens inférieurs "sains", au Nord du bassin (secteur de Roussillon) et à l'Est de la ville d'Apt (secteur de Rustrel-Gignac).

Depuis le milieu du siècle dernier, l'ensemble supérieur comme l'ensemble inférieur étudié précédemment, pose de nombreux problèmes d'ordre lithostratigraphiques et chronostratigraphiques.

De par sa nature en effet, il se différencie mal des sédiments sous-jacents, ocres ou ensemble inférieur, dont il possède souvent un faciès similaire. Il s'ensuit que ses limites sont encore mal définies, ce qui occasionne de nombreuses confusions portant sur son origine et sur son âge.

* Origine

Les auteurs attribuent à l'ensemble supérieur une origine continentale (GRAS, 1862), de type fluvio-lacustre (DEPERET, 1900), voire "partiellement marine - partiellement continentale" (CLAUZADE et al., 1962; ROCH, 1966; 1971). Plus récemment, l'origine continentale de ce complexe a été proposée à nouveau (GUENDON, 1981). Pour l'ensemble des auteurs, les calcaires existants au sommet de la série ont une origine lacustre et aucune hypothèse n'a été jusqu'à présent avancée pour expliquer la genèse des grès siliceux sous-jacents.

* Age

En ce qui concerne l'âge de l'ensemble supérieur, deux parties doivent être distinguées:

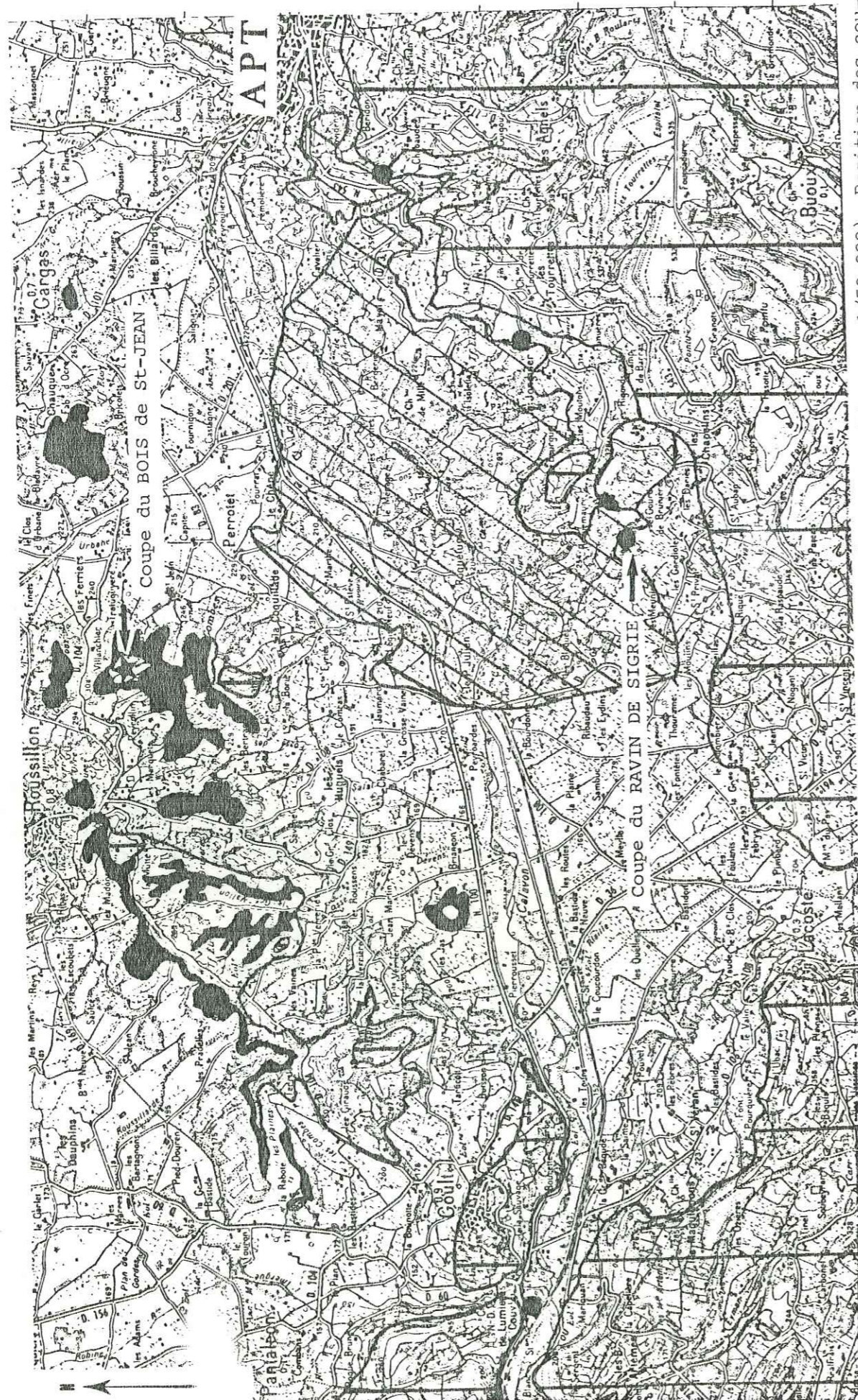


Fig. 25: L'ensemble supérieur dans son contexte géologique (d'après la carte topographique au 1/50 000). Position des coupes étudiées. (Cavaillon)

Le sommet de la série semble ne pas poser trop de problèmes depuis la découverte à la fin du siècle dernier, de gastéropodes continentaux ("Bulimus" hopei et "Planorbis" pseudoammonius, FONTANNES, 1885) dans les bancs calcaires situés au-dessus de la gare de marchandise d'Apt (DEPERET & LEENHARDT, 1890). La présence de ces fossiles permet de les dater de l'Eocène moyen (Lutétien). Une telle découverte a également été faite au Sud-Ouest d'Apt, dans les calcaires situés à l'Ouest de l'abbaye Saint-Hilaire (ROCH, 1966 ; carte géologique de Cavaillon au 1/50 000).

Pour la base de l'ensemble supérieur, comprenant des sables colorés à lentilles de grès siliceux, l'âge crétacé supérieur ou éocène est très controversé. Les travaux les plus récents proposent néanmoins un âge crétacé.

Les travaux les plus récents proposent néanmoins un âge crétacé : cénomano-turonien (ROCH, 1971) ou à partir du Cénomaniens moyen (TRIAT, 1979 ; 1982 ; GUENDON, 1981). Toutes les incertitudes qui pèsent sur l'ensemble supérieur, que ce soit son origine, la signification des différents faciès observés ou son âge, justifient la nécessité d'une révision complète de cette formation.

L'étude comporte deux parties distinctes :

La première partie est consacrée à l'étude lithostratigraphique et chronostratigraphique de l'ensemble supérieur. Il s'agit d'analyser les différents faciès sableux qui le constituent et de reconstituer leur genèse.

La deuxième partie sera entièrement consacrée à l'étude thématique des "grès siliceux" et des "bancs calcaires" sus-jacents qui se rencontrent localement au sein de la formation. L'analyse des mécanismes de leur genèse permettra de rapprocher les grès du bassin d'Apt des silicifications de type "encroûtement siliceux" ou "silcrète" ; et les calcaires des calcitisations de type "encroûtement calcaire" ou "calcrète" (cf. partie III).

A: BASE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR : SABLES ET SILICIFICATIONS ASSOCIEES

I. DIFFERENTES FORMATIONS SABLEUSES EN PRESENCE (FIG. 25 & 26)

Voici les trois faciès sableux qui représentent en quelque sorte les "sédiments d'accueil" des grès siliceux et des quartzites :

- Le faciès des "sables et grès de Pied-Bousquet".
- Le faciès "sables blancs".
- Le faciès "sables bariolés".

Au sein de ces formations, voire au sommet de celles-ci, s'individualisent irrégulièrement des lentilles de grès siliceux massifs, gris à rouge foncé ; ou des dalles quartzitiques beige rosé, qui feront l'objet d'une étude complète dans la partie III.

1) sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"a) Localisation (fig. 25)

Cette formation ne se rencontre que dans la partie occidentale du bassin d'Apt, à la périphérie du domaine karstifié du Coulon.

Au Nord de la rivière du Coulon (fig. 25), les sables et les grès de faciès "Pied-Bousquet" forment une bande discontinue d'environ 6 kilomètres de long, orientée SW - NE ; entre la ferme de la Rabote, située au Nord-Ouest de Goult (lieu-dit "Pied-Bousquet"), et la doline du Fort, qui domine le Sud du village de Gargas. Le site éponyme de "Pied-Bousquet" se trouve à trois kilomètres au Sud-Ouest du village de Roussillon, immédiatement à l'Ouest du chemin départemental 104.

A proximité du domaine karstifié, aux abords de la R.N.100, le faciès de "Pied-Bousquet" n'existe qu'en petites buttes-témoin isolées, visibles en deux endroits :

Entre le hameau du Chêne à l'Est et le village de Goult à l'Ouest ; ce faciès ne s'observe qu'à la carrière de la Tuilerie (fig. 25), et deux kilomètres et demi plus à l'Ouest, au lieu-dit le "Collet-rouge" (fig. 25).

Au Sud du Coulon, le faciès de "Pied-Bousquet" n'apparaît que très ponctuellement à la limite sud du "Karst du Coulon" : dans le secteur de "Roquemaure", situé à l'extrémité sud du Ravin de Gourgas (fig. 25) ; et ceci sur une vingtaine de mètres de long.

b) Position stratigraphique

Au Nord de la rivière du Coulon (secteur nord), les sables de "Pied-Bousquet" reposent en discordance sur les faciès ocreux bien visibles au Sud du village de Roussillon, et très localement sur les sables et grès verts clansayésiens et albiens "sains" (ferme des Bertrands, fig. 25). Cette discordance peut être mise en évidence par un ravinement local au contact des deux ensembles, associé à une accumulation de cailloutis ferrugineux ou gréseux ; ainsi que par la présence de lentilles grésio-ferrugineuses au contact entre les ocres et les sables du faciès "Pied-Bousquet", qui possèdent fréquemment un léger pendage sud, alors que les niveaux ocreux restent sub-horizontaux (site de Bois Saint-Jean; Piquebaure, fig. 25). De plus, les sables et grès de Pied-Bousquet recoupent indifféremment les formations ocreuses rouges, jaunes ou blanchâtres.

Plus au Sud, à proximité de la R.N.100, on retrouve le faciès de "Pied-Bousquet" soit sur les sables de l'ensemble inférieur "sensu stricto", soit sur les argiles sableuses de l'ensemble médian. La zone de passage entre les sables de "Pied-Bousquet" et les sables sous-jacents, bien marquée (ravinements locaux), présente un léger pendage Sud-Est.

Enfin, à l'extrémité sud-est du village de Gargas (fig. 25), le faciès de "Pied-Bousquet" repose à la fois sur une lentille d'ocres rouges et sur les sables verts de l'Albien.

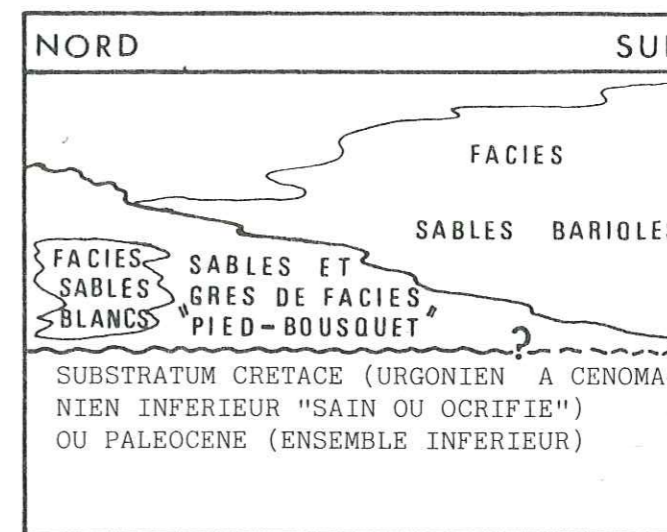


Fig. 26: Géométrie des différents faciès sableux de l'ensemble supérieur (base).

Au Sud du domaine karstifié du Coulon, le faciès de "Pied-Bousquet", bien que fortement réduit, affleure comme à la carrière de la Tuilerie située plus au Nord: en partie sur l'ensemble inférieur sableux et en partie sur l'ensemble médian plus argileux (fig. 26).

c) Aspect à l'affleurement et lithologie

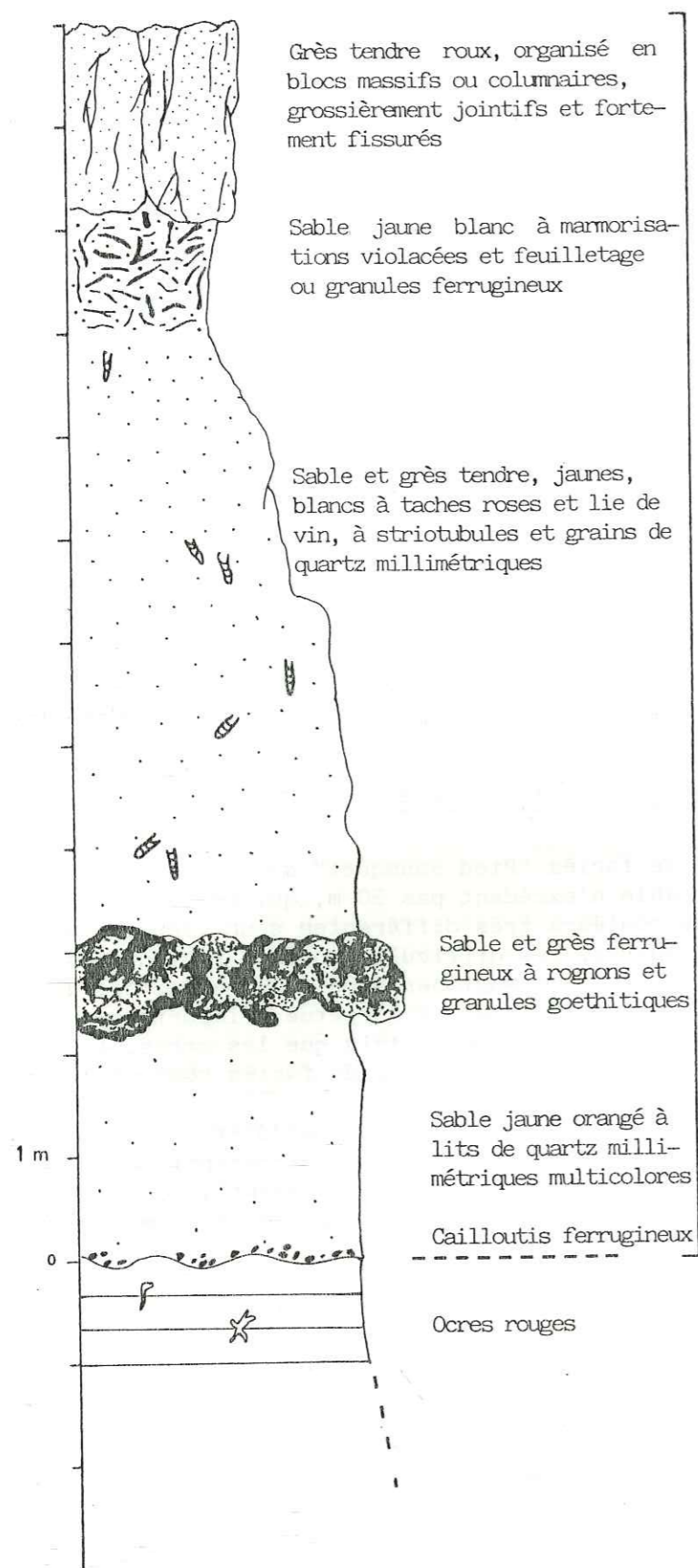
Les sables et grès de faciès "Pied Bousquet" désignent une formation hétérogène d'épaisseur variable n'excédant pas 30 m, qui présente à l'affleurement un aspect et des couleurs très différentes d'un lieu à l'autre. Ceci peut expliquer, entre autres, les difficultés qu'ont rencontrées les auteurs depuis plus d'un siècle, pour englober sous un même faciès, des dépôts aussi disparates. Il s'en est suivi et perpétué d'importantes confusions avec d'autres sables du bassin d'Apt, tels que les ocres, les sables de l'ensemble inférieur et médian, ou ceux du faciès "bariolé" (cf partie I, chapitre 1).

A partir de coupes levées dans les secteurs nord et sud de la partie occidentale du bassin, des critères d'ordre pétrographique et minéralogique, voire plus qualitatifs (aspect à l'affleurement), vont être fournis afin de bien préciser et clarifier le concept et la signification du faciès "Pied Bousquet".

* Les affleurements de la partie septentrionale du bassin d'Apt

coupe éponyme de "Pied Bousquet" (fig. 27)

Au Nord-Ouest du domaine karstifié du Coulon, à l'Ouest du chemin départemental 104, au niveau du carrefour des "Ferriers", existe l'affleurement qui a permis de définir le faciès de "Pied Bousquet" (ROCH, 1971). A cet endroit, les sables et grès de "Pied Bousquet" reposent sur les faciès ocreux rouges ou jaunes par l'intermédiaire d'un niveau discontinu marqué, à léger pendage sud, où se concentrent des cailloutis gréseux ou ferrugineux roses, jaunâtres à brun noir (fig. 27).



kaolinite 100 %

F
A
C
I
E
SD
EP
I
E
D

I

B

O

U

S

Q

U

E

T

Goethite + 20 %

Fig. 27: Coupe de Pied-Bousquet, site éponyme au Sud Ouest de Roussillon.

0 - 2,00 m. La coupe débute par un niveau sableux assez homogène, compact, de couleur blanche à jaune pâle, à imprégnations orangées diffuses. Le sédiment contient par endroits de petites lentilles décimétriques subhorizontales de graviers siliceux blanchâtres à facettes émoussées, ou de contour ovoïde. On trouve également de petites passées de grains de quartz millimétriques translucides, gris, verts, roses ou jaunes, à patine terne ou luisante, et à contours arrondis. Le sable forme une masse sans structure particulière; sa composition minéralogique est à quartz dominant (70 à 80 % de la roche totale), et la kaolinite est le minéral argileux exclusif. Des traces de goethite apparaissent dans les taches orangées.

2,00 - 3,00 m. Très rapidement, le sable devient plus sombre vers le haut (moutarde à brunâtre), en même temps qu'apparaissent de fines raies orangées horizontales ou ondulées, parallèles entre elles. Le sédiment reste compact et homogène, et riche en quartz multicolores hétéromorphes, pouvant atteindre 2 à 3 mm de diamètre. Minéralogiquement, la kaolinite est l'argile exclusive du sédiment, tandis que le quartz domine largement la roche totale (80 %). Ce niveau métrique est surmonté d'un complexe grésio-ferrugineux qui apparaît en saillie dans le profil. Un tel complexe, discontinu, possède une épaisseur d'un mètre au maximum. Il forme une lentille qui s'étend sur une trentaine de mètres de long; légèrement pentée au Sud, et disparaît brutalement en ses extrémités. De teinte brunâtre à orangée, cette lentille possède une texture variable: il peut s'agir d'un sable meuble, qui passe latéralement et/ou verticalement, brutalement ou progressivement, à de gros blocs demi-métriques de grès tendres. Des éclats de quartz laiteux ou roses sont visibles un peu partout; ils sont fréquemment anguleux ou à contours dentelés et sont pris, dans le grès tendre, par un ciment argilo-ferrugineux homogène, goethitique et kaolinique, très poreux et fissuré. Dans tout le complexe, s'isolent des nodules centimétriques ou des rognons noirâtres, voire des granules dispersés. Ces éléments ferrugineux, en cassure, montrent la zonation suivante, de la périphérie vers le centre:

- un cortex sableux beige à brunâtre, millimétrique, friable, à grains de quartz laiteux et émoussés;
- une auréole centimétrique mauve noirâtre, à patine brillante, dure et poreuse. On n'observe pas de quartz à l'oeil nu;
- un coeur brun jaune très dur, brillant, à cassure tranchante, où de rares grains de quartz grisâtres sont visibles.

+ Microfaciès (fig. 28)

Une plaque mince réalisée dans cet échantillon montre le faciès suivant :

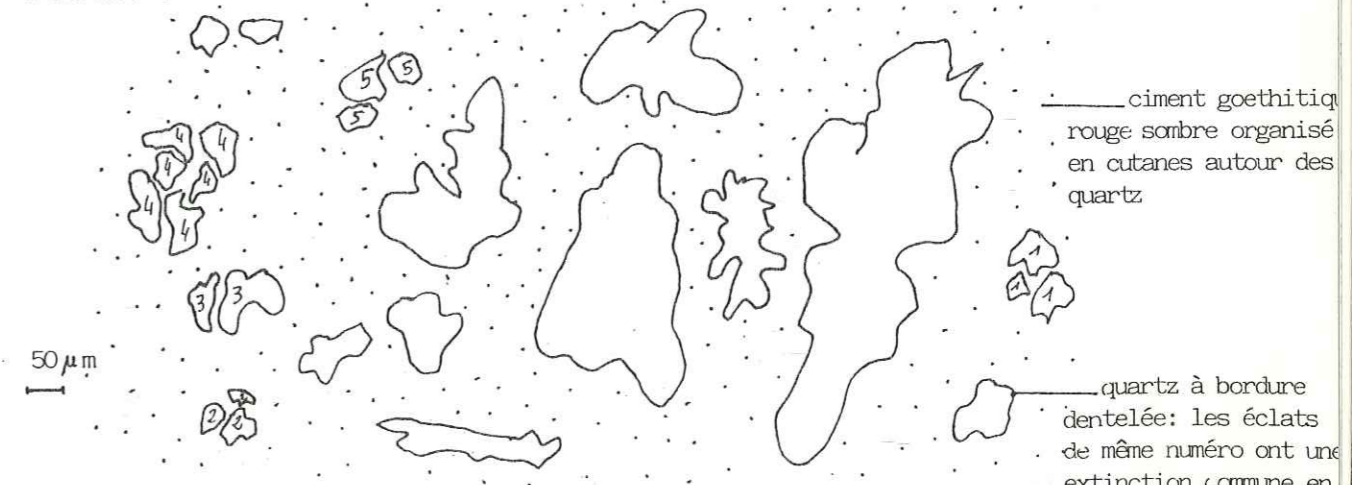


Fig. 28: Microfaciès des nodules du complexe grésio-ferrugineux.

Les grains de quartz ont une taille variable; ils sont le plus souvent déshiquetés, fissurés, mais conservent, lorsqu'il s'agit d'un monocristal, des éclats à extinction commune en lumière polarisée. Le plasma argilo-goethitique envahit les moindres fissures, dilacère les quartz qui ne sont pas déplacés. Ces observations rejoignent tout à fait les descriptions de J.M. TRIAT (1979) réalisées à l'Est d'Apt, dans le vallon de Gorgues, où l'on retrouve un tel complexe grés-ferrugineux à nodules au dessus de sables blancs continentaux, qui surmontent eux mêmes un faciès ocreux "blanchi".

+ Minéralogie du complexe grés-ferrugineux

Lorsque la roche est claire, le quartz occupe environ 80 % de la roche totale, accompagné d'un peu de kaolinite dans la fraction argileuse. Avec les taches brunâtres apparaît la goethite, qui devient le minéral dominant dans les rognons et les nodules (environ 60 % de la roche totale). En règle générale, il apparaît que :

- plus le sédiment est de couleur foncée, plus il devient dur, cassant, et peut être qualifié de grés quartzeux à ciment argilo-goethitique;
- au contraire, plus il est clair, plus il se rapproche d'un sable hypersiliceux.

Entre ces deux pôles existent tous les intermédiaires possibles. A la suite de ces observations, nous verrons les interprétations génétiques concernant ce complexe grés-ferrugineux à la fin de ce chapitre.

3,00 - 9,00 m. On passe sans transition, vers le haut et latéralement, à une formation constituée de sables meubles et de grés tendres, de teinte blanc très pur, jaune pâle à mauve. On observe fréquemment des taches et marmorisations lie-de-vin, vertes ou bronzes. A ce niveau du profil, le passage des couleurs est quelconque et indépendant de la lithologie.

Ces grés tendres forment dans le paysage des dômes arrondis, bosses ou mamelons, voire des pitons verticaux plurimétriques. Le tout est fortement surcreusé, raviné, entaillé de fissures verticales ou horizontales; et de petites crevasses apparaissent localement. Il s'agit là d'un critère essentiel de reconnaissance du faciès "Pied Bousquet" sur le terrain.

Observée en place, la roche est abondamment striée de fines raies millimétriques ondulantes, verticales ou horizontales, sécantes ou parallèles entre elles. Ces raies ont le plus souvent une couleur violacée. Lorsque le sédiment est jaunâtre, on peut observer de petites taches centimétriques, arrondies, ovoïdes ou en forme de cigare, de quelques centimètres de long pour une section d'un centimètre, à l'intérieur desquelles sont visibles des lits mauves millimétriques, concentriques, ou à empilement concave vers le haut. Ces taches ont une orientation aléatoire; elles correspondent à des organisations de terriers de type "striotubules" (BREWER, 1964), indicateurs fidèles des faciès continentaux (PLAZIAT, 1971). Dans tout le niveau, on rencontre tous les intermédiaires possibles entre les sables et les grés tendres. Les variations concernent les couleurs, le débit, la teneur en grains de quartz millimétriques, l'abondance de striotubules, la fissuration. Seule la minéralogie est homogène : outre la présence nettement dominante du quartz (70 à 80 % de la roche totale), on retrouve un peu de kaolinite dans la fraction argileuse, et des traces de goethite dans les passées orangées à jaune moutarde.

9,00 - 10,00 m. Le passage aux grés tendres sus-jacents est assez flou, il se marque toutefois par un changement de couleur du sédiment, qui devient franchement bariolé; les teintes principales étant réparties entre le blanc, le jaune, le violet et le vert, qui peuvent constituer des taches décimétriques ou des marbrures. Les caractéristiques sédimentolog.

ques de ce niveau sont quasi identiques à celles du niveau sous-jacent. On note toutefois une plus grande densité de grains de quartz millimétriques, et la présence de rognons ferrugineux ou de feuilletts millimétriques noirâtres, irrégulièrement dispersés. Ces feuilletts indurés sont obliques, verticaux ou horizontaux, parallèles ou sécants entre eux. Ils sont exclusivement goethitiques et soulignent les discontinuités physiques du sédiment, en matérialisant les nombreuses fissures qui parcourent la masse gréseuse. La minéralogie du sédiment reste à quartz dominant, kaolinite exclusive dans la fraction argileuse et goethite dans les taches brunâtres. Le passage aux grés sommitaux est progressif et irrégulier.

10,00 - 13,00 m. Un entablement gréseux hétérogène, légèrement penté vers le Sud, constitue le sommet de la coupe. Il s'agit de blocs massifs, grossièrement polyédriques, parfois élancés, de couleur sombre, rouille à brunâtre. Ces blocs sont plus ou moins jointifs et alignés horizontalement. Ils sont généralement hachés par des microdiscontinuités verticales et horizontales, qui assurent une structuration colonnaire du grés. Ces éléments compacts sont intimement associés à un sable bariolé, qui "colmate" en quelque sorte l'entablement. On retrouve dans tout le niveau des grains de quartz millimétriques, tandis que la minéralogie des grés reste tripartite : quartz dominant, kaolinite exclusive dans la fraction argileuse, et goethite à l'état de traces dans les taches brunes.

Lorsque le passage entre ce faciès sommital et les sables et grés tendres sous-jacents est brutal, il est marqué par un niveau discontinu de sables meubles, sur lesquels "reposent" littéralement des blocs gréseux. Les organisations gréseuses massives, tabulaires, d'aspect trappu ou colonnaire qui couronnent le profil sur 2 à 3 m d'épaisseur, représentent le deuxième critère de différenciation du faciès "Pied Bousquet" à l'affleurement. Il reste toutefois complémentaire du premier et peut localement faire défaut.

. Coupe du bois de Saint Jean (fig. 25 à 30)

A la colline Saint Jean, les sables et grés tendres à faciès de "Pied Bousquet" existent à l'extrémité sud-est, où ils surmontent un faciès ocreux rouge. En ce lieu, le faciès "Pied Bousquet" est réduit à 3 ou 4 m, et constitue une lentille de 15 m de longueur.

0,00 - 1,00 m. Au dessus des ocres, s'individualise un petit niveau grés-sableux hétérogène, horizontal, formé de deux bancs compacts de 20 à 30 cm d'épaisseur, intercalés dans un sable meuble. Les teintes dominantes de cet horizon sont le beige et le mauve. Les bancs compacts comme le sable ne contiennent pas de minéraux visibles à l'oeil nu, leur minéralogie est à quartz dominant, kaolinite exclusive dans la fraction argileuse, et la goethite est présente sans excéder 5 % de la roche totale. Le passage aux sables et grés tendres sus-jacents est bien marqué, il se fait sans transition.

1,00 - 4,00 m. Il s'agit d'un ensemble homogène de sables et de grés tendres compacts, de couleurs pâles (jaune, beige, rose et brunâtre), à raies millimétriques violacées ondulantes et sub-parallèles entre elles, identiques à celles rencontrées dans la coupe du site éponyme de Pied-Bousquet. La roche est extrêmement riche en grains de quartz millimétriques, multicolores et hétéromorphes. Toute cette masse grés-sableuse est parcourue par des discontinuités physiques dendritiques d'orientation verticale dominante, qui différencie des blocs colonnaires élancés, ondulés en sur-

face. Des discontinuités horizontales mineures redécoupent les blocs en unités prismatiques plus massives. Ainsi met-on en évidence deux systèmes sub-orthogonaux de discontinuités (fig. 29):

- un système vertical majeur, qui fissure les grès tendres, leur assure un débit colonnaire et crée des couloirs d'effondrement sub-verticaux ("sablification");

- un système horizontal mineur, qui redécoupe les blocs et donne une structure d'empilement assez fruste, par le jeu de fentes planaires.

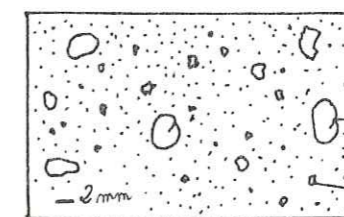
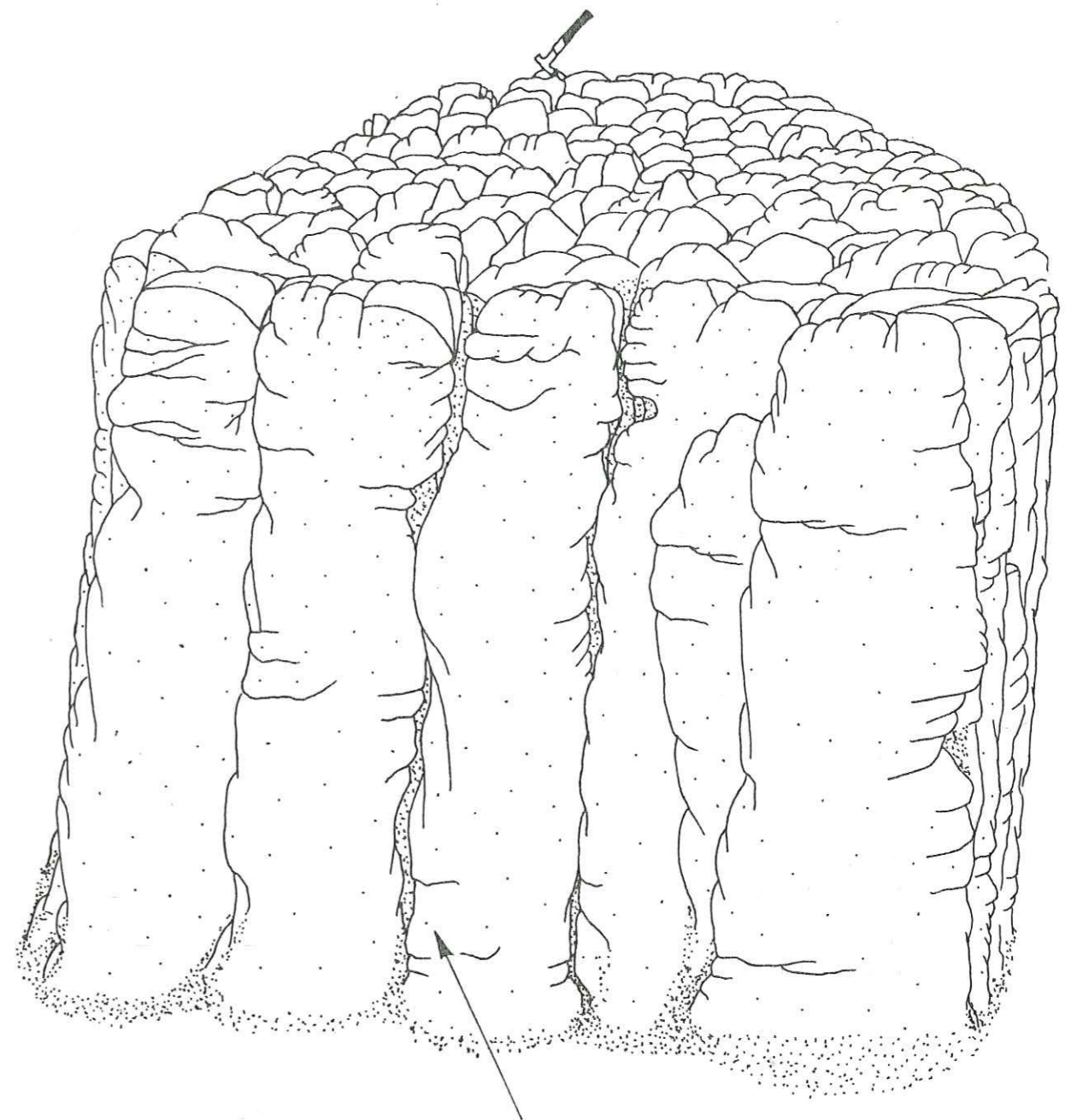
Comme dans le site éponyme, les grès tendres montrent une surface bosselée caractéristique. C'est en surface que se trouvent de petits galets gréso-ferrugineux ovoïdes.

Dans toute la coupe, la composition minéralogique de la roche est homogène; le quartz est largement dominant, associé à la kaolinite qui est le minéral argileux exclusif, tandis que la goethite n'existe qu'à l'état de traces dans les imprégnations brunâtres. Il est important de signaler qu'au sommet de la coupe, le faciès de "Pied Bousquet" passe très progressivement vers le Sud à une lentille de sables blancs tachetés de jaune et de mauve, fortement cimentés, et parcourus de filons millimétriques à centimétriques, anastomosés, de silice vitreuse brune. Cette lentille, dont l'épaisseur n'excède quelques décimètres, ne possède pas de structure particulière.

L'observation en plaque mince montre que le ciment de la roche, comme les filons vitreux, sont constitués de calcédoine "sensu lato", voire de rares sphérolites de calcédonite. De plus l'analyse minéralogique de cette lentille révèle que la kaolinite n'existe qu'à l'état de traces, et que la goethite est absente. Le quartz, sous forme de grains détritiques, et la calcédoine (ou calcédonite, plus rarement) sont donc les constituants quasi exclusifs à cet endroit. Nous verrons, dans une étude complète (partie III), que le faciès observé ici, correspond à un processus de silicification discrète des sables à faciès de "Pied Bousquet". Toutefois, le phénomène relaté au Bois de Saint Jean est accessoire, il est en effet beaucoup plus marqué sur le site de Piquebaure, dans le village de Roussillon (fig. 25), où l'on rencontre une véritable dalle quartzitique qui couronne les sables à faciès de "Pied Bousquet". L'étude de cette dalle sera présentée dans la partie III.

. Coupe de la Tuilerie (fig. 25)

La carrière de la Tuilerie est située à la limite nord du karst du Coulon (fig. 25). A cet endroit, le faciès "Pied Bousquet" repose indifféremment sur les sables de l'ensemble inférieur ou sur les argiles sableuses de l'ensemble médian. Le faciès de "Pied Bousquet" débute par 4 m de grès tendres, compacts, de couleur jaune à beige, à marmorisations mauves, violacées ou roses. Ces grès présentent à l'affleurement une allure caractéristique, déjà observée dans les coupes décrites précédemment. Ils forment des mamelons, bosses et pitons verticaux, qui confèrent à la roche des contours en dômes et un aspect massif. Le grès contient d'abondants grains de quartz millimétriques multicolores, hétéromorphes, et il existe par endroits des traces arrondies de terriers de type striotubules, reconnaissables de par leur teinte mauve soulignée de lits millimétriques concaves de couleur plus claire. Vers le haut, les grès tendres jaunâtres deviennent progressivement plus foncés (violacés à orangés) et s'ameublissent. On passe ainsi à une lentille de grès friable, épaisse de 10 à 15 cm, également riche en quartz millimétriques. La coupe se termine par une lentille d'épaisseur métrique, comportant des passées de grès dur, bariolé (jaune, rose, mauve) noyées dans un sable rose. La sur-



matrice argilo-quartzreuse jaunâtre

quartz rose, rouge ou laiteux arrondi

éclat de quartz translucide à contour dentelé

Fig. 29: Allure "columnaire" et microfaciès des sables et grès tendres de faciès "Pied Bousquet" à la colline Saint Jean.

face de cette lentille est jonchée de cailloutis grés-ferrugineux brun foncé à violacés, lisses et mats. Toute la coupe est minéralogiquement homogène : le quartz est dominant, la kaolinite est exclusive dans la fraction argileuse.

* Les affleurements de la partie méridionale du bassin d'Apt

Le faciès de "Pied-Bousquet" n'existe de manière nette que dans le Ravin de Gourgas.

. Coupe du Ravin de Gourgas (fig. 30)

Ce ravin serpente du Sud au Nord le karst du Coulon. A son extrémité sud, les sables et grès à faciès de "Pied Bousquet" affleurent sur 6 à 7 m d'épaisseur, et sont visibles sur une dizaine de mètres de long. Ils possèdent à cet endroit un contact net à la fois sur les sables blancs et roses de l'ensemble inférieur, et sur les argiles sableuses rouges de l'ensemble médian.

0,00 - 4,00 m. La coupe débute par des sables et des grès tendres compacts, jaune moutarde à mauves, non structurés, qui forment une paroi lisse à l'aplomb des ensembles inférieur et médian. Très localement, le sable induré est parcouru de fentes verticales ou courbes qui découpent des dômes arrondis, grossièrement columnaires. Tout le niveau est piqueté de grains de quartz plurimillimétriques et hétéromorphes. Outre la présence de quartz largement dominant, le sédiment contient de la kaolinite, minéral argileux exclusif, et de la goethite en quantité constante (environ 10 % de la roche totale).

4,00 - 6,00 m. Vers le haut, les sables et grès tendres passent progressivement à un grès quartzeux qui s'organise en bancs sub-horizontaux d'épaisseur centimétrique, individualisés de manière fruste par la présence de discontinuités sub-horizontales. Ces discontinuités sont mises en évidence par des passées de sable fin. Le grès se débite en blocs massifs, qui ne contiennent pas de grains de quartz visibles à l'oeil nu. Minéralogiquement, ce niveau se distingue des sables et grès sous-jacents par l'absence de goethite. Le quartz reste le minéral dominant, et la kaolinite, le minéral argileux exclusif.

Il s'agit ici d'un affleurement réduit à quelques mètres d'extension latérale, qui disparaît brutalement à ses extrémités. Dans cette partie sud du Coulon, des sables kaoliniques bariolés présents en bordure du C.D. 3 (domaine de l'Isolette), pourraient représenter un faciès de "pied-Bousquet", toutefois peu caractéristique.

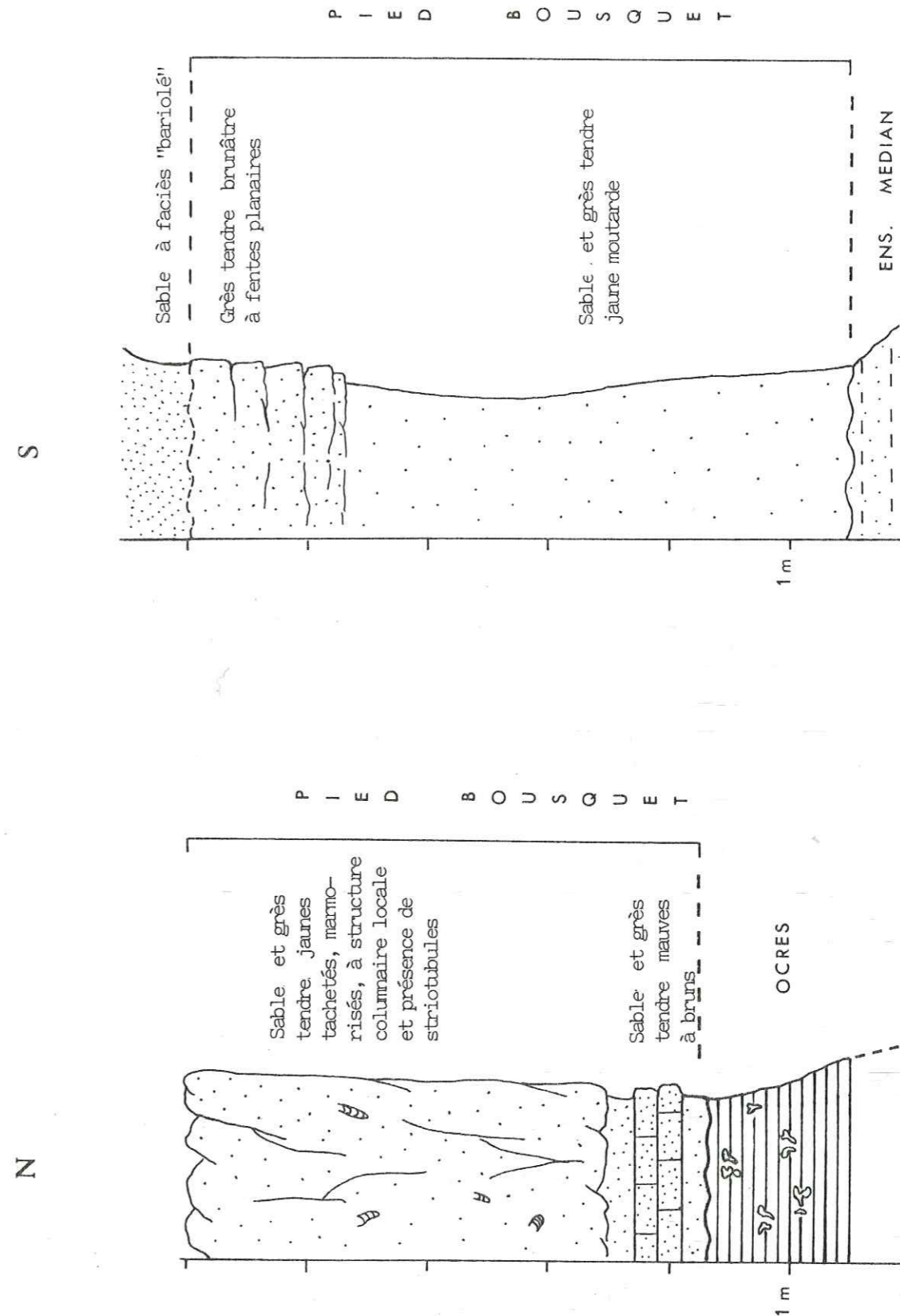


Fig. 30: Discordance du faciès de "Pied Bousquet" sur les sédiments crétacés (au Nord) et paléocène-éocène inférieur (au Sud).

d) Caractères lithostratigraphiques du faciès de "Pied-Bousquet"

* Géométrie des dépôts

Les sables et grès à faciès de "Pied-Bousquet" constituent un ensemble hétérogène, non stratifié, azoïque, qui affleure dans la partie occidentale du bassin d'Apt. On le retrouve bien représenté au nord du domaine du Coulon, où il peut atteindre localement une épaisseur de 30 mètres ainsi qu'au Bois de Saint Jean (fig. 30).

Dans ce secteur, les sables et grès à faciès de "Pied-Bousquet" reposent en discordance nette sur l'albien sablo-gréseux sain ou ocrifié (lieu-dit les "Bertrands") (fig. 25 et 30).

En bordure immédiate de la R.N.100 (lieu-dit la "Tuilerie"), on retrouve les sables et grès à faciès de "Pied-Bousquet" sur les sables des ensembles inférieur et médian.

Dans la partie sud du bassin d'Apt, le faciès de "Pied-Bousquet" n'existe qu'à l'extrémité sud du Ravin de Gourgas (fig. 25). A cet endroit il repose avec une discordance nette, comme à la carrière de la "Tuilerie" située plus au Nord, sur les sables des ensembles inférieur et médian. J.L. GUENDON (1981) a montré (Coupe de Roquemaure) que "la base de l'ensemble supérieur (c'est à dire le faciès de "Pied-Bousquet") tronque l'ensemble médian de son horizon supérieur".

* Constance à l'affleurement et variations locales

Les coupes précédemment étudiées montrent que les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" se présentent à l'affleurement en masses compactes, mamelonnées, constituant des dômes arrondis en demi-orange, voisinant avec des pitons verticaux en saillie dans le paysage. Leur surface est bosselée, fissurée et entaillée de petites gorges étroites et de crevasses. Cette allure particulière est un critère de reconnaissance du faciès de "Pied-Bousquet", de même que les teintes délavées de ce faciès, toujours dominées par le jaune, le rose, le beige et le mauve, striées de fines raies ondulantes violacées, ou tachetées de mauve par la présence de terriers de type striotubules.

Le deuxième critère d'identification de ce faciès, plus accessoire, est fourni par la présence de niveaux gréseux sombres, orangés, bruns, lie-de-vin ou vert, qui couronnent les coupes sur une épaisseur variable (site de Pied-Bousquet, carrière de la Tuilerie).

Ces grès existent également, sur une épaisseur plus réduite, mais sont plus ferrugineux, à la base du faciès (site du Bois Saint-Jean ; site éponyme de "Pied-Bousquet").

* Constance minéralogique

Le quartz est le minéral dominant ; qu'il constitue des grains

millimétriques ou qu'il appartienne à la fraction fixe. La kaolinite est le minéral argileux exclusif et la goethite est souvent présente à l'état de trace, mais peut constituer 10 % de la roche totale lorsque le sédiment est brun-orangé. Ce sont là les trois minéraux ubiquistes du faciès de "Pied-Bousquet".

* Présence de silicifications

Celles-ci peuvent être observées au site du Bois Saint-Jean, de Piquebaure, ou à la colline de "Pié-Roux". Il peut s'agir de filons dendritiques de calcédoine dans des sables, d'un grès quartzeux à ciment de calcédoine (Bois Saint-Jean), mais également de véritables dalles quartzitiques qui couronnent les sables et grès tendres à faciès de "Pied-Bousquet". La partie III reprendra l'analyse complète de ces silicifications qui aboutissent, entre autre dans les sables à faciès de "Pied-Bousquet", à l'installation de véritables "silcrètes".

e) Hypothèses concernant la genèse et l'âge des sables et grès de faciès de "Pied-Bousquet"

* Rappel

Selon G. CLAUZADE, E. ROCH et A. TAMISIER (1962) et E. ROCH (1966 ; 1971), les sables grès de faciès "Pied-Bousquet" ont une origine "partiellement marine - partiellement continentale". L'origine "partiellement marine" serait confirmée par la présence de micrastéridés, trouvés "dans des blocs éboulés proches de Saint-Pantaléon" (fig. 25). Pour ces auteurs, le faciès de "Pied-Bousquet" comprend pro-parte des "sables rouges à stratifications entrecroisées", et pro-parte "des sables et grès tendres en bancs massifs, arrondis et jaunes ; surmontés par des sables rouges". Ils attribuent un âge cénomanien inférieur au faciès de Pied-Bousquet, qui surmonte les ocres "albiennes".

Pour J.M. TRIAT (1979 ; 1982) ; le faciès de Pied-Bousquet comprend des sables blancs qui correspondent aux grès verts glauconieux du Céno-manien moyen, absents dans la partie occidentale du bassin d'Apt . . . Ces grès verts, secondairement blanchis lors des processus de l'ocrification, donneraient ainsi les sables blancs observés à l'affleurement. Ce blanchiment interviendrait à partir du Céno-manien moyen.

En ce qui concerne l'hypothèse émise par G. CLAUZADE et al. (1962) et E. ROCH (1966 ; 1971) ; il a déjà été montré auparavant que "les sables rouges à stratifications entrecroisées" d'origine marine, sont confondus avec les sédiments glauconieux marin du clansayésien et de l'albien, secondairement ocrifiés en milieu continental (TRIAT 1979 ; 1982). De plus, les blocs à micrastéridés découverts par E. ROCH (1971), ne peuvent être attribués au faciès de "Pied-Bousquet", qui n'existe pas dans le secteur de Saint-Pantaléon (fig. 25).

Nous verrons également (chapitre 2 partie II), que les sables rouges surmontant les sables et grès tendres de couleur jaune n'appartiennent pas au faciès de "Pied-Bousquet", dont ils sont lithostratigraphiquement indépendants.

L'hypothèse émise par J.M. TRIAT (1979) ne peut de même être retenue : il existe effectivement, comme il va être montré plus loin, un faciès "sable blanc" qui est compris dans l'acception du faciès de "Pied-Bousquet" ; mais il ne s'agit là que d'une formation extrêmement réduite, vis à vis des sables et grès tendres qui viennent d'être décrits. De plus, les sables et grès du faciès "Pied-Bousquet" constituent une entité à part entière, discordante sur différents ensembles sédimentaires marins (sables et grès verts albiens, sains ou ocrifiés) ou continentaux (ensembles inférieur et médian). Il ne peut donc s'agir d'une différenciation ultime des sédiments crétacés marins "ocrifiés".

En fait, les sables et grès du faciès "Pied-Bousquet", parfaitement "calés" lithostratigraphiquement dans le bassin d'Apt, constituent une masse de sédiments non stratifiés, azoïques, riches en gros grains de quartz détritiques multicolores et en terriers de type strio-tubules, qui confèrent à la totalité du faciès un cachet strictement continental.

* Nouvelle conception du faciès de Pied-Bousquet

Les sables et grès du faciès de "Pied-Bousquet" doivent être considérés comme un dépôt continental reposant sur les terrains crétacés (sables et grès albiens "sains" ou ocrifiés à partir du Cénomaniens moyen) ou sur ceux d'âge paléocène à éocène inférieur (ensemble inférieur "sensu lato" à faciès "sidérolithique du Coulon"). Par la suite, ce dépôt va subir en milieu continental, sous climat probablement de type tropical humide à saisons contrastées, une altération de type "ferrallitique" (CHATELIN, 1972, 1974; BOCQUIER, 1973 ; 1976 ; TRIAT et GUENDON, 1975 ; TRIAT, 1979 ; 1982). Il se produit une kaolinisation et une goethitisation du sédiment détritico-phylliteux initial ; dans une altération "sensu stricto" (MILLOT & BONIFAS, 1955 ; BONIFAS, 1959 ; MILLOT, 1964), qui correspond à une hydrolyse des silicates et de la silice, totale pour les phyllites, et partielle pour les quartz, en contexte lessivant. Les ions ainsi libérés sont évacués hors des profils d'altération, et seules la silice et l'alumine se recombinaient partiellement sur place et permettent la néoformation de kaolinite, qui s'accumule de façon relative à l'amont des profils (BOCQUIER, 1973) ; c'est le domaine de la monosiallisation (PEDRO, 1968). Par la suite, la kaolinite peut être exportée à l'aval des profils, par illuviation (BOCQUIER, 1973). Les conditions oxydantes régnant dans le milieu favorisant d'une part l'adsorption du fer par les kaolinites, et d'autre part la précipitation d'hydroxydes de fer (MAIGNIEN, 1958 ; BOCQUIER, 1973 ; 1976). Lorsque la kaolinite subit une illuviation vers l'aval, elle va créer un horizon colmaté générateur de conditions hydromorphes. Il y a deferrification des kaolinites et le fer s'accumule de façon absolue, en épigénisant les quartz et les argiles présentes. Il se forme alors une cuirasse ferrugineuse qui progresse ensuite vers l'amont (MAIGNIEN, 1958 ; NAHON, 1976 ; BOCQUIER, 1976). Tel pourrait être le cas du niveau gréso-ferrugineux décrit à la base du site éponyme de "Pied-Bousquet", qui se rencontre également au site de Piquebaure (fig. 25) et dans le vallon de Gorgues, où il a été étudié par J.M. TRIAT (1979 ; 1982). Dans toutes les observations, ce niveau reste fortement quartzueux, donc peu "évolué" et ne dépasse pas le stade d'altération type "faciès gréseux simple" (NAHON, 1976). L'altération ferrallitique qui affecte les sables continentaux de faciès "Pied-Bousquet" doit être



rapprochée de celle subie par l'ensemble inférieur "sensu stricto" mais doit en être chronologiquement distinguée. En effet, les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" représentent un dépôt continental discordant sur l'ensemble médian non altéré (GUENDON, 1981). Cette discordance étant matérialisée par une troncature des horizons supérieurs de l'ensemble médian, ou horizon "A" (GUENDON, 1981). Il y a donc lieu de considérer deux événements "kaolinisants" dans le bassin d'Apt ; bien distincts dans le temps (fig. 31). (Il est sous-entendu que, dans chacun des événements, le polyphasage de l'altération ferrallitique est probable).

Il s'agit :

- d'une part de dépôt(s) puis altération(s) de l'ensemble inférieur, puis individualisation d'un dépôt non altéré, d'origine pédogénétique : l'ensemble médian, qui recouvre avec une limite nette les sables de l'ensemble inférieur (limite soulignée qualitativement par une couleur rouge sombre uniforme de l'ensemble médian ;

- d'autre part à nouveau dépôt(s) et altération(s) de sables continentaux, aboutissant au faciès de "Pied-Bousquet".

L'altération ferrallitique tend vers un statut minéralogiquement homogène, à quartz, kaolinite et goethite. Elle affecte au départ des "roches mères" lithologiquement très différentes (marneuses et sableuses pour l'ensemble inférieur, fortement quartzueuses pour l'ensemble des sables et grès à faciès de "Pied-Bousquet"). Cette convergence des modalités de l'altération masque et efface au fur et à mesure les caractéristiques lithologiques propres aux dépôts originels. Ceci peut expliquer les nombreuses confusions ayant existé entre les sables ocreux, les sables de l'ensemble inférieur et le faciès de "Pied-Bousquet" : ils représentent tous le résultat d'une altération en domaine continental, sous un même climat probablement tropical humide.

* Age des sables et grès de faciès "Pied Bousquet"

A défaut de pouvoir distinguer l'intervalle de temps existant entre l'âge du dépôt et l'âge de l'altération ; la position discordante des sables de faciès "Pied-Bousquet" à la fois sur les sédiments crétacés marins, sains ou ocrifiés, et sur l'ensemble inférieur "sensu lato", d'âge paléocène à éocène inférieur (s.l.), lui confère également un âge paléocène à éocène inférieur. Ceci ne peut être affiné davantage, faute de critères paléontologiques ou stratigraphiques plus précis. La formation de "Pied-Bousquet" est recouverte par des sables à silicification et calcitisation ; ces derniers étant attribués à l'éocène moyen, par la présence de gastéropodes continentaux "Bulimus hopei" (chapitre 2 partie II).

Ainsi, les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" représentent un événement tardif de "l'altération latéritique" énoncée par E. FLEURY (1909) ; au même titre que l'ocrification à partir du Cénomaniens moyen (TRIAM 1979, 1982 ; GUENDON & AL. 1983), puis que l'altération ferrallitique de l'ensemble inférieur à faciès "sidérolithique", au cours de la période paléocène-éocène inférieur. Ces trois événements successifs

contribuent à l'installation, dans le bassin d'Apt, d'un vaste manteau kaolinique au début des temps paléogènes. Postérieurement à l'installation de ce manteau kaolinique, des processus de silicification ont affecté discrètement les sables et grès à faciès de "Pied-Bousquet". L'analyse de ces faciès siliceux, présents au Bois Saint-Jean (Nord), sur le site de "Piquebaure" ou de la colline Pié-Roux (fig. 25), sera entreprise dans la partie III.

2) faciès "sables blancs"

Dans le bassin d'Apt, les sables blancs situés à la base de l'ensemble supérieur n'affleurent qu'en deux endroits (fig. 25).

Dans la partie occidentale du bassin, au nord de la rivière du Coulon, où une lentille de sables blancs existe à la colline du "Bois de Saint-Jean".

A l'extrémité orientale du bassin, dans le secteur de Rustrel-Gignac, où les sables blancs forment un étroit cordon discontinu.

a) sables blancs du Bois de Saint-Jean

Il s'agit d'une lentille sableuse, épaisse de 3 à 8 mètres au maximum, qui se trouve à l'extrémité nord de la colline, sur une trentaine de mètres de long. Cette formation est bien visible depuis le chemin départemental qui conduit du hameau des "Ferriers" jusqu'au village de Roussillon (fig. 25). Ces sables sont affectés par de puissantes silicifications, qui s'individualisent en dalles quartzitiques massives d'épaisseur plurimétrique. Ces dalles siliceuses ou "silcrète", seront étudiées dans le chapitre 1 dans la partie III.

* Géométrie du dépôt

Les sables blancs reposent sur les faciès ocreux rouges ou jaunes au Nord-Ouest, et "blanchis" vers le Sud-Ouest, où le contact entre ces deux formations devient indiscernable. Cette lentille possède un contact horizontal vis à vis des ocres en son centre ; contact qui s'infléchit rapidement en son extrémité nord-ouest, avec un fort pendage nord. A l'extrémité sud-est, les sables blancs s'amincissent progressivement et se confondent alors plus ou moins avec le faciès ocreux blanchi, et passent latéralement et de manière tout à fait graduelle, aux grès tendres à faciès de "Pied-Bousquet" tacheté. De même, il est possible d'observer localement le passage vertical des sables blancs aux grès de "Pied-Bousquet". Toutefois, le faciès "sables blancs" est essentiellement surmonté par les sables à faciès "bariolé", étudiés plus loin.

* Caractéristiques lithologiques et minéralogiques

Les sables blancs observés à l'affleurement ne présentent pas de structure particulière ; ils sont homogènes, meubles, d'un blanc très pur, mais comportent quelquefois, à proximité des dalles siliceuses, de fines raies millimétriques orangées, horizontales et sub-parallèles entre elles.

Le sable est hypersiliceux, le quartz représente plus de 95 %



de la roche totale. Il contient de nombreux grains de quartz de 1 à 3 millimètres de diamètre, rouges, rose-saumon, oranges, toujours hétéromorphes. La fraction argileuse de ce sédiment contient un peu de kaolinite, qui est le minéral argileux exclusif.

b) sables blancs du secteur de Rustrel-Gignac : exemple du vallon de Gorgues

* Géométrie du dépôt

En cet endroit, les sables blancs reposent sur le faciès ocreux blanchi, dont ils se distinguent difficilement, et sont surmontés par une carapace goethitique, puis par des sables rouges kaoliniques datés du Bartonien inférieur (TRIAT & TRUC, 1974). Comme à la colline Saint-Jean, on retrouve dans ces sables blancs des blocs et dalles quartzitiques, représentant une silicification du sédiment considéré.

Comme dans l'exemple précédent, la distinction faciologique entre les sables blancs et les ocres à faciès "blanchi", sous-jacent porte sur les points suivants :

- Les sables blancs sont homogènes, non stratifiés et ne tachent pas les doigts.
- Le faciès ocreux blanchi comporte toujours une stratification conservée plus ou moins visible (TRIAT, 1979, 1982), le sédiment tache fortement les doigts et possède des teintes délavées à dominantes de mauve, jaune ou vert, son débit apparaît également très "grumeleux", ce qui n'est pas le cas pour les sables blancs sus-jacents.

La surface de discontinuité existant entre ces deux formations correspond à la surface d'érosion notée S1 par J.M. TRIAT (1979 ; 1982).

* caractéristiques lithologiques et minéralogiques

Les sables blancs constituent, comme ceux du Bois Saint-Jean, un dépôt meuble, homogène, hypersiliceux (90 à 95 % de la roche totale), riche en grains de quartz plurimillimétriques multicolores et hétéromorphes. On trouve également de petits cordons décimétriques de graviers siliceux à facettes émoussées, allongés, qui évoquent une morphologie de type "Dreikanter". Ces graviers grisâtres coexistent avec de petits silex gris-noir à cortex blanc pulvérulent et des galets de quartzite centimétriques, de couleur rouge sombre, à contours bien arrondis. La fraction argileuse de ces sables comprend de la kaolinite quasi-exclusive, avec toutefois des traces d'illite.

c) Hypothèses concernant la genèse et l'âge du faciès "sables blancs"

Une étude exoscopique a été menée (TRIAT, 1979 ; 1982) à la fois sur les grains de quartz qui appartiennent aux sables blancs du vallon de Gorgues (secteur de Rustrel-Gignac), et sur ceux, lithologiquement

identiques, du bassin de Mormoiron (Coupe de Bernuset pour l'étude exoscopique, extension du faciès du Nord au Sud entre les secteurs de Bédoin, la Rouquette, Peire à Fié, Brissac, Bernuset). A partir de cette étude, J.M. TRIAT attribue une origine marine à ces graviers, peut-être d'âge albien, qui ont été par la suite remaniés et déposés en milieu continental. Le remaniement concerne également (TRIAT, 1979 ; 1982), des silex gris urgoniens et des fragments de quartzite glauconieux jaunes, blanchâtres ou rougeâtres, vidés de leur glauconie, d'âge albien. Les sables blancs du secteur de Rustrel-Gignac, comme ceux du bassin de Mormoiron, constituent donc un dépôt continental strict (niveau VII de J.M. TRIAT, 1979 ; 1982), composé d'éléments détritiques remaniés du Crétacé marin. Là est peut-être expliquée l'hypothèse d'une origine "partiellement marine - partiellement continentale" proposée par E. ROCH (1971).

De même, il convient de corréler les sables blancs à dalles de quartzites beiges situés dans la partie occidentale du bassin d'Apt, à la colline Saint-Jean, qui présentent les mêmes caractéristiques géométriques, faciologiques et minéralogiques que ceux du secteur de Rustrel-Gignac situés plus à l'Est. Dans tous les cas, que ce soit à Apt ou à Mormoiron, les sables blancs surmontent en discordance les sables et grès verts glauconieux de l'Albo-cénomaniens inférieur, secondairement ocrifiés par altération en domaine continental.

Le faciès "sables blancs" correspond à un dépôt continental, dont le caractère "blanc" est acquis secondairement par des processus d'altération de surface, dont les modalités ainsi que l'âge du dépôt puis de l'altération font l'objet des lignes qui suivent.

* Signification et âge du faciès

Pour E. ROCH (1971), les sables blancs sont "partiellement marins - partiellement continentaux", d'âge Cénomaniens supérieur à Turonien donc postérieurs aux dépôts des sables à faciès de "Pied-Bousquet" admis comme étant d'âge cénomaniens inf. Selon J.M. TRIAT (1979 ; 1982), les sables déposés en milieu continental vont subir, en même temps que les sédiments albo-cénomaniens inférieurs sous-jacents, les effets de l'ocrification "latérale sous couverture". Puis, lors d'une différenciation ultime, un blanchiment par "dégoethitisation" va individualiser, en tête de profil, "pro-parte" les faciès ocreux "blanchis, pro-parte les sables blancs continentaux. Ces formations étant quasi-uniformément blanches, il est difficile d'apprécier ce qui revient d'une part à une roche mère originellement grés-glauconieuse marine, et d'autre part à un dépôt continental. Seules quelques caractéristiques décrites précédemment permettent encore de distinguer ces deux formations : entre autre, il y a conservation des structures sédimentaires des grès verts albo-cénomaniens inférieur lors de l'altération, ce qui constitue un bon critère de différenciation vis à vis des sables continentaux non structurés.

Les deux épisodes successifs, ocrification puis blanchiment, sont marqués à l'échelle des grains de quartz des sables blancs continentaux. En effet, ceux-ci conservent parfois un enduit plasmique brun-rouge à leur périphérie, trace d'une ancienne "goethitisation". Par analogie avec les sables blancs du bassin de Mormoiron, et bien "qu'il soit impossible de dater avec précision la phase d'émersion", J.M. TRIAT (1979, 1982) place le dépôt et l'altération "blanchissante" des sables continentaux (niveau VII

D'Apt), synchrones de celle des grès albo-cénomaniens inférieur, dans le Cénomaniens moyen.

S'il paraît très difficile de trouver des critères de datation pour les sables blancs du secteur de Rustrel, la présence des sables blancs dans la partie ouest du bassin d'Apt (Colline Saint-Jean) permet de proposer une autre hypothèse quant à la genèse et l'âge de ce faciès. A la colline Saint-Jean, les sables blancs continentaux azoïques passent latéralement, voire verticalement, vers le Sud-Est, aux sables et grès de faciès "Pied-Bousquet". Il a été montré, que ces sables déposés en milieu continental, ont subi par la suite les effets d'une altération ferrallitique, aboutissant à l'installation d'un vaste manteau kaolinique et goethitique sous climat tropical humide, probablement au cours de la période paléocène-éocène inférieur. Ainsi, on peut admettre que les sables blancs de la colline Saint-Jean ne représentent qu'un blanchiment tout à fait local du faciès "Pied-Bousquet" : il s'agirait d'une dégoethitisation tardive de ce faciès, qui conserve toutefois ses caractéristiques lithologiques (présence de grains de quartz multicolores, graviers etc...). Cette différenciation ultime pourrait également s'appliquer aux sables blancs continentaux du secteur de Rustrel-Gignac, qui reposent en discordance sur l'Albo-cénomaniens ocrifié (vallon de Gorgues) et sont recouverts par des sables rouges à gravillons ferrugineux du Bartonien inférieur (TRIAT & TRUC, 1974). A la colline Saint-Jean, le faciès de "Pied-Bousquet", différencié ponctuellement en sables blancs, est surmonté par les sables à faciès "bariolé" éocène, d'âge éocène inférieur à moyen probable. Il convient donc de considérer les sables blancs du bassin d'Apt en tant que dépôt continental, secondairement altéré puis blanchi lors d'une déferruginisation tardive. Ce dépôt, transgressif et discordant sur l'Albo-cénomaniens local, pourrait être rattaché à une phase paléocène-éocène inférieur, appartenant à l'"événement" : dépôt et altération ferrallitique du faciès de "Pied-Bousquet", donc ultérieurement blanchi. Les silicifications qui affectent cette formation, seront étudiées dans la partie III.

3) faciès "sables bariolés"

a) Localisation et répartition

Les sables bariolés ont une extension géographique limitée dans le bassin d'Apt. On ne les rencontre que dans la partie occidentale du bassin, de part et d'autre du domaine karstifié du Coulon.

Au nord du karst, les sables bariolés n'affleurent qu'en deux endroits : à la colline Saint-Jean (fig. 25), et plus à l'ouest, en bordure de la R.N.100, au lieu dit le "Collet rouge" (fig. 25).

Au sud du karst, ils constituent une bande orientée est-ouest, entre le secteur de Mauragne, à l'Est, et celui de Gourgas-Roquemaure, à l'Ouest (fig. 25).

b) Géométrie et caractéristiques lithologiques du faciès

On distinguera successivement les affleurements situés au Nord et au Sud de la rivière du Coulon.

Au Nord, les sables à faciès "bariolés" constituent deux lentilles

de 3 à 4 mètres d'épaisseur, qui reposent avec une limite nette et horizontale, soit sur les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" (Collet rouge, Bois de Saint-Jean), soit pro-parte sur le faciès "sables blancs" (Bois de Saint-Jean). Ce faciès se distingue aisément des formations sous-jacentes, de par ses caractéristiques morphologiques et minéralogiques. Il s'agit d'un complexe sablo-argileux de teinte rouge sombre, marbrée et tachetée de jaune, de brun, de vert et de gris, homogène, sans structure particulière, azoïque, contenant des silex noirs à cortex blanchâtres qui sont quelquefois complètement blancs, pulvérulents, légers et cariés. Il existe également des graviers siliceux beiges, blanchâtres, gris ou roses.

Ce sédiment est affecté par d'importantes silicifications, qui conduisent à l'individualisation de barres ou de blocs gréseux, rouge sombre à gris, hétéromorphes d'un lieu à un autre. Ces véritables "silcrètes" seront étudiés dans le chapitre 2, en même temps que ceux qui affectent les autres faciès sableux situés à la base de l'ensemble supérieur (faciès de "Pied-Bousquet", faciès "sables blancs").

Minéralogiquement, les sables à faciès "bariolé" contiennent du quartz, dominant, (50 à 60 % de la roche totale), accompagné de kaolinite, smectites et illite en proportions extrêmement variables dans la phase argileuse.

Remarque: Les coupes correspondant au faciès "sables bariolés" dans la partie nord du bassin d'Apt, seront livrées dans la partie III concernant les silicifications associées en raison de leur grande homogénéité lithologique vis à vis de l'importance des faciès "silcrète" qui s'y rencontrent.

Au Nord, les sables bariolés se retrouvent en bordure du karst urgonien du Coulon. Ils s'étendent du Vallon de Sigrie à l'Ouest (fig. 25), au secteur de Mauragne situé à l'extrémité sud-ouest d'Apt (fig. 25).

Il s'agit d'une bande discontinue d'affleurements d'épaisseur variable, n'excédant pas 30 mètres, qui présentent une morphologie en dolines. Ces sables reposent avec un contact net ; soit sur les sables argileux de l'ensemble inférieur "sensu lato", soit sur les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" (Ravin de Gourgas fig. 25).

Les sables bariolés du domaine sud du Coulon ont une couleur plus homogène que ceux du domaine nord. La teinte rouge sombre à brunâtre domine largement, parfois délavée en rose ou mauve, et tachetée de blanc. Le sédiment reste meuble, non structuré, azoïque, mais il est ici extrêmement riche en passées conglomératiques contenant des matériaux détritiques grossiers exclusivement siliceux ; voire exceptionnellement calcaires. Ce sont des silex noirs urgoniens, des graviers et galets siliceux multicolores, des blocs de quartzite roses à beiges, et des galets gréseux vert-jaunâtre, à "trous" c'est à dire vidés de leur glauconie (TRIAT, 1979 ; 1982), ou spongolites jaunâtres auxquels s'ajoutent dans tous les affleurements, un matériel détritique fin, constitué essentiellement de grains de quartz multicolores plurimillimétriques et de cailloutis siliceux gris à roses. Comme dans la partie nord, d'importantes silicifications existent dans cette formation, qui feront l'objet de l'étude de la partie III. De nombreuses coupes illustrant le faciès "sables bariolés" silicifiés seront fournies à cette occasion.

D'un point de vue minéralogique, les sables bariolés du Sud du bassin d'Apt sont à quartz dominant (50 à 60 % de la roche totale), ils contiennent quelquefois un peu de CaCO_3 , et l'on retrouve des smectites, de la kaolinite et de l'illite dans la fraction argileuse. Seulement ici, les smectites dominent très largement la phase argileuse, jusqu'à être les minéraux exclusifs par endroits. Une population di et trioctaédrique a pu être identifiée dans les sables bariolés. Néanmoins, une étude quantitative de celle-ci n'a pu être effectuée.

. Coupe du Ravin de Sigrie (fig. 25 et 31)

Le Ravin de Sigrie entaille du Sud au Nord le calcaire urgonien du domaine du Coulon, à l'extrémité occidentale du karst. Il est limité au Nord par la rivière du Coulon, et naît au Sud à proximité du chemin départemental 3, qui relie Apt au village de Bonnieux. En cette extrémité sud, un dôme sableux rouge foncé, tacheté de gris et de rose, bien visible depuis la route, surplombe le ravin. Il s'agit des sables à faciès "bariolés", qui reposent ici sur les argiles sableuses de l'ensemble médian. Une lacune de visibilité empêche néanmoins d'en préciser le contact.

0,00 - 2,00 m. La coupe débute par des sables rouge sombre à brun rouge, à grandes plages roses ou mauve pâle anastomosées, marbrées de gris, de jaune et de blanc. Quelques trainées jaune moutarde horizontales, d'épaisseur centimétrique, s'individualisent également. Le sédiment est toujours meuble, sans structure particulière.

L'étude minéralogique de ces sables révèle la présence de quartz dominant (environ 60 % de la roche totale), accompagné de smectites qui sont les minéraux argileux quasi exclusifs (90 %), et d'un peu de kaolinite (10 %).

2,00 - 3,50 m. Vers le haut, le sable prend une teinte vert pâle à imprégnations jaune orangé, puis à nouveau rouge tacheté de blanc. Sa minéralogie ne change pas.

3,50 - 5,00 m. Le sable devient très graduellement rouge bariolé de vert, de mauve, de jaune et de blanc, et contient deux bancs argileux compacts jaune moutarde, épais de 20 à 30 cm, subhorizontaux, à limites nettes vis à vis du sédiment encaissant, en saillie dans le paysage. Ces bancs apparaissent lisses et monotones.

Une analyse minéralogique indique la présence de CaCO_3 (30 %) et de quartz (40 %). La fraction argileuse est essentiellement smectitique (90 %), avec un peu de kaolinite (10 %).

5,00 - 6,00 m. Sans transition, les sables sus-jacents apparaissent blanchâtres, imprégnés de couleurs pâles (rose, jaune à beige). Ils sont homogènes et non structurés.

Les minéraux argileux présents sont la kaolinite (60 %), accompagnée de smectites (40 %). En roche totale, le CaCO_3 n'existe qu'à l'état de traces (4-5 %), et le quartz reste dominant (50-60 %).

6,00 - 7,00 m. Au-dessus, le sable possède une teinte plus uniforme, rose blanchâtre, et contient des granules calcaires également colorés (mauves, jaunes ou blancs).

Ce niveau est à CaCO_3 (40 %), quartz (30-40 %) et les minéraux argileux présents sont les smectites (95 %) et des traces de kaolinite (5 %). Les blocs de grès rouge qui existent à cet endroit seront décrits, en tant que véritables "silcrètes" dans le chapitre I de la partie III.

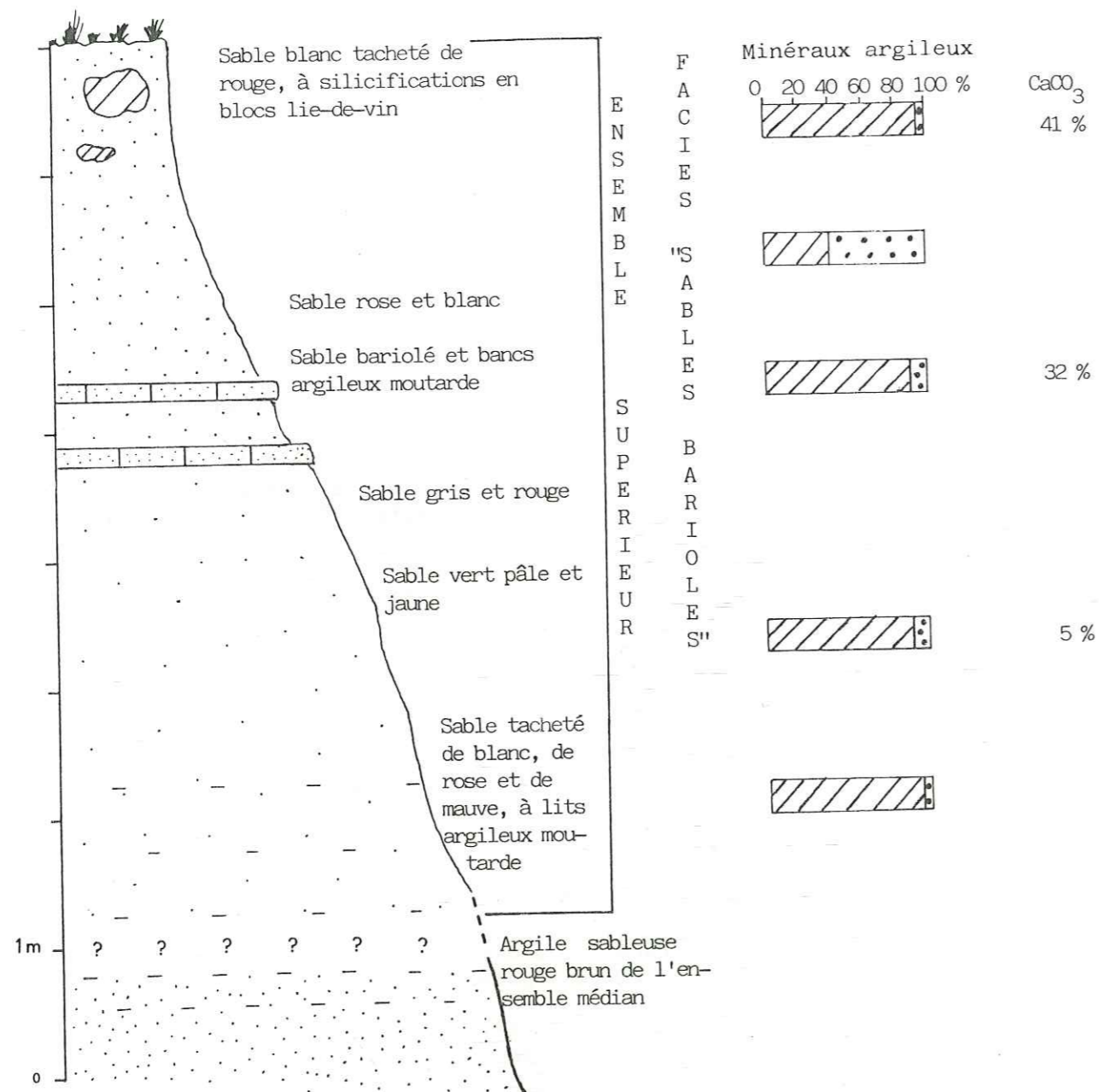


Fig. 31: Coupe du ravin de Sigrie : mise en évidence du faciès "sables bariolés".

c) Hypothèses concernant la genèse et l'âge du faciès "sables bariolés"

* Rappel

Pour E. ROCH (1971), les couches rouges du secteur de Gourgas pourraient représenter le niveau sommital du "Pied-Bousquet". L'auteur attribue à ces sables rouges un âge cénomanien inférieur, qui implique leur antériorité vis à vis des "sables blancs" du bassin d'Apt, considérés comme étant d'âge Cénomano-turonien. Si, effectivement, les sables bariolés surmontent en continuité parfaite le faciès de "Pied-Bousquet" dans le secteur de Gourgas (Ravin de Gourgas, fig. 25), leurs caractéristiques lithostratigraphiques les séparent des sables et grès de faciès "Pied-Bousquet", dont ils doivent être distingués.

De plus, leur position stratigraphique les place nettement au-dessus des sables blancs, qui représentent un passage latéral des sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"; leur âge doit donc être révisé.

* Nouvelle interprétation des sables à faciès bariolé

L'ensemble des caractéristiques géométriques, lithologiques et faciologiques de cette formation permettent d'attribuer aux sables bariolés une origine continentale, déjà admise par E. ROCH (1971). Comme "pro-parte" les sables de l'ensemble inférieur, les sables à faciès de "Pied-Bousquet" et les sables blancs sous-jacents; les sables bariolés représentent un dépôt continental hétérogène, dont les caractéristiques initiales vont être partiellement effacées lors d'une altération tardive; les modalités de cette altération seront exprimées par la suite. Un tel dépôt continental contient des éléments crétacés remaniés, sains ou altérés, qui peuvent constituer localement de véritables passées conglomératiques. Ce sont des silex urgoniens, des galets gréso-glaucouneux et des spongolites, ou des galets de quartzites d'âge albien (TRIAT, 1979; 1982). Au sommet de la coupe du "Ravin de Gourgas" (fig. 39), tous ces matériaux détritiques présentent une granodécroissance verticale. Dans ce cas, la série des sables bariolés peut s'interpréter comme une séquence fluviatile positive. De plus, les importantes silicifications qui existent au sommet de ces sables, ont souvent mises en évidence une intense bioturbation, matérialisée par l'abondance de très nombreux terriers de type striotubules. Ainsi, les sables bariolés ont-ils subi une pédogenèse tardive.

En ce qui concerne la genèse de ces sables et les modalités de leur altération, l'hypothèse suivante peut être proposée: si l'on observe la répartition géographique du faciès "sables bariolés" dans le bassin, on remarque un antagonisme net entre le Nord et le Sud du domaine karstifié du Coulon.

Au Nord, les sables bariolés ont une épaisseur réduite (Colline Saint-Jean; Collet rouge); ils surmontent un épais manteau kaolinique comprenant les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet", et localement le faciès "sables blancs". Dans ce cas, les sables bariolés sont surtout kaoliniques et faiblement smectitiques.

Au Sud, les sables bariolés sont épais (jusqu'à 25 m. dans le secteur de Gourgas) et ils surmontent un faciès de "Pied-Bousquet" réduit.

En contrepartie, on retrouve ici des sables bariolés quasi exclusivement smectitiques, avec des traces de kaolinite. Cette différenciation à la fois topographique et minéralogique permet de distinguer une zone amont, au Nord de la R.N.100, essentiellement kaolinique, d'une zone aval, essentiellement smectitique.

Pour expliquer ce phénomène, il faut faire appel à des processus de smectitisation (PAQUET, 1970) en milieu continental, sous climat évoluant vers un pôle tropical sec à saisons contrastées (BOCQUIER, 1973 ; 1976 ; TRAUTH, 1974 ; 1977).

Il a été montré précédemment que des phases d'altération ferrallitique affectent successivement les dépôts de l'ensemble inférieur sensu-stricto, et ceux du faciès de Pied-Bousquet par la suite. Ces phases correspondent à l'installation d'un vaste manteau kaolinique sous climat de type tropical humide. Localement, des accumulations ferrugineuses se produisent (site de "Pied-Bousquet", "Piquebaure"). En période d'activation tectonique, ce manteau kaolinique imprime au paysage une paléotopographie marquée, différenciée par des zones en relief, des bas fonds et de petites dépressions. On distingue ainsi une zone amont dans la partie nord du bassin d'Apt (Collet rouge, Bois Saint-Jean), d'une zone aval située au Sud-Sud-Est (secteur de Gourgas-Roquemaure ; secteur de Mauragne).

Par la suite, le climat évoluant vers un pôle plus sec, à saisons nettement contrastées, va guider et réorienter les évolutions minéralogiques induites par l'altération, dans le sens d'une smectitisation (PAQUET, 1970 ; BOCQUIER, 1973). Le secteur amont, sous un tel climat, reste toujours le siège d'une kaolinisation marquée. La kaolinite s'accumule de façon relative ; c'est le domaine de la monosiallisation (PEDRO, 1968). En contexte lessivant les minéraux quartzo-phylliteux de la roche mère sont hydrolysés et libèrent leurs ions qui s'exportent hors des profils. Seuls le silicium et l'aluminium *pro-parte* le fer, vont se recombinaison sur place pour reformer la kaolinite et la goethite (BOCQUIER, 1973). Une partie de cette kaolinite va migrer vers l'aval et créer un horizon colmaté à la base des profils. Sous de telles conditions hydromorphes, le milieu devient confinant pour les ions transportés depuis l'amont, qui se concentrent alors dans les zones basses, "l'amont nourrissant l'aval" (PAQUET, 1970). C'est dans un tel environnement géochimique que vont se néoformer les smectites : il y a bisiallisation (PAQUET, 1970) ; qu'elle soit vraie par néoformation directe des smectites à partir d'ions prélevés dans le milieu, ou "apparente" par transformation des phyllites héritées qui s'appauvrissent en cations basiques et s'enrichissent en silice (PAQUET, 1970). La tendance climatique sèche s'affirmant, la smectitisation relaye complètement la kaolinisation ; elle tend alors à envahir le paysage d'aval en amont dans un contexte de paléopaysages fortement aplanis (BOCQUIER et al., 1970 ; PAQUET, 1970 ; MILLOT et al., 1979).

Ainsi le faciès "sables bariolés" représente-t-il la résultante de deux dynamiques superposées, qui traduisent fidèlement des modifications d'ordre topographique (influences tectoniques), et climatiques : dans un premier temps, il y a dépôt d'un matériel quartzo-phylliteux conglomératique, issu de l'érosion active des reliefs. La couverture kaolinique paléocène-éocène inférieur, puis les sédiments crétacés sains ou ocrifiés sont "décapés" et charriés dans un milieu de plus en plus considéré comme "aval". Cette phase détritique représente la phase "d'héritage" des sables bariolés. On pourrait la rapporter à une (ou plusieurs) séquence(s) fluviatile(s).

Dans un deuxième temps, des processus strictement géochimiques conduisent à une smectitisation quasi totale de la formation, qui succède

ainsi au "contexte kaolinisant". Cette phase de "néoformation et transformation" est une bisiallisation en milieu hydromorphe confiné, qui gagne progressivement les zones amonts. Dans un tel milieu, une pédogenèse peut s'installer, localement "rubéfiante" (quelques pourcentages d'oxyde de fer), surtout caractérisée par l'abondance des terriers de type striotubuleux, bien visibles au sommet de nombreuses coupes, car conservés par la silicification

* Age des sables bariolés

Ces sédiments peu épais, azoïques, reposent sur les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet", et sur le faciès "sables blancs". De plus, ils sont surmontés par des silicifications puis par des sédiments continentaux d'âge éocène moyen (faune à *Bulimus hopei*). Sans pouvoir, faute de critères précis, attribuer catégoriquement un âge pour le dépôt des sables bariolés, secondairement smectitisés, il convient de donner à cette formation un âge éocène inférieur à moyen, qu'il semble difficile de pouvoir préciser davantage.

II. CONCLUSION : CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS SEDIMENTAIRES ANTE-SILICIFICATION (fig.32)

Trois faciès bien distincts composent la base de l'ensemble supérieur.

- Les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet".
- Les sables blancs.
- Les sables bariolés.

Les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet" représentent un dépôt continental transgressif sur l'ensemble inférieur "sensu-lato", à la périphérie du karst du Coulon, et sur les sables et grès verts albiens, sains ou ocrifiés plus au Nord (phase 6). Ce dépôt va subir une altération ferrallitique en climat chaud et humide, aboutissant à la mise en place d'un manteau kaolinique qui souligne le modelé du relief (phase 7). Localement, un processus de blanchiment peut affecter ce dépôt (faciès sables blancs). Puis, dans une région paléotopographiquement différenciée en un secteur amont, au Nord, et aval, au Sud, des phases d'érosion permettent le dépôt, en milieu toujours strictement continental, de sédiments quartzo-phylliteux "pro-parte" issus du manteau d'altération kaolinique, "pro-parte" du remaniement d'éléments crétacés, sains ou ocrifiés, sous-jacents. Le climat devenant à tendance plus sèche, les processus de kaolinisation sont relayés par une smectitisation, qui envahit progressivement, d'aval en amont, un paysage qui s'aplanit (phase 8). La base de l'ensemble supérieur est donc constituée par des dépôts continentaux secondairement altérés. Si le faciès de "Pied-Bousquet" et les sables blancs peuvent appartenir à un épisode du "sidérolithique" qui se déroule probablement au cours de la période paléocène-éocène inférieur, les sables bariolés conglomératiques marquent nettement le passage à une évolution sédimentaire différente, implicitement dictée par des conditions climatiques et tectoniques nouvelles, à l'Eocène inférieur et moyen

(tendance sèche ; phase tectonique pyrénéo-provençale paroxysmale à l'Eocène moyen). Par la suite, cette évolution va se poursuivre et des silicifications vont apparaître dans les paysages. Puis, de nouveaux dépôts vont surmonter ces formations : ils traduisent la persistance des modifications d'ordre climatique et paléotopographique. Ces niveaux représentent alors le sommet de l'ensemble supérieur.

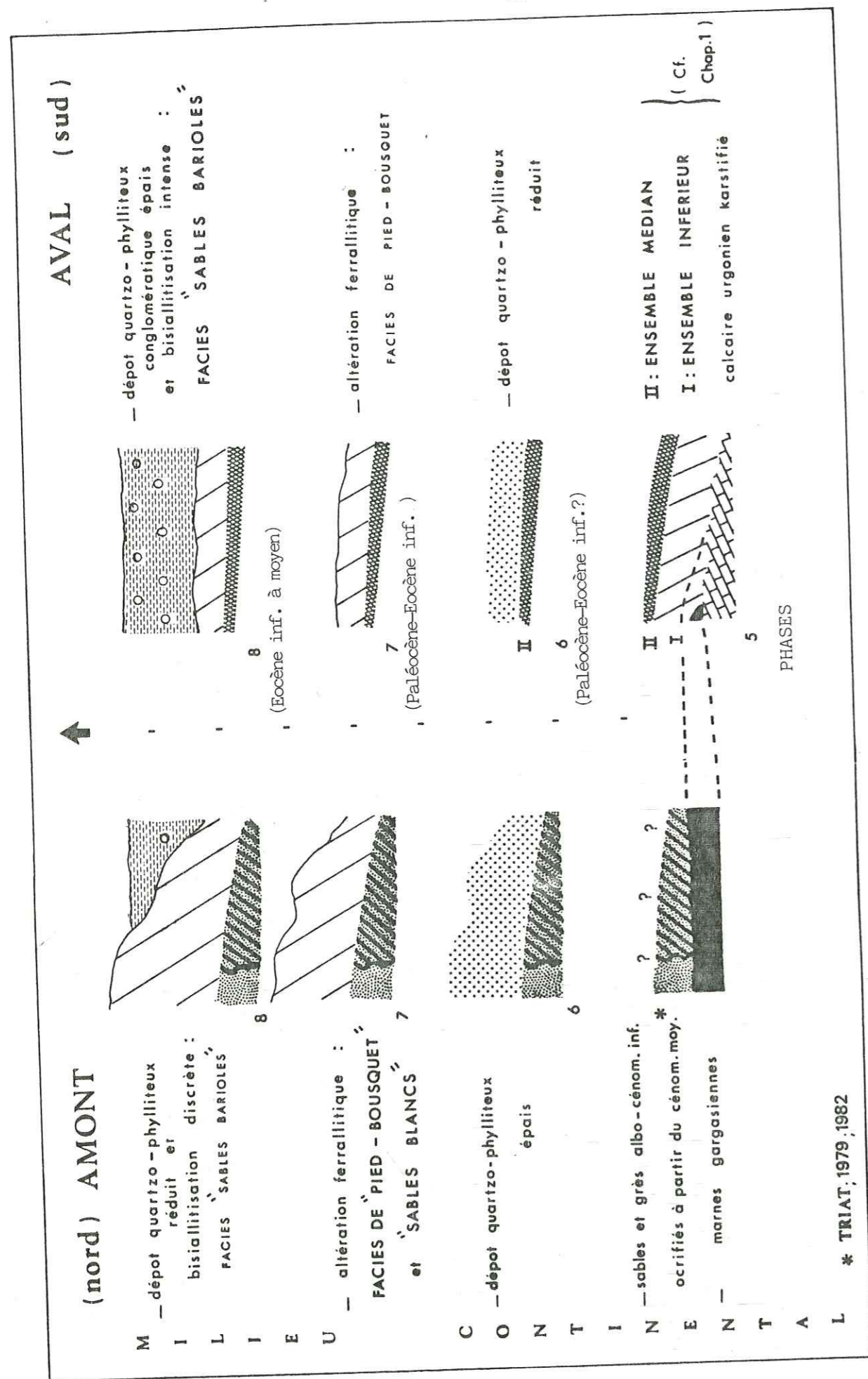


Fig. 32: Chronologie des événements sédimentaires anté-silicification au Paléocène - Eocène inférieur à moyen dans le bassin d'Apt.

B. SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR : SABLES, CONGLOMERATS ET CALCITISATIONS ASSOCIES

Entre les sables à silicifications décrits précédemment (paragraphe A) et l'Oligocène lacustre (fig. 33), il existe ponctuellement dans le bassin d'Apt des sables argileux colorés, d'épaisseur variable (quelques décimètres à 20 m), à smectites et/ou attapulgite très largement dominantes dans la fraction argileuse. Ces sables sont caractérisés par la présence de lentilles de calcaires noduleux blanchâtres et fossilifères, voire de dalle massives, qui s'individualisent de façon irrégulière. Les calcaires sont datés du Lutétien (FONTANNES, 1885 ; DEPERET et LEENHARDT, 1885 ; DEPERET, 1900 ; GOGUEL, 1933 ; ROCH, 1971) de par l'existence d'une malacofaune à *Romanella hopei*.

Le présent paragraphe a pour objet de définir les caractéristiques lithologiques et minéralogiques du sommet de l'ensemble supérieur ; c'est dans la troisième partie que seront étudiés de manière approfondie les faciès calcaires qui s'y trouvent intercalés.

I. LOCALISATION (fig. 33)

Le sommet de l'ensemble supérieur n'existe que dans la partie occidentale du bassin d'Apt; et se présente sous la forme de lentilles sableuses isolées. Les coupes choisies dans trois secteurs distincts représentent les affleurements les plus importants de cette série; ils sont situés :

- au Sud, au-dessus des silicifications associées aux sables smectitiques (Secteur du Gourgas (fig. 33) (1)).
- au Nord, au-dessus des silicifications associées aux sables kaoliniques de faciès "Pied-Bousquet" ou "sables blancs" (Secteur du coteau de Pigier (fig. 33) (2)).
- à l'Ouest, sans que la base de l'ensemble supérieur puisse être observée (Secteur de Goult, la Rabote (fig. 33) (2)).

Seul le secteur 2 va être étudié ci-après, en raison de l'épaisseur importante des sédiments présents, vis à vis des calcitisations ici d'extension "réduite". En contrepartie, les secteurs 1 et 3 seront entièrement examinés dans la troisième partie, de par l'importance des faciès calcaires qui s'y rencontrent.

II. ETUDE LITHOLOGIQUE ET MINERALOGIQUE : COUPE TYPE DU COTEAU DE PIGIER

Le coteau de Pigier est situé au Sud-Est du village de Roussillon, à l'extrémité sud du Bois de Saint-Jean, dont il est séparé par un étroit vallon orienté Est-Ouest (fig. 33).

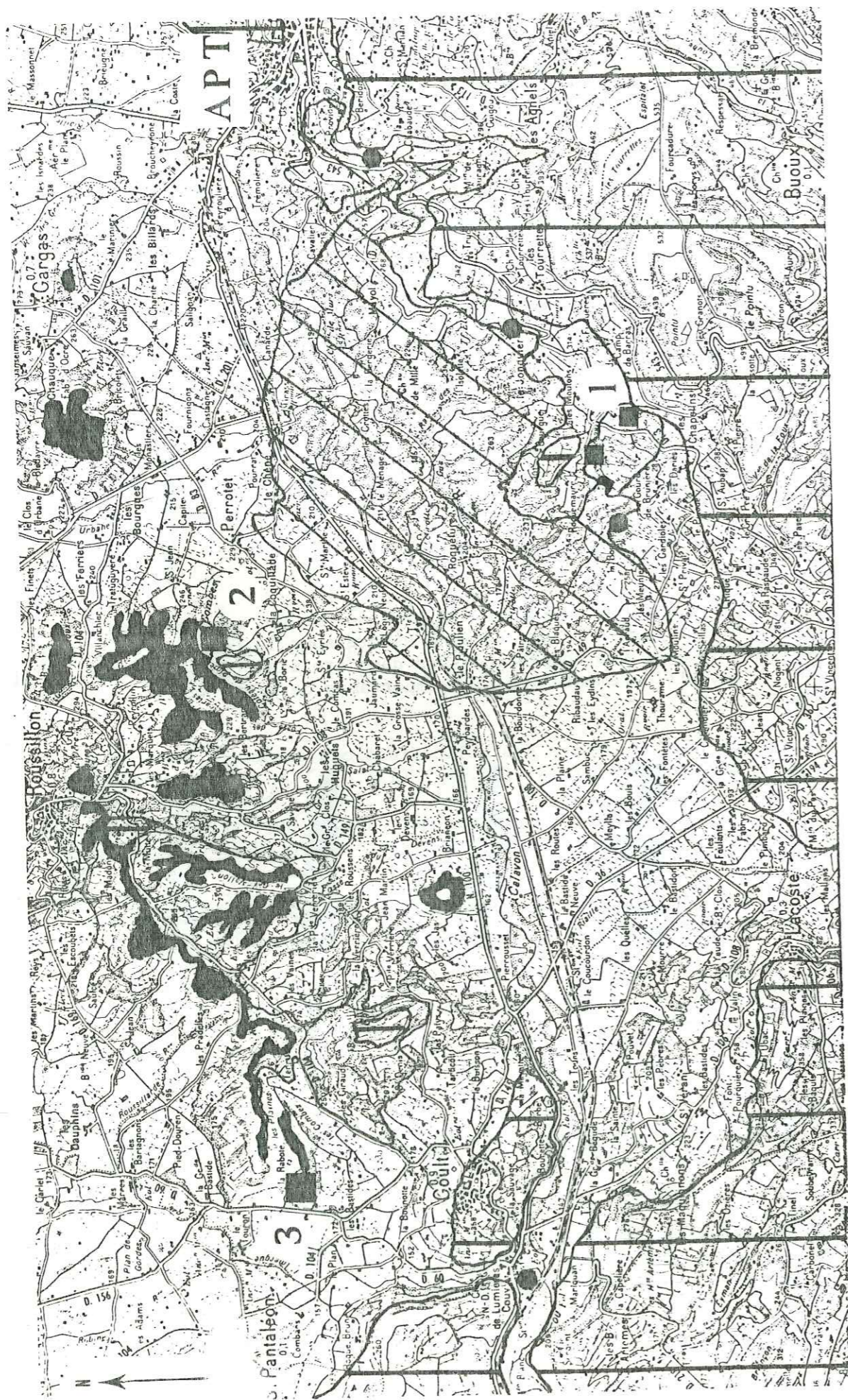


Fig. 33: Le sommet de l'ensemble supérieur : localisation des affleurements étudiés (d'après carte topographique de Cavail- lon au 1/50 000) et position des calcitisations. Secteur 1: Gourgas, Secteur 2: Coteau de Pigier, secteur 3: Goult La Rabote.

La coupe présentée ici (fig. 34) a été levée sur la face nord du coteau, où le sommet de l'ensemble supérieur, épais d'une vingtaine de mètres, repose sur les sables à faciès de "Pied Bousquet" ponctuellement silicifiés (§ A). Le contact est souligné par un cordon de cailloutis et concrétions ferrugineuses.

0,00 - 1,00 m. Au dessus des sables kaoliniques à faciès "Pied Bousquet", on passe sans transition à un sable beige verdâtre, contenant des éclats de quartzite gris beige, des fragments de silex beiges à rougeâtres et des billes ferrugineuses.

Ce sédiment légèrement calcaire (15 %) est à smectites largement dominantes dans la fraction argileuse (75 %), accompagnées d'illite (15-20 %) et de kaolinite (5-10 %).

1,00 - 3,00 m. On passe vers le haut et latéralement à un sable beige à débit grumeleux, peu calcaire (20 %), à minéraux argileux variés : les smectites sont dominantes (40 %), associées à l'illite (30 %), la kaolinite (20 %) et l'attapulгите (10 %).

3,00 - 4,00 m. Le sable prend une teinte brique et peut se débiter en plaquettes. Il s'agit d'un niveau homogène faiblement calcaire (15 %), où les minéraux argileux sont en proportions sensiblement égales : illite (40 %), kaolinite (30-35 %) et smectites (25-30 %).

4,00 - 4,20 m. Horizon de sables vert pâle, homogènes, à débit en plaquettes qui contiennent parfois des grains de quartz roses millimétriques. La fraction argileuse du sédiment est à kaolinite dominante (50 %), accompagnée d'illite (30 %) et de smectites (20 %). Il contient environ 20 % de CaCO_3 .

4,20 - 6,00 m. Passage brutal à un sable beige à mauve tacheté de jaune. Ce sable est plus calcaire (20 %) et la fraction argileuse est à kaolinite dominante (40 %) accompagnée de smectites (30 %) et d'illite (30 %). Au dessus viennent 4 horizons bien délimités.

6,00 - 6,20 m. Passées d'argiles gris vert tachetées d'orangé. Les minéraux argileux présents sont la kaolinite (50 %), accompagnée d'illite et de smectites (25 %).

6,20 - 8,00 m. Argiles briques à débit en "mottes". On retrouve la kaolinite dominante (50 %), accompagnée d'illite et de smectites (25 %).

8,00 - 9,00 m. Argiles beiges, à taches verdâtres, rouilles ou jaunes, et débit feuilleté. Les minéraux argileux présents sont les smectites (40 %), accompagnées de kaolinite (35 %) et d'illite (25 %).

9,00 - 9,50 m. Argiles brun vert à taches oranges et rouges, se débitant en mottes. On trouve ici des traces de CaCO_3 (4-5 %), tandis que les minéraux argileux présents sont les smectites (40 %), associées à la kaolinite (35 %) et l'illite (25 %).

9,50 - 11,20 m. Au dessus de ce niveau argileux sombre, on passe très graduellement à un sable crème à vert pâle, riche en granules calcaires. Ce sédiment contient 55 % de CaCO_3 , et sa fraction argileuse est à attapulгите, quasi exclusive (90-95 %), accompagnée d'un peu de smectites (5-10 %).

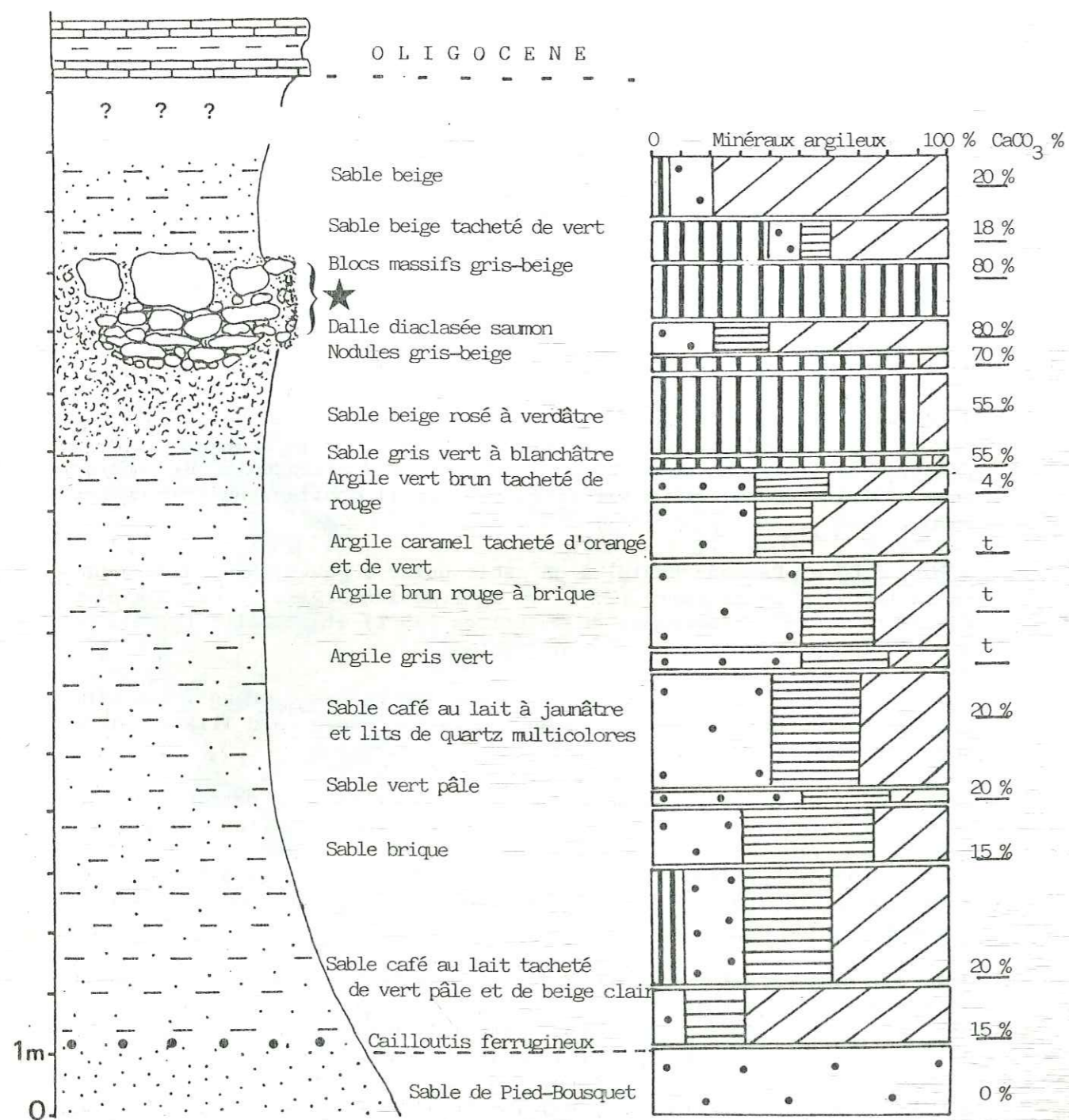


Fig. 34: Coupe du coteau de Pigier (face nord) (★ unités calcaires étudiées dans la partie III, chapitre 2).

11,70 - 13,30 m. Complexe sablo-calcaire lenticulaire. Il s'agit d'un horizon bien individualisé sur 3 m de largeur environ, azoïque, au sein duquel s'observent de bas en haut 4 unités lithologiques (fig. 34). Ce complexe sera entièrement étudié dans la partie III (chapitre 2). Latéralement, on passe rapidement à un sable gris blanc à granules, nodules et petits blocs de calcaire blanchâtre. L'attapulгите est le minéral exclusif de ce niveau (sables ou calcaire), et peut former un enduit autour des granules ou nodules calcaires.

11,30 - 15,00 m. Le sommet de la coupe est constitué par des sables argileux roses ou orangés peu calcaires (20 %), à minéraux argileux variés, dominés par l'attapulгите et les smectites (40 %) avec des traces d'illite (10 %) et de kaolinite (10 %). Ces sables s'éclaircissent vers le haut et l'on passe à un sable beige blanc grumeleux, faiblement calcaire (20 %), dans lequel les smectites sont les minéraux argileux nettement dominants (80 %), associés à la kaolinite (15 %), tandis que l'attapulгите ne se rencontre qu'à l'état de traces (5 %).

Cette série est surmontée par un calcaire en plaquettes et des sables argileux de l'Oligocène.

En résumé: Le sommet de l'ensemble supérieur est représenté par un sable coloré azoïque, homogène à l'affleurement, à passées conglomératiques.

Le sable est toujours plus ou moins calcaire, et contient des minéraux argileux variés. L'attapulгите apparaît dès la base de la coupe (fig. 24); ce sont surtout les smectites et la kaolinite qui dominent à cet endroit. Vers le haut, l'attapulгите devient sans transition le minéral argileux quasi exclusif, en même temps que le taux de CaCO₃ augmente brutalement dans le sédiment. Les interprétations liées à cette évolution minéralogique verticale seront envisagées dans la partie III (chapitre 2).

Les passées conglomératiques sont peu représentées au coteau de Pigier; tout au plus observe-t-on à la base, une accumulation de cailloutis ferrugineux ou plus rarement siliceux, et dans toute la coupe des lentilles de gros grains de quartz roses. En contrepartie, on retrouve des matériaux détritiques grossiers en abondance dans les secteurs 1 et 3 (Gourgas et Goult - La Rabote).

Au Gourgas, toute la coupe est riche en éclats de silex noirs urgoniens, et en graviers ou galets de quartzite albiens.

A Goult - La Rabote, il s'agit d'un véritable conglomérat calcaire, à blocs et galets calcaires et silex urgoniens, galets gréseux et quartzitiques albiens, et cailloutis ferrugineux (Paléocène ?) (cf Partie III, chapitre 2).

On retrouve un tel conglomérat dans la région de Murs, au Nord-Ouest de Roussillon (MASSE et al., 1972), et au Sud de Goult, à l'abbaye Saint Hilaire (carte géologique de Cavailon au 1/50 000; ROCH, 1966).

III. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS SEDIMENTAIRES ANTE-CALCITISATION

A l'échelle du bassin d'Apt, le sommet de l'ensemble supérieur doit être considéré comme un vaste épandage détritique sableux à minéraux argileux variés (smectites dioctaédriques et trioctaédriques), kaolinite, illite, à passées d'éléments crétacés (et paléocènes ?) remaniés, dont les limites d'extension géographiques débordent largement celles des épandages plus anciens (ensemble inférieur, base de l'ensemble supérieur) (fig. 35). Ceci va dans le sens d'un aplanissement des paysages de plus en plus marqué au cours de l'Eocène moyen, ce qui favorise l'expansion croissante des décharges de type fluvial. La nature même des dépôts

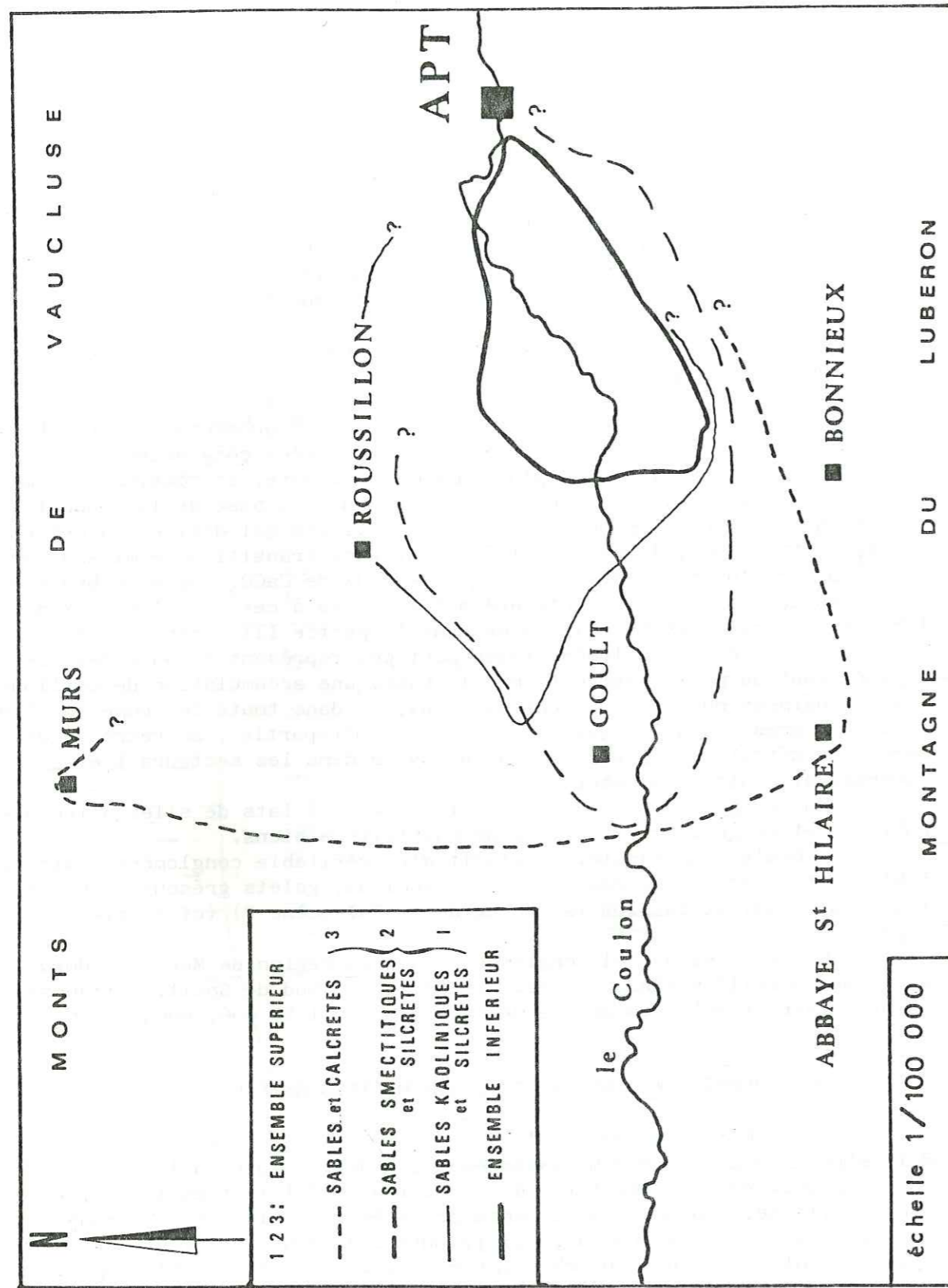


Fig. 35: Extension géographique des différents épandages détritiques qui se sont succédés dans le Bassin d'Apt au cours de la période Paléocène-Eocène.

antérieurs, conduit à penser qu'une (ou plusieurs nouvelle(s) phase(s) d'érosion "post-silicification" a (ont) affecté un amont sablo-gréseux et marneux (Cénomaniens inférieur à Gargasien), jusqu'à ce que le calcaire urgonien soit mis à nu et partiellement érodé à son tour. Les produits d'érosion s'accumulent ensuite par "à coups" (alternance de dépôts fins et de passées grossières) en milieu aval (fig. 36) représenté par le bassin d'Apt "sensu lato", où des traces de ces dépôts sont connus jusqu'à Murs au Nord de l'abbaye Saint Hilaire au Sud.

A cette (ou ces) phase(s) détritique(s) succèdent des périodes de dépôts réduits pendant lesquels (fig. 36) des transformations et des néoformations de minéraux argileux (smectites, attapulgite) vont s'opérer en milieu confiné, sous un climat de plus en plus "tropical sec". Cette argilogenèse "annonce" l'évènement calcitisant qui couronne le sommet de l'ensemble supérieur. Les processus de calcitisations "post dépôt" feront l'objet de l'étude de la partie III (chapitre 2).

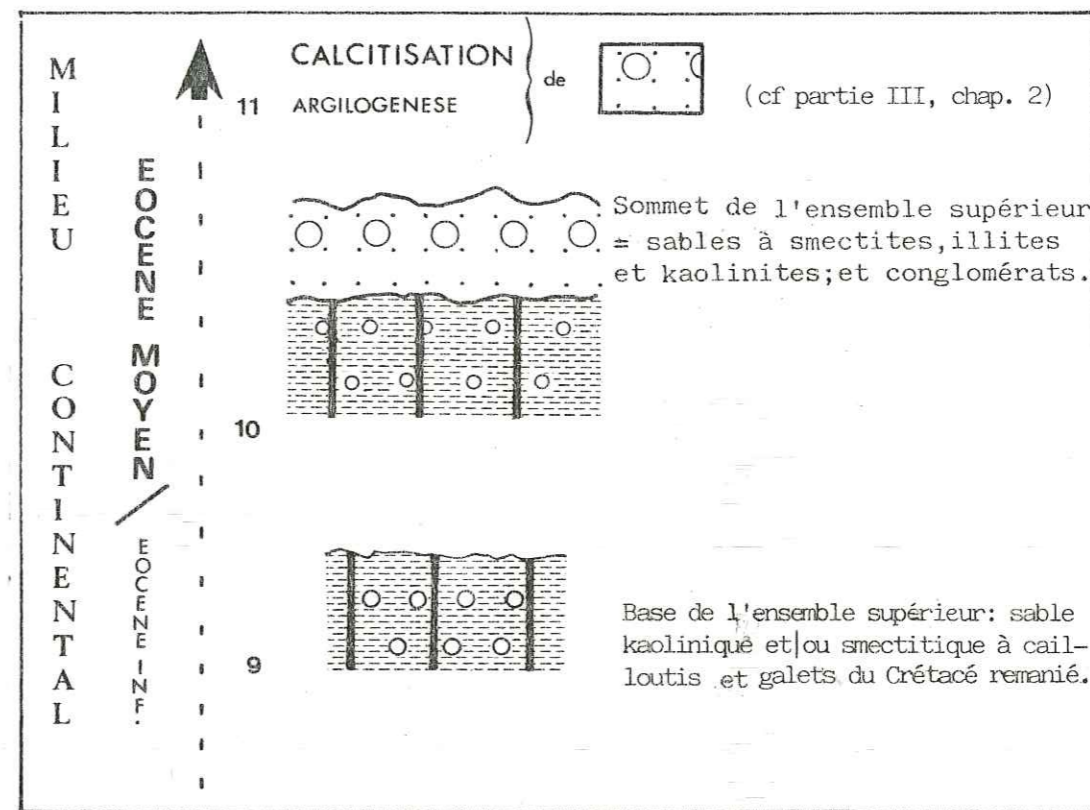


Fig. 36: Chronologie des évènements sédimentaires "post-silicification".

TROISIEME PARTIE

TRANSFORMATION DES SEDIMENTS DETRITIQUES
PAR SILICIFICATION ET CALCITISATION (SILCRETE ET CALCRETE)

ARGILOGENESE ASSOCIEE

CHAPITRE I

LES SILICIFICATIONS DE LA BASE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR

Au sommet, ou parfois au sein même des sables de la base de l'ensemble supérieur (sables à faciès de Pied Bousquet, sables bariolés, sables blancs, cf partie II, chapitre 2, § A), s'individualisent ponctuellement des dalles, barres ou blocs épais de nature grésno-quartzitique. Ces roches siliceuses, insolites dans le paysage, ont été autrefois signalées sous le nom de "grès rouges piquetés de blanc", ou de "quartzites beiges" (DEPERET, 1900; ROCH, 1966, 1971), sans faire pour autant l'objet d'une étude approfondie.

Ce premier chapitre a pour objectif de revoir entièrement les faciès "grès et quartzites" de l'ensemble supérieur du bassin d'Apt. Il s'agit tout d'abord de décrire leur lithologie, pour aborder ensuite le problème des mécanismes de leur mise en place, qui semblent ressortir d'encroûtements siliceux ("silcrètes").

A. LOCALISATION DES COUPES ETUDIEES (FIG. 37 ET 38)

Les grès et quartzites de l'ensemble supérieur se retrouvent essentiellement dans la partie orientale du bassin d'Apt, au sein même ou juste au sommet de niveaux d'âge différents qu'ils prennent en écharpe : sables à faciès "bariolé", sables blancs, ou plus accessoirement sables et grès de faciès "Pied Bousquet". De ce fait, ils sont localisés entre la ville d'Apt, à l'Est; le village de Notre Dame de Lumière, à l'Ouest; le village de Roussillon, au Nord; et celui de Bonnieux au Sud. A l'Est d'Apt, la présence des "quartzites beiges" est limitée aux sables blancs du secteur de Rustrel-Gignac (fig. 5)

B. DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE DES SILICIFICATIONS (SILCRETES)

Pour étudier les grès et quartzites de l'ensemble supérieur, une distinction géographique arbitraire a été effectuée :

- dans un premier temps, seront analysés les faciès situés dans la partie sud du bassin, jusqu'aux abords immédiats de la R.N. 100 (secteur de Gourgas, du Collet rouge, de Notre Dame de Lumière), qui sont

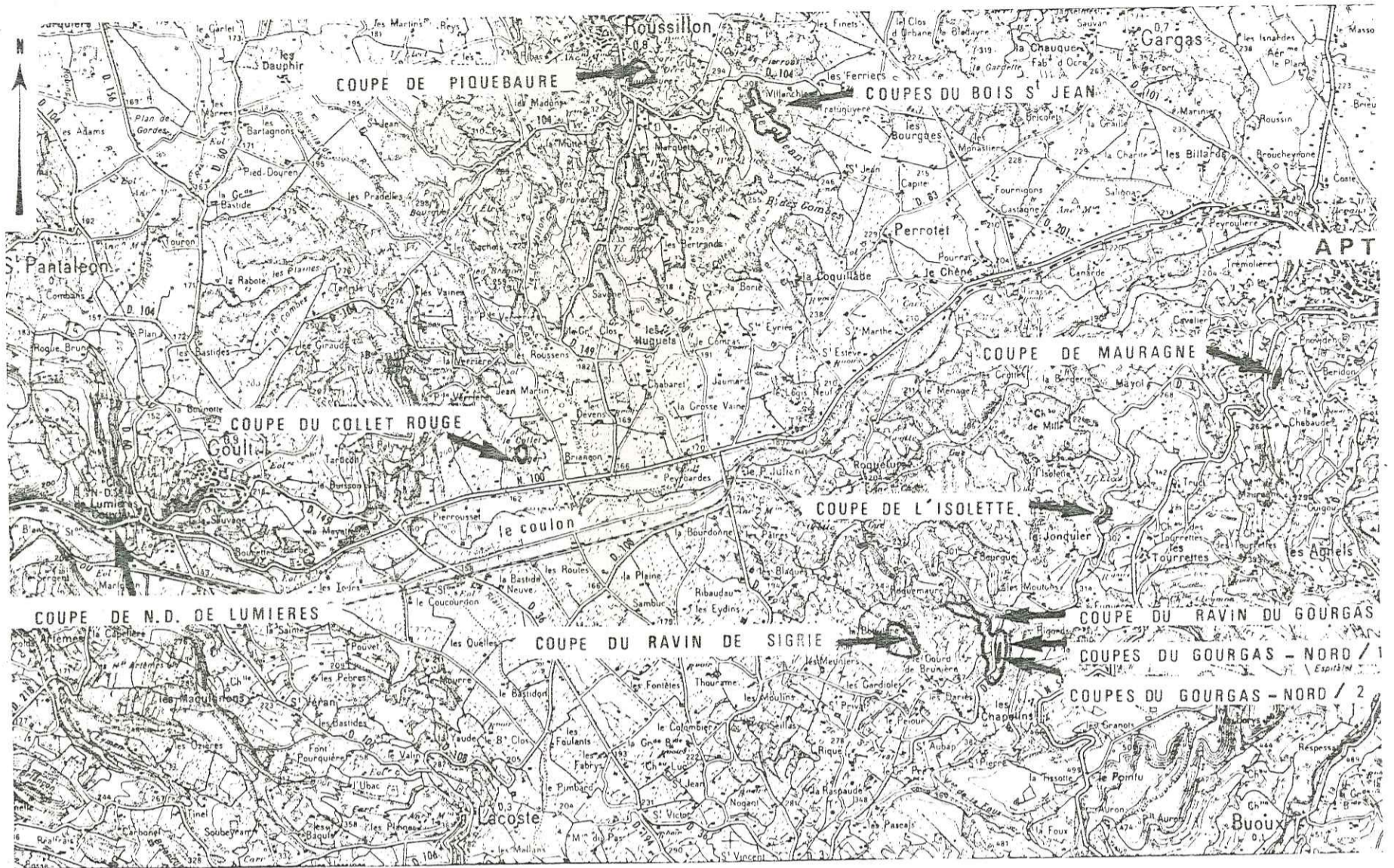


Fig.37 : Silicification (silcrete) du sommet de l'ensemble supérieur: localisation des coupes étudiées.
(carte topographique de Cavillon au 1/50 000)

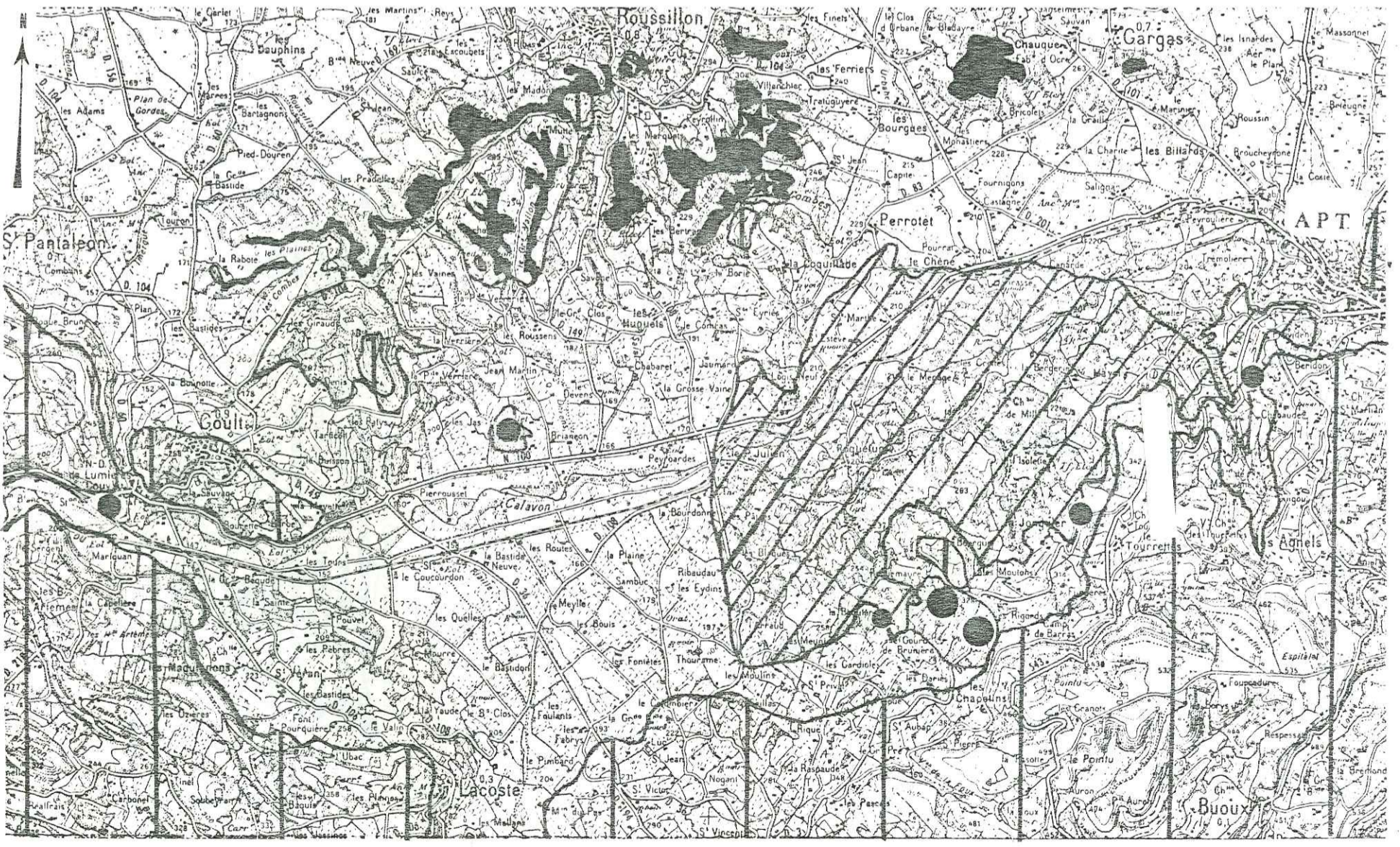


Fig. 38 : Position des silicifications dans leur contexte géologique (carte topographique de Cavillon-1/ 50.000)

essentiellement gréseux;

- puis l'analyse se portera sur les faciès situés au Nord de la R.N. 100 (secteur de Bois Saint Jean, de Roussillon), constitués de dalles quartzitiques.

I. SILICIFICATIONS DE LA PARTIE SUD DU BASSIN D'APT

1) Secteur de Gourgas (fig. 37 et 38)

Il est limité au Nord par les abords du karst du Coulon, et au Sud par le C.D. 3 qui relie la ville d'Apt au village de Bonnieux. La carrière de Gourgas s'étend du Nord-Est au Sud-Ouest sur 300 m du côté sud du chemin. Côté nord, le ravin de Gourgas serpente perpendiculairement à la route jusqu'au coeur du karst du Coulon. Dans tout le secteur, la série sédimentaire située à la base de l'ensemble supérieur est représentée par un faciès de Pied Bousquet réduit ou absent, surmonté de sables épais à faciès "bariolé". Au sommet de ces sables bariolés, d'importantes dalles siliceuses rouges, roses à mauves et/ou de gros blocs rouges ou gris, d'allure trappue ou colonnaire, coalescents ou épais, couronnent fréquemment la série. Pour étudier cet ensemble de roches, des coupes ont été levées et échantillonnées entre le Ravin de Gourgas au Nord, et la carrière de Gourgas, située 200 m plus au Sud.

a) Coupe du Ravin de Gourgas (fig. 39)

La coupe présentée ici se situe à mi-chemin entre la ferme de Roquemaure (fig. 37 et 38) et le C.D. 3.

0,00 - 8,00 m. Au dessus d'un sable roux à faciès Pied Bousquet, on passe sans transition à un sable bariolé de couleur pâle (jaune, orange, rose, gris, crème...), à grains de quartz roses millimétriques, qui comporte, dès les premiers décimètres, une lentille de 2 m d'épaisseur (niveau 1 fig. 39) de sables indurés en grumeaux et rognons centimétriques coalescents, et de blocs gréseux décimétriques massifs, de même couleur que le sable, grossièrement empilés. Cette lentille ne possède pas de limites précises par rapport au sable; le passage est progressif ou brutal, aussi bien latéralement que verticalement.

+ Pétrographie des éléments indurés

Tous les intermédiaires existent entre le sable à peine induré, peu cohérent, et les blocs prismatiques fortement cimentés, toujours intensément fissurés et desquamés. Les blocs sont riches en grains de quartz roses millimétriques; ils contiennent irrégulièrement des empreintes de terriers de type striotubules (BREWER, 1964), reconnaissables à leur organisation en "verres de montre empilés". Ces terriers n'ont pas d'orientation particulière, ils sont généralement soulignés par une teinte plus foncée que celle de la roche hôte. En surface des blocs, ces terriers se remarquent aisément: ils présentent une morphologie en "boutons" centimétriques. La desquamation se réalise préférentiellement entre les "boutons", plus durs et plus compacts que le ciment de la roche.

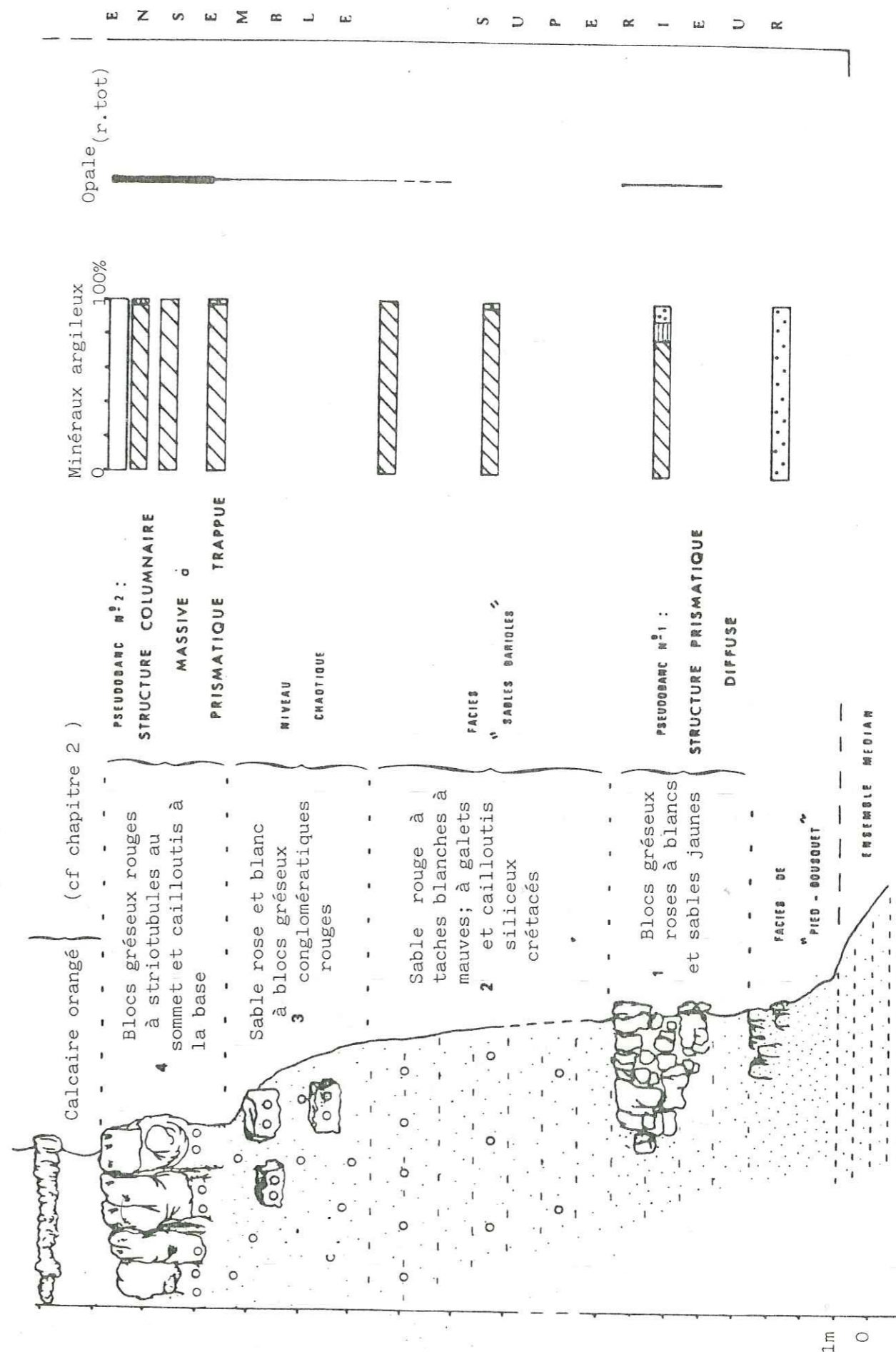


Fig.39 : Coupe du Ravin de Gourgas.

+ Minéralogie du niveau 1

Le sable est essentiellement quartzueux (quartz > 60% en roche totale). Sa fraction argileuse est dominée par les smectites (80 %) (le terme de smectites s'applique à une population à la fois dioctaédrique (Al-Fe) et trioctaédrique (Mg), qui se rencontre dans tout le faciès "sables bariolés"), accompagnées d'un peu de kaolinite (10 %) et d'illite (10 %). Dès que le sable s'indure faiblement, on note son enrichissement en opale. Dans les blocs massifs, l'opale est également présente, alors que l'on remarque corrélativement une diminution de la quantité absolue d'argiles présentes.

Remarque: l'opale a été déterminée par diffraction des R.X. Le terme d'opale doit être pris dans le sens très général d'un minéral présentant des raies de diffraction peu intenses, élargies, où l'on a les pics de la tridymite (4,32-4,30 et 4,11 Å) et ceux de la cristobalite (4,10-4,05 Å). Le paragraphe D sera très largement consacré aux problèmes posés par la présence de l'opale dans ces roches.

8,00 - 15,00 m. Sable brun, mauve à jaune (niveau 2) à débit grumeleux, riche en cailloutis et galets siliceux; il s'agit de (par ordre de taille croissante):

- grains de quartz plurimillimétriques arrondis, multicolores;
- graviers quartzitiques blancs, jaunes à mauves albiens et silex noirs urgoniens;
- galets grésoglaucieux albiens (jusqu'à 15 cm de plus grand diamètre);
- galets de quartzite ou de grès albiens, jaunes à rose pâle;
- silex noirs urgoniens (jusqu'à 20 cm), à veines brunâtres, souvent troués et corrodés en surface. Ils possèdent presque tous un cortex pulvérulent blanchâtre plus ou moins épais.

Ce sédiment, essentiellement smectitique (plus de 90 % de la fraction argileuse) avec un peu de kaolinite (voire de traces d'illite), représente le faciès "sables bariolés" type.

15,00 - 19,00 m. Sable rose blanc tacheté de lie de vin (niveau 3), enrichi en cailloutis et galets qui forment de véritables passées détritiques siliceuses, identiques à celles du niveau 2 (grains de quartz, silex urgoniens et galets grésoglaucieux albiens). Ce sable est essentiellement quartzueux (70 à 80 % de la roche totale), avec des smectites exclusives dans la fraction argileuse. En saillie dans le sable, on rencontre des blocs gréseux demi-métriques trappus, conglomératiques, irrégulièrement disposés, qui confèrent à ce niveau un aspect chaotique. Ces roches représentent les "grès rouges piquetés de blanc" des anciens auteurs (GRAS, 1862; DEPERET, 1900). Les résultats de l'étude de ces blocs seront donnés lors de la description du niveau 4.

19,00 - 21,00 m. Passage progressif à un sable rouge brique tacheté de blanc (1 m d'épaisseur), riche en cailloutis analogues à ceux précédemment décrits. Sa composition minéralogique est à quartz et smectites dominantes dans la fraction argileuse (90 %), accompagnées d'un peu de kaolinite (10 %). Très graduellement, le sable devient compact et l'on passe à une barre gréseuse massive horizontale, de couleur rouge brique, d'épaisseur très irrégulière (50 cm à 2 m), qui surplombe la coupe et disparaît rapidement à ses extrémités nord et sud (niveau 4).

+ Aspect à l'affleurement du niveau 4 (Pl. I photos 1 et 2)

La barre massive qui termine la coupe est découpée plus ou moins intensément en blocs colonnaires ou trappus, souvent coalescents, qui ont une largeur moyenne de 50 cm. Ce découpage est mis en évidence par l'existence d'un système de fentes sub-verticales majeures qui individualisent chaque bloc. De plus, un système associé de fentes obliques à sub-horizontales, mineures, contribuent au découpage prismatique de chaque bloc. Ce système de fentes conjuguées peut être répétitif et emboîté; il existe ainsi, à chaque fois, redécoupage de prismes en prismes plus petits. Quel que soit l'aspect ou la taille de ces blocs, il est possible de distinguer 4 unités en proportion variable notées a-b-c-d, qui constituent le niveau 4 (fig. 40). Ce sont, de bas en haut:

- unité a : grésoglaucieux (moins de 1 m d'épaisseur); elle occupe généralement la base de blocs; il s'agit d'un grès tendre, rouge tacheté de blanc et de mauve à fissures courbes, contenant des passées de cailloutis, galets et silex analogues à ceux décrits dans les niveaux 1, 2 et 3, mais beaucoup plus abondants dans cette unité. Ce sont les éléments grossiers qui dominent largement (20-25 cm de plus grand diamètre), galets grésoglaucieux et quartzitiques albiens, et gros silex urgoniens; ils sont irrégulièrement cimentés et parfois alignés horizontalement. Certains d'entre eux sont intensément corrodés, fissurés ou morcelés: dans ce cas le ciment gréseux envahit toutes les discontinuités créées. Cette unité a représente la totalité des blocs du niveau 3

- unité b : sablo-microconglomératique (moins de 30 cm d'épaisseur); il s'agit d'un grès tendre, rouge orangé tacheté de blanc, ne contenant que des matériaux détritiques siliceux de petite taille (moins de 2 cm) non orientés: grains de quartz multicolores, éclats de silex et graviers grésoglaucieux (fig. 41).

- unité c : grésoglaucieux; il s'agit du niveau le plus épais des blocs colonnaires ou trappus (moins de 1 m). La roche est massive, de couleur rouge foncé, et structurée en prismes nets, parfois emboîtés (fig. 40), qui s'estompent rapidement lorsque l'on passe à l'unité inférieure (b) ou supérieure (d). Cette unité ne contient que de rares graviers siliceux ou des éclats de silex (fig. 41).

- unité d : grésoglaucieux à striotubules (moins de 30 cm d'épaisseur). La roche est rouge tachetée de blanc, plus tendre que dans l'unité sous-jacente, et contient d'abondants striotubules qui confèrent à la roche un débit en "boutons", voire noduleux. Ce débit est induit par la présence de micro et macrofentes verticales, obliques et horizontales, qui structurent cette unité:

- d'une part des microfentes verticales, courtes et dendritiques, parcourent et soulignent les discontinuités existantes entre chaque terrier, puis elles rejoignent les macrofentes verticales, responsables de la structuration colonnaire ou massive de la barre gréseuse (niveau 4 de la coupe fig. 40);

- d'autre part des microfentes horizontales ou obliques provoquent une desquamation discrète en surface, qui affecte les terriers débités en nodules. Ce système de microfentes alimente par la suite les macrofentes obliques ou horizontales responsables de la prismation des blocs.

Ainsi, le jeu combiné de microfentes verticales et horizontales ou obliques ne fonctionne réellement que pour l'unité d, où il crée des discontinuités physiques importantes; celles-ci coïncident parfaite-

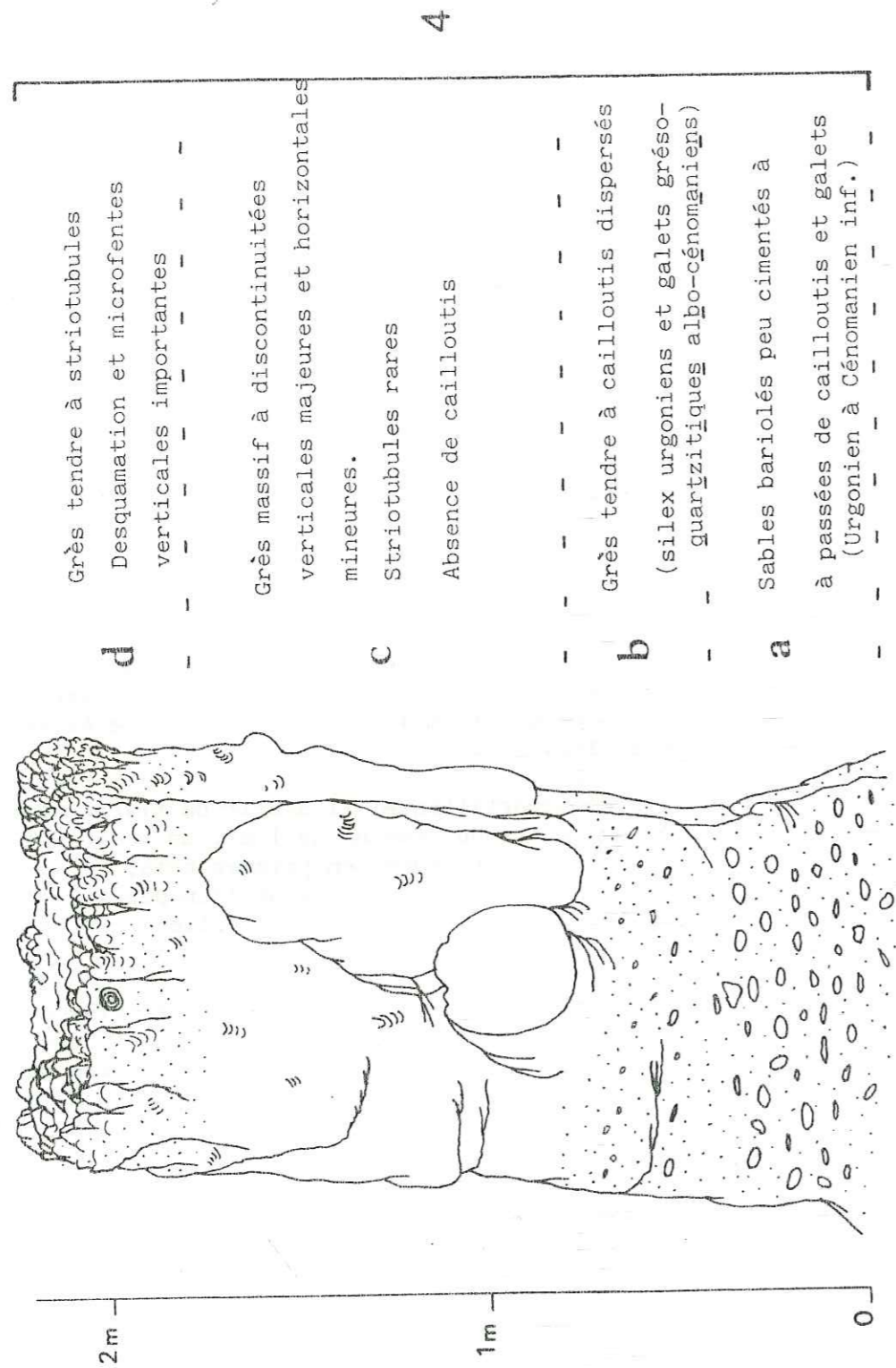


Fig. 40 : Macroorganisation du niveau 4 (unités a à d).

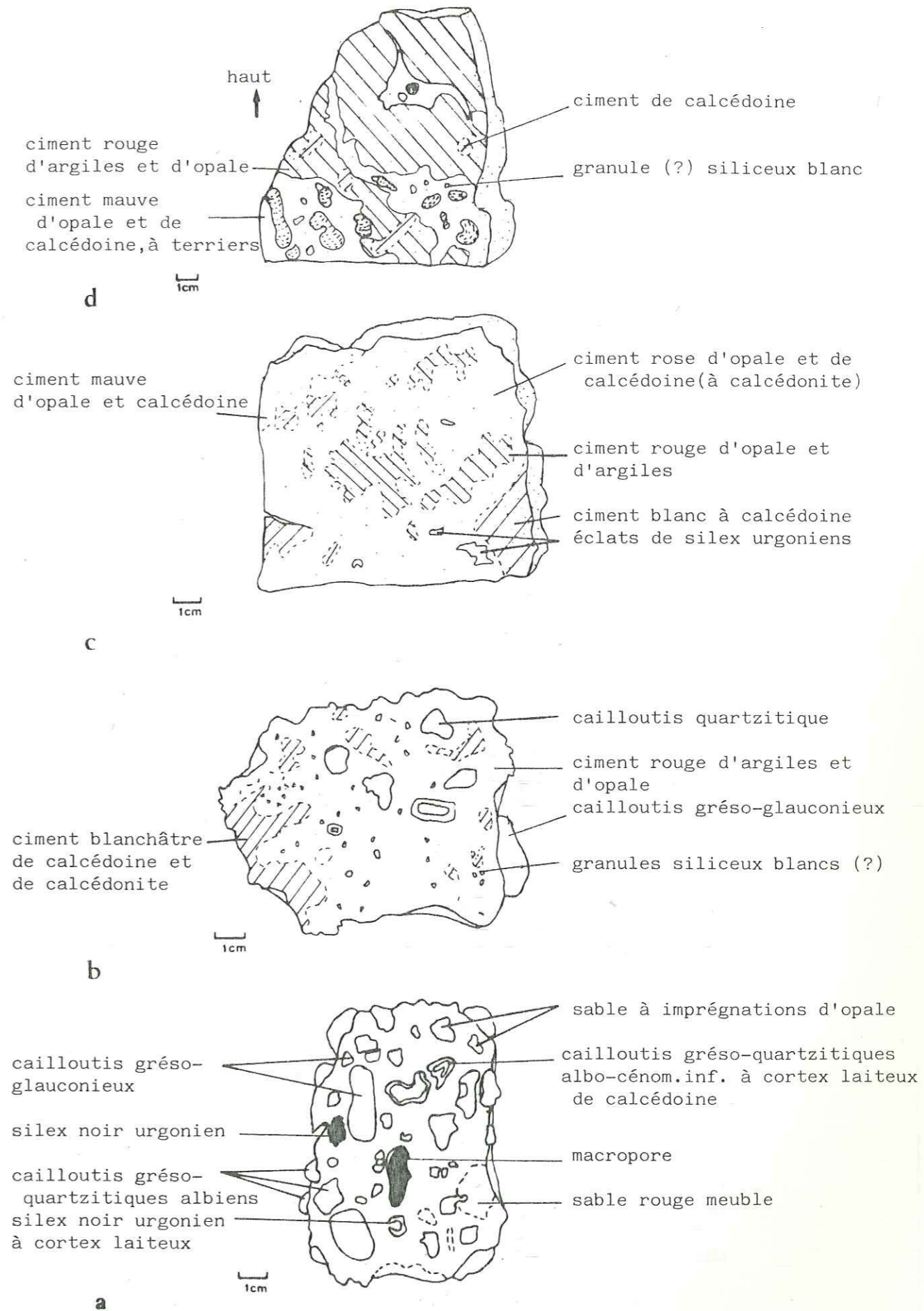


Fig. 41 : Caractéristiques pétrographiques du niveau 4.

ment avec les zones fortement bioturbées. Cette unité d ne possède pas d'éléments détritiques visibles à l'oeil nu (fig. 41); on observe des plages sableuses claires, étroitement mêlées à des zones fortement cimentées, où les striotubules se distinguent nettement. (Pl. II photo 1)

+ Evolution minéralogique des niveaux 1 à 4 (fig. 42)

D'un point de vue minéralogique, le passage des sables bariolés (niveau 1,2,3) aux blocs prismatiques massifs (niveau 4) coïncide avec deux évènements qui concernent à la fois les smectites et l'opale. Ces évènements ont pu être mis en évidence par l'utilisation de la diffraction des R.X. sur la fraction inférieure à $2\ \mu\text{m}$ des échantillons.

Du sable aux blocs massifs, la quantité absolue d'argiles diminue, jusqu'à ce qu'elle ne subsiste plus qu'à l'état de traces. De plus, la morphologie de la raie principale (001) des smectites évolue:

- dans le sable, le pic des smectites est régulier, assez important, centré sur $13,7\ \text{Å}$. Lorsque le sable devient plus induré, grumeleux, le pic des smectites est moins intense, irrégulier et bifide ($14,7-14,25\ \text{Å}$).

- dans les niveaux gréseux tendres, les smectites possèdent un pic large, dissymétrique et dichotome, très peu intense, situé à $14,9-14,7\ \text{Å}$ d'une part et $13,3\ \text{Å}$ d'autre part.

- enfin dans les niveaux les plus cimentés, les smectites sont représentées par une raie très élargie, dentelée, comprise entre $12,2$ et $15,1\ \text{Å}$. Toutes ces smectites gonflent à $16,8-17,0\ \text{Å}$ après traitement à l'éthylène glycol.

Du sable aux blocs massifs, la quantité absolue et la cristallinité de l'opale augmentent (fig. 41). Dans les sables meubles, l'opale est absente, dans le sens où elle n'est pas décelée aux R.X. Lorsque le sédiment devient grumeleux, l'opale est détectée aux R.X.: elle apparaît sous forme d'un dôme évasé, centré sur $4,05-4,08\ \text{Å}$, avec un épaulement à $4,32\ \text{Å}$. Plus haut, dans la roche gréseuse tendre, le pic de l'opale est court et large, aplati et dentelé à son extrémité, centré sur les valeurs $4,04-4,10\ \text{Å}$; il existe également un épaulement à $4,30-4,32\ \text{Å}$. Enfin dans les niveaux les plus massifs, l'opale est représentée par un pic large à la base, dissymétrique, bifide, centré sur $4,06-4,10\ \text{Å}$. Ces valeurs correspondraient à une opale plutôt de type "C" (JONES et SEGNI, 1971; FROELICH, 1974; WILSON et al., 1974; TRAUTH et al., 1978; ARBEY, 1980), tandis que l'épaulement situé à $4,30-4,32\ \text{Å}$ correspondrait à une tridymite (WILSON et al., 1974; BALAKIREV et al., 1977; TRAUTH et al., 1978; ARBEY, 1980)

+ Conclusion

Le passage vertical de bas en haut des sables bariolés aux blocs prismatiques massifs coïncide avec :

- d'une part la diminution de la quantité absolue et de la cristallinité des smectites présentes; celles-ci correspondent à une population hétérogène, dont les raies (001) sont situées entre $12,2$ et $15,1\ \text{Å}$. Cette population représente à la fois des smectites dioctaédriques (Al, Fe) et trioctaédriques (Mg), qui ont pu être déterminées par analyse au M.E.T. (microdiffraction électronique).

- d'autre part, l'apparition puis l'augmentation de la quantité absolue et de la cristallinité de l'opale présente.

Le paragraphe D reprendra de façon plus détaillée la signification de ces évolutions.

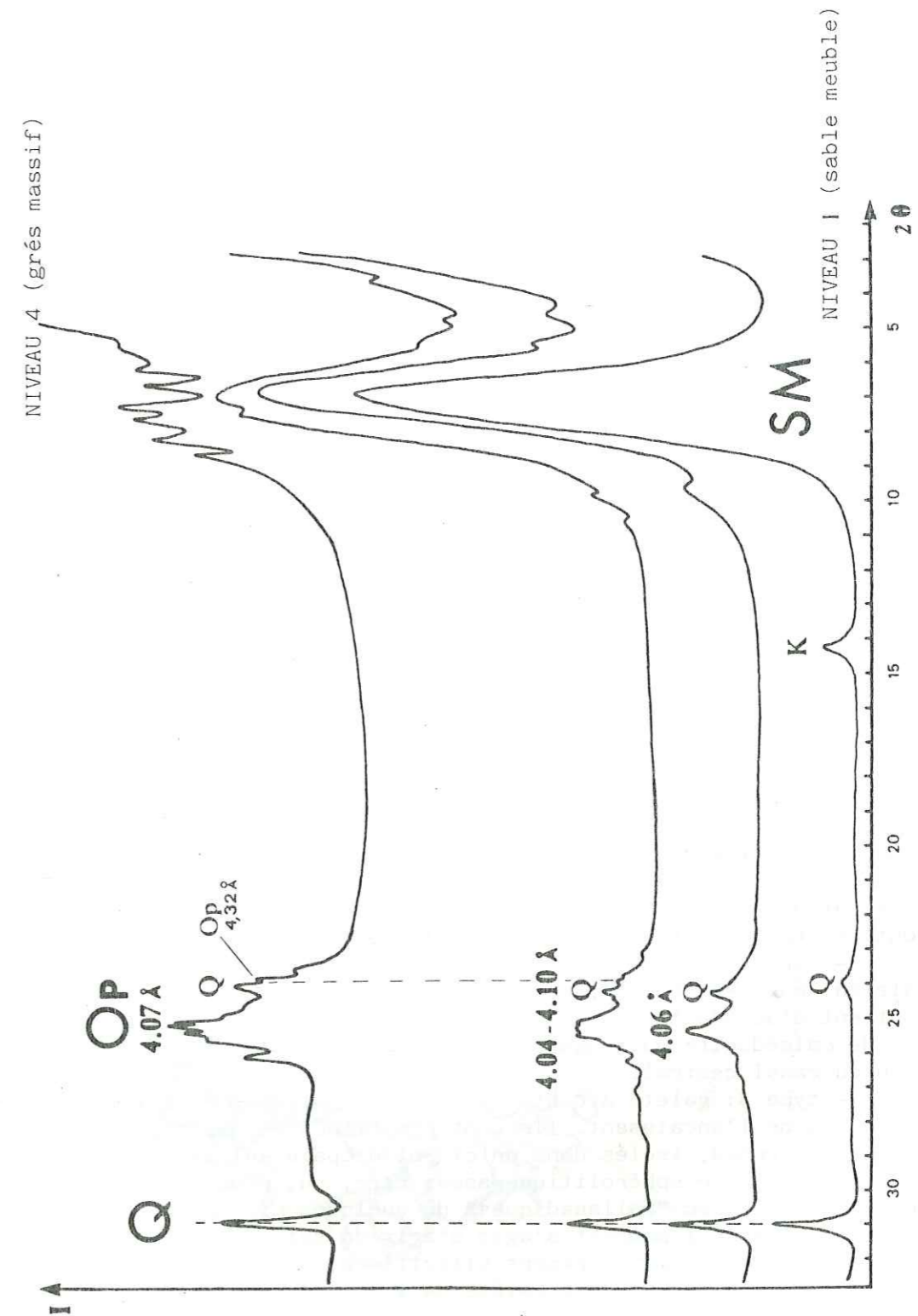


Fig. 42 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des R.X.
(Q= quartz ; OP= opale ; SM= smectites)

+ Microfaciès du niveau 4 (fig. 43)

Cette étude a porté plus particulièrement sur les unités a et c.

. Unité a grés-conglomératique

On observe en plaque mince:

- d'une part un matériel détritique siliceux, à galets quartzitiques ou gréseux, silex, grains de quartz et minéraux lourds (Tourmaline);
- d'autre part un ciment siliceux peu argileux de calcédoine "sensu lato", de calcédonite, parfois de quartzite, et d'opale. Mise à part l'opale, ces minéraux ont tous une structure de "quartz microcristallin".

1 - Le matériel détritique

. Les grains de quartz

Ils occupent environ 60 % du volume de la roche. Leur taille et leur morphologie sont extrêmement variables : tous les intermédiaires existent entre des quartz de taille inférieure à $100 \mu\text{m}$, anguleux, et des quartz de taille supérieure à $400 \mu\text{m}$, arrondis, craquelés et fissurés. Les quartz de l'ordre de $150 \mu\text{m}$, à contours irréguliers émoussés sont les plus abondants; ils sont souvent riches en inclusions et ne possèdent aucune orientation préférentielle dans le ciment.

. Les galets

Au microscope, les éclats ont une taille comprise entre $100 \mu\text{m}$ et quelques mm:

- type 1: galets arrondis à contours nets. Ils sont constitués par un ciment de calcédoine s.l., de calcédonite et d'amas anastomosés fibreux d'opale jaune verdâtre à brunâtre en lumière naturelle. La calcédonite se présente en filons dendritiques et en plages ovoïdes; elle possède un habitus en petits sphérolites ($100 \mu\text{m}$ de rayon), en larges éventails (jusqu'à $250 \mu\text{m}$ de rayon), ou en fibres palissadiques (moins de $50 \mu\text{m}$ de longueur). Le coeur des plages de calcédonite peut être constitué de quartz mozaïque (quelques dizaines de microns de diamètre pour chaque quartz). Dans le ciment flottent des grains de quartz détritiques de petite taille (souvent $100-150 \mu\text{m}$), arrondis ou à contours irréguliers émoussés. Ils sont entourés d'amas d'opale plus ou moins épais, ou sont directement en contact avec la calcédoine ou la calcédonite plus rarement.

- type 2: galets à rares éclats de quartz pris dans un ciment d'opale en amas vert brunâtre et de plages discrètes de calcédoine. Le ciment contient d'abondants spicules d'éponge silicifiés, constitués de calcédoine, de calcédonite palissadique, voire de calcédonite sphérolitique au niveau du canal central.

- type 3: galets à contours très irréguliers, et à limites floues vis à vis de l'encaissant. Ils sont constitués de quartz, hétérométriques et hétéromorphes, isolés dans un ciment d'opale en amas brun vert à beige et de calcédonite sphérolitique assez rare, qui peut prendre un habitus en prismes alignés "palissadiques" de quelques microns de longueur. Dans ce dernier cas, il pourrait s'agir de colonies de microcodiums (BODERGAT, 1974) ultérieurement silicifiées. Une hypothèse en ce qui concerne l'origine même de ces galets de type 3 sera proposée dans le paragraphe C.

- type 4: galets allongés, fissurés et craquelés, corrodés, à teneur variable en quartz hétéromorphes (de l'ordre de $100 \mu\text{m}$). Ces derniers sont cimentés par des amas rouge orangé d'opale, et parfois par des plages de calcédoine. Ces galets sont les plus fréquents; tous les intermédiaires existent entre un pôle à quartz rares, calcédonite discrète et opale abondante, et un pôle à quartz nombreux, calcédonite rare et opale peu abon-

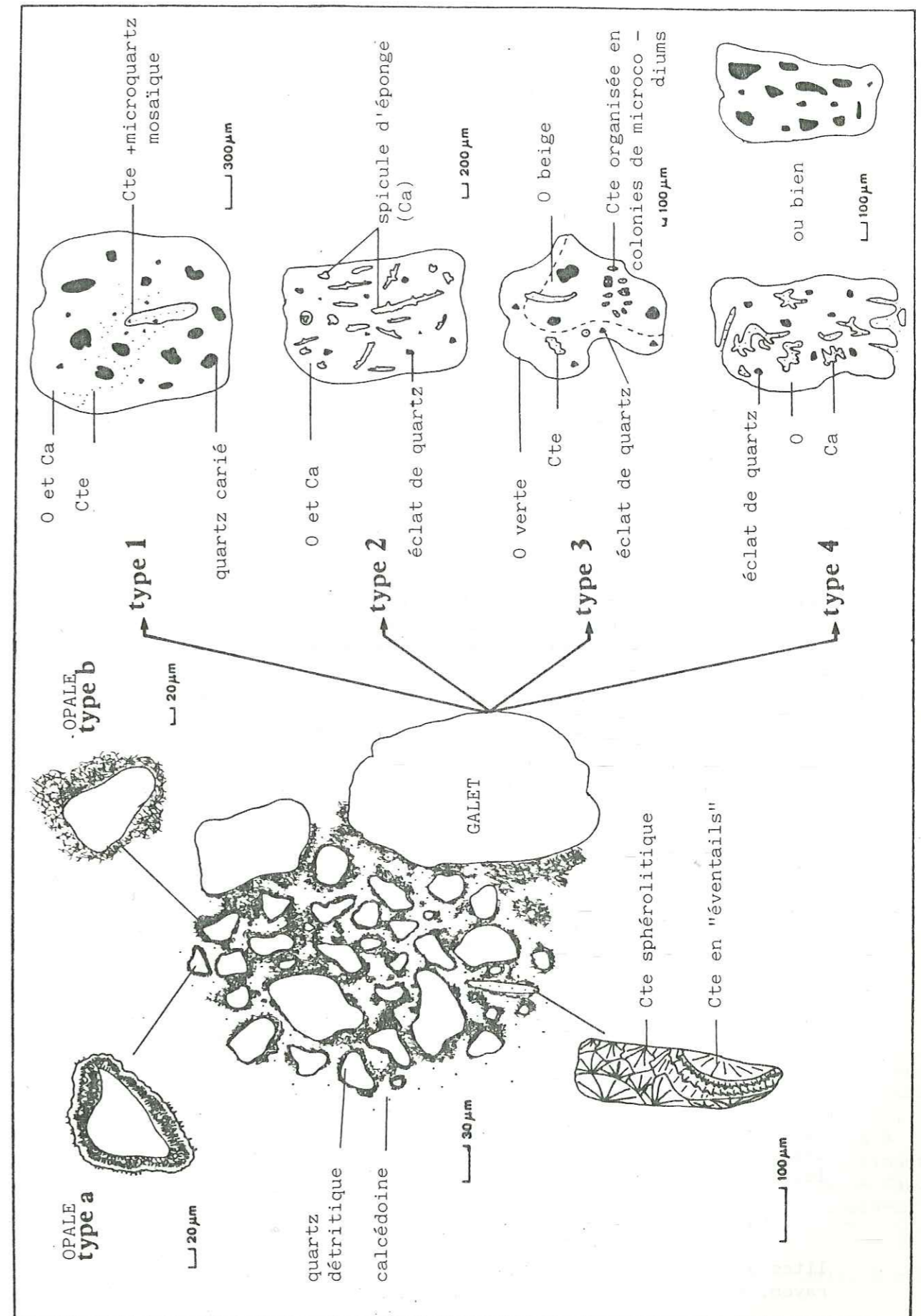


Fig. 43 : Microfaciès de l'unité a

(O : opale ; Ca : calcédoine ; Cte : calcédonite)

dante. Des grains de glauconie dispersés sont parfois visibles dans le ciment d'opale.

. Les silex

Assez rares, ils apparaissent anguleux, à limites nettes vis à vis de l'encaissant; ils sont constitués, en proportion variable par de la calcédoine s.l. et par des sphérolites de calcédonite.

Remarque: galets et silex sont systématiquement séparés du ciment de la roche par un liseré plus ou moins épais d'opale qui se retrouve à l'extérieur et à l'intérieur des galets, et uniquement à la périphérie des silex.

2 - Le ciment

. L'opale (Pl. II photo 2)

Chaque grain de quartz est entouré irrégulièrement par des amas d'opale (et d'argiles lorsqu'elles existent), de couleur jaunâtre à rougeâtre en lumière naturelle et complètement éteints en lumière analysée polarisée. Ces amas, de quelques microns à une centaine de microns d'épaisseur, pénètrent et occupent les moindres craquelures des grains de quartz. Deux types d'amas d'opale peuvent être distingués (fig. 43):

- type a: dans les zones brun rougeâtres, l'opale prend un habitus en amas fibreux concrétionnés, souvent orientés en franges concentriques autour des quartz; chaque frange, épaisse de quelques microns, est constituée par une rangée de flocons comportant des microfibrilles sub-parallèles entre elles et perpendiculaires à la surface des quartz. Cette morphologie évoque tout à fait un "empilement d'oursins". Les franges fibreuses peuvent être doublées d'un fin liseré ondulé (3 à 10 μm d'épaisseur), limpide et réfringent en lumière naturelle, gris sombre en lumière polarisée, à extinction légèrement roulante. Ce liseré possède quelques microfibrilles en surface, de même type que celles décrites précédemment. Ce liseré pourrait correspondre à une opale de type lusite (ARBEY, 1980).

- type b: dans les zones jaunâtres à brun verdâtres, l'opale forme des amas fibreux discontinus, non orientés, d'épaisseur variable autour des quartz. Ils peuvent également former des lambeaux jointifs entre les quartz.

. La calcédoine s.l.

Lorsque la silice prend un habitus "microcristallin", sans qu'il soit possible de déterminer précisément la calcédonite ou même la quartzine, il convient d'employer le terme général de calcédoine (SMITH, 1960; TRAUTH et al., 1974; ARBEY, 1980; RIO, 1982) qui signifie "quartz microcristallin" au sens large. Au début de ce siècle, calcédoine désignait "une roche concrétionnée homogène de produits siliceux fibreux" (LACROIX, 1901; 1902). La calcédoine se rencontre soit en plages claires homogènes qui isolent des amas d'opale; soit plus souvent intimement associée à cette dernière, quelque soit l'habitus pris par l'opale. Cette "association" correspond à un mélange plus ou moins confus d'amas fibreux d'opale et de calcédoine en microcristallites grossièrement engrenés, à limites floues, biréfringence très basse et extinction faiblement moirée. La calcédoine peut exister en contact direct avec un grain de quartz ou un galet.

. La calcédonite

Discrète dans l'unité a, elle prend souvent un habitus en sphérolites plus ou moins fibreux, ou en larges éventails de 100 à 250 μm de rayon, isolés ou coalescents, à extinction roulante ou torsadée, qui se

rencontrent:

- soit en amas discrets ou en filons sub-verticaux ou obliques qui paraissent dilacérer le ciment d'opale: dans ce cas les petits sphérolites sont les plus fréquents;

- soit en plages de 100 à 500 μm de longueur, en forme de cigare (fig. 43): dans ce cas, il s'agit d'éventails imbriqués, dans lesquels on peut observer l'alternance de fibres de calcédonite et de quartzine. On trouve plus rarement la calcédonite en "palissade", en bordure des filons sphérolitiques ou des amas d'opale.

3 - Relations entre les différents constituants

La calcédonite sphérolitique n'apparaît jamais au contact direct des éléments détritiques (galets, silex ou quartz) ou de l'opale: le contact se réalise le plus souvent par l'intermédiaire d'une frange de quelques microns, de calcédoine ou de calcédonite "palissadique".

. Unité c gréso-quartzitique (fig. 44)

On trouve des grains de quartz, des silex et des galets dispersés (type 1 à 4), cimentés par de l'opale (type a et b), de la calcédonite et de la calcédoine s.l.

Vis à vis de l'unité a, on observe:

- une raréfaction et une diminution de taille des grains de quartz et des galets. Les quartz craquelés ou fissurés deviennent une exception;

- une abondance de galets de type 3 (ciment d'opale et de calcédoine, quartz épars);

- une raréfaction des amas coalescents d'opale de type a ou b, au profit d'amas isolés; ceci en corrélation avec une extension des plages de calcédoine, qui ne sont plus en association étroite avec l'opale ou au contact direct d'un grain détritique;

- une augmentation du nombre de filons dendritiques de calcédonite sphérolitique.

b) Coupes de Gourgas nord 1 (fig. 37 et 38)

Trois coupes ont été levées et échantillonnées à 300 m au Sud du Ravin de Gourgas; elles correspondent à l'extrémité nord-est, au Nord et au centre de la carrière de Gourgas.

* Extrémité nord-est de la carrière de Gourgas (fig. 45)

A cet endroit, l'affleurement se réduit à 2 m de sables rouge brique surmontés d'une barre gréseuse métrique de même teinte.

0,00 - 1,50 m: unité a: sable rouge brique à débit grumeleux, riche en grains de quartz millimétriques multicolores arrondis ou cariés, en éclats de silex noirs urgoniens ou miel à cortex blanc (d'âge non déterminé), et en graviers ou galets gréso-quartzitiques albiens jaunes, beige à verts. La composition minéralogique de ce sédiment est à quartz dominants (60 à 70 % de la roche totale), avec un peu d'opale et de traces de CaCO_3 (moins de 5 %). La fraction argileuse est à smectites quasi exclusives, accompagnées d'un peu d'illite.

1,50 - 1,90 m: unité b: on passe graduellement à un grès friable, à débit

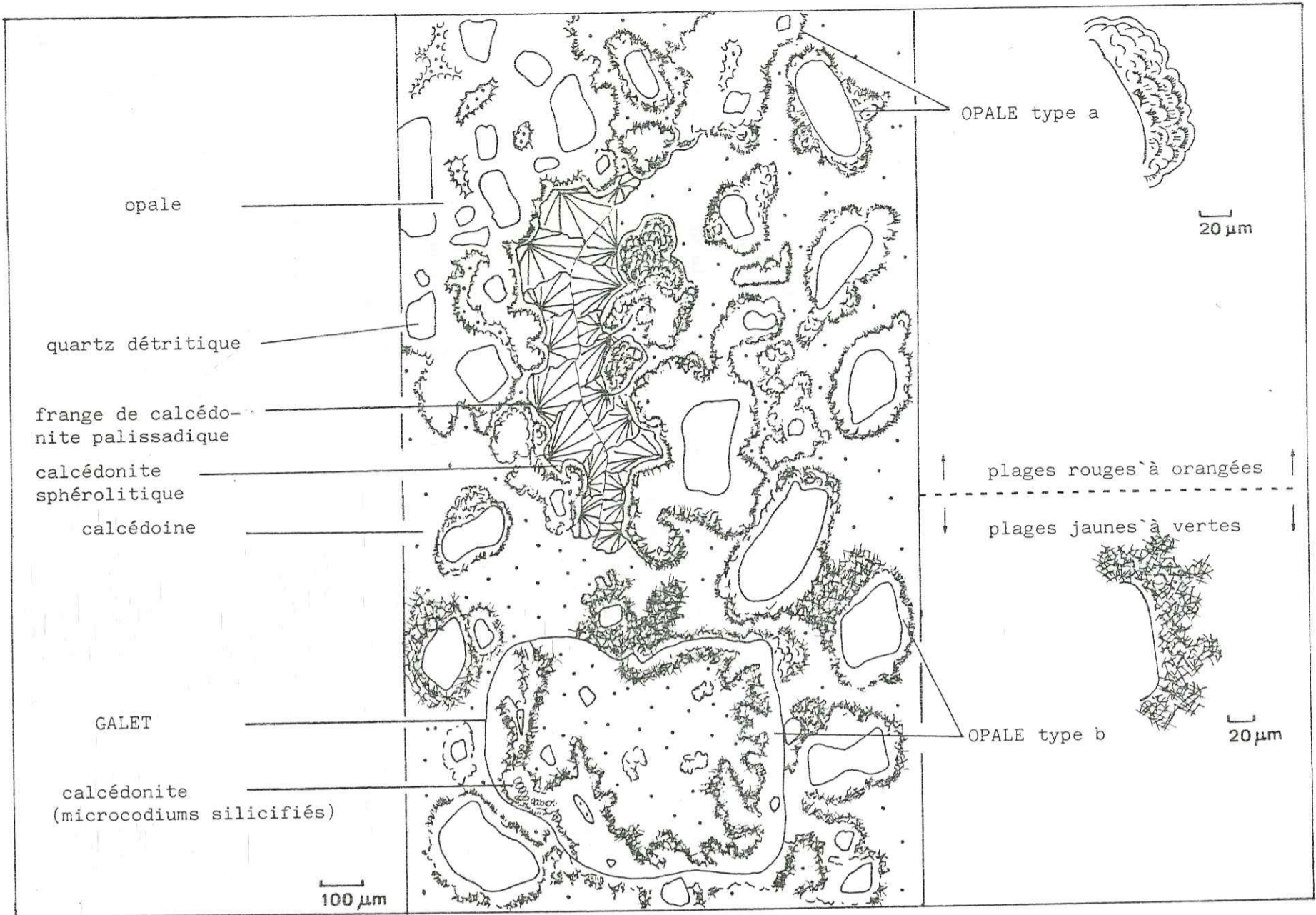


Fig. 44 : Microfaciès de l'unité c .

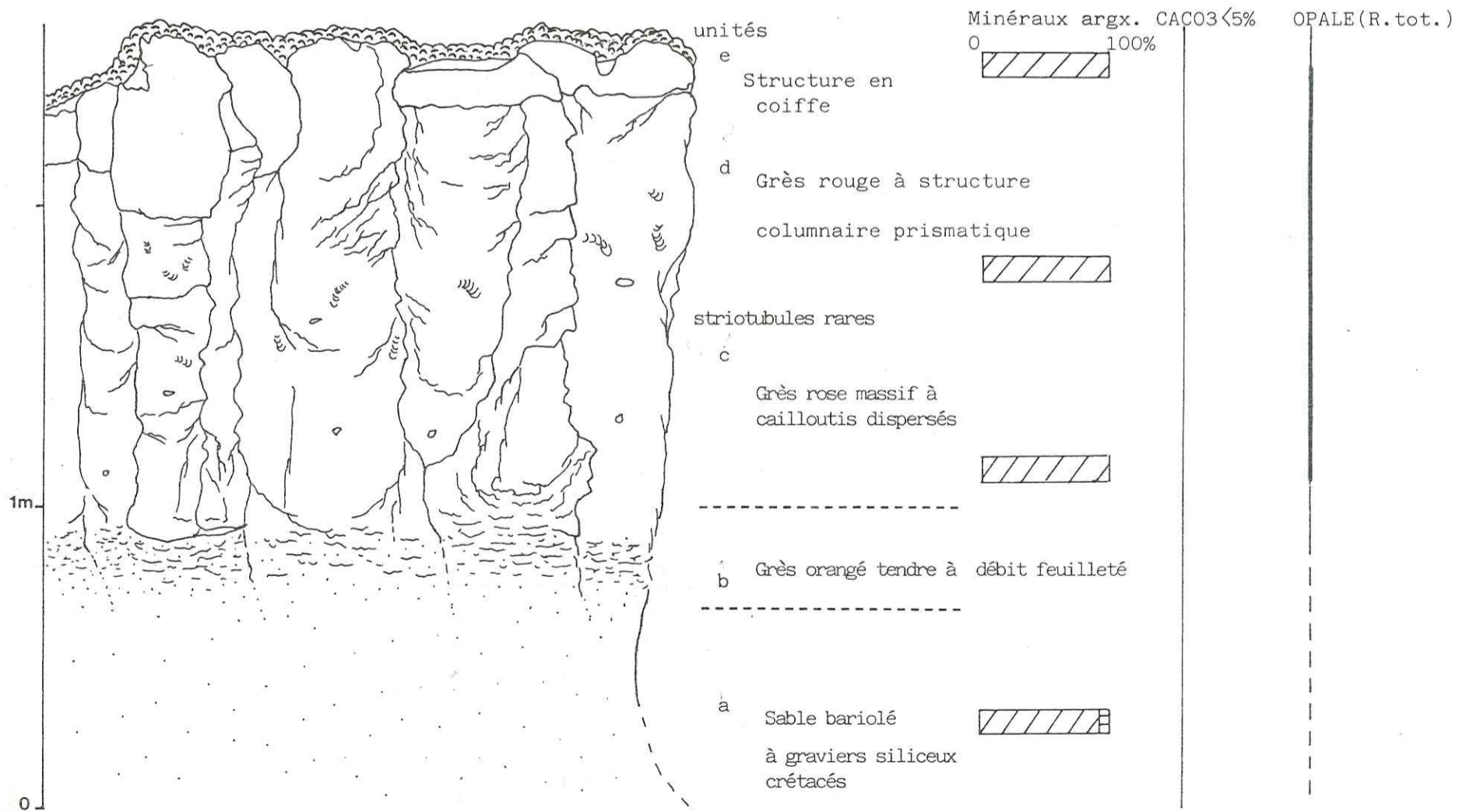


Fig. 45 : Coupe de l'extrémité nord-est de la carrière de Gourgas

feuilleté qui conserve les caractéristiques minéralogiques du sable sous-jacent.

1,90 - 3,00 m: unités a-b-c: le passage est également progressif sur quelques centimètres à une barre gréseuse rouge à imprégnations roses et blanches, massive et localement structurée.

+ Aspect à l'affleurement

Cette barre est localement affectée par des macrofentes verticales majeures et des macrofentes obliques ou horizontales mineures, qui confèrent à la roche une structure prismatique nette (fig. 45). Les macrofentes verticales découpent la roche en colonnes jointives de 0,60 cm à 1,00 m de largeur, qui sont bien individualisées dans leur partie supérieure, alors qu'elles deviennent coalescentes et à limites floues vers la base. Les macrofentes obliques (à 120°) ou horizontales redécoupent chaque colonne en prismes emboîtés, qui peuvent former des microcolonnes centimétriques.

A ce système de macrofentes, se superpose un système de microfentes dendritiques courbes, qui contribuent à parfaire la structure prismatique.

+ Macrofaciès et minéralogie des blocs prismatiques (unités b à e) (fig. 46 et 47)

- Unité b (30-40 cm): la base des colonnes représente un grès tendre rouge, à grains de quartz multicolores, éclats de silex et graviers ou cailloutis grés-quartzitiques albiens dispersés. Les terriers de type striotubules sont présents entre les cailloutis. Ce niveau est à quartz dominant, opale, traces de calcite (moins de 5 % de CaCO_3), et à smectites largement dominantes dans la fraction argileuse, accompagnées d'un peu d'illite (moins de 10 %).

- Unité c (20-60 cm): le coeur même des colonnes correspond à un grès rouge massif, homogène, à structure prismatique nette. Il contient de rares grains de quartz, silex urgoniens ou cailloutis grés-quartzitiques albiens. Les terriers de type striotubules sont très dispersés et généralement orientés verticalement. Ils se reconnaissent à leur organisation en lits millimétriques concaves vers le haut, alternativement mauves et blancs. A ce niveau, les smectites sont les minéraux argileux exclusifs.

- Unité d (20-30 cm): il correspond à une décoloration de la roche, en même temps qu'à une quasi absence de matériaux détritiques visibles à l'oeil nu. Le quartz est le minéral dominant, accompagné d'opale et de traces de CaCO_3 . Les smectites sont les minéraux argileux exclusifs.

- Unité e (10-30 cm): Les blocs gréseux colonnaires sont couronnés par une croûte grise d'aspect feuilleté, à structure en coiffe (fig. 47). Il s'agit d'un empilement irrégulier de feuillets gréseux centimétriques, qui enrobent un grès massif, contenant des éclats de silex ou des granules siliceux (inidentifiables) blancs. Ce grès est desquamé sous l'influence de microfentes dendritiques courbes. Ce niveau est minéralogiquement identique au précédent, toutefois, les smectites sont présentes à l'état de traces.

+ Evolution minéralogique entre les unités b à e (fig. 48)

L'étude par diffraction des R.X. montre une évolution des pics d'opale et de smectites entre les unités b et e. Les unités c et d sont quasiment semblables et donc regroupés sur la figure 48.

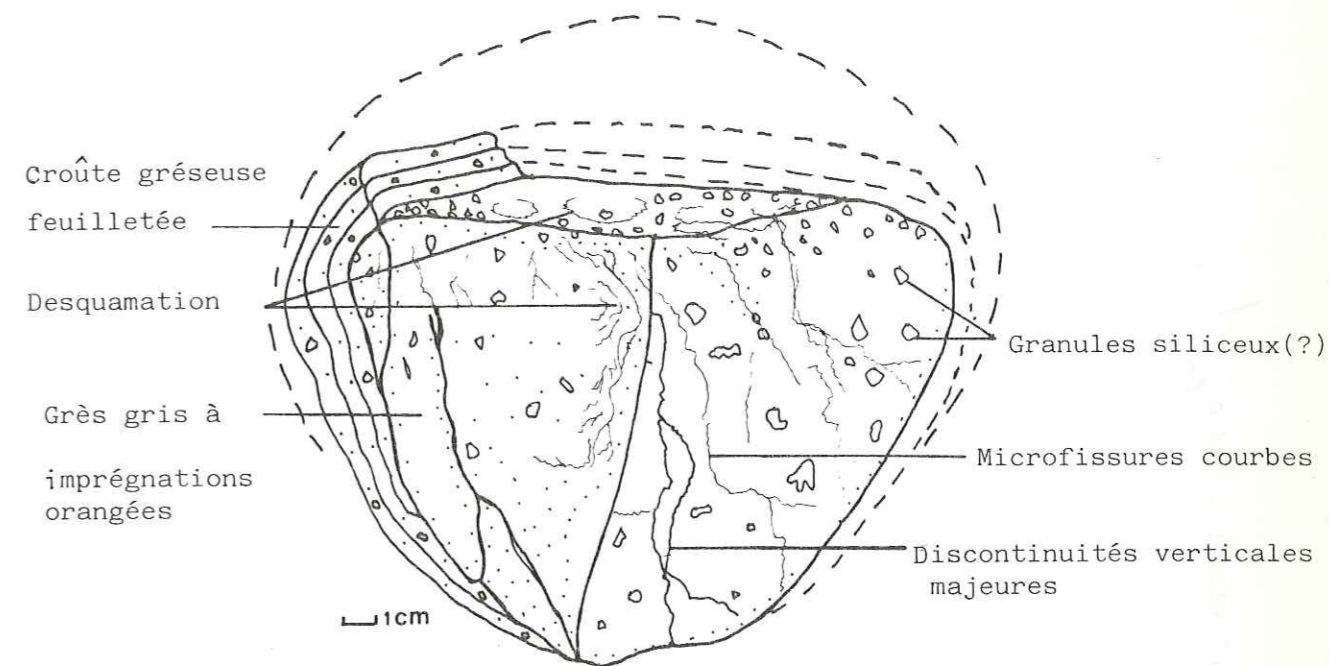


Fig. 47 : Morphologie d'une structure en coiffe (unité e)

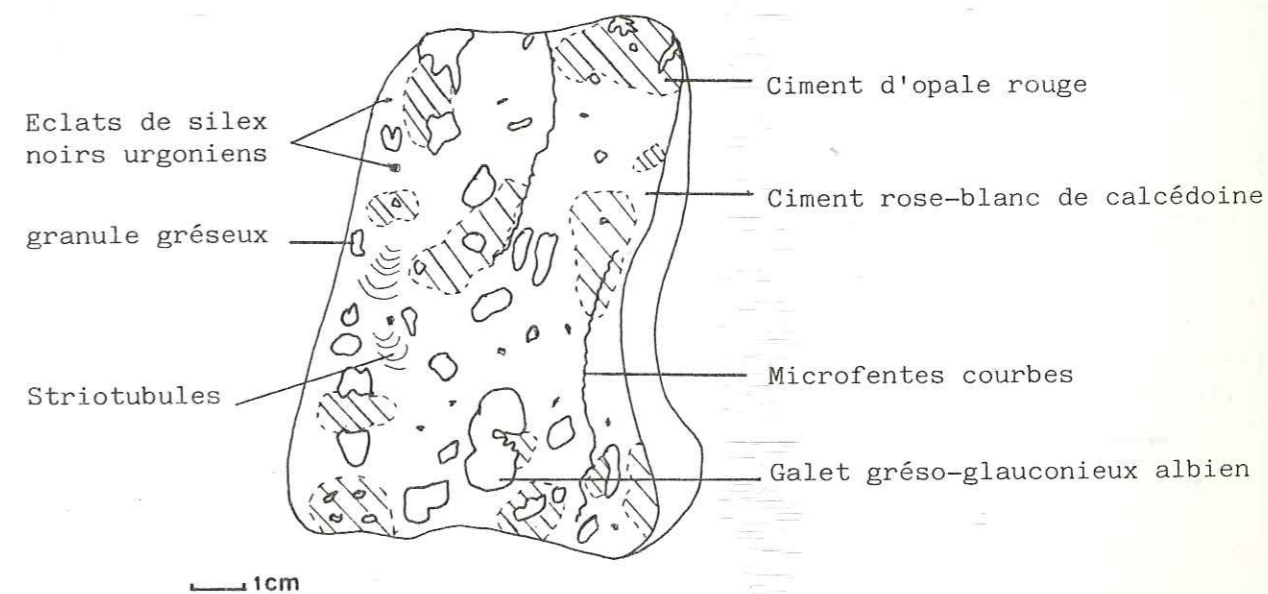


Fig. 46: Macrofaciès de l'unité c

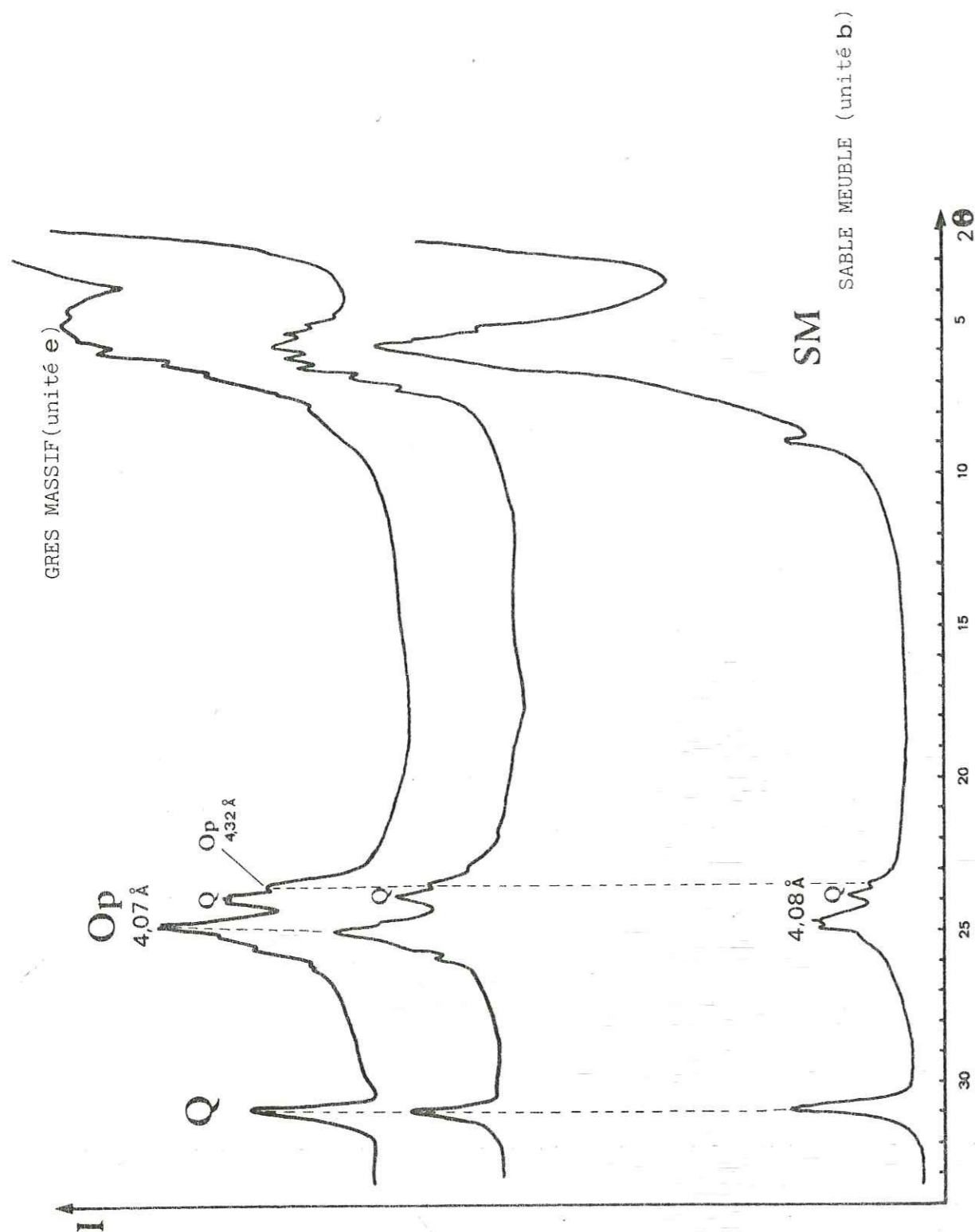


Fig. 48 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des rayons X. (Q= quartz ; OP= opale ; SM= smectites)

. L'unité b sableuse est caractérisé par un pic de smectites étroit et pointu à $13,9 \text{ \AA}$, avec un épaulement à $14,9 \text{ \AA}$. Au glycol, les smectites gonflent à $16,9-17,0 \text{ \AA}$. Le pic de l'opale est large, peu intense et bifide. Il se localise à $4,07-4,05$ et $4,30-4,32 \text{ \AA}$.

. Dans les unités c et d, les smectites possèdent une raie peu intense, large et dentelée, située entre $15,3$ et $13,0 \text{ \AA}$. Au glycol, la raie passe à $16,9 \text{ \AA}$. L'opale possède un pic pointu à $4,06 \text{ \AA}$ et un épaulement à $4,30 \text{ \AA}$.

. Dans l'unité e, les smectites possèdent une raie peu intense large et arrondie, dissymétrique, située entre $17,1$ et $14,5 \text{ \AA}$, qui se décale après traitement au glycol à $17,1 \text{ \AA}$. L'opale a un pic fin et bifide situé à $4,07-4,10 \text{ \AA}$, et un épaulement à $4,31-4,29 \text{ \AA}$.

+ Conclusion

L'opposition entre les évolutions des smectites et de l'opale s'observe verticalement à l'échelle de l'affleurement, entre un horizon sableux (unité b) et un horizon gréseux fortement cimenté (unité e):

. les smectites: leur raie s'élargit, devient irrégulière et diminue d'intensité; ceci va dans le sens d'une population à la fois abondante et dont la cristallinité s'affaiblit de bas en haut de la coupe (les données sont semi quantitatives et ne sont utilisées qu'à titre de comparaison)

. l'opale: de l'unité c à l'unité d, la raie de l'opale s'intensifie et s'affine; sa cristallinité augmente de bas en haut; ceci en même temps que la quantité absolue d'opale "relativement bien cristallisée" augmente. A partir de l'unité d, l'opale possède toujours un pic relativement pointu, mais moins intense; ce qui pourrait traduire une diminution de la quantité absolue d'opale "bien cristallisée".

+ Microfaciès des blocs prismatiques (unités c-d-e) (fig.49)

Il est homogène d'un niveau à un autre, on distingue:

- un matériel détritique siliceux: grains de quartz, galets gréseux jaune vert albiens, grains argilo-ferrugineux et grains de tourmaline dispersés;

- un ciment siliceux, constitué d'opale (et d'argiles lorsqu'elles existent, de calcédoine s.l. et de calcédonite).

1 - Le matériel détritique

. Les grains de quartz

Ils sont dispersés, hétéromorphes et hétérométriques (150 à $300 \mu\text{m}$), non orientés. Dans les plages rougeâtres, ces quartz sont presque tous entourés d'un cutane argilo-ferrugineux brun rougeâtre, non orienté, de 10 à $100 \mu\text{m}$ d'épaisseur, qui forme un anneau continu ou non, intimement accolé au grain ou espacé de celui-ci par l'intermédiaire d'une frange d'opale. Ces cutanes disparaissent dans les zones jaunes ou verdâtres.

. Les galets

Ils sont constitués de calcédoine abondante, où l'on observe quelques sphérolites isolés de calcédonite. L'opale apparaît en amas discontinus, qui peuvent contenir des grains de glauconie ou des quartz disper-

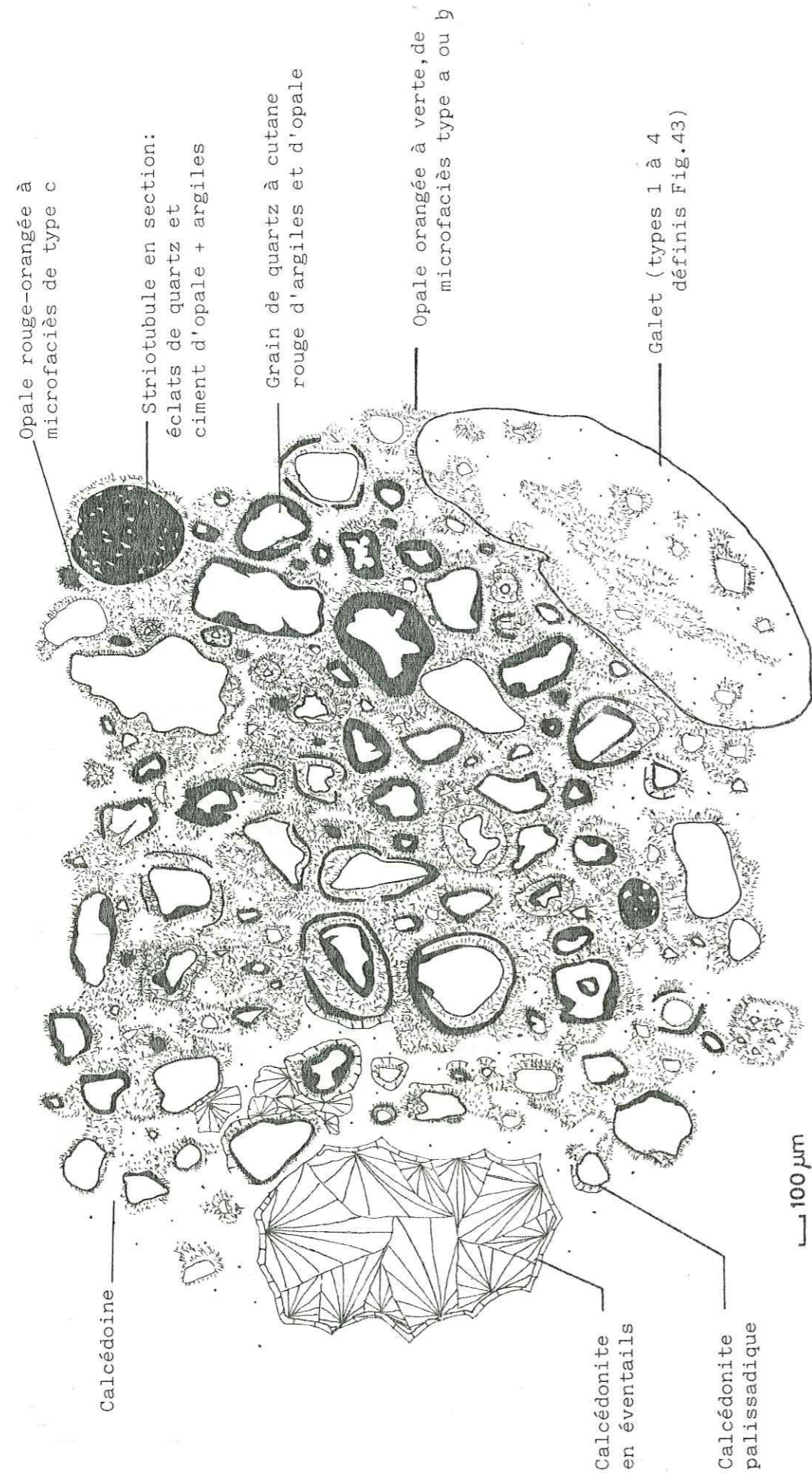


Fig.49 : Microfaciès des blocs gréseux des unités c à e

sés. Dans les plaques rouges, il existe des petites boules de 100 à 400 µm de diamètre, constituées d'un ciment d'opale et d'argiles, riche en éclats de quartz. Elles représentent une section transversale de terriers de type striotubules.

2 - Le ciment

. L'opale

Elle est ubiquiste dans la roche, mais néanmoins plus abondante dans les zones colorées de rouge. L'opale se présente en amas anastomosés rouges à jaunes, qui se concentrent autour des grains de quartz et de galets. Par rapport aux cutanes argilo-ferrugineux, les cas suivants ont été observés:

- l'opale entoure le cutane accolé au quartz;
- l'opale s'insère entre le quartz et le cutane et semble avoir provoqué l'éclatement de ce dernier qui se retrouve à la périphérie de l'opale;
- l'opale est située entre deux cutanes discontinus;
- l'opale entoure directement le quartz; le cutane argilo-ferrugineux est absent ou réduit à un fin liseré discontinu à la périphérie de l'opale.

Comme il sera évoqué dans le paragraphe D, les relations opale-cutanes observées impliquent à la fois la notion de déplacement mécanique des cutanes, par cristallisation d'opale, et d'épigénie du matériel argileux par l'opale.

Outre les types a et b définis précédemment (Coupe du Ravin de Gourgas), l'opale possède un habitus de type c qui n'existe que dans les phases orangées à jaunes. Il s'agit de fibres parallèles de 5 à 10 µm de longueur, qui constituent un liseré "cilié" autour des grains de quartz. Les fibres sont dispersées perpendiculairement par rapport au quartz.

. La calcédoine s.l.

Son habitus est identique à celui décrit dans la coupe du Ravin de Gourgas : elle forme des amas de cristallites à limites floues, plus ou moins entremêlés à l'opale, et ne se rencontre qu'exceptionnellement en contact direct avec un grain de quartz ou un galet.

. La calcédonite

Elle peut être "palissadique" ou sphérolitique.

- "Palissadique", elle forme une frange limpide et fibreuse de 10 à 20 µm d'épaisseur, à extinction roulante en lumière polarisée, qui borde les grains de quartz à cutanes argilo-ferrugineux ou les amas d'opale. On peut observer son passage progressif à la calcédoine. Cette calcédoine borde également les filons de calcédonite sphérolitique.

- La calcédonite sphérolitique se présente en sphérolites isolées ou coalescents de 100 à 150 µm de rayon, qui possèdent une teinte gris clair à blanchâtre en lumière polarisée. Ils peuvent constituer des filons millimétriques verticaux ou obliques qui recoupent à la fois les amas d'opale et de calcédoine. Dans ce cas, la calcédonite apparaît en larges éventails fibreux de 300 à 500 µm de rayon, engrenés les uns dans les autres et orientés vers le coeur du filon. La calcédonite sphérolitique est presque toujours cernée en bordure des filons par un fin liseré palissadique, ou par de la calcédoine. Elle n'a pas été rencontrée au contact direct d'un élément détritique.

La présence de calcédonite (voire de calcédoine) n'est pas uniforme dans la roche. Elle coïncide avec les zones macroscopiquement décolorées, grises blanchâtres à rose pâle, qui sont aussi les endroits où la roche est la plus dure et la plus massive.

L'examen microfaciologique montre donc que l'opale, la calcédoine et la calcédonite tendent à toujours s'organiser suivant la même succession centrifuge :

- quartz à contours irréguliers, à cutanes argilo-ferrugineux;
- opale en amas autour des quartz, des cutanes et entre cutanes et quartz;
- calcédoine mêlée à l'opale ou en plages qui isolent le système opale (+cutanes) + quartz;
- calcédonite en filons sphérolitiques isolés au milieu de l'opale ou de la calcédoine, séparée de ces derniers par une frange palissadique.

* Nord de la carrière de Gourgas (fig. 50)

La coupe a été levée au Sud-Ouest de celle précédemment décrite.

0,00 - 2,00 m. Les sables rouges décrits dans la coupe précédente passent latéralement à un sable blanc tacheté de rose, riche en matériaux détritiques grossiers, qui forment de véritables lentilles conglomératiques; on y trouve :

- des grains de quartz plurimillimétriques multicolores;
- des graviers et cailloutis grés-quartzitiques beiges à grenats de l'Albien;
- des galets grésoglaucieux ou quartzitiques albiens;
- des silex noirs à cortex blanc de l'Urgonien;
- des silex et galets quartzitiques colorés (miel, rougeâtres ou roses) dont l'origine va être discutée ci-après.

Minéralogiquement, le sable est essentiellement quartzéux, il contient 5 % de CaCO_3 et sa fraction argileuse est à smectites dominantes (90 %), accompagnées d'un peu de kaolinite (10 %). Des traces d'opale peuvent être décelées très localement, il s'agirait dans tous les cas d'une opale très mal cristallisée.

+ Mise en évidence d'une structure en boules

Il existe dans le sable, des boules de même teinte de 10 à 20 cm de diamètre, à contours très irréguliers et limites souvent floues vis à vis de l'encaissant. Ces boules, de nature quartzitique, ne contiennent pas de matériaux détritiques visibles à l'œil nu; elles sont fréquemment parcourues de filons dendritiques sub-verticaux de calcédoine (fig. 51). L'étude par diffraction des R.X. révèle la présence de quartz, qui possède une raie à 3,34 Å peu intense, dissymétrique et large; d'opale dont la raie peu intense et dentelée se situe entre 4,08 et 4,02 Å, et de smectites largement dominantes dans la fraction argileuse (90 %), accompagnées d'un peu de kaolinite (10 %).

+ Microfaciès (fig. 52)

En plaque mince, on observe des grains de quartz hétérométriques (200 à 500 μm) et hétéromorphes (anguleux, ovoïdes ou à contours irréguliers; craquelés, fissurés ...) ainsi que de nombreux éclats anguleux

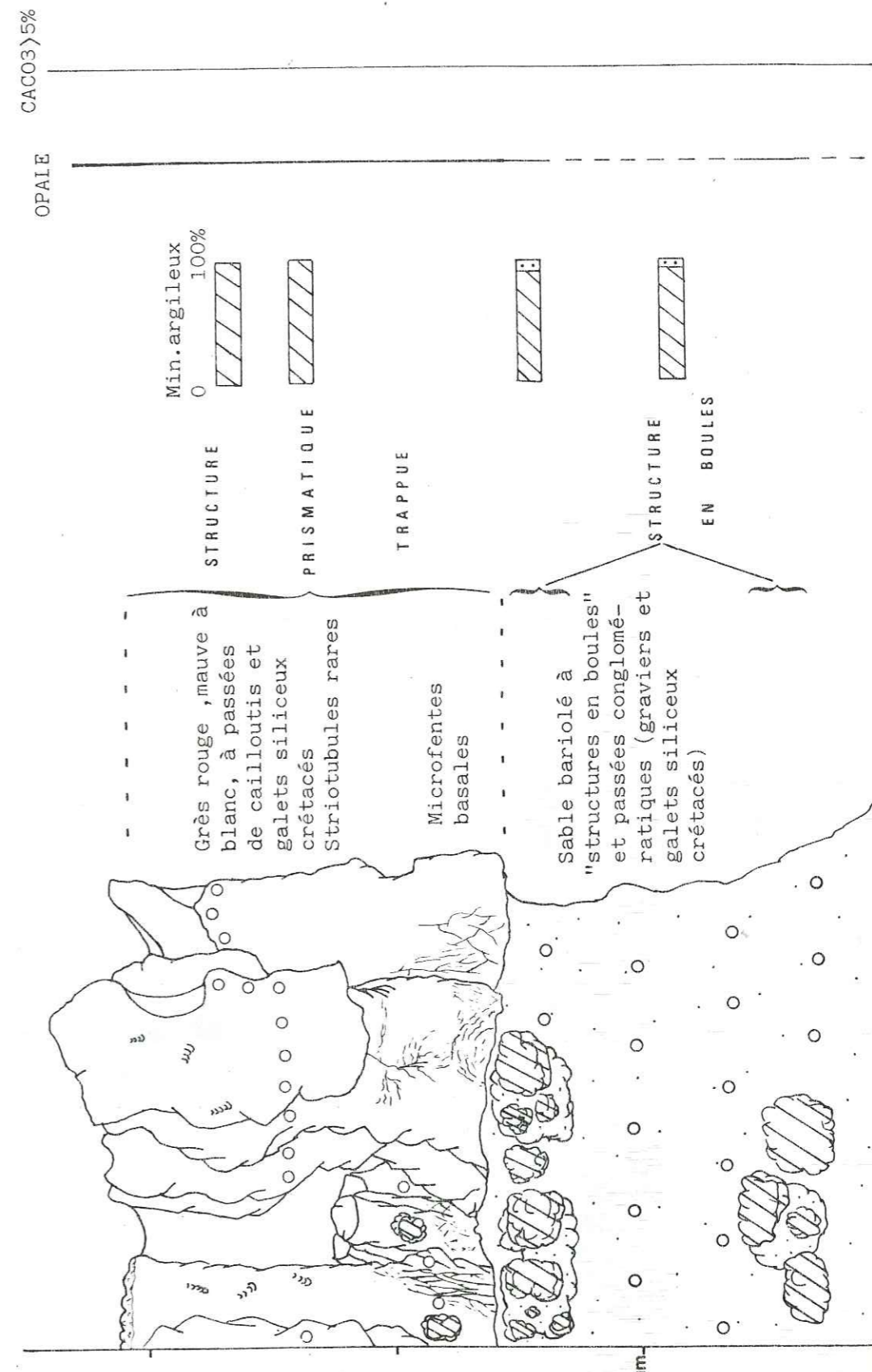
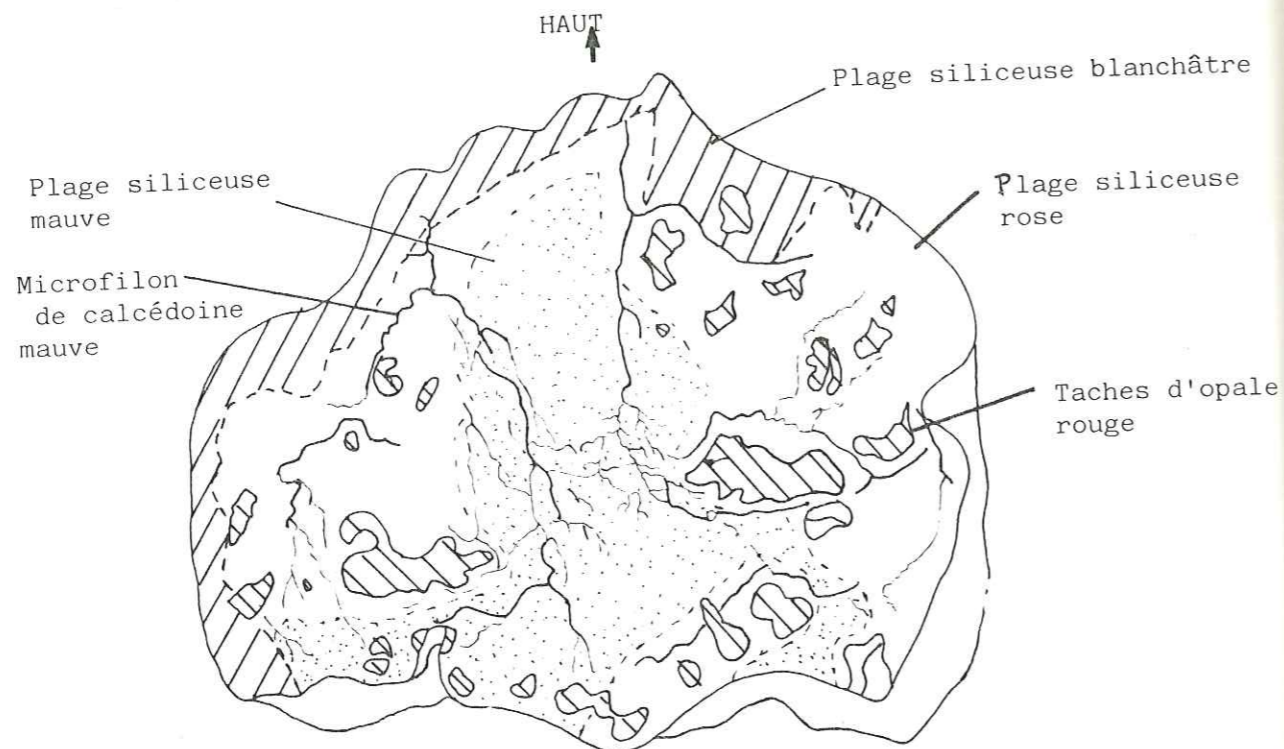


Fig. 50 : Coupe du Nord de la carrière de Gourgas.



1 cm

Fig. 51 : Macrofaciès des structures en "boules"

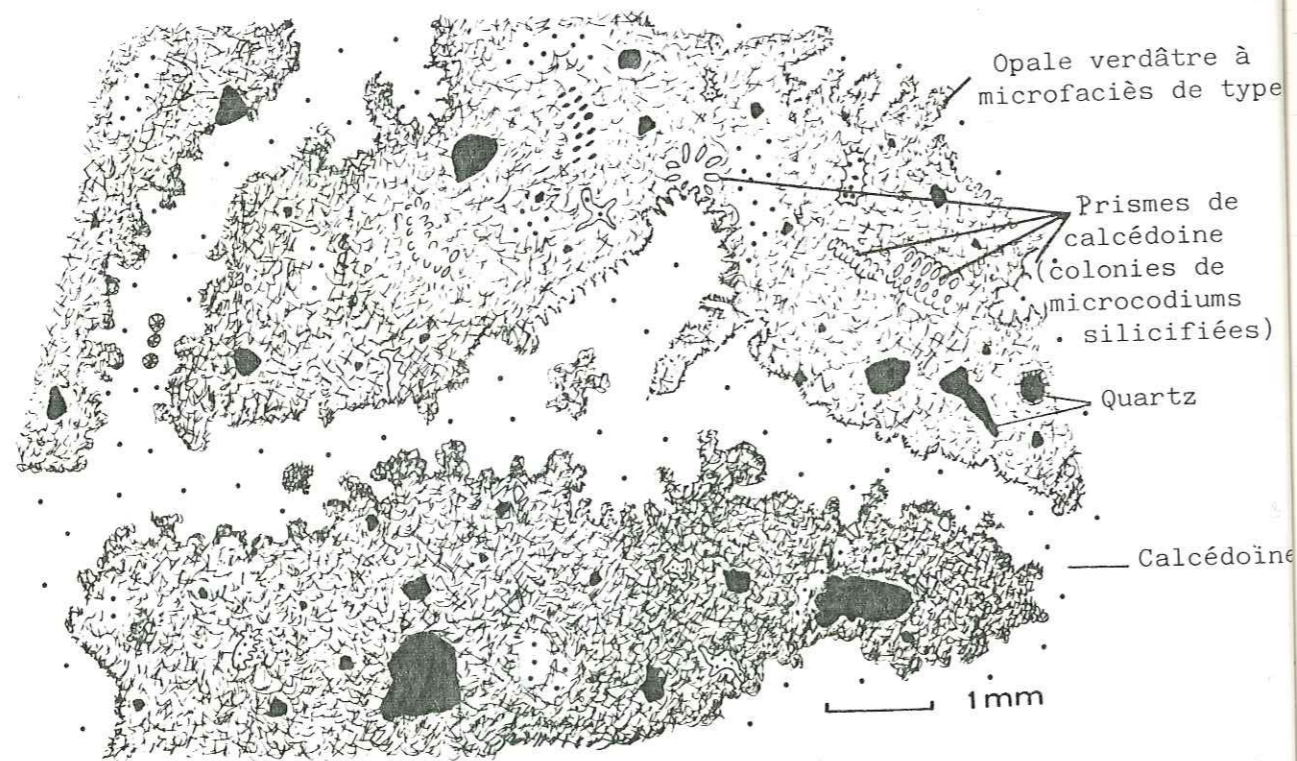


Fig. 52 : Microfaciès des structures en "boules".

qui ont un diamètre moyen de quelques dizaines de microns. Ces quartz sont très dispersés (20 % de la roche en volume), et flottent dans un ciment d'opale (et d'argiles) traversé de filons de calcédoine, plus rarement de calcédonite.

L'opale possède un faciès de type b, c'est à dire qu'elle forme des amas fibreux verdâtres en lumière naturelle, tandis que dans les plages de calcédoine existent des sphérolites isolées, de petite taille (moins de $100 \mu\text{m}$), de calcédonite.

Les bordures de filons possèdent une morphologie particulière, crénelée ou dentelée, qui devient étoilée aux extrémités. On retrouve cet aspect étoilé au sein même des plages d'opale, sous forme de prismes de calcédonite dispersés. Les filons de calcédoine observés pourraient correspondre à la progression de colonies de microcodiums, postérieurement silicifiées. Dans ce cas, l'hypothèse la plus probable concernant la genèse des boules correspondrait à la présence, dans le dépôt sableux originel, de cailloutis et galets calcaires urgoniens remaniés. Par la suite, ces galets seraient silicifiés, de manière plus ou moins synchrone vis à vis des faciès siliceux sus-jacents (blocs prismatiques), comme il sera montré dans le paragraphe D.

2,00 - 3,50 m. Le sable conglomératique passe progressivement à la barre gréseuse massive qui surplombe l'ensemble de la coupe. Cette barre est macro et microfaciologiquement identique à celle de la coupe précédemment décrite (extrémité nord-est de la carrière de Gourgas). Toutefois, elle s'en distingue localement:

- par la présence de cailloutis gréso-quartzitiques albiens de boules quartzitiques et d'éclats de silex colorés assimilés au calcaire urgonien postérieurement silicifiés (fig. 53);

- par l'existence de macrofilons de calcédoine à passées gréso-quartzitique (fig. 54).

* Centre de la carrière de Gourgas (fig. 55)

Une coupe a été levée à 70 m au Sud-Ouest de celle précédemment décrite, quelques mètres avant que les sables conglomératiques et la barre gréso-quartzitique ne disparaissent brutalement plus au Sud.

0,00 - 1,20 m. La coupe débute par une dalle quartzitique massive, de couleur grise à mauve, de 1,0 à 1,2 m d'épaisseur, qui est découpée en blocs rectangulaires décimétriques par le jeu de fentes orthogonales. Cette dalle est essentiellement quartzéuse; elle contient un peu d'opale et d'argiles, sous la forme de smectites exclusives. Aux R.X. (fig. 56, 1), les smectites ont un pic pointu situé à $14,9 \text{ \AA}$, qui passe à $17,4 \text{ \AA}$, après traitement au glycol. L'opale possède une raie très évasée, peu intense, située entre $4,10$ et $4,05 \text{ \AA}$.

1,20 - 2,70 m. Cette dalle passe progressivement à un sable blanchâtre tacheté de jaune, vert et rose, dans lequel apparaissent des blocs décimétriques de même nature que la dalle sous-jacente. Ces blocs sont grossièrement empilés et alignés horizontalement. Le sable contient d'abondants éclats de silex urgoniens, à cortex blanchâtre pulvérulent. Lorsque l'on s'élève dans la coupe, les blocs deviennent de plus en plus petits, isolés, à contours diffus, et friables; en même temps qu'ils prennent une teinte violacée. Le sable, comme les blocs, sont essentiellement quartzéux, à smectites exclusives dans la fraction argileuse. Ils contiennent de l'opale qui cimente les blocs et forme des amas diffus dans le sable. Aux R.X., (fig. 56, 2), l'opale possède une raie peu intense, large et évasée, centrée sur $4,07 \text{ \AA}$.

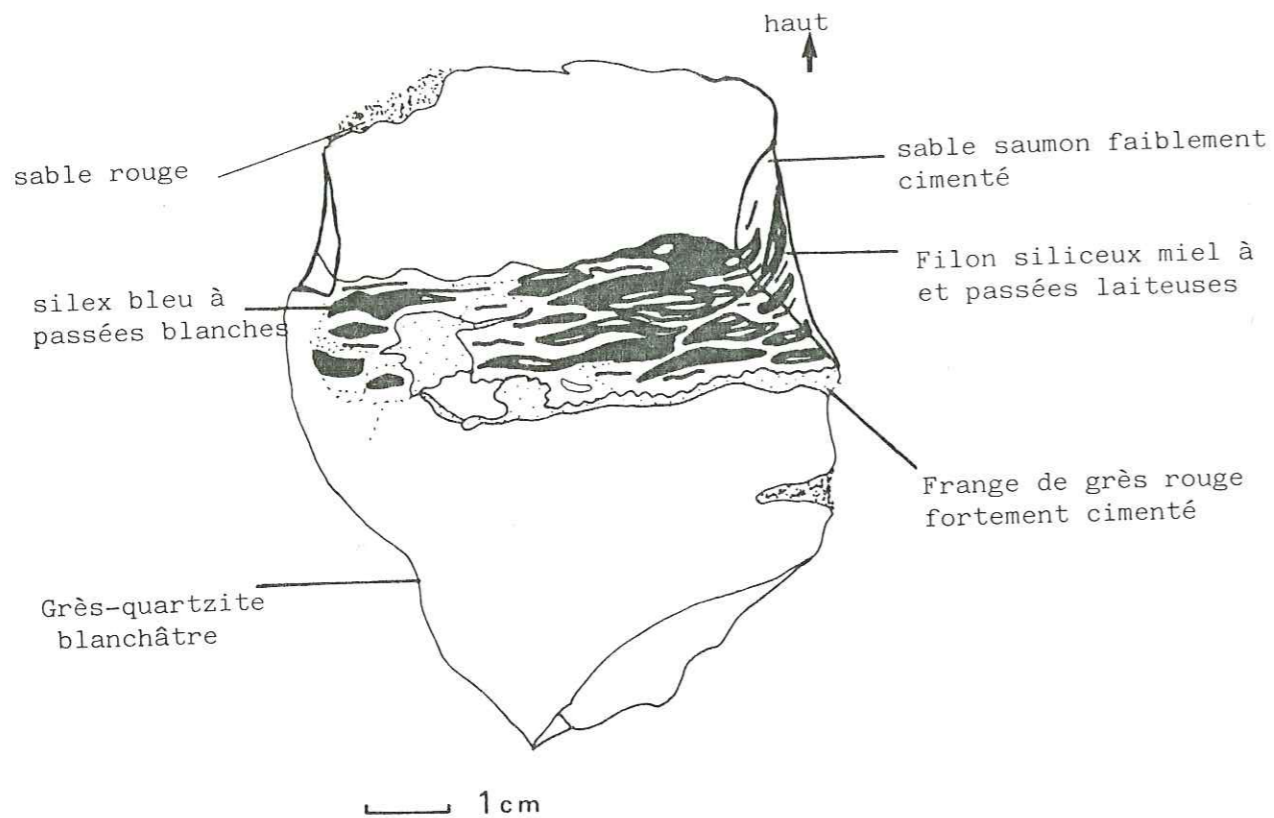


Fig. 54 : Macrofaciès du grès à filons de calcédoine.

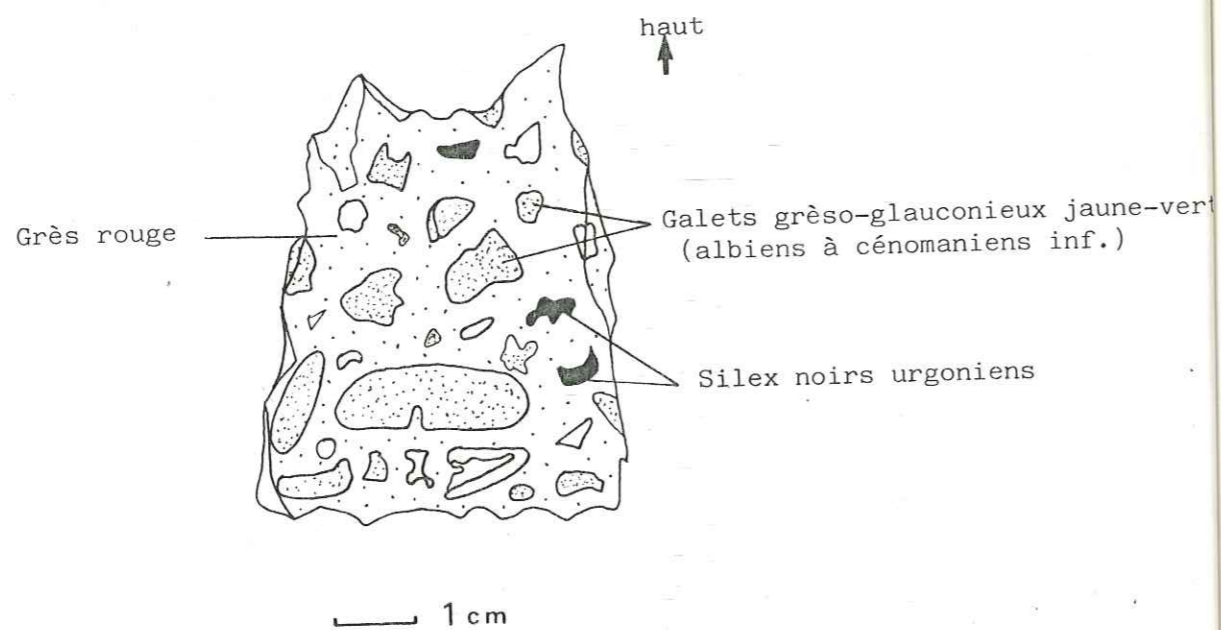


Fig. 53 : Macrofaciès des passées conglomératiques.

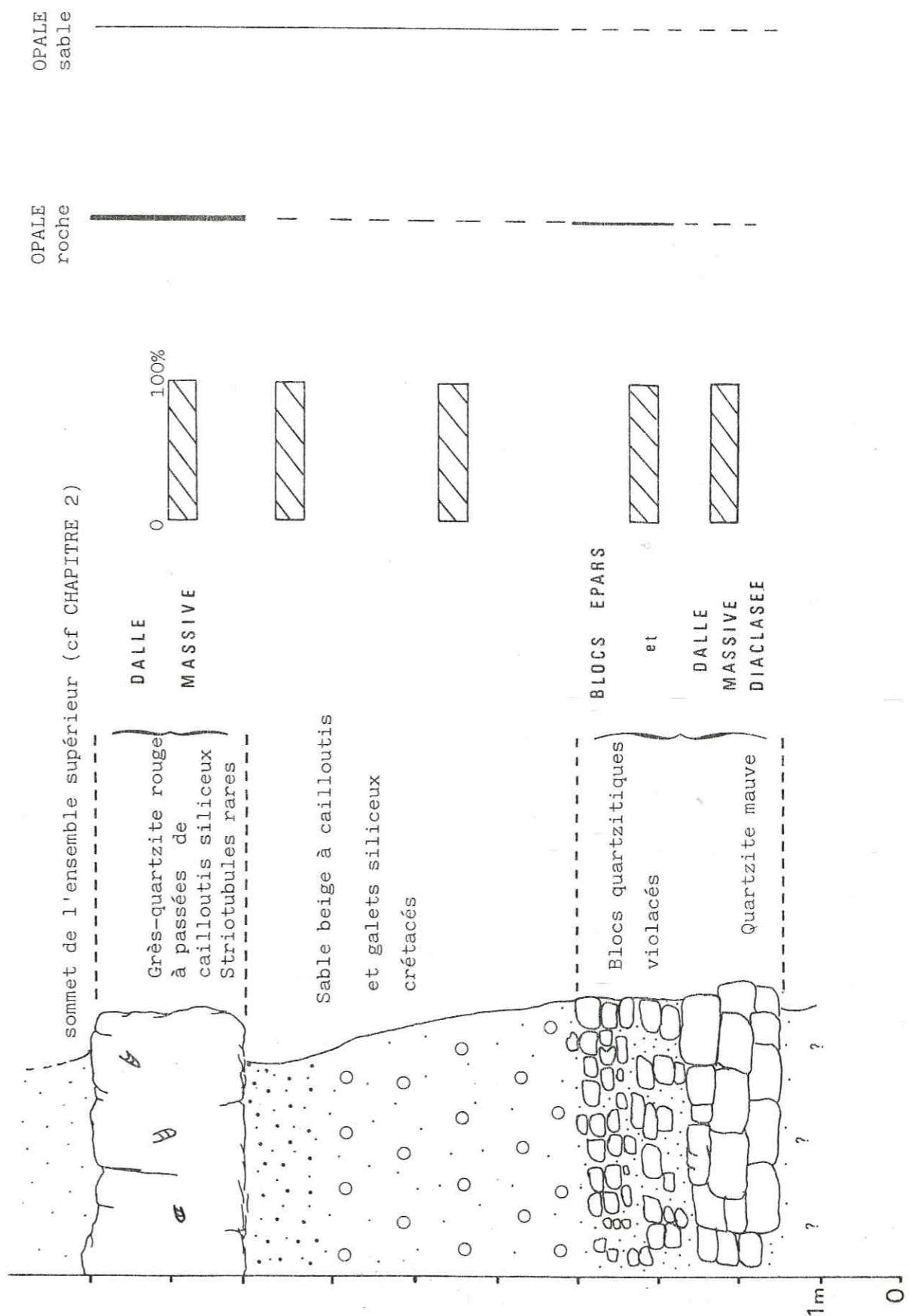


Fig. 55 : Coupe du centre de la carrière de Gourgas.

2,70 - 5,70 m. Vers le haut, le sable devient brutalement de couleur beige et enrichi en grains de quartz multicolores, en silex noirs urgoniens à cortex blanc pulvérulent et en galets grésoglaucconieux ou quartzitiques albiens. Ce niveau est à minéralogie identique au niveau précédent.

5,70 - 6,70 m. Passées de sable beige à cailloutis et graviers quartzitiques ou grésoglaucconieux albiens et éclats de silex urgoniens noirs, qui ont tous un cortex blanc pulvérulent plus ou moins épais. Le sédiment a une composition minéralogique inchangée par rapport aux sables sous-jacents.

6,70 - 8,70 m. Sur quelques centimètres, le sable durcit, puis l'on passe à une barre grésoglaucconique massive, beige à grisâtre, qui surplombe la coupe. Cette barre discrètement structurée en gros polyèdres, contient des passées de silex urgoniens, et cailloutis grésoglaucconiques albiens, et des silex assimilés à un calcaire urgonien remanié et silicifié, comme cela a été exprimé auparavant. Au sommet de la barre, des striotubules clairsemés sont mis en évidence par une coloration rouge de la roche, qui possède à cet endroit une structure en coiffe. La composition minéralogique de la roche indique la présence de quartz dominant, d'opale, et de smectites exclusives dans la fraction argileuse, ou accompagnées de traces d'illite. Aux R.X. (fig. 56, 3), l'opale a une raie étroite, assez intense, centrée sur 4,06 Å, ainsi qu'un épaulement à 4,30 Å, ce qui la rapproche d'un type CT (FLORKE, 1955; JONES et SEGNET, 1971), mais plus proche du pôle C α (fichier ASTM) ou C (TRAUTH et al., 1978). Les smectites ont une raie assez arrondie, située entre 14,7 et 14,25 Å, qui se déplace à 16,6 Å après traitement au glycol.

De la dalle quartzitique basale à la dalle gréseuse sommitale, on constate une évolution nette et régulière de l'opale; et plus irrégulière en ce qui concerne les smectites (fig. 56).

L'opale: de bas en haut, sa quantité absolue et sa cristallinité augmentent conjointement. On passe ainsi d'une raie peu intense à une raie affinée centrée sur 4,06 Å.

Les smectites: elles ont un pic de diffraction pointu et réduit à la base de la coupe, qui s'évase légèrement vers le haut, tout en se décalant vers la gauche (rétraction des feuillettes).

+ Microfaciès de la dalle quartzitique basale et de la barre gréseuse sommitale

. La dalle quartzitique basale (fig. 57 et 58)

Elle contient des grains de quartz hétérométriques (100 à 500 μm), à contours souvent très irréguliers, presque jointifs, cimentés par un peu d'opale, mais surtout par de la calcédoine s.l., et par des sphérolites dispersés de calcédonite.

L'opale se présente en amas jaunes, verts à bruns en lumière naturelle, de type morphologique b (défini dans la coupe du Ravin de Gourgas), c'est à dire peu concrétionnés et fibreux, qui passent à la périphérie à un type c (défini dans la coupe de l'extrémité nord-est de la carrière de Gourgas), qui correspond à des liserés "ciliés" de quelques microns d'épaisseur.

La calcédoine constitue l'essentiel du ciment de la roche; elle apparaît en filons anastomosés ou en plages à contours mal définis, qui sont toujours séparés des quartz détritiques par un liseré d'opale.

La calcédonite possède un habitus palissadique ou sphérolitique :

- les palissades représentent une frange fibreuse de 5 à 20 μm d'épaisseur, qui borde les amas d'opale;

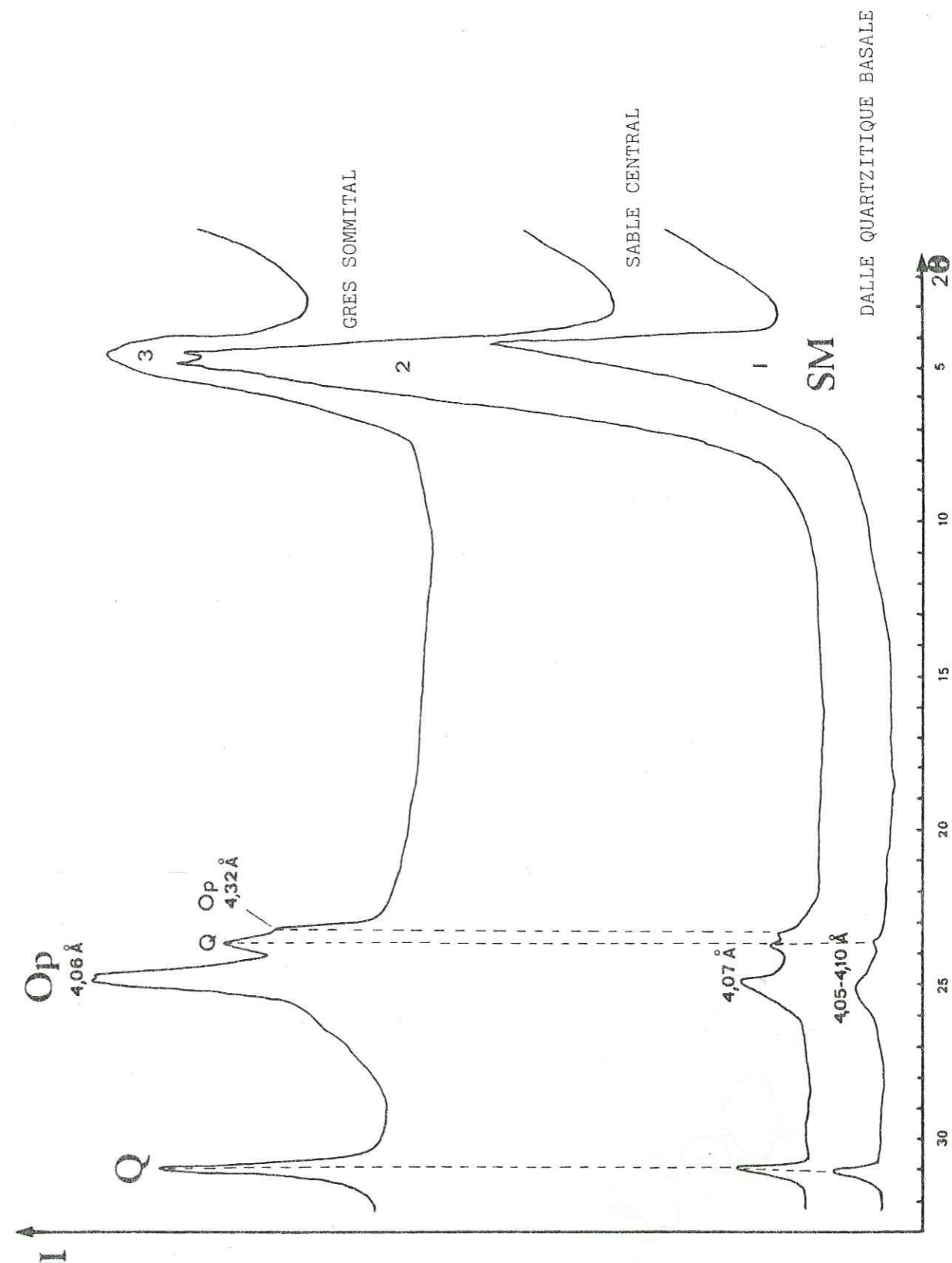


Fig. 56 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des rayons X. (Q= quartz; OP= opale; SM= smectites)

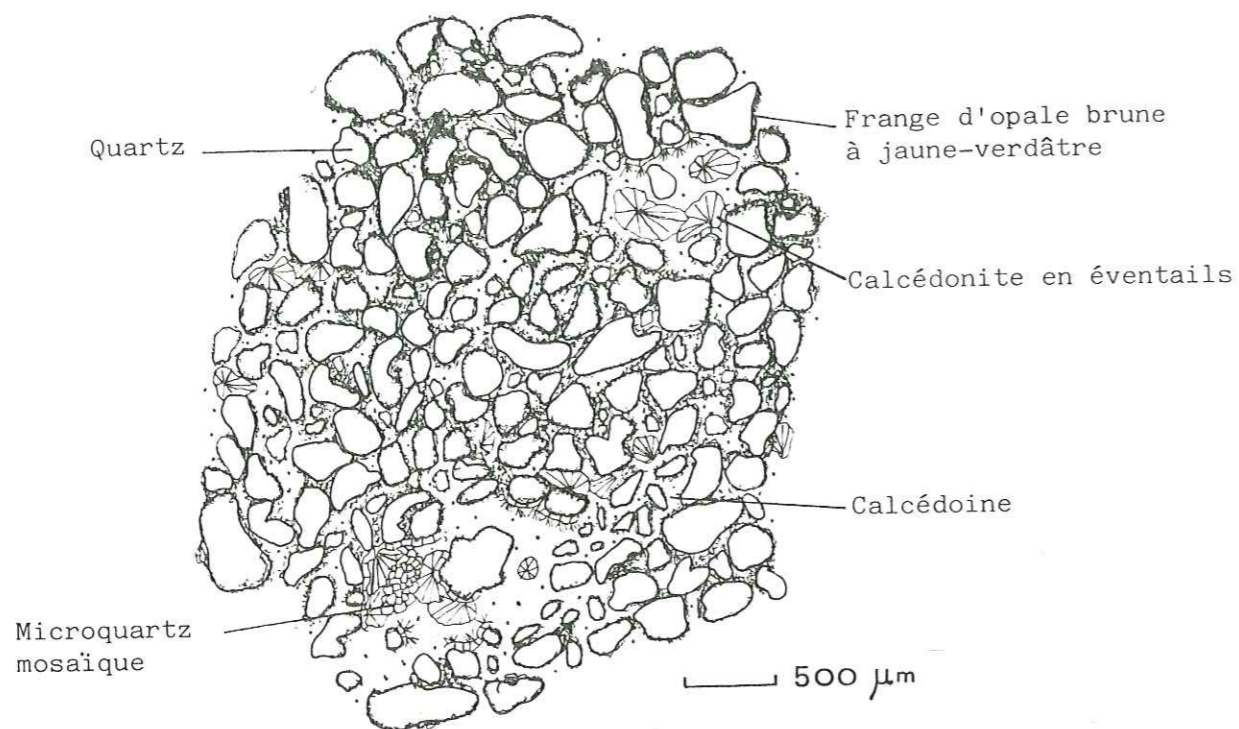


Fig. 57 : Microfaciès de la dalle massive basale.

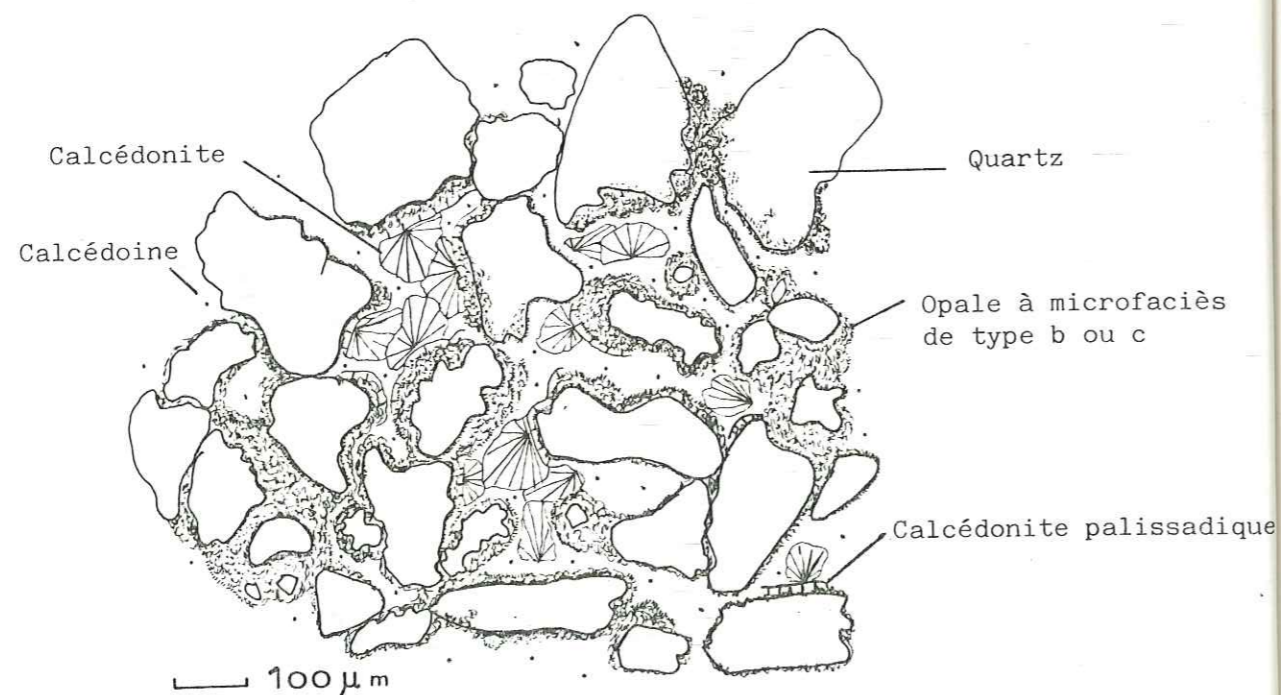


Fig. 58 : Relations quartz détritiques - ciment siliceux.

- les sphérolites ont un rayon de 50 à 100 μm ; ils se rencontrent dans la calcédoine ou en appui sur les fibres "palissadiques" (fig. 58). On observe très rarement le passage de sphérolites de calcédonite à un microquartz mosaïque.

. La barre gréseuse sommitale (fig. 59 et 60)

Elle est constituée de quartz, de silex urgoniens et de cailloutis ou galets gréso-quartzitiques albiens abondants (fig. 59).

En plaque mince (fig. 60), les grains de quartz apparaissent dispersés, très hétérométriques et hétéromorphes. Beaucoup d'entre eux sont craquelés.

Les silex ont des contours parfois mal définis; ils sont constitués de calcédoine s.l. et contiennent plus rarement des grains de quartz ou des sphérolites de calcédonite.

Les galets gréso-quartzitiques sont constitués d'opale brunâtre et d'un peu de calcédoine, qui cimentent des éclats de quartz épars (de taille inférieure à 100 μm).

Par rapport à la dalle quartzitique basale, le ciment se distingue par:

- la présence d'un contact direct et fréquent entre les grains de quartz détritiques et la calcédoine;
- la présence de calcédonite "palissadique" autour de micropores;
- la rareté de la calcédonite sphérolitique, toujours isolée dans les plages de calcédoine, mais qui peut prendre appui directement sur un grain de quartz (les sphérolites ont un rayon de 150 μm environ);
- la présence d'une opale de type a (concrétionnée) peu marquée.

c) Coupes de Gourgas nord 2 (fig. 37)

A mi-chemin entre la carrière de Gourgas et le C.D.3., existe une étroite bande sableuse orientée NE-SW, qui s'étend sur une centaine de mètres. Cette butte isolée atteint localement 20 m d'épaisseur. Deux coupes y ont été levées:

- l'une à l'extrémité sud-ouest;
- l'autre à l'extrémité nord-est.

* Extrémité sud-ouest de la butte isolée (fig. 61)

Deux parties inégales composent cette coupe:

- la première est représentée par un complexe hétérogène de sables à cailloutis et galets siliceux (silex urgoniens; galets gréso-glaucוניeux et quartzitiques albiens) qui contient des blocs gréso-quartzitiques gris, massifs, épars ou jointifs et alignés en pseudobancs horizontaux. Ce complexe atteint une puissance de 12 à 15 m;
- la deuxième partie, réduite à 2 ou 3 m, correspond à un sable beige qui se tache de rouge et devient noduleux au sommet de la coupe.

. Etude de la première partie

. Sable à cailloutis du complexe hétérogène

Il s'agit d'un sédiment beige à vert, localement bariolé de rouge et de jaune, qui est visible depuis l'extrémité nord-ouest jusqu'au cen-

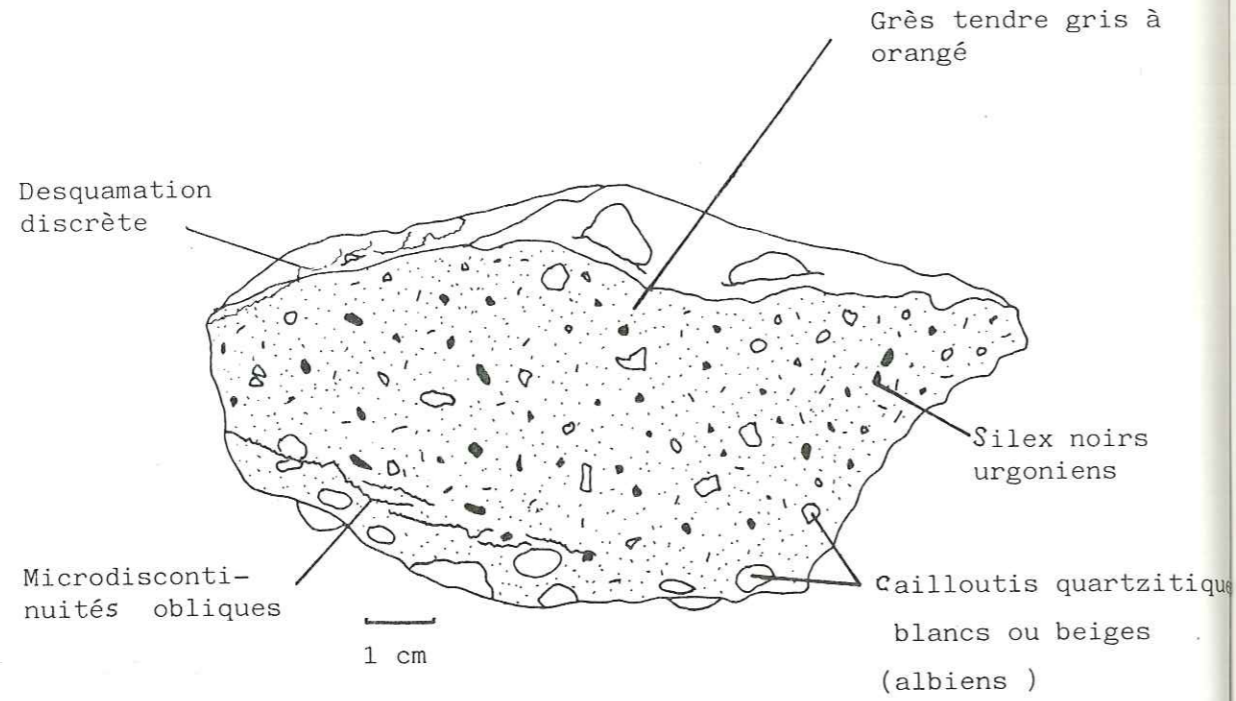


Fig. 59 : Macrofaciès du grès sommital.

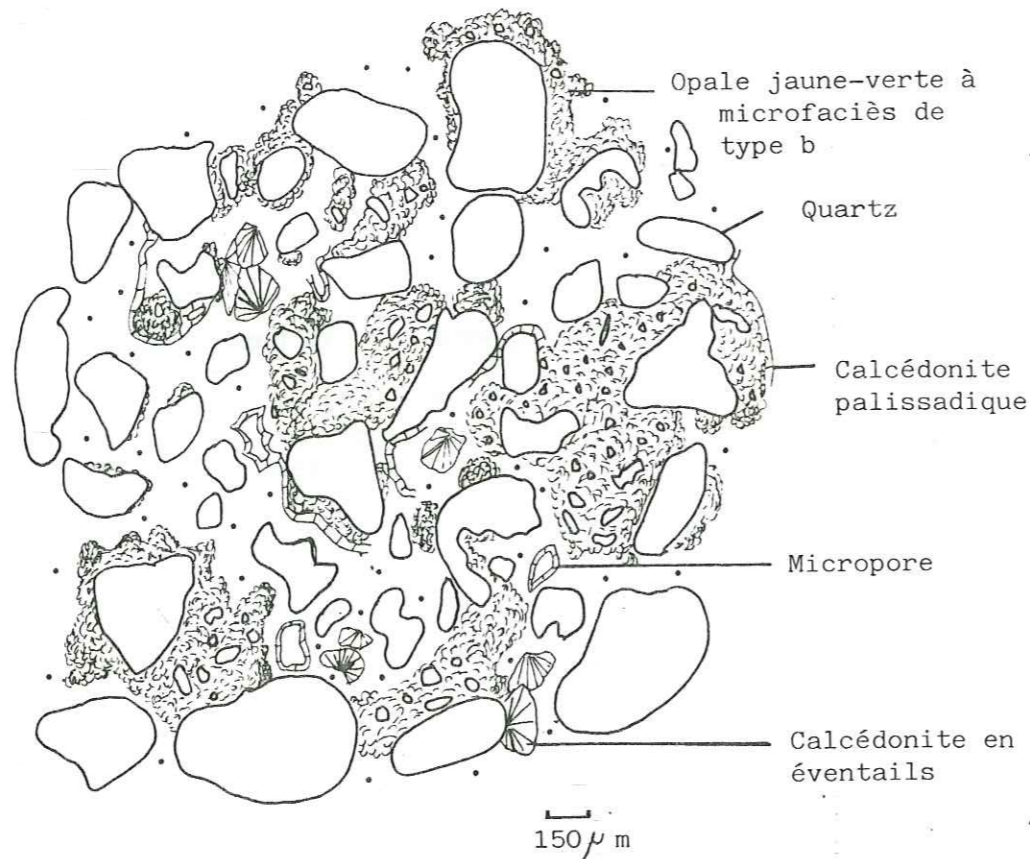


Fig. 60 : Microfaciès du grès sommital.

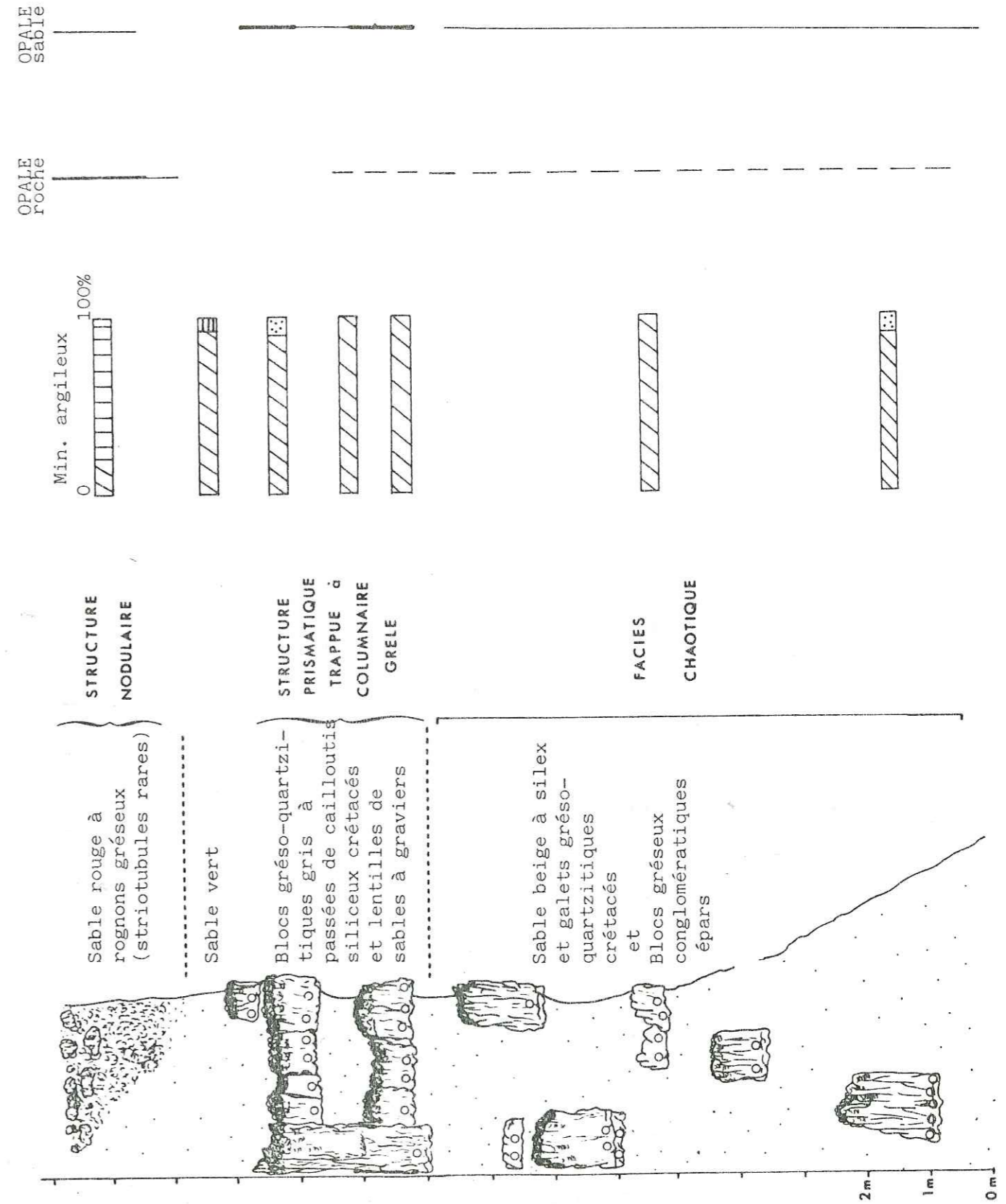


Fig. 61 : Coupe de l'extrémité sud-ouest de la butte isolée.

tre de la butte sableuse, où il disparaît brutalement. On observe irrégulièrement des passées de matériaux détritiques grossiers, parfois grano-classées, parmi lesquelles on reconnaît:

- des grains de quartz plurimillimétriques multicolores, arrondis ou cariés;
- des graviers et galets grésoglaucieux ou quartzitiques albiens;
- de gros silex urgoniens noirs à gris, à cortex laiteux.

Le sable est essentiellement quartzeux et contient un peu d'opale; celle-ci possède aux R.X. une raie très peu intense, large, centrée sur 4,05-4,07 Å. La présence d'opale est tributaire d'amas pulvérulents blanchâtres ou de granules qui abondent dans le sable. Dans la fraction inférieure à 2 µm, les smectites sont les minéraux argileux exclusifs (90 %), accompagnées, parfois d'un peu de kaolinite (10 %). Les caractéristiques de ces smectites étudiées aux R.X. sont résumées dans le tableau II.

. Blocs grésoglaucieux du complexe hétérogène

De bas en haut dans la coupe, les blocs sont tout d'abord épais dans le sable et de grande taille (1 à 25 m), puis ils s'alignent, deviennent coalescents et hétérogènes jusqu'à constituer trois barres massives à faible pendage nord-est en surplomb des sables. Dans tous les cas, on observe un passage net et progressif entre les sables et les blocs associés. Il correspond à une cimentation graduelle du sédiment, en même temps que les cailloutis et galets siliceux sont parfaitement conservés et visibles dans les blocs grésoglaucieux.

+ Aspect à l'affleurement (Pl. I photo 3)

Il s'agit de blocs massifs gris à beiges, à patine terne à lustrée, qui sont structurés en prismes à contours irréguliers. Ces prismes possèdent une surface ondulée et bosselée. L'ensemble rappelle une morphologie en "pied d'éléphant". Chaque bloc se compose de trois parties qui se succèdent de bas en haut en proportions variables :

- première partie: la base est constituée par un grès tendre, voire un sable peu induré, riche en cordons de silex et galets grésoglaucieux à quartzitiques albiens, identiques à ceux rencontrés dans le sable du complexe hétérogène. De nombreux galets sont craquelés, voire tranchés nets, à contours dentelés;

- deuxième partie: on passe vers le centre à une roche beaucoup plus cimentée et appauvrie en cailloutis, silex et galets. A ce niveau, il existe des structures en "boules" (cf coupe nord de la carrière de Gourgas) à limites floues vis à vis du grès encaissant, dont l'analyse macro à microfaciologique (fig. 62, a et b) confirme l'origine: il s'agirait de galets de calcaire urgonien remanié, postérieurement silicifiés "in situ". La roche gréseuse est caractérisée par une structuration colonnaire plus ou moins marquée: des macrofentes verticales hachent la roche en prismes allongés verticalement, parallèles et étroits, à limites souvent floues. Des microfentes obliques à horizontales, courtes et ramifiées assurent un redécoupage polyédrique fruste de la roche. Dans les blocs du sommet de la coupe (fig. 63), cette structuration aboutit à la formation de colonnes élancées grêles d'aspect, qui peuvent être formées exclusivement de microcolonnes coalescentes.

- troisième partie: le sommet des blocs est friable, à débit "boutonneux" induit par l'abondance des terriers de type striotubules, quasiment jointifs, qui apparaissent à la surface de la roche. Chaque terrier est tronqué en granules centimétriques, ce qui coïncide avec une desquamation



ECH.	OPALE				ANALYSES AUX R. X.						SMECTITES		
	D(Å)	2θ	H _{cm}	L _{cm}	ALLURE DE LA RAIE	N	D(Å)	G	N	G	H _{cm}	L _{cm}	ALLURE DE LA RAIE
Banc du sommet (grès tendre)	4.08	25.35	3.9	1.0	Pointu Dissymétrique large	/	/	/	/	/	/	/	9° 8° 7° 2θ
Banc médian (grès massif)	4.13 4.05 4.32	25.0 25.5 23.9	3.0	1.2	Arrondi Dissymétrique Base large	/	/	/	/	/	/	/	
Banc médian (grès sableux)	/	/	/	/	/	12.2 15.8	17.05	8.4 6.5	6.0	6.0	0.9	/	
Sable associé au banc médian	4.07	25.4	3.3	1.2	Pointu Dissymétrique Large	12.5 13.2	17.05	8.2 7.8	6.0	9.2	0.9	/	
Banc inférieur (grès massif)	4.12 4.09 4.05	25.1 25.3 25.55	4.2	1.1	Dissymétrique à gauche	14.7	17.05	7.0	6.0	5.8	1.2	/	
Banc inférieur (grès tendre)	4.11	25.15 25.25	2.3	>1.0	Dôme dentelé pointe bifide	14.5 16.0	17.05	7.0 6.4	6.0	7.3	1.0	/	
Bloc isolé (grès tendre)	4.10	25.45	2.9	0.7	Large	12.5 12.8 13.7	16.55	8.2 8.0 7.5	6.2	4.8	1.4	/	
Bloc isolé (grès massif)	4.12 4.09 4.32	25.1 25.3 23.9	1.1	>1.0	Large Dentelé	/	/	/	/	/	/	/	
Bloc isolé (grès massif)	4.07 4.04	25.4 25.6	2.0	>1.0	Bombement dentelé	/	/	/	/	/	/	/	
Bloc isolé basal (g. tendre)	4.13 4.05 4.32	25.5 25.0 23.9	2.3	0.9	Dissymétrique Large	/	/	/	/	/	/	/	
Sable à granules d'opale	4.07	25.4	4.4	0.8	Pointu Large	13.0 13.9	17.05	7.9 7.4	6.0	15.4	1.0	/	

Tabl. II : Evolution verticale des smectites et de l'opale dans la coupe de l'extrémité sud-ouest de la butte isolée.

- 1 : silex noir à passées laiteuses, ou localement complètement blanc
- 2 : granules siliceux jaunâtres, durs et anguleux
- 3 : sable beige peu induré à grains de quartz multicolores

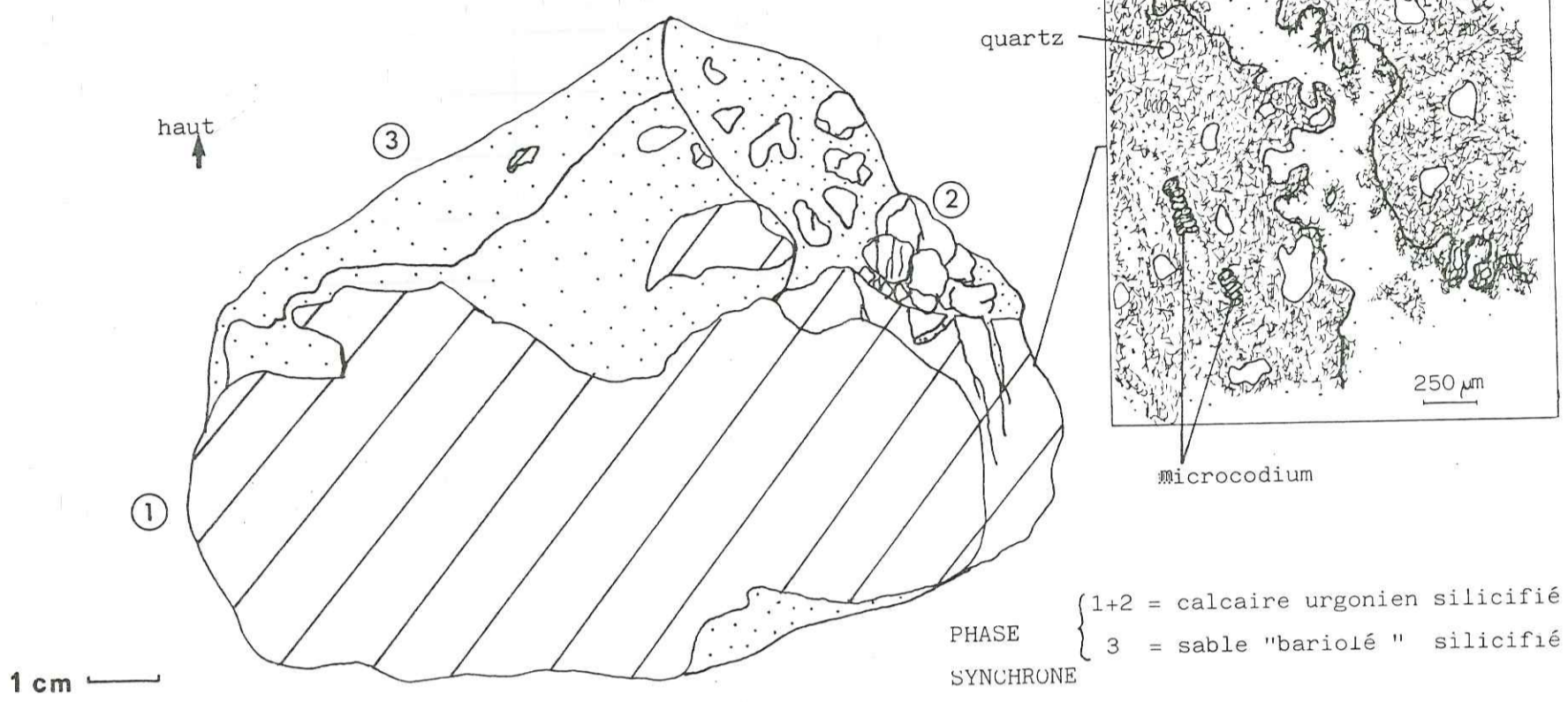


Fig. 62 : Macrofaciès des structures en "boules".

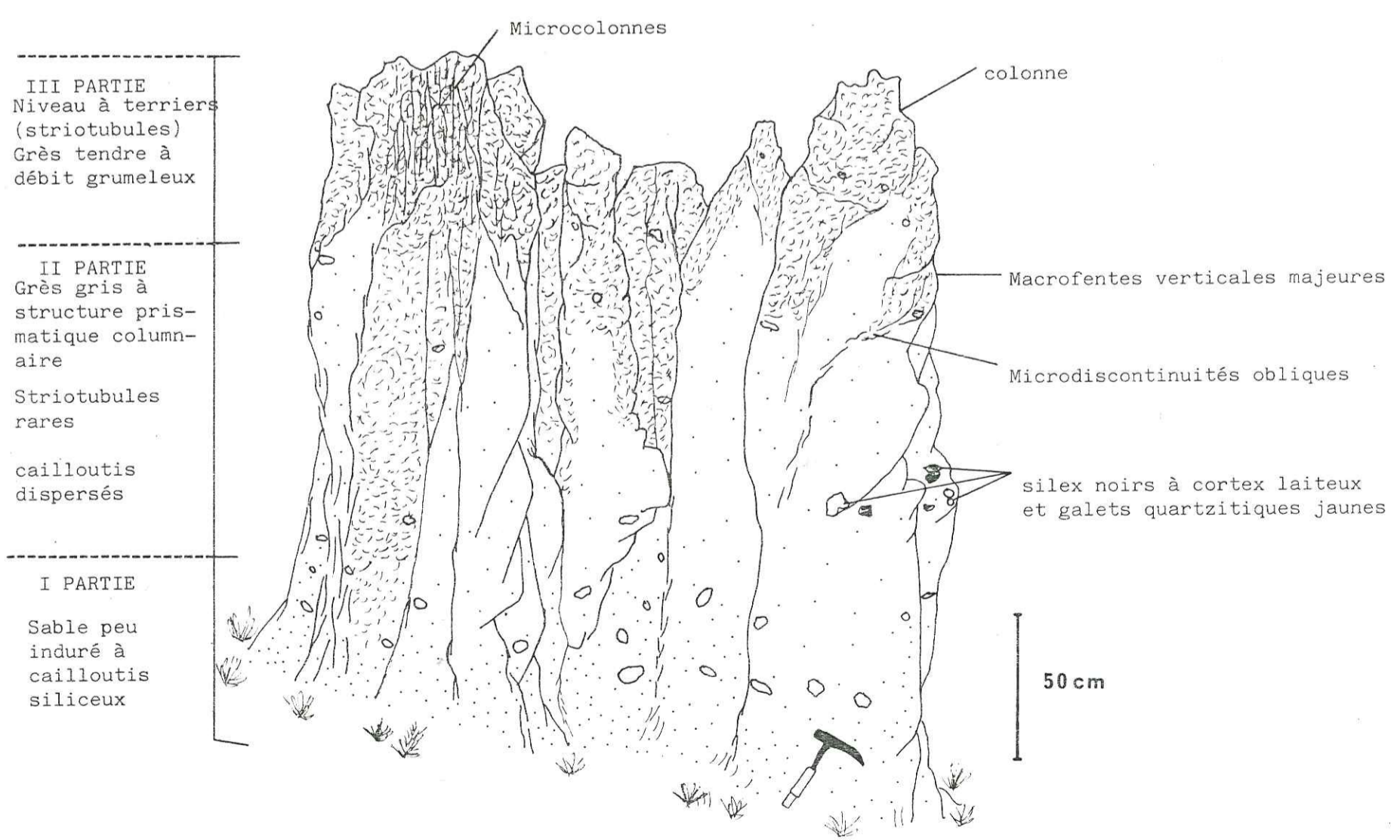


Fig. 63 : Faciès des grès à structures colonnaires.

importante de la roche à cet endroit, qui se débite en plaques de granules coalescents. Toutefois, la desquamation est surtout importante entre les terriers, comme cela a déjà été observé (coupe du Ravin de Gourgas). Cette desquamation souligne les discontinuités préexistantes dans la roche, mais résulte également de processus de désilicification tardive. Entre les striotubules, la roche est pauvre en cailloutis albiens, éclats de silex urgoniens, ou gros grains de quartz.

Les variations observées couvrent à la fois le macrofaciès et l'organisation intrinsèque des blocs gréseux. Tous les intermédiaires existent entre des blocs columnaires élancés à cailloutis rares et parties peu différenciées (fig. 63), et des blocs prismatiques trappus (aspect en "pied d'éléphant") conglomératiques, dans lesquels les parties 1 et 2 décrites précédemment peuvent être inversées (fig. 64).

+ Composition minéralogique

L'étude par diffraction des R.X. révèle la présence de quartz largement dominant, accompagné d'opale, tandis que la fraction argileuse est à smectites quasi exclusives (85 %), avec parfois un peu d'illite ou de kaolinite (illite + kaolinite = 15 %).

Les raies de diffraction correspondant à l'opale et aux smectites varient en position, en intensité et en morphologie (tabl. II); cela traduit au sein d'un bloc et d'un bloc à l'autre :

- des variations de la quantité absolue ou relative d'opale et d'argiles dans la roche;

- l'absence d'une opale bien définie, mais plutôt la présence d'une population d'opale de type CT à tendance "C_α" (cristobalite de basse température) (JONES et SEGNET, 1971);

- l'absence d'une population homogène de smectites (cristallinité variable, d(001) variable), compte tenu du fait que ces smectites, comme celles présentes dans les sables de la base de l'ensemble supérieur (partie II, chapitre 2, § B), constituent une population mixte di et trioctaédrique.

+ Microfaciès

Il est assez homogène; un exemple a été choisi dans une passée microconglomératique, appartenant au centre d'un bloc (deuxième partie, fig. 64).

Au microscope optique (fig. 66), on observe des quartz dispersés, hétérométriques, à contours irréguliers, quelquefois craquelés ou fissurés, et des galets gréseux ou des silex; le tout étant cimenté par de l'opale, de la calcédoine s.l. et de la calcédonite.

1 - Le matériel détritique

. Galets et silex

Ils possèdent des limites souvent floues avec le ciment. On reconnaît des silex urgoniens, des galets à spicules d'éponge et des galets à grains de glauconie d'âge albien, ou des galets à traces de microcodiums qui correspondent au calcaire urgonien remanié et postérieurement silicifié. Tous ces matériaux sont constitués par un mélange de grains de quartz, calcédoine et opale en proportions variables; et plus rarement de calcédonite. Quartz, galets et silex ne sont pas orientés; ils sont systématiquement entourés par des amas d'opale (et d'argiles).

2 - Le ciment

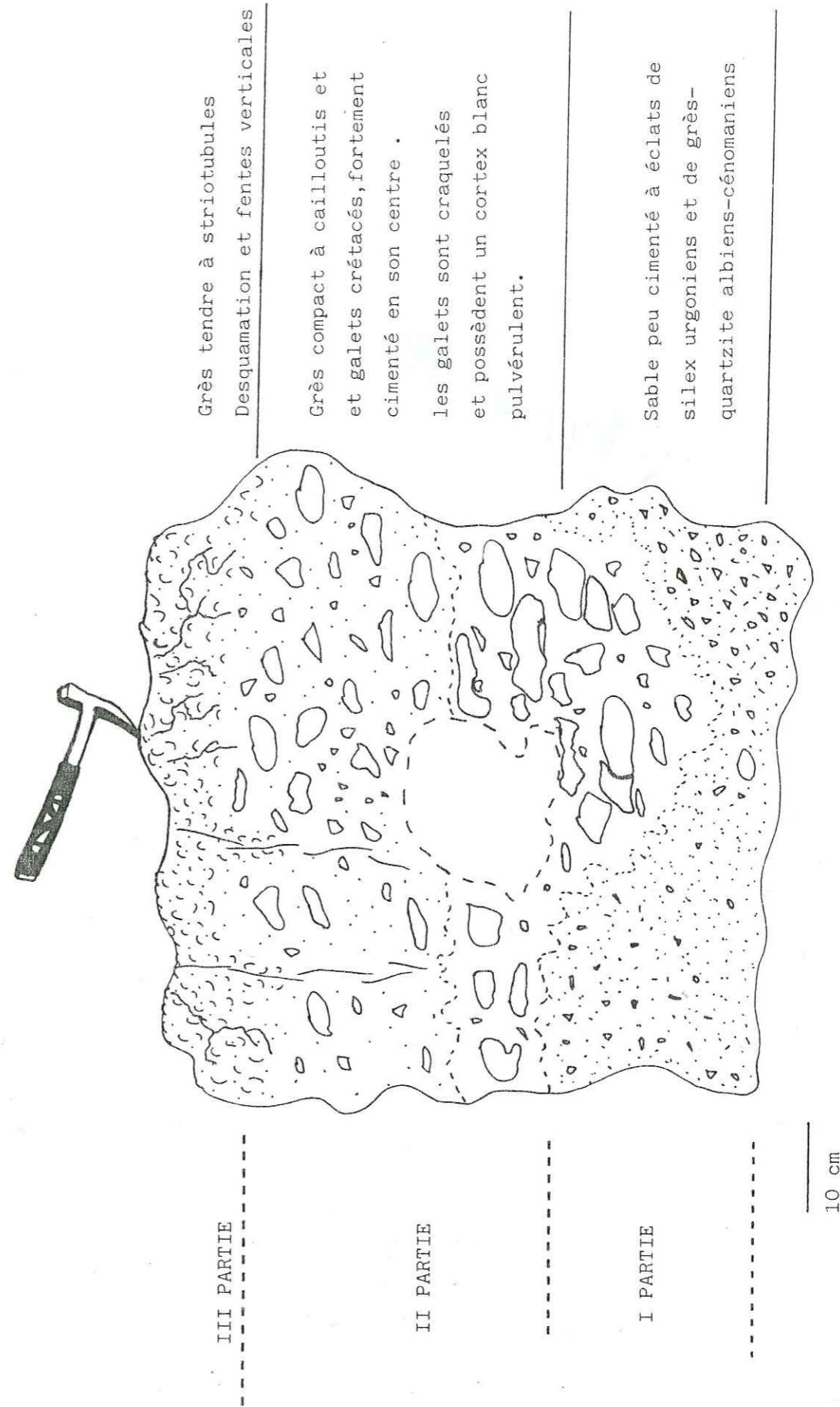


Fig. 64 : Macroorganisation des blocs prismatiques microconglomératiques.

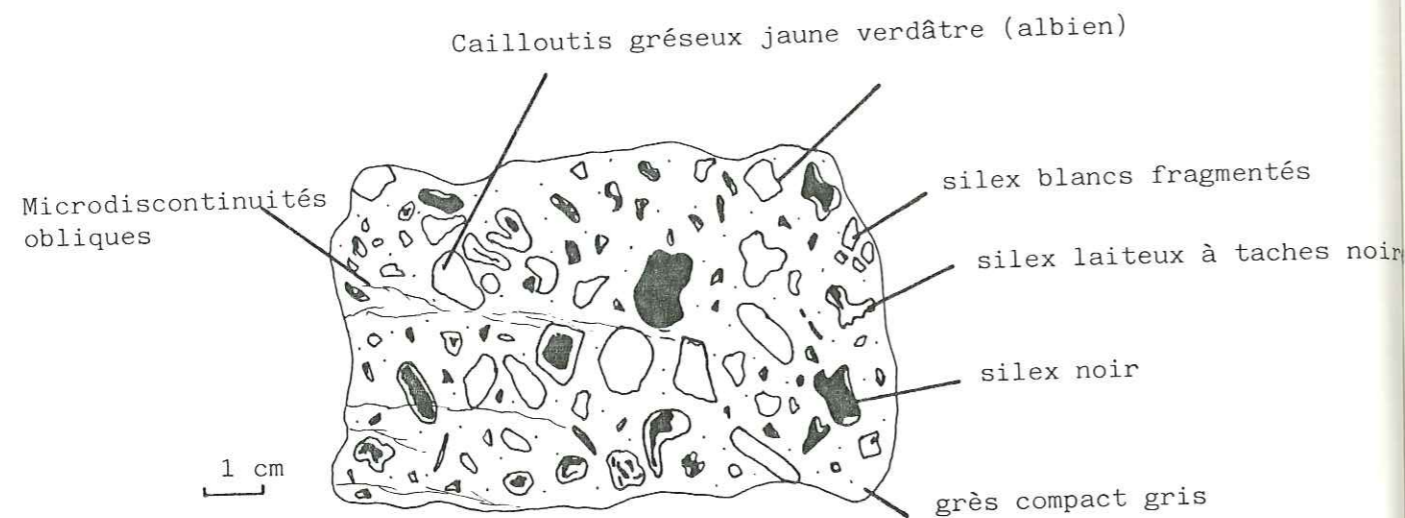


Fig. 65 : Pétrographie des blocs microconglomératiques

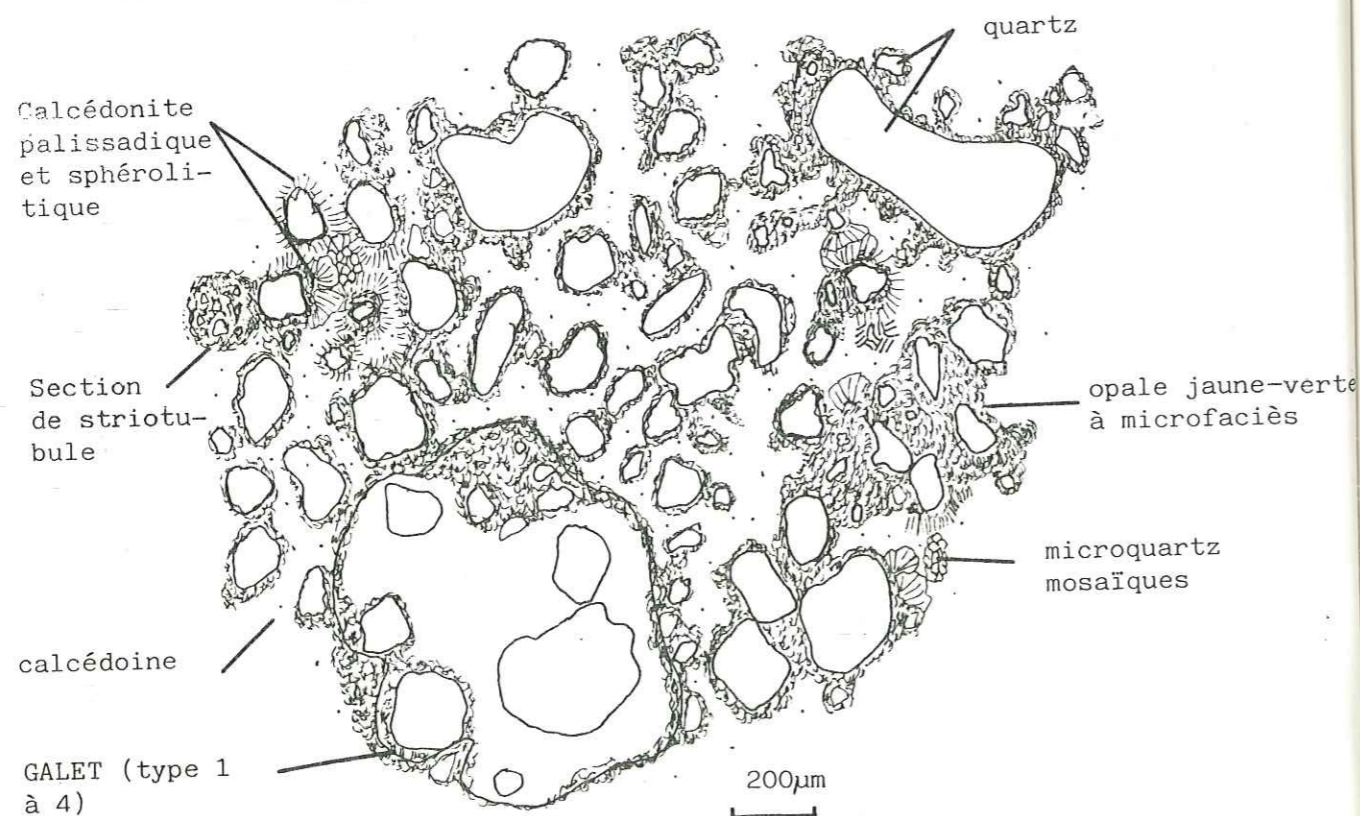


Fig. 66 : Microfaciès des blocs gréseux

2 - Le ciment

. L'opale : elle se présente en amas dispersés (associée aux argiles lorsqu'elles existent) non orientés, jaunes à verdâtres, peu fibreux (faciès de type b défini pour la coupe du Ravin de Gourgas). Ces amas englobent un ou plusieurs grains de quartz

. La calcédoine : elle constitue l'essentiel du ciment. Il s'agit de plages et de filons dendritiques de microcristallites engrenés, à limites floues, biréfringence très basse et extinction légèrement roulante. Ces plages isolent des amas d'opale; le contact opale-calcédoine peut être net ou extrêmement flou et progressif.

. La calcédonite : elle est assez rarement palissadique (cristallites fibreux perpendiculaires aux amas d'opale, formant un liseré de 20 à 30 µm d'épaisseur), mais s'observe le plus souvent en sphérolites fibreux de 100 à 200 µm de rayon, dispersés ou coalescents dans les zones de calcédoine et plus rarement en "appui" sur les amas d'opale. Le passage graduel des sphérolites à du microquartz mosaïque (20 à 30 µm par cristal) a pu être visualisé. (Pl. II photo 3)

. Etude de la deuxième partie

Il s'agit d'un niveau sableux de 2 à 4 m d'épaisseur, qui surmonte directement les blocs grés-quartzitiques de la barre sommitale (fig. 61). De bas en haut, on distingue :

- 1 à 2 m de sables beiges à verts, riches en grains de quartz millimétriques multicolores;
- 1 à 2 m de sables qui deviennent progressivement blanchâtres, tachetés de rose. Ils disparaissent brutalement aux extrémités sud-ouest et nord-est de l'affleurement. Le sédiment contient au sommet, des nodules gréseux rouges, tendres, à terriers de type striotubules. Ces nodules sont faciologiquement comparables à ceux du niveau 2 de la coupe de l'extrémité nord-est de Gourgas.

+ Composition minéralogique

Les sables verts situés au dessus des blocs grés-quartzitiques sont quartzeux, à smectites (90 %) accompagnées d'illite (10 %) dans la fraction argileuse. Le passage aux sables sus-jacents correspond à un changement rapide de la population argileuse : l'attapulgite devient dominante (60 %), associée aux smectites (40 %). Puis l'attapulgite représente 80 % des minéraux argileux au sommet de la coupe; elle est toujours accompagnée de smectites (20 %).

A cet endroit de l'affleurement, un encroûtement calcaire (calcrète) devrait surmonter les sables à attapulgite. Il fait ici défaut, à cause de son érosion.

* Extrémité nord-est de la butte isolée (fig. 67)

Une coupe a été levée à l'extrémité nord-est de la butte sableuse; à 50 m environ et juste en face de l'extrémité nord-est de la carrière de Gourgas, décrite auparavant.

0,00 - 10,00 m. La coupe débute par les sables à faciès "bariolé" (cf partie II, chapitre 2, § B), très riches en silex urgoniens, cailloutis et galets grés-quartzitiques albiens, et en structures en "boules" représen-

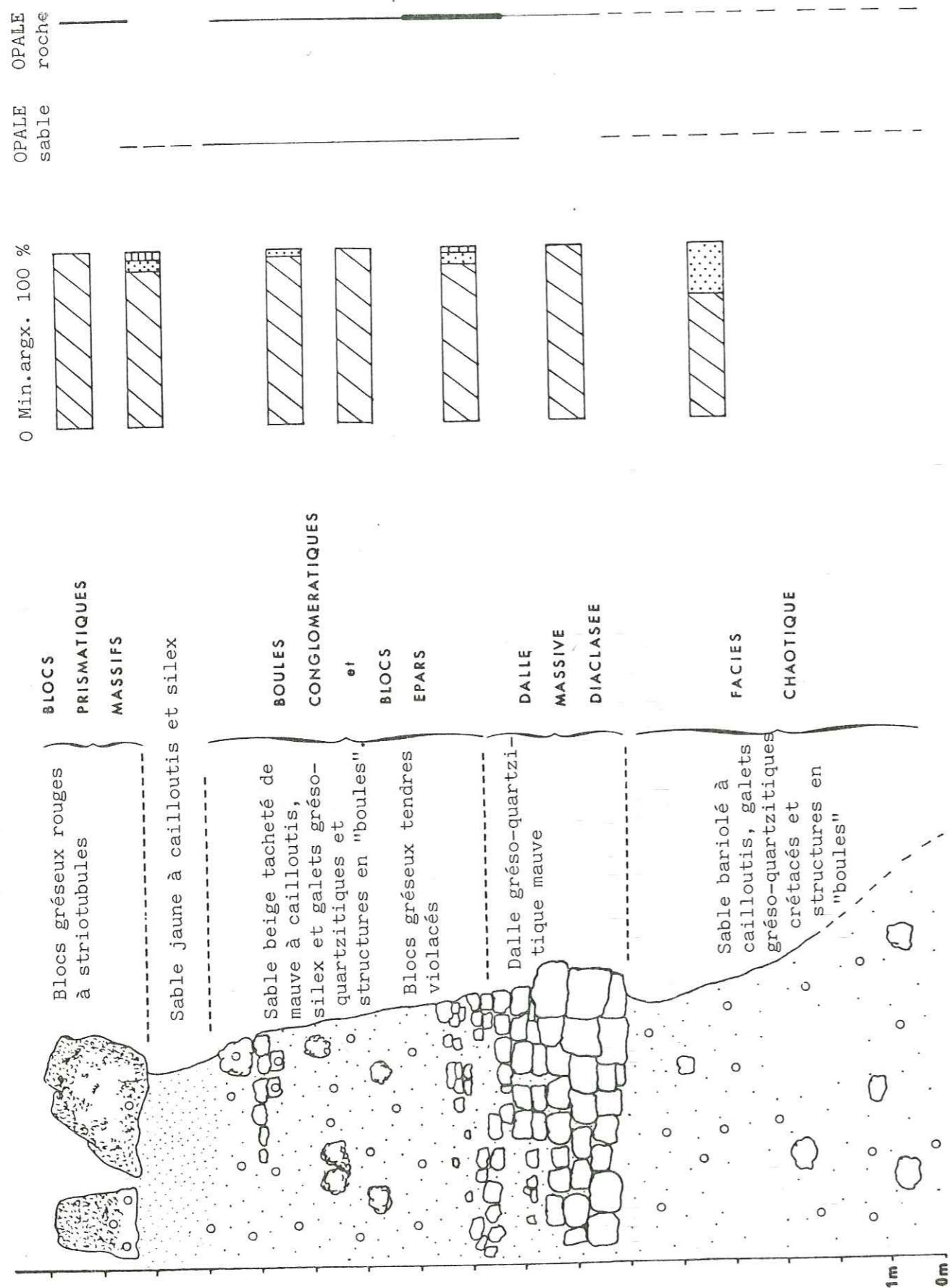


Fig. 67 : Coupe de l'extrémité nord-est de la butte isolée.

tant le calcaire urgonien remanié et postérieurement silicifié. Le sédiment contient localement des blocs conglomératiques rougeâtres, de même faciès que ceux rencontrés au sommet de la coupe, qui seront décrits par la suite.

10,00 - 13,50 m. Le sable passe sans transition à une dalle quartzitique massive, beige à mauve, de 1 à 2 m d'épaisseur, débitée en blocs de 40 à 80 cm de côté. Cette dalle siliceuse est surmontée de petits blocs gréseux tendres disséminés dans un sable bariolé à cailloutis d'âge crétacé. Ce niveau est identique à celui décrit dans la coupe du centre de la carrière de Gourgas, précédemment étudiée.

13,50 - 18,00 m. On passe très graduellement à un sable bariolé très riche en silex, cailloutis et galets albiens, de même qu'en structures en "boules", assimilées à un calcaire urgonien remanié et postérieurement silicifié. Les silex urgoniens ont un cortex blanchâtre épais, pulvérulent, qui matérialise l'état avancé de leur altération. Le matériel détritique grossier n'est ni orienté ni granoclassé dans le sable. Dans le dernier mètre, le sable devient beige et ne contient que de rares éclats de silex urgoniens ou des cailloutis crétacés dispersés.

18,00 - 20,00 m. On passe sans transition à des blocs gréseux rouges tachetés de blanc, massifs et isolés, qui surplombent la coupe. Ces blocs polyédriques ont une taille de 1,8 à 2,5 m. Ils possèdent généralement une organisation fruste comprenant quatre niveaux distincts de bas en haut :

- niveau 1 (0,10-0,40 m): la base des blocs est constituée par un grès tendre, sans structure particulière, à cailloutis et silex crétacés rares et dispersés.
- niveau 2 (0,40-0,60 m): vers le haut, le grès devient plus cimenté et s'enrichit en matériaux détritiques grossiers (surtout des galets grésos-quartzitiques albiens). On distingue des traces de terriers de type "striotubules".
- niveau 3 (0,60-1,50 m): il s'agit d'un grès massif, à débit hétérogène, comptant de nombreuses empreintes de striotubules, qui confèrent à la roche un débit localement grumeleux ou "boutonneux". Des discontinuités physiques (fentes courbes et verticales) apparaissent entre les terriers. Ces discontinuités soulignent l'hétérogénéité initiale de la roche et l'existence de zones fragiles rapidement désilicifiées. Ces zones "fragilisées" correspondent à l'espace existant entre les terriers, qui est à la fois plus poreux et à granulométrie plus grossière que dans ces derniers (fig.68).
- En section polie (fig. 69), on observe un ciment siliceux en plages anastomosées mauves à rares grains de quartz qui isolent des îlots de grès rouge à striotubules. Les terriers sont partiellement "effacés".
- niveau 4 (Pl.II photo 1) : le sommet des blocs est quasi exclusivement constitué de terriers de type "striotubules". Il s'ensuit un débit grumeleux de la roche, qui est ici fortement desquamée et parcourue de fentes obliques majeures; ce qui aboutit à la création d'une structure en "coiffe" (fig. 68).

+ Microfaciès des blocs gréseux rouges (fig. 69 et 70)

Il est assez homogène. On observe en plaque mince, des matériaux détritiques siliceux (quartz, silex, galets grésos-quartzitiques ou grésos-glaucosieux) cimentés par de l'opale, de la calcédoine et de la calcédonite. Les analyses de plaque mince correspondent tout à fait à celles déjà décrites dans le niveau 4 de la coupe du Ravin de Gourgas. Toutefois il existe

DISCONTINUITES PHYSIQUES

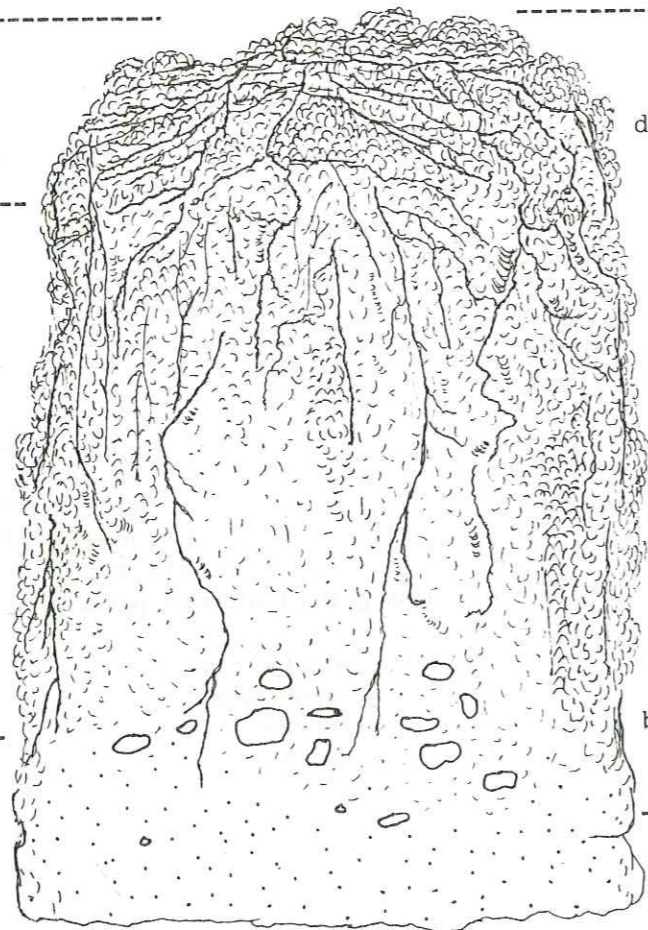
Desquamation importante
microfentes obliques

Macrofentes verticales
majeures et microfentes courbes

Desquamation discrète

1m

0



UNITES

d Grès tendre à striotubules

c Grès prismatique massif
Striotubules dispersés

b Sable peu induré à passées conglomératiques

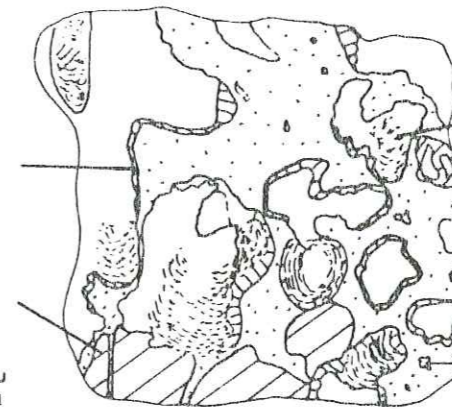
a Sable

Fig. 68 : Macroorganisation des blocs gréseux prismatiques à striotubules (unités a à d).

Frange siliceuse blanche

Plage siliceuse crème

1cm

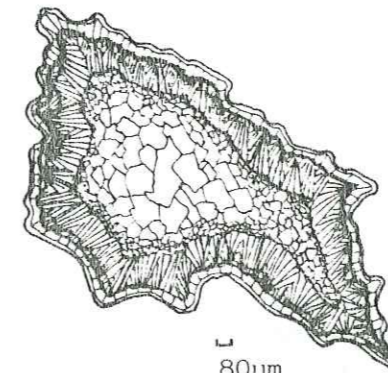


Striotubule et plage rouge

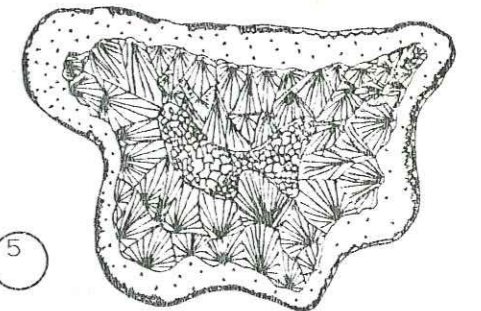
Ciment siliceux rose

Ilot d'opale rouge

Fig. 69 : Pétrographie des grès à striotubules (unité c).



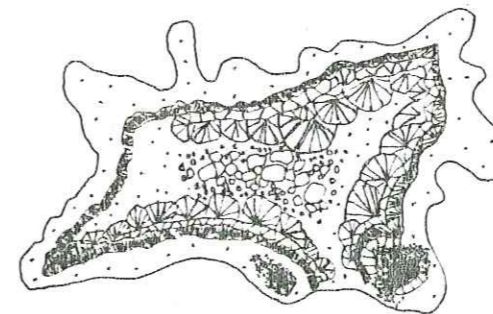
6



5

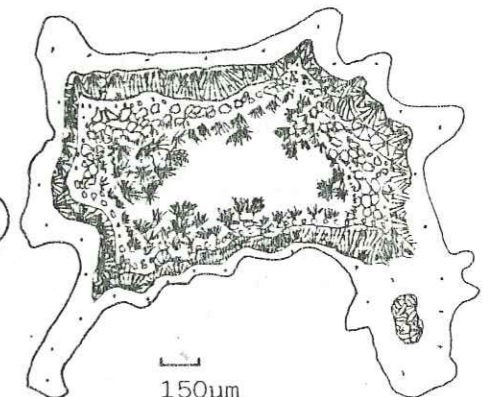
80µm

100µm



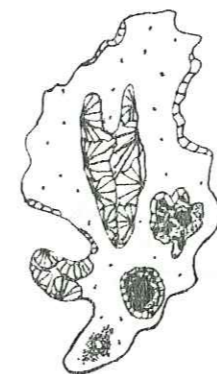
4

100µm



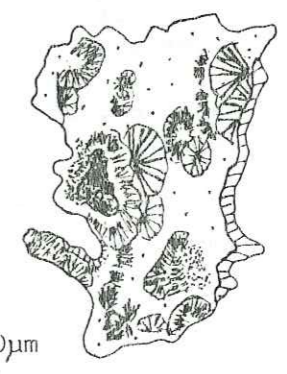
3

150µm



2

200µm



1

200µm

Fig. 70 : Microfaciès des plages siliceuses des grès à striotubules (unité c). La légende des cas 1 à 6 figure dans le texte ci-contre.

dans le niveau 3 des plages siliceuses vitreuses, à contours irréguliers, qui se révèlent au microscope optique constituées par de la calcédoine, de la calcédonite, du quartz mosaïque, et plus discrètement par de l'opale contenant des éclats de quartz détritiques dispersés. Les six cas présentés illustrent toutes les organisations "type" :

. Cas 1: la calcédoine est le constituant majeur; elle occupe toute la plage,

la calcédonite est en bordure (liseré palissadique discontinu de 100 μm d'épaisseur, et sphérolites dispersés) et au centre (éventails en "appui" sur une frange palissadique ou sur un amas isolé d'opale). Lorsqu'elle est en bordure, la calcédonite sphérolitique possède des limites nettes; mais rencontrée au sein de la calcédoine, ces limites deviennent imprécises;

l'opale se présente en amas ponctuels peu fibreux contenant des éclats de quartz détritiques;

. Cas 2: la calcédoine est abondante;

la calcédonite est discrète en bordure, et forme des éventails coalescents au centre; les limites entre la calcédoine et la calcédonite centrale sont nettes;

l'opale se présente en amas peu fibreux à éclats de quartz détritiques, dispersés, doublés d'une frange de calcédonite palissadique.

. Cas 3: la calcédoine est en périphérie, alors qu'en progressant vers le centre, on trouve une frange continue de calcédonite en éventails (100 à 200 μm d'épaisseur);

les sphérolites de calcédonite peu fibreuse (100 μm de rayon) sont associés à du microquartz mosaïque (la taille des cristallites est inférieure à 80 μm). On observe souvent le passage progressif calcédonite-microquartz.

Des sphérolites de calcédonite très fibreuse (100 μm de rayon) bordent les vides.

. Cas 4: la calcédoine périphérique est associée à des amas d'opale à éclats de quartz détritiques, qui sont entourés d'une frange de calcédonite palissadique (50 μm d'épaisseur);

la calcédonite se présente de différentes manières:

en frange de calcédonite sphérolitique très fibreuse (100-150 μm d'épaisseur);

en liseré de calcédonite claire peu fibreuse (50 μm);

et en éventails peu fibreux de calcédonite (200 μm de diamètre).

Des plages de calcédoine entourent des micrograins de quartz mosaïque; leur taille augmente progressivement vers le centre (jusqu'à 100 μm).

. Cas 5: liseré périphérique de calcédonite d'aspect flammé (30 à 40 μm d'épaisseur); puis, de la périphérie vers le centre :

- calcédoine (100 à 200 μm d'épaisseur);

- calcédonite en sphérolites imbriqués, très fibreux (200 à 250 μm de rayon);

- microquartz mosaïque (70 μm par cristallite) à limites nettes vis à vis de la calcédonite.

. Cas 6: liseré périphérique limpide en lumière naturelle, de 10 à 20 μm d'épaisseur, d'aspect concrétionné. Il paraît correspondre à une

opale "relativement bien cristallisée" de type C (JONES et SEGNET, 1971), appelée lussatite (ARBEY, 1980).

En résumé: du cas 1 au cas 6, on observe une "hiérarchisation" des phases minérales, de plus en plus régulière et ordonnée dans l'espace :

- l'opale et les grains de quartz détritiques sont rares et isolés à la périphérie des plages;

- la calcédoine est abondante lorsque la calcédonite est dispersée et le microquartz absent; sinon, elle n'occupe plus que la bordure des plages. Le passage progressif calcédoine - calcédonite est visible;

- la calcédonite sphérolitique occupe toujours plus ou moins une position centrale; elle tend à s'organiser en bandes concentriques de sphérolites jointifs;

- le microquartz occupe le coeur des plages; il passe souvent progressivement à la calcédonite.

La signification de ces microfaciès, qui implique les notions de comblement de porosité par précipitation directe, de dissolution - recristallisation et de recristallisation à l'état solide, sera évoquée au paragraphe D.

+ Evolution minéralogique verticale au sein de la coupe (fig. 67 et tabl.III)

L'étude par diffraction des R.X. révèle la présence ubiquiste de quartz, auquel est associé épisodiquement de l'opale. On retrouve, dans la fraction argileuse, des smectites dominantes (70 à 100 %), accompagnées parfois de kaolinite et d'illite (kaolinite + illite: moins de 30 %). L'opale et les smectites ont fait l'objet d'une étude particulière.

. L'opale

Quelquesoit le niveau considéré, l'opale possède aux R.X. une raie élargie et peu intense, souvent dédoublée, comprise entre 4,05 et 4,12 Å, avec un épaulement à 4,32 Å. Ceci tend à rapprocher cette population du type CT (JONES et SEGNET, 1971), mais plus proche du pôle C (WILSON et al., 1974; ARBEY, 1980).

Il apparaît également que l'opale détectée dans les sables est relativement mieux cristallisée que celle des blocs quartzitiques (dalle basale, blocs gréseux rouges sommitaux). Cela se traduit aux R.X. par une raie plus affinée (tabl.III). En quantité absolue, l'opale est peu abondante dans la dalle quartzitique basale; mais sa quantité augmente rapidement vers le haut (blocs gréseux tendres puis massifs), où elle peut constituer 20 à 30 % de la roche totale (estimation à partir des lames minces et après étude par diffraction des R.X.). Dans le sable, la présence d'opale est tributaire de granules pulvérulents diffus.

. Les smectites

On observe deux phénomènes superposés en ce qui les concerne :

- la quantité absolue et la cristallinité des smectites paraît globalement diminuer lorsque l'on passe du sable à faciès "bariolé" aux blocs massifs sommitaux;

- la population de smectites est hétérogène quelque soit le niveau de la coupe; ceci correspond, au R.X., à une raie dédoublée ou même dentelée (plus rarement un pic isolé), dont les valeurs oscillent entre 12,4 et 15,3 Å lorsque l'on passe:

140

OPALE ANALYSES AUX R.X. SPECTITES

ECH.	D(A)		H cm		ALLURE DE LA RAIE	R.X.				SPECTITES		ALLURE DE LA RAIE					
	2θ	2θ	HAUTEUR	LARGEUR		N	D(A)	G	N	2θ	G	H cm	L cm	90	80	70	2θ
Grès à terriers sommital	4.06	25.4	3.4	1.0	Dissymétrique Large	13.0	17.00	7.9	6.0	9.5	0.7						
Base du grès à terriers	4.06	25.4	1.5	1.0	Dôme	15.1 13.5 12.4	17.00	6.8 7.6 8.3	6.0	7.2	0.5						
Sable sous-jacent	4.09	25.3	1.6	±0.5	Dissymétrique large	14.7 13.0	17.00	7.0 7.9	6.0	13.9	1.0						
Sable	4.05 4.06	15.5 15.4	2.2	±1.0	Dôme à contours dentelés	14.25 13.2	17.00	7.2 7.8	6.0	10.4	0.9						
Sable	4.05 4.06 4.12	25.5 25.4 25.1	5.0	0.8	Fin Extrémité arrondie	13.2 12.8	17.00	7.8 8.0	6.0	16.7	1.0						
Bloc gréseux isolé	4.13 4.16 4.05	25.0 25.2 25.5	2.1	1.0	Dissymétrique Large	13.7 12.8	17.00	7.5 8.0	6.0	22.0	1.0						
Sable à cailloutis	4.06 4.07	25.4	3.3	0.8	Extrémité aiguë Dissymétrique Large	12.5 13.3 14.25 14.7	17.00	8.2 7.7 7.2 7.0	6.2	12.0	0.8						
Bloc gréseux massif isolé	4.10 4.07	25.2 25.3 25.4	4.1	0.8	Fin Extrémité dentelée	13.9 14.45	17.00	7.4 7.1	6.0	13.6	1.0						
Sable	4.06	25.35	4.4	1.0	pointu	14.1 14.5	17.00	7.3 7.1	6.0	16.1	0.7						
Dalle quartzitique	/	/	/	/	/	14.25 15.3	17.00	7.2 6.7	6.0	3.5	0.7						
Base de la dalle	4.10 4.05	25.2 25.5	1.5	0.7	Dôme	14.9	17.7 17.1	6.9	5.86	12.1	0.9						
Sable bariolé basal	4.135 4.12		1.0	?	Pointe bifide	14.5 12.4	17.00	7.1 8.3	6.0	15.8	0.6						

Tabl. III : Evolution verticale des smectites et de l'opale dans la coupe de l'extrémité nord-est de la butte isolée.

- d'un niveau sableux à un autre;
- d'un sable à une roche massive;
- d'un bloc gréseux à un autre bloc;
- de la base d'un bloc au sommet de celui-ci.

Toutes les smectites présentes gonflent entre 16,5 et 17,1 Å après traitement à l'éthylène-glycol.

Rappel: une population à la fois di et trioctaédrique a été mise en évidence dans toute la série des sables à faciès "bariolé", sans qu'une étude approfondie dans ce domaine n'ait été réalisée.

* Corrélations entre les extrémités sud-ouest et nord-est de la butte sableuse

Le sable à faciès "bariolé" forme une bande relativement continue du sud-ouest au nord-est; on retrouve partout les silex, cailloutis et galets d'âge crétacé, ainsi que les structures en "boules" (calcaire urgo-nien silicifié).

En contre partie, les faciès gréso-quartzitiques qui existent à chaque extrémité de la butte sableuse sont tout à fait originaux. Ils disparaissent brutalement en quelques mètres latéralement, selon les coupes étudiées. Toutefois, ils contiennent toujours les mêmes matériaux détritiques grossiers qui existent dans les sables bariolés associés.

2) Extension des silicifications dans la partie sud du bassin d'Apt

* Le Ravin de Sigrie (cf partie II, chapitre 2, § B) (fig. 37)

A l'Ouest des coupes précédemment étudiées, affleure une butte de sables à faciès "bariolé", au sommet desquels s'individualisent de gros blocs décimétriques violacés, homogènes, de nature quartzitique.

En plaque mince, ces blocs apparaissent constitués de quartz hétérométriques et hétéromorphes, cimentés par de l'opale verdâtre à rougeâtre (microfaciès de type a de la coupe du Ravin de Gourgas). La calcédoine apparaît en filons discrets, localisés et courts, tandis que la calcédoine forme des amas plus ou moins mêlés à l'opale, sans toutefois rentrer en contact direct avec un quartz. Ce microfaciès rappelle celui des blocs gréseux de la coupe du Ravin de Gourgas, qui sont situés à 50 m plus au Nord-Est. Aucun minéral argileux n'a pu être décelé dans ces blocs.

* Les abords du C.D. 3

Entre la carrière de Gourgas (coupe de Gourgas 1) et la ville d'Apt, on retrouve ponctuellement des dalles ou blocs gréso-quartzitiques colorés associés ou non aux sables à faciès "bariolé".

Au Sud du domaine de l'Isolette (fig. 37), affleure immédiatement en bordure du C.D. 3 une dalle gréseuse rouge sombre à nombreuses empreintes de terriers de type "striotubules" de 3 à 4 m d'épaisseur, découpée en polyèdres par le jeu de diaclases dont les plans sont orientés à 120° les uns des autres.

Minéralogiquement cette roche est essentiellement quartzreuse, et contient un peu d'opale. Les minéraux argileux présents sont la kaolinite (plus de 90 %) et des traces de smectites (moins de 10 %).

. L'opale possède une raie élargie à 4,10 Å, ainsi qu'un épaulement à 4,32 Å.

. Les smectites ont une raie évasée à 12,8 Å, qui se déplace à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol.

Le microfaciès de la dalle est à rapprocher du niveau 4 de la coupe de l'extrémité nord-est de Gourgas.

A quelques mètres à l'Est de cette dalle gréseuse rouge, existe une butte de sables colorés appartenant à l'ensemble inférieur s.l.. Surmontant ces sables, une lentille de sables à faciès "bariolé" s'individualise sur quelques décimètres d'épaisseur. Cette lentille contient une barre de grès tendre bariolé, grossièrement découpée en polyèdres jointifs dans lesquels des terriers de type "striotubules" sont visibles. Le grès est très argileux (80 % de kaolinite et 20 % de smectites) et comporte un peu d'opale (raie écrasée à 4,05-4,07 Å, ce qui la rapproche du pôle C (JONES et SEGNET, 1971; ARBEY, 1980). L'abondance d'argiles n'a pu permettre l'observation d'opale en plaque mince.

* Coupe de Mauragne

Face à la carrière de Mauragne (cf partie II, chapitre 1), affleure une lentille isolée de sables à faciès "bariolé", dans lesquels se rencontrent des blocs et rognons de grès tendres, à limites floues, parfois alignés horizontalement et structurés en piliers par le jeu de fentes horizontales. Ces blocs possèdent des empreintes de striotubules.

Les sables sont quartzeux et les smectites dominantes (80 %) accompagnées de kaolinite (20 %) dans la fraction argileuse.

Dans la roche associée, il apparaît toujours un peu d'opale, sous forme d'une raie évasée aux R.X., centrée sur 4,07 Å. Les minéraux argileux présents sont identiques. Là également, l'abondance d'argiles n'a pas permis l'observation de l'opale en plaque mince.

II . SILICIFICATIONS AU CENTRE DU BASSIN D'APT (BORDURES DE LA R.N. 100)

Au Nord de la R.N. 100 qui borde le karst du Coulon, affleurent en deux endroits précis des blocs grés-quartzitiques colorés au sein des sables à faciès "bariolé".

1) Coupe de Collet Rouge (fig. 37 et 71)

Le Collet Rouge représente une butte sableuse isolée, située à 100 m de la R.N. 100, au sommet de laquelle apparaissent des blocs gréseux rouges épars, bien visibles depuis la route. Une coupe levée sur la face sud du Collet Rouge montre la succession suivante:

0,00 - 5,00 m. Assise de sables et grès marmorisés à faciès "Pied Bousquet". Le sommet de ce niveau est souligné par un cordon de cailloutis ferrugineux et grés-quartzitiques fortement émoussés, dont certains ont une morphologie de type "Dreihanter".

5,00 - 11,00 m. Complexe de sables à faciès "bariolé" et de blocs gréseux rouges.

Les sables bariolés possèdent à cet endroit une couleur à dominante brun-rouge et comportent des passées de silex urgoniens très altérés, complètement blanchis et troués, ainsi que des graviers et galets grés-quartzitiques albiens. Les sables contiennent en proportions variables de la kaolinite, de l'illite et des smectites qui restent toujours dominan-

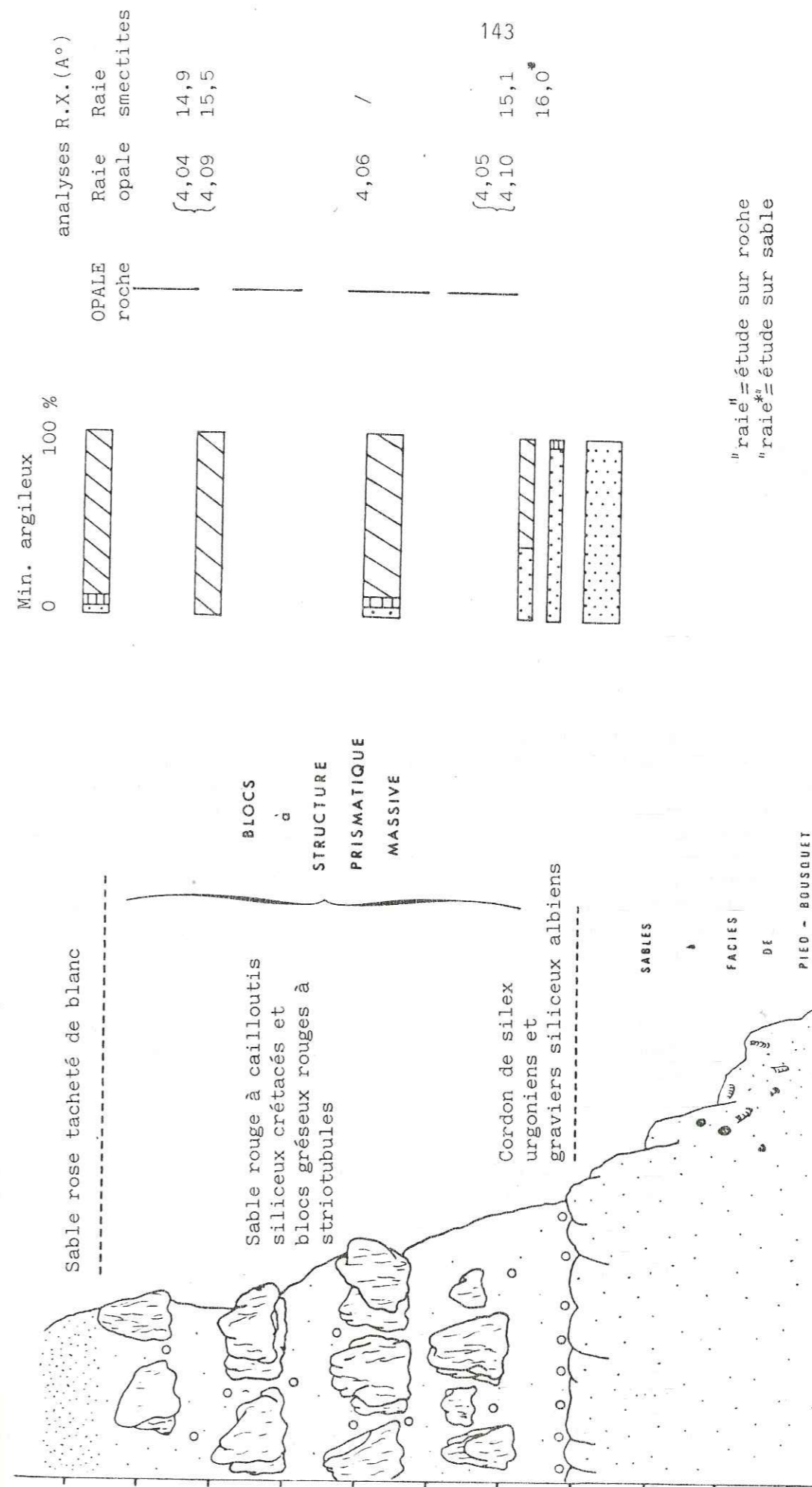


Fig. 71 : Coupe du Collet rouge.

tes.

Les blocs gréseux rouges sont toujours isolés les uns des autres et parfois alignés horizontalement. Ce sont des blocs décimétriques hétérogènes, à structure prismatique massive, voire colonnaire à microcolonnaire lorsque les prismes apparaissent emboîtés. Les striotubules sont présents de manière ponctuelle ou au contraire peuvent envahir toute la roche. L'étude par diffraction des R.X. révèle que ce grès est essentiellement quartzueux à opale discrète (raie évasée entre 4,05 et 4,10 Å et épaulement à 4,32 Å) et smectites exclusives dans la fraction argileuse (raie principale située entre 14,5 et 16,0 Å, qui se déplace à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol).

+ Microfaciès (fig. 72 et 73)

Lorsque le grès est tendre, on observe en plaque mince des grains de quartz dispersés, de taille variable (100-200 µm), à contours irréguliers, cimentés par des amas d'opale jaune-vert à rouges, et plus rarement par de la calcédoine ou de la calcédonite.

Dans les plages rouges, les quartz sont dispersés et cimentés par de l'opale concrétionnée (type a défini dans la coupe du Ravin de Gourgas).

Dans les plages plus claires, les quartz sont relativement plus nombreux et entourés d'un double cutane, d'abord ferrugineux et non orienté (100 à 150 µm d'épaisseur); puis argileux et orienté parallèlement aux bords du quartz (80 µm d'épaisseur). Quelques grains de quartz peuvent néanmoins ne posséder qu'un seul de ces cutanes, voire aucun.

Lorsque le grès est compact, on peut localement observer son passage progressif sur quelques centimètres ou brutal à une véritable quartzite, généralement de couleur claire (rose à mauve). Ces îlots quartzitiques correspondent au microfaciès suivant (fig. 73): on observe des grains de quartz assez arrondis, de taille souvent supérieure à 200 µm, presque jointifs. Ils sont entourés d'impuretés brun-rouge en lumière naturelle; et chaque quartz est systématiquement doublé d'une auréole limpide de quartz secondaire. Ces plages peuvent passer latéralement à des zones à grains de quartz dispersés, cimentés par de la calcédonite palissadique et de la calcédoine, voire de la calcédoine à sphérolites isolés de calcédonite.

11,00 - 12,00 m. Vers le haut, les blocs gréso-quartzitiques disparaissent sans transition, tandis que les sables à faciès "bariolé" existent jusqu'au sommet de la coupe.

2) Coupe de Notre Dame de Lumières (fig. 38 et 74)

Le village de Notre Dame de Lumières est situé à l'extrémité ouest du bassin d'Apt en bordure de la R.N. 100. Une coupe a été levée à l'Ouest du village.

0,00 - 4,00 m. Complexe de sables à faciès "bariolé" (blanc, jaune, rouge, vert) et de rognons et blocs quartzitiques tachetés des mêmes teintes, ou entièrement rouge sombre. Ces blocs, sans limites précises vis à vis du sable encaissant, sont très hétérogènes à l'affleurement (couleur, débit et texture). Ils sont le plus souvent structurés en polyèdres frustes fortement fissurés et "troués", et contiennent par endroits des silex urgoniens et des cailloutis gréso-quartzitiques albiens non orientés. La roche peut également être parcourue de filons calcédonieux vitreux, courts et ramifiés, généralement horizontaux.

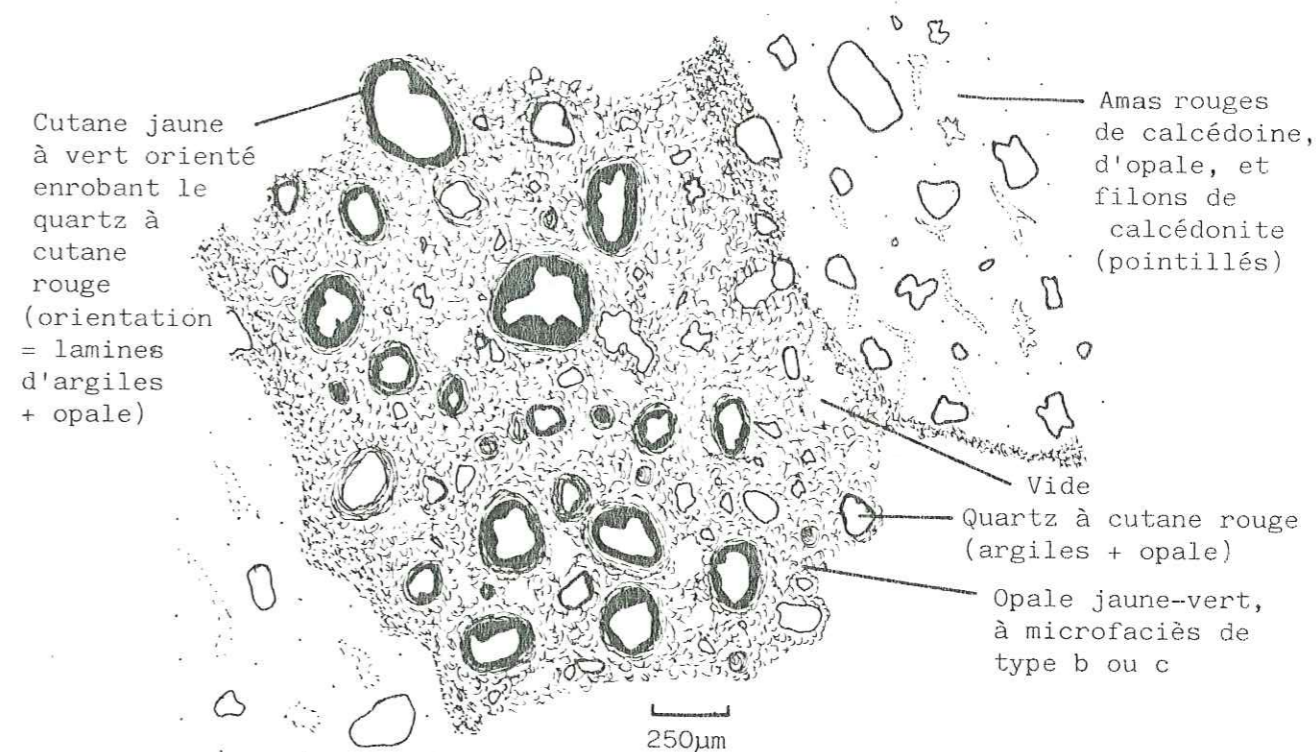


Fig. 72 : Microfaciès des grès tendres.

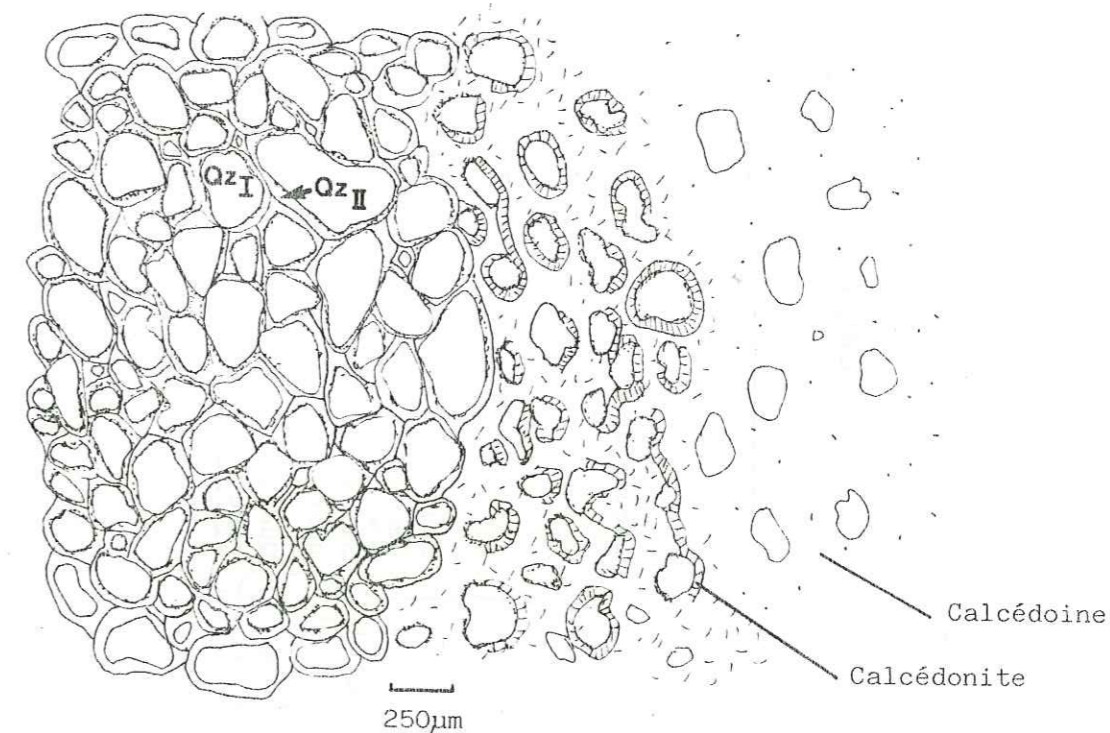


Fig. 73 : Microfaciès des grès compacts.

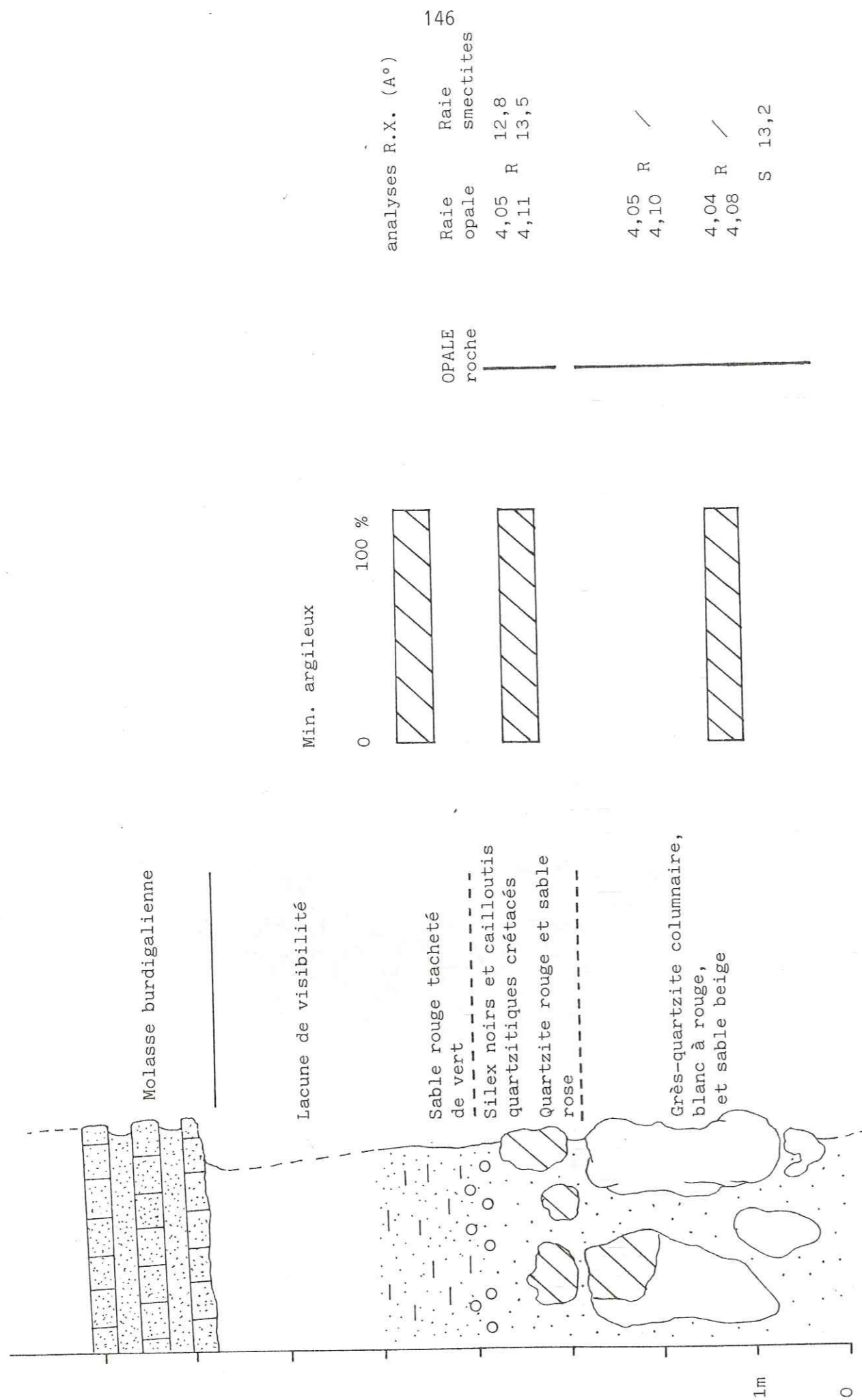


Fig. 74 : Coupe de Notre Dame de Lumières. (R = analyses R.X. sur quartzite) (S = analyses R.X. sur sable)

Les sables à faciès "bariolé" sont minéralogiquement homogènes (quartz, smectites exclusives dans la fraction argileuse, qui possèdent une raie à 13,2 Å qui passe à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol). Dans les rognons ou blocs quartzitiques, l'opale apparaît. Aux R.X., son pic de diffraction très aplati est situé entre 4,04 et 4,18 Å.

+ Microfaciès des blocs quartzitiques

En plaque mince, ces blocs apparaissent constitués de grains de quartz dispersés (de 100 à 300 µm de longueur), à contours irréguliers, qui ont un cutane rouge, de quelques microns d'épaisseur. Ces grains de quartz, mais également des silex urgoniens et des galets gréseux albiens, sont cimentés par des amas d'opale jaune-vert (faciès type b, défini pour la coupe du Ravin de Gourgas) anastomosés, plus ou moins entremêlés à de la calcédoine très abondante dans le ciment. La calcédonite apparaît sous la forme de filonnets sub-verticaux de sphérolites coalescents qui recoupent les amas d'opale. Dans ce cas, on peut observer une frange limpide en lumière naturelle, de quelques microns d'épaisseur, entre la calcédonite et l'opale, qui rappelle une opale bien cristallisée de type "lussatite" (ARBÉY, 1980).

4,00 -5,00 m. Les blocs disparaissent brutalement vers le haut, et l'on passe rapidement à un sable beige à taches rouges, riche en silex urgoniens et cailloutis gréso-quartzitiques albiens. Dans ce sable, s'individualisent ponctuellement des rognons gréseux de couleur saumon, qui illustrent le pôle "friable" des blocs quartzitiques sous-jacents. La composition minéralogique de ce sable est à quartz largement dominants, et smectites exclusives dans la fraction argileuse. Aux R.X., ces smectites possèdent une raie centrée à 13,2 Å, qui se déplace à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol. Vers le haut, le sable s'assombrit (brun-rouge) et devient plus argileux; les smectites restent les minéraux argileux exclusifs (raie dédoublée à 12,8 et 13,7 Å qui passe à 17,1 Å après traitement à l'éthylène glycol).

5,00 -7,00 m. Lacune de visibilité : éboulis et végétation.

7,00 -15,00 m. La coupe est couronnée par la molasse burdigalienne (ROCH, 1971), qui forme un entablement à pendage ouest marqué.

Les faciès observés à Notre Dame de Lumières sont tout à fait locaux : le complexe sablo-quartzitique se biseaute latéralement et disparaît vers l'ouest sous la molasse, sans que le contact entre ces deux formations ait pu être établi.

III . SILICIFICATIONS DE LA PARTIE NORD DU BASSIN D'APT

Au Nord de la R.N. 100, la base de l'ensemble supérieur est essentiellement représentée par les sables et grès de faciès "Pied Bousquet", qui passent vers le haut aux sables à faciès "bariolé" au lieu-dit le "Bois de Saint Jean" (fig. 37 et 38). A cet endroit, on observe également le passage latéral progressif des sables de faciès "Pied Bousquet" au faciès "sables blancs" (partie II, chapitre 2, § B). Dans les sables blancs existent d'épaisses dalles quartzitiques. Plus au Nord, les sables et grès de faciès "Pied Bousquet" sont surmontés par une dalle quartzitique beige, visible au site de "Piquebaure" qui surplombe le village de Rous-

sillon, et à la colline de "pié Roux" (fig. 37). Mis à part ces exemples, les silicifications sont absentes de la partie nord du bassin d'Apt; qu'il s'agisse d'une absence s.s. ou d'une érosion des sables pouvant les contenir.

1) Secteur du "Bois de Saint Jean" (fig. 38 et 75)

A cet endroit, la base de l'ensemble supérieur surmonte les faciès ocreux; elle est représentée par :

- au Sud du secteur les sables et grès de "Pied Bousquet";
- au Nord, des faciès "sables blancs" surmontés des sables à faciès "bariolé".

C'est dans la partie nord qu'une coupe a été levée et échantillonnée,

a) Coupe du "Bois de Saint Jean" -Nord (fig.75)

7,00 - 14,00 m. Au dessus des ocres, au sein des "sables blancs" à grains de quartz multicolores, s'individualisent très irrégulièrement des dalles de quartzite beige, localement plurimétriques, en saillie dans le paysage, qui peuvent être alignées horizontalement (niveau 1 de la coupe). Ces dalles possèdent des contours ondulés ou anastomosés; elles ont une patine lustrée et un débit esquilleux. Le passage des sables blancs aux dalles quartzitiques est tout à fait graduel, il correspond à une cimentation progressive du sable.

+ Microfaciès (fig. 76)

En plaque mince, ces dalles apparaissent constituées de grains de quartz de 200 à 300µ m, à contours dentelés, ou d'éclats de quartz émoussés de 50 à 100µ m, qui sont parfaitement jointifs, car cimentés entre eux par une auréole limpide de quartz secondaire. Les grains de quartz détritiques ne sont ni fissurés ni craquelés, mais contiennent de nombreuses impuretés.

14,00 - 20,00 m. Les sables blancs à dalles quartzitiques passent rapidement vers le haut à un sable à faciès "bariolé", par l'intermédiaire d'un petit niveau de grès tendre kaolinique. Le sable est essentiellement kaolinique (70-80 %), et contient un peu de smectites (20-30 %). Au sommet de la coupe, il est surmonté par des blocs grés-conglomératiques épars, vivement colorés (jaune, vert, rose ou mauve), très hétérogènes (niveau 2 de la coupe).

+ Microfaciès et macrofaciès des blocs gréseux (fig. 77 et 78)

Il s'agit d'un grès tendre ou fortement cimenté (le passage s'observe sur quelques centimètres), à silex urgoniens et cailloutis quartzitiques albiens, littéralement entrelardé de plaquettes siliceuses miel à verdâtres parallèles entre elles et horizontales, et de plages à contours mal définis ou très ondulés. Ces plaquettes ou plages siliceuses apparaissent fragmentées dans le grès, et ont souvent un contact dentelé vis à vis du ciment gréseux.

L'étude en plaque mince de ce grès (fig. 78) montre des grains de quartz à contours dentelés, de petite taille, cimentés par de l'opale (faciès type b, défini dans la coupe du Ravin de Gourgas) et de la calcédoine, tandis que la calcédonite existe en sphérolites isolés (de rayon

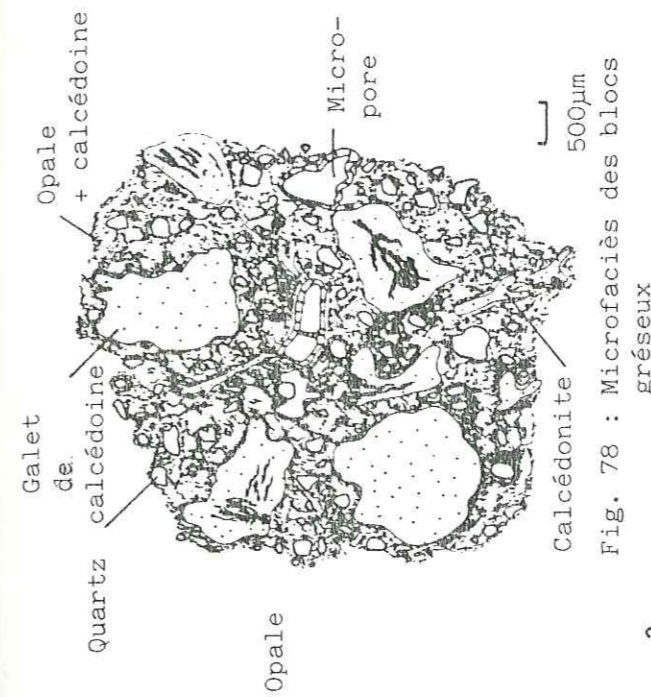


Fig. 78 : Microfaciès des blocs gréseux

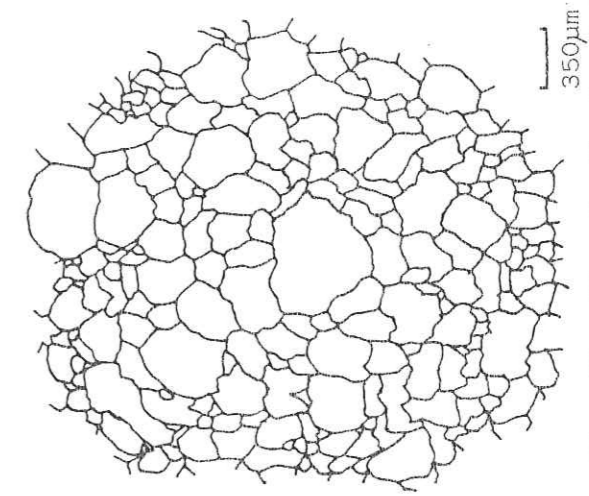


Fig. 76 : Microfaciès des dalles quartzitiques

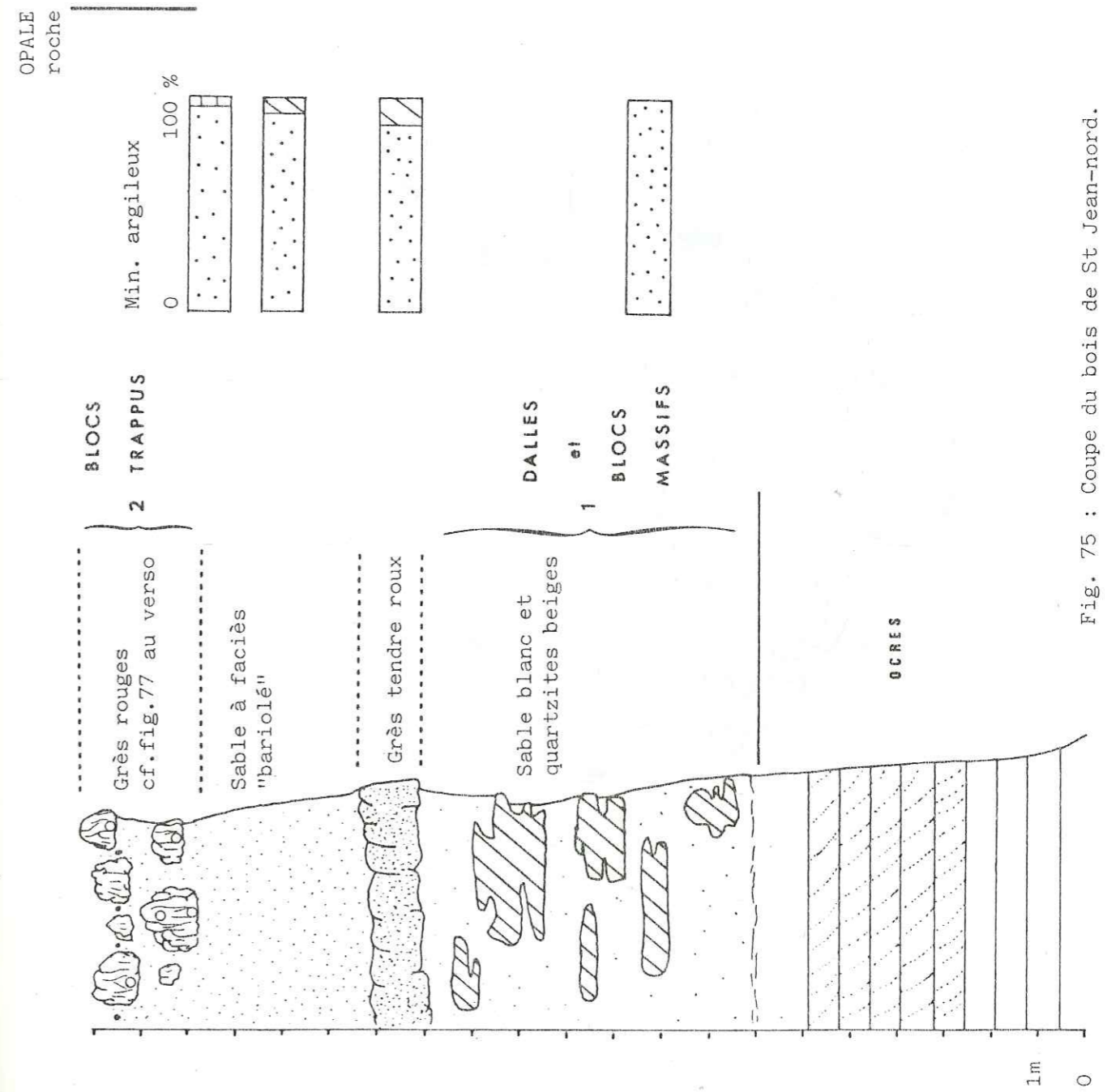


Fig. 75 : Coupe du bois de St Jean-nord.

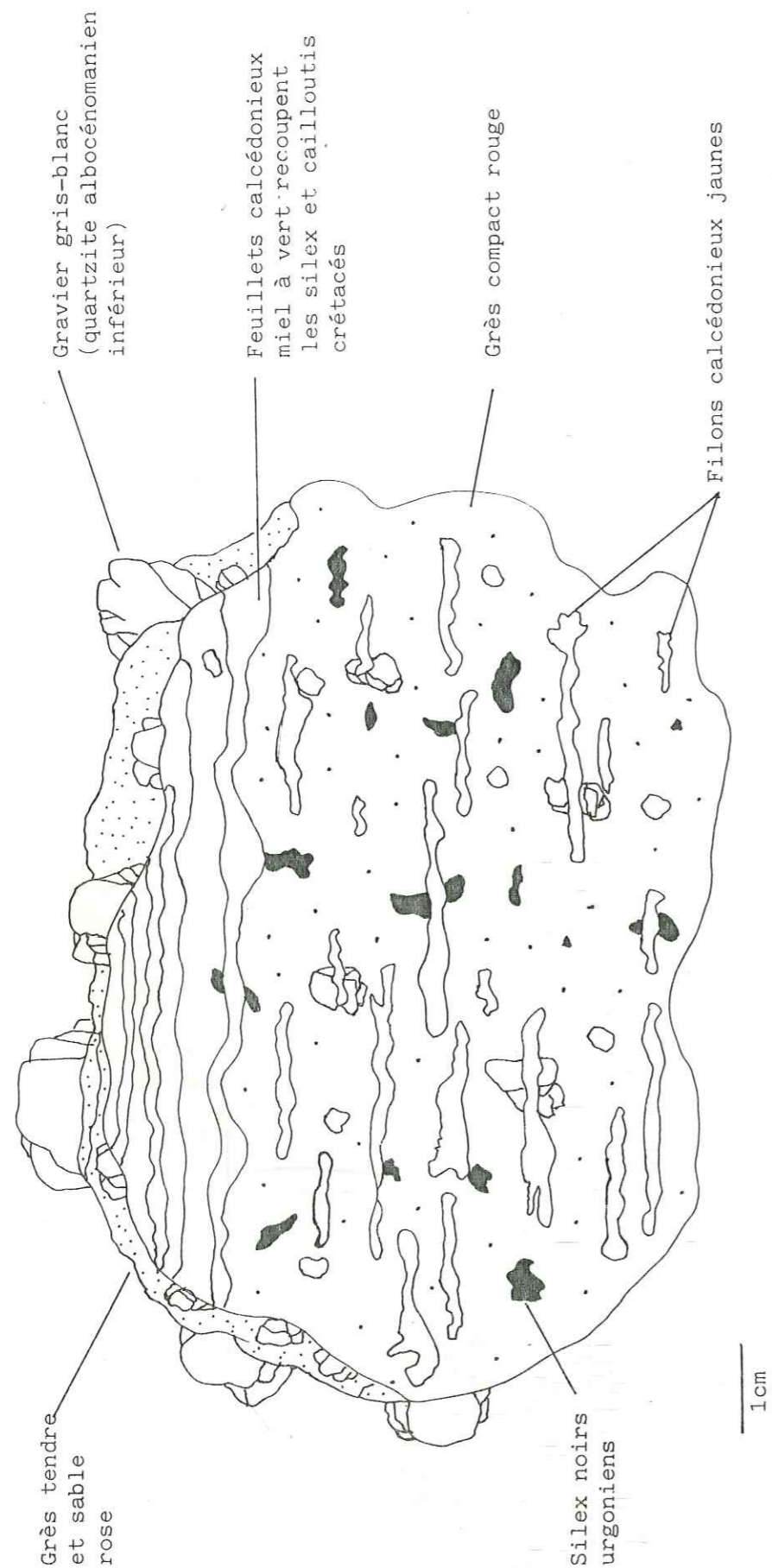


Fig. 77 : Macrofaciès des blocs gréseux.
(relations cailloutis siliceux crétacés-silicifications)

inférieur à $100 \mu\text{m}$). Les plaquettes et plages siliceuses sont en calcédoine quasi exclusive, et parfois en amas isolés d'opale; elles présentent parfois des limites floues vis à vis du ciment gréseux encaissant. Ces limites correspondent à une continuité minéralogique entre :

- la calcédoine du ciment et celle des plaquettes et plages ovoïdes;
- l'opale de la roche et celle des plages ovoïdes essentiellement.

Néanmoins dans la plupart des cas, les limites entre les plaquettes et plages calcdonnieuses et le ciment gréseux sont nettes.

A partir des observations macro et microscopiques, la présence des plaquettes calcdonnieuses peut être interprétée comme :

- "pro parte" une silicification des discontinuités physiques de la roche gréseuse (comblement de porosité par précipitation directe);
- "pro parte" une resilicification du ciment gréseux, correspondant à une recristallisation d'opale en calcédoine.

Dans les deux cas, il s'agit d'évènements tardifs par rapport aux processus d'installation du grès; ces derniers sont tout particulièrement analysés dans le paragraphe D.

b) Coupe du "Bois de Saint Jean" sud

A l'extrémité de la colline Saint Jean, les sables et grès de faciès "Pied Bousquet" sont parcourus à leur sommet et sur une vingtaine de centimètres d'épaisseur, de filons siliceux, subhorizontaux, très ramifiés. Conjointement, on remarque que les grès tendres de faciès "Pied Bousquet" deviennent fortement cimentés.

+ Microfaciès

En plaque mince, les grès à filons siliceux possèdent un ciment différent en fonction de leur couleur (fig. 79):

- cas A : dans les plages roses, les grains de quartz sont cimentés par de l'opale (faciès type b ou c, définis dans la coupe du Ravin de Gourgas), de la calcédoine et plus accessoirement par de la calcédonite sphérolitique;

- cas B : dans les plages blanches, les grains de quartz sont auréolés d'impuretés rougeâtres, et exclusivement cimentés par de la calcédoine;

- cas C : dans les plages rouges, l'opale (type b ou c) existe en amas isolés contenant des grains de quartz, tandis que la calcédoine représente l'essentiel du ciment. C'est dans ces plages que les filons siliceux ondulés sont le plus développés; ils sont exclusivement calcdonnieux.

Le passage entre ces différentes plages est grossièrement graduel.

Vis à vis des sables et grès de faciès "Pied Bousquet", ce niveau sommital représente un enrichissement en opale et en calcédoine (voire en calcédonite).

c) Coupe de Piquebaure (près Roussillon) (fig. 37 et 80)

La coupe levée à l'extrémité sud-est du site de Piquebaure montre la succession suivante au dessus des faciès ocreux :

0,00 - 0,50 m. On passe sans transition vers le haut à un sable tacheté à faciès de "Pied Bousquet".

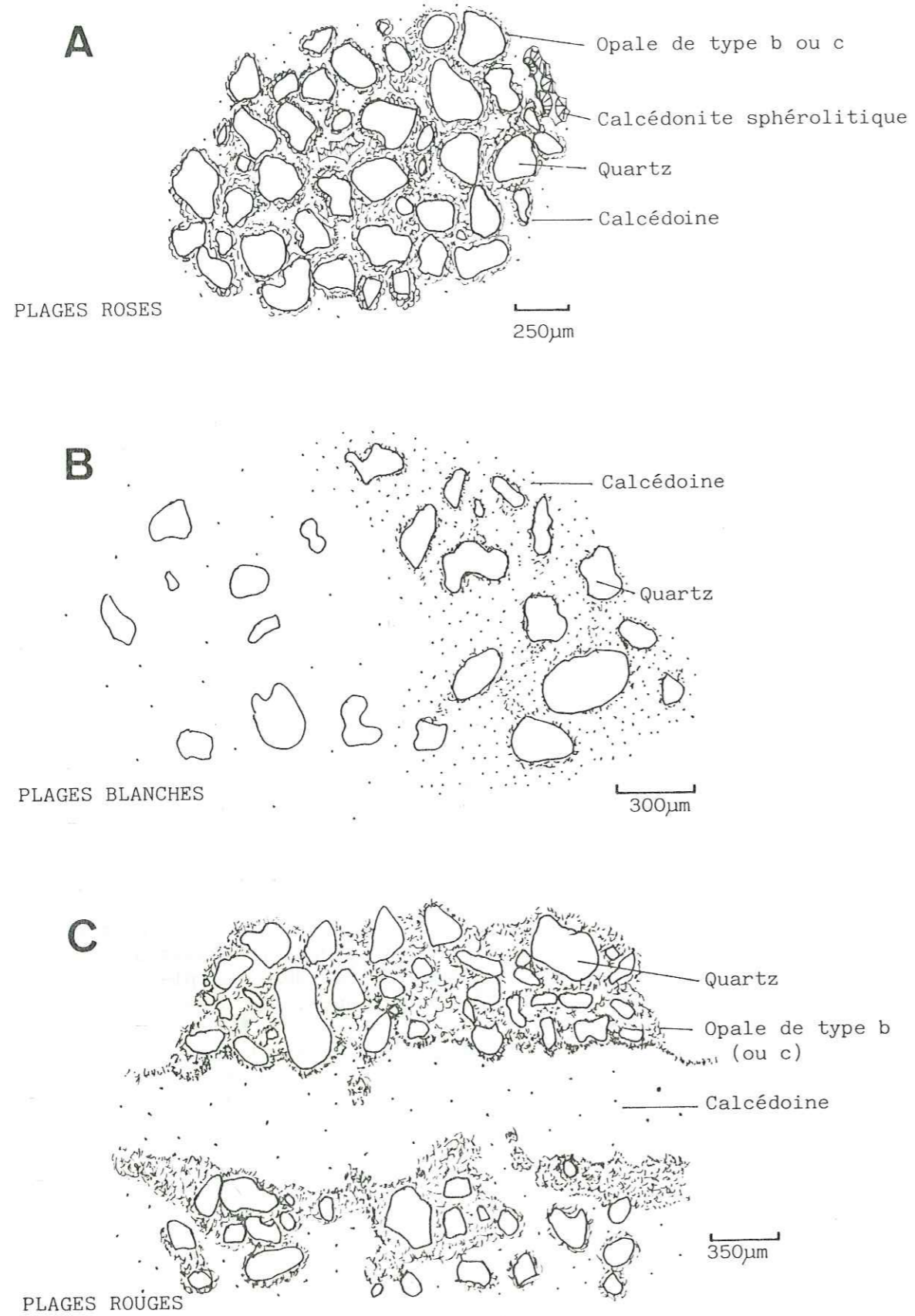


Fig. 79 : Microfaciès des blocs gréseux tendres.
(coupe du "Bois de Saint-Jean" sud)

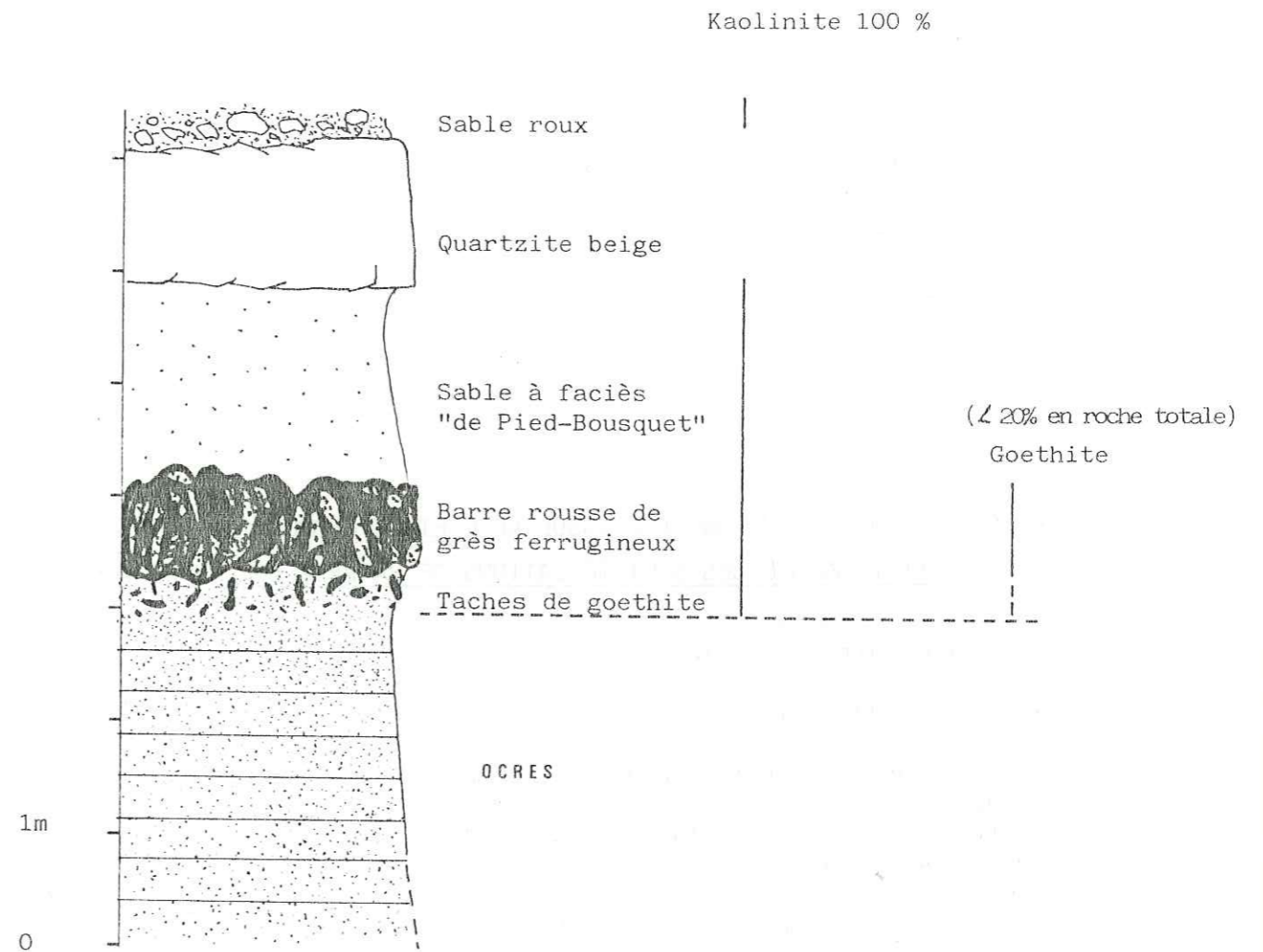


Fig. 80 : Coupe du site de Piquebaure (Près de Roussillon).

0,50 - 1,50 m. Le sable est surmonté par une barre brun-noir gréso-ferrugineuse, en surplomb dans la coupe, à passées de sables tachetés à grains de quartz multicolores. Cette barre est à corréliser à celle située à la base de la coupe de "Pied Bousquet" (cf partie II, chapitre 2, § B).

1,50 - 3,50 m. Au dessus de cette barre, on retrouve un sable tacheté, de faciès "Pied Bousquet". Tout le complexe sablo-gréseux est à kaolinite exclusive dans la fraction argileuse, tandis que la goethite apparaît dans les plages noires du grès.

3,50 - 4,50 m. Le sable tacheté passe très progressivement à une dalle quartzitique, par l'intermédiaire d'un sable de plus en plus cimenté. Cette dalle est débitée en feuillets horizontaux, eux mêmes morcelés. Au microscope optique, on observe des grains de quartz presque jointifs, cimentés par du quartz secondaire, qui forme une auréole de nourrissage limpide autour des grains (microfaciès identique à celui de la dalle quartzitique du "Bois de Saint Jean", décrit auparavant).

4,50 - 5,00 m. La dalle devient friable à son sommet et elle est surmontée par un sable grumeleux roux. On retrouve des fragments de cette dalle au sommet de la colline de "Pié Roux" située plus à l'Est (fig. 37).

C. RESUME ET CONCLUSIONS A L'ISSUE DE L'ETUDE GEOMETRIQUE, FACIOLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SILICIFICATIONS DE LA BASE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR

I. POSITION DES SILICIFICATIONS

1) A l'échelle du bassin

Dans la partie occidentale du bassin d'Apt, les trois faciès sableux constituant la base de l'ensemble supérieur (faciès de "Pied Bousquet", faciès "sables blancs", faciès "sables bariolés"), d'âge éocène inférieur à moyen, sont pris en écharpe par une silicification, qui coïncide avec l'installation tardive de grès et quartzites dans les différents sables. Compte tenu de la géométrie des dépôts sableux dans le bassin, il convient de considérer les silicifications comme un événement synchrone qui a affecté, pour des raisons essentiellement topographiques, des sables d'âge et de nature différents : cet événement représente en quelque sorte un paléoniveau siliceux, dont il ne reste, actuellement, que des témoins isolés.

2) A l'échelle de l'affleurement

. Dans les sables bariolés

Les silicifications sont bien développées à tous les niveaux du sédiment, mais plus particulièrement au sommet de celui-ci, qu'elles couvrent fréquemment.

. Dans les sables blancs

Les silicifications sont localisées au milieu de la lentille sableuse.

. Dans les sables et grès de faciès "Pied Bousquet"

Les silicifications sont très discrètes et exclusivement situées au sommet des sables.

Quel que soit le faciès sableux concerné, les silicifications apparaissent toujours dispersées dans le sédiment de manière irrégulière et discontinue.

II. PASSAGE SABLES ENCAISSANTS - SILICIFICATIONS

On observe toujours un passage progressif continu, vertical ou plus rarement latéral, entre les sables et la base des blocs ou dalles gréso-quartzitiques. Ce passage correspond à une cimentation graduelle des sables sur quelques centimètres ou décimètres.

III. AGENCEMENT ET FACIES DES SILICIFICATIONS

1) Dans les sables bariolés

Il s'agit de blocs gréseux rouges ou gris, isolés ou alignés horizontalement ("Bois Saint Jean"; Collet Rouge; Notre Dame de Lumières); de blocs gréseux isolés surmontés d'une barre gréseuse discontinue qui couronne les sables (Ravin de Gourgas; extrémité sud-ouest de Gourgas); d'une barre quartzitique surmontée de blocs isolés (extrémité nord-est de Gourgas); de barres gréso-quartzitiques superposées (Nord de la carrière de Gourgas). Quel que soit leur agencement, 4 faciès se présentent à l'affleurement.

. Faciès 1: le plus fréquent, il s'agit de blocs rouges ou gris qui possèdent :

- une structure prismatique nette, colonnaire ou massive;
 - une organisation verticale, définie de bas en haut à partir des critères de dureté (accessoirement de couleur), de teneur en cailloutis et galets d'âge crétacé (granoclassement et quantité absolue), de fréquence des terriers de type "striotubules", et d'importance des discontinuités physiques (desquamation, macro et microfaciès...).
- Il apparaît ainsi que ces blocs sont riches en cailloutis et galets à leur base, puis à granodécroissance verticale rapide, et contiennent de nombreux striotubules au sommet, en même temps que la roche est très structurée et comporte des discontinuités physiques importantes.

. Faciès 2: il coïncide avec les barres gréso-quartzitiques rouges, structurées (Nord-Est de la carrière de Gourgas) ou non (Nord et centre de la carrière de Gourgas), qui présentent un mélange hétérogène des critères énoncés ci-dessus.

. Faciès 3: il s'agit de dalles quartzitiques mauves homogènes qui existent à la base des coupes du secteur de Gourgas (Nord de la carrière et extrémité sud-ouest de la butte isolée).

. Faciès 4: il s'agit des structures en "boules", qui existent dans le secteur de Gourgas, à la fois dans les sables bariolés et dans les faciès 1 et 2. Ces blocs correspondent à une silicification "in situ" de calcaire urgonien remanié. L'âge de cette silicification vis à vis de l'installation des faciès gréseux et quartzitiques va être discuté à la fin du paragraphe D.

2) Dans les sables blancs

Les silicifications sont localisées au milieu du sédiment, sous forme de dalles quartzitiques horizontales isolées, plus rarement de blocs, toujours très homogènes d'aspect.

3) Dans les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"

Les silicifications sont situées au sommet des affleurements, qu'il s'agisse d'une dalle quartzitique homogène (site de Piquebaure), ou d'une cimentation discrète du sédiment par la calcédoine qui s'organise également en filons horizontaux. On oppose ainsi les silicifications associées aux sables smectitiques bariolés, qui sont hétérogènes à l'affleurement, des silicifications associées aux sables kaoliniques (faciès "sables blancs" et faciès de "Pied Bousquet"), qui sont d'une homogénéité remarquable à l'affleurement.

IV. MICROFACIES DES SILICIFICATIONS

1) Dans les sables bariolés

Quelle que soit la roche, celle-ci est constituée de matériaux détritiques siliceux non orientés (grains de quartz, silex et galets grés-quartzitiques d'âge crétacé), qui sont dispersés dans un sédiment siliceux peu argileux, d'opale, de calcédoine et de calcédonite (voire de microquartz mosaïque).

1 - Matériel détritique

. Grains de quartz

Ils sont toujours hétérométriques (100-500 μm) et hétéromorphes, sans organisation particulière, excepté dans les striotubules où ils peuvent être alignés en lits concaves vers le haut.

. Silex

Ils sont composés de calcédoine, plus rarement d'opale et de calcédonite. La présence de grains de quartz reste exceptionnelle. Ces silex possèdent le plus souvent une limite peu nette vis à vis du ciment de la roche, matérialisée par un passage continu de l'opale du ciment à celle du silex.

. Galets

Quatre types ont été distingués (fig. 43), compte tenu de leur teneur en calcédoine, calcédonite et opale, par rapport aux éléments détritiques présents (quartz, spicules d'éponge, grains de glauconie). Ces types représentent les galets grés-glauconieux ou grés-quartzitiques de l'Albien; mais également certains petits galets de calcaire urgonien silicifiés. L'âge de la silicification de tous ces galets sera discuté par la suite.

2 - Le ciment (pl.II, photo 2 et 3) (tabl. IV)

Il est constitué d'amas d'opale, de calcédoine et de calcédonite en plages à limites diffuses, et de quartz mosaïque, plus exceptionnellement de quartz secondaire en auréoles de nourrissage (coupe de Collet Rouge).

. L'opale

Elle existe en amas concrétionnés ou fibreux (type a, b, c, définis dans la coupe du Ravin de Gourgas) orientés, jaune-vert à rouges en lumière naturelle, qui se situent préférentiellement autour des grains détritiques, et plus rarement de manière isolée dans les plages de calcédoine. Lorsque la roche est argileuse, les argiles sont localisées dans ces amas d'opale.

. La calcédoine

Il s'agit de cristallites engrenés, à biréfringence basse et extinction moirée. Il est impossible de reconnaître plus précisément une quelconque forme de quartz microcristallin. La calcédoine se trouve en association étroite avec les amas d'opale, qui paraissent dans ce cas toujours plus ou moins discontinus et à contours irréguliers. Le passage opale - calcédoine est net et tranché ou extrêmement flou. La calcédoine forme également des filons ondulés dendritiques verticaux ou obliques dans le ciment; elle existe exceptionnellement au contact d'un grain détritique, sauf à l'intérieur des galets où elle peut entourer directement un grain de quartz.

. La calcédonite

Elle s'organise en filons verticaux ou obliques ramifiés, constitués de sphérolites coalescents isolés dans les amas de calcédoine ou d'opale. Dans les filons les plus larges, la calcédonite forme des éventails de 250 μm de rayon, parfois associés à de la quartzine. Elle existe également en franges palissadiques qui bordent les amas d'opale ou de calcédoine, mais n'a pas été observée au contact direct d'un élément détritique.

. Le quartz mosaïque

Il ne se développe qu'au coeur des filons de calcédonite en éventails. Le passage continu est centripète d'une frange d'opale concrétionnée au quartz mosaïque, par l'intermédiaire de calcédoine et de calcédonite, s'observe fréquemment dans les plages à contours anastomosés (fig. 70) ou dans des filons (pl. II, photo 3) : il doit être rapporté à un comblement progressif de la porosité initiale de la roche, par précipitation directe et successive de silice à cristallinité de plus en plus élevée dans les vides. Les processus impliqués peuvent faire également appel à une suite de dissolution - recristallisation, voire à des recristallisations à l'état solide par vieillissement du système (ARNOLD et GUILLOU, 1983). La paragenèse opale - calcédoine - calcédonite sera plus amplement étudiée dans le paragraphe D.

2) Dans les sables blancs

Les dalles quartzitiques sont constituées de grains de quartz arrondis de 100 à 500 μm , cimentés par des auréoles limpides de quartz secondaire.

3) Dans les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"

Là également, la dalle quartzitique située au sommet de la coupe de Piquebaure est constituée de grains de quartz arrondis (100-400 μm), cimentés par une auréole limpide de quartz néoformés, et plus rarement par de la calcédonite.

A la colline Saint Jean, les grès tendres à filons, calcédonieux ont un ciment d'opale et de calcédoine.

Dans le bassin d'Apt, les études réalisées à l'échelle de l'affleurement comme à celle de la lame mince, montrent que le passage des sables meubles aux roches gréseuses et quartzitiques correspond à :

- une disparition du CaCO_3
 - une diminution absolue de la quantité d'argiles présentes
 - une accumulation absolue de silice sous forme d'opale, de calcédoine, de calcédonite, et plus accessoirement de quartz secondaire néoformé.
- Ces données permettent de rapprocher génétiquement "les grès rouges piquetés de blanc et les quartzites beiges" (DEPERET, 1900; ROCH, 1971) du bassin d'Apt de véritables encroûtements siliceux de type "silcrète". Ces encroûtements correspondent à une "épigénie isovolume" (MILLOT, 1964) du sédiment détritique originel par des formes de silice microcristalline. La silicification représente d'une part une épigénie des argiles par l'opale, et d'autre part un comblement de la porosité initiale du sédiment par de la calcédoine, de la calcédonite, et du quartz mosaïque. Dans un tel système, les quartz détritiques restent stables. Le paragraphe D sera entièrement consacré à l'analyse des mécanismes impliqués lors de la silicification des sables de la base de l'ensemble supérieur.

Dans le cadre de ces évolutions minéralogiques, le devenir du matériel détritique grossier (silex et galets calcaires urgoniens, galets gréso-quartzitiques albo-cénomaniens inférieurs) demeure complexe. Toutefois, des observations réalisées à différentes échelles conduisent à penser que ces matériaux ont pu subir, du moins pour certains d'entre eux, les effets de la silicification des sables bariolés, après leur remaniement.

Les arguments en faveur d'une silicification synchrone des galets crétacés et des sables de l'ensemble supérieur sont :

- la localisation des faciès en "boules" (qui correspondent en fait à des galets et à des blocs de calcaire urgonien postérieurement silicifiés) dans des passées de sables plus ou moins enrichies en opale ou dans des grès auxquels ils passent très progressivement;

- la présence de cortex décolorés autour des galets gréso-quartzitiques et des silex "encroûtés" dans les grès, qui n'existent pas lorsque les galets sont situés dans les sables bariolés non silicifiés.

Ces deux observations se traduisent, en plaque mince, par un passage quasi continu de l'opale présente dans les grès à celle présente dans les galets ou les structures en "boules". De plus, ce passage représente une continuité des caractéristiques faciologiques de l'opale.

Tout se passe comme si les processus de silicifications, en affectant le sédiment détritique originel, affectaient également et de manière synchrone le contenu initial des galets gréseux (utilisation des nanoporosités); les argiles sont épigénisées "pro parte" par de l'opale (il reste toujours des grains de glauconie visibles dans les galets gréseux albiens) et la porosité des galets est comblée par de la calcédoine.

En ce qui concerne les silex urgoniens, leur homogénéité minéralogique "originelle" rend difficile, voire caduque, toute tentative d'interprétation quant à une possible resilicification "post-remaniement". Néanmoins certaines auréoles d'opale rencontrées à la fois à la périphérie et à l'intérieur des silex pourraient illustrer un tel mécanisme.

MICROFACIÈS ET CARACTÉRISTIQUES OPTIQUES PRINCIPALES	TAILLE	DETERMINATION
1 Amas concrétionnés fibreux autour des quartz; morphologie en "oursins" rouges à jaunâtres en L.N. - éteints en L.P.	1 SPHERE = 10 à 20 μm	OPALE DE TYPE A
2 Amas fibreux non orientés, jaune-vert à brunâtres en L.N. - éteints en L.P.	FIBRES DE QUELQUES MICRONS DE LONGUEUR	OPALE DE TYPE B
3 Revêtements "ciliés" autour des quartz, rouges à jaunes en L.N.-éteints en L.P.	FRANGE \approx à 12 μm D'ÉPAISSEUR	OPALE DE TYPE C
4 Frange concrétionnée autour des quartz, limpide à jaunâtre en L.N.-éteinte en L.P. Très réfringente.	0 à 10 μm D'ÉPAISSEUR	OPALE DE TYPE LUSSATITE
5 Cristallites à contours flous, engrenés les uns dans les autres, biréfringence basse, extinction moirée ou roulante en L.P.	1 CRISTALLITE : 50 μm	CALCEDOINE
6 Palissade peu fibreuse, gris clair à sombre, à contours ondulés, extinction roulante ou moirée irrégulière en L.P.	10 à 50 μm D'ÉPAISSEUR	CALCEDONITE PALISSADIQUE
7 Sphérolites gris très fibreux, extinction roulante, A - , passent fréquemment à une palissade ou à un faciès en "plumeaux".	RAYON \approx 100 μm	CALCEDONITE
8 Sphérolites gris fibreux, isolés ou jointifs, extinction roulante ou torsadée, A - .	DIAMÈTRE : 100 à 200 μm	CALCEDONITE
9 Sphérolites gris sombre très fibreux à morphologie en "plumeaux", jointifs, extinction roulante, A - .	DIAMÈTRE : 100 à 200 μm	CALCEDONITE
10 Grands sphérolites en "éventails", à alternance de bandes grises fibreuses et claires peu fibreuses. Extinction "flammée".	RAYON : 300 à 500 μm	CALCEDONITE (BANDES SOMBRES A-) QUARTZINE (BANDES CLAIRES A+)
11 Gros sphérolite clair peu fibreux, isolé, à extinction "flammée", A + .	DIAMÈTRE : 600 à 700 μm	QUARTZINE
12 Cristaux polyédriques accolés, à limites floues et extinction légèrement roulante. Passage progressif à la calcédonite.	10 à 100 μm	QUARTZ MOSAÏQUE

Tabl. IV : Détermination au microscope optique des différents types de silice microcristalline rencontrés dans les blocs gréseux.

Outre les critères faciologiques utilisés auparavant, les données minéralogiques relatives aux smectites et à l'opale qui existent dans les sables bariolés et les silicifications associées, vont permettre de préciser le concept d'encroûtement siliceux.

V. COMPORTEMENT DES SMECTITES ET DE L'OPALE DANS LES SABLES BARIOLES ET LES SILICIFICATIONS .

1) Les smectites

la quantité et la cristallinité des smectites diminuent lorsque l'on passe des sables meubles aux blocs grésos-quartzitiques. Le phénomène s'accroît jusque dans les dalles quartzitiques, où les smectites peuvent être absentes, ou peu abondantes et très mal cristallisées. En ce qui concerne les caractéristiques intrinsèques des smectites, trois cas peuvent se présenter :

- cas 1 : la population de smectites est sensiblement homogène dans tout le profil, quelle que soit la lithologie. Ce cas est rare et visible uniquement dans la coupe du centre de la carrière de Gourgas (fig. 55). Les smectites provenant des sables, des blocs gréseux tendres ou des dalles grésos-quartzitiques possèdent toutes aux R.X. une raie située à 14,5-14,9 Å, qui se déplace à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol.

- cas 2 : la population de smectites évolue régulièrement et de bas en haut du profil, quelle que soit la lithologie. Dans la coupe du Ravin de Sigrie (cf partie II, chapitre 2), les sables situés à la base de la coupe possèdent des smectites à 13,9 Å, qui passent progressivement vers le haut à une population à 14,7 Å dans les sables sommitaux. Inversement, les smectites du Nord de la carrière de Gourgas se "tassent" de 15,3 Å dans les sables de base à 13,0 Å dans la barre gréseuse qui couronne le profil. De même, les smectites de la coupe du Collet Rouge passent de 16,0 Å à la base du profil à 14,5-14,9 Å au sommet. Sur une plus faible épaisseur, les smectites présentes dans la coupe de Notre Dame de Lumières se "tassent" de 13,5 Å à la base à 12,9 Å dans les sables du sommet. Toutes ces smectites gonflent à 17 Å après traitement à l'éthylène glycol.

- cas 3 : la population des smectites varie irrégulièrement et sans orientation particulière dans les coupes quelle que soit la lithologie. C'est le cas le plus fréquent; les smectites constituent une population homogène ou hétérogène à un niveau donné, qui passe indifféremment vers le haut à une population différente.

Les populations homogènes sont rares; elles concernent des smectites dont la raie principale (d(001)) est située à 13,0 Å (coupes de Gourgas nord/2), 13,7 Å (coupe du Ravin de Gourgas), 14,7 Å (extrémité sud-ouest de la butte isolée), 14,9 Å (extrémité nord-est de la butte isolée). Les smectites à 13,0; 14,7 et 14,9 Å sont issues d'un grès tendre et massif; les smectites à 13,7 Å appartiennent à un sable.

Les populations hétérogènes correspondent à des smectites situées entre 12,3 Å et 16,0 Å, qui gonflent à 17,0 Å après traitement à l'éthylène glycol.

Dans les trois cas, les valeurs obtenues par diffraction des R.X. ne correspondent pas à des types particuliers de smectites. D'autres techniques d'étude se sont avérées difficiles à employer (saturation au Mg; position du pic de diffraction correspondant au plan 060 (TRAUTH, 1977;

THIRY, 1979) et n'ont pas donné de résultats significatifs. Seule, la micro-diffraction des électrons, couplée à l'observation au M.E.T., a permis de montrer que dans les populations argileuses existent des smectites di et trioctaédriques (MERING et PEDRO, 1969). Parmi ces dernières, l'hectorite (FAUST et al., 1959) a pu être identifiée.

Ainsi, le comportement des smectites dans les différents profils étudiés montre leur parfaite indépendance vis à vis des caractéristiques lithologiques du niveau étudié, et vis à vis de la position du niveau à l'affleurement.

La population argileuse (smectites quasi exclusives) représente un stock de minéraux détritiques ou néoformés (smectitisation, PAQUET, 1970); à passage smectites Al-Fe → smectites Mg (TRAUTH, 1977), qui vont être par la suite et dans leur ensemble, affectées par l'installation des encroûtements siliceux. L'étude du comportement de l'opale dans les sables bariolés et les silicifications associées permet de mieux comprendre le relai minéralogique qui s'effectue entre les minéraux détritiques d'une part (phyllite) et la silice microcristalline néoformée, d'autre part.

2) L'opale

Aux R.X., l'opale peut présenter trois aspects différents :

- 1- une raie très aplatie et peu intense, grossièrement centrée sur 4,10 - 4,05 Å;
- 2- une raie peu intense, évasée et pointue, centrée sur 4,05 à 4,12 Å, accompagnée d'un épaulement à 4,32 Å;
- 3- une raie intense et étroite, centrée sur 4,05 - 4,07 Å, accompagnée d'un épaulement à 4,32 Å.

D'un point de vue cristallographique, l'opale 1 correspondrait à un type A (FLORKE, 1955; JONES et SEGNET, 1971; ARBEY, 1980), et l'opale 2 à un type CT proche du pôle "C" (cristobalite). Dans les deux cas il s'agirait d'une opale pénécristalline (MILLOT, 1960; TRAUTH et al., 1978). L'opale 3, plus rare, correspond à un type plutôt "C" (cristobalite de basse température, WILSON et al., 1974) proche de la lussatite (ARBEY, 1980).

Outre ces trois types, il est fort possible comme le souligne M. THIRY (1978), que la majeure partie de l'opale présente dans les roches soit complètement amorphe, c'est à dire qu'elle ne donne aucune raie de diffraction aux R.X.

A partir des trois types déterminés précédemment, il est possible de distinguer leur évolution verticale à l'échelle de l'affleurement. Trois cas principaux peuvent être dégagés :

- cas 1 : l'opale est de mieux en mieux cristallisée lorsque l'on passe des sables bariolés aux silicifications; quelle que soit la nature de celles-ci. Ce cas est fréquent, il existe dans les coupes levées à la carrière de Gourgas et dans le Ravin de Gourgas.

- cas 2 : il se produit l'inverse; l'opale est légèrement mieux cristallisée dans les sables associés aux blocs gréseux. Cette évolution est relative, il peut s'agir d'une simple "amélioration" de la cristallinité d'une opale type A ou CT.

- cas 3 : l'opale est irrégulièrement cristallisée dans les coupes; quelles que soient les caractéristiques lithologiques rencontrées. C'est le domaine des opales de type CT (coupe du Collet Rouge, de Notre Dame de Lumières, coupes de Gourgas Nord/2).

Il apparaît ainsi toute une gamme de possibilités d'existence dans les silicifications, d'opales plus ou moins abondantes et ou plus ou moins bien cristallisées. La présence de ces opales est à corréliser avec la disparition progressive des populations argileuses, depuis les sables bariolés jusqu'aux blocs grés-quartzitiques. Ces observations traduisent, sur le plan minéralogique, le caractère épigénisant des encroûtements siliceux. Elles complètent ainsi les observations réalisées à d'autres échelles (affleurement, échantillon, plaque mince).

VI. COMPARAISONS A L'ECHELLE DU BASSIN D'APT

Les données faciologiques et minéralogiques relatives aux silicifications montrent que, dans le bassin d'Apt, des encroûtements siliceux (silcrète), se sont réalisés par épigénie silicifiante et cimentation dans les pores d'un sédiment détritique originellement hétérogène et argileux (smectitique) dans le cas de la partie sud du bassin, ou homogène et peu argileux (kaolinique) dans la partie nord. Ces supports minéralogiques différents au départ, impliquent par la suite des évolutions différentes du système silicifiant (argiles abondantes permettant une épigénie intense; porosité élevée permettant une cimentation importante des vides etc...). Il en résulte des encroûtements siliceux distincts, qui reflètent parfaitement les caractéristiques initiales du sédiment originel silicifié :

- pôle sableux kaolinique : dalles quartzitiques;
- pôle argileux smectitique : blocs gréseux.

D. GENESE DES SILICIFICATIONS : PROCESSUS ET INSTALLATION DES ENCROûTEMENTS SILICEUX (SILCRETES)

I. CONCEPT DE L'EPIGENIE

Les grès et quartzites présents à la base de l'ensemble supérieur du bassin d'Apt, correspondent à de véritables encroûtements siliceux ou "silcrètes" (terme anglo-saxon défini par LAMPLUGH, 1907). Pour expliquer la genèse de ces roches, c'est à dire pour expliquer le comportement de la silice qui arrive en solution dans un milieu qu'elle va encroûter, les termes de "dépôts" ou de "précipitations", employés fréquemment dans la littérature (WOOLNOUGH, 1927; FRANKEL et KENT, 1937; WHITEHOUSE, 1940; DESCHAMPS, 1973; FAIRBRIDGE, 1975; WATTS, 1977, 1978; THIRY, 1981; DURAND et MEYER, 1982; BUSTILLO, 1982; BLANCO et CANTANO, 1983; SUMMERFIELD, 1983) ne peuvent suffire. En effet, les modèles trop souvent associés à ces termes représentent toujours plus ou moins l'occupation de la porosité par de la silice; processus qui ne peut à lui seul, rendre compte de la totalité des phénomènes observés. C'est à l'épigénie des argiles que se rapportent, dans le cas des "silcrètes" du bassin d'Apt, la quasi totalité des phénomènes de silicifications. L'épigénie représente un "remplacement isovolume" (MILLOT et BONIFAS, 1955; BONIFAS, 1959; MILLOT, 1964) d'un minéral par un autre, cristallographiquement et géochimiquement différent. En l'état actuel de nos connaissances, l'épigénie reste un phénomène mal connu. Il faut toutefois concevoir qu'à l'échelle du cristal ce remplacement s'effectue en deux temps : il y a dissolution du minéral initial;

puis cristallisation immédiate d'un autre minéral; et qu'il se déroule à l'échelle moléculaire. Pour réaliser un tel remplacement il faut admettre un milieu favorable aux circulations de fluides et surtout aux mécanismes de la diffusion ionique (transfert d'ions).

II. MODALITES DE L'EPIGENIE SILICEUSE

De nombreux auteurs ont constaté l'existence d'une affinité entre certaines "roches mères" et un type particulier de silice cristalline, souvent fibreuse, qui les épigénisent. Ainsi l'épigénie préférentielle des calcaires par la calcédonite (et la quartzine) a-t-elle été remarquée (CAILLEUX, 1929; AUZEL et CAILLEUX, 1949; ELOUARD et MILLOT, 1959; MILLOT et al., 1959; MILLOT, 1960, 1964; FOLK et PITTMAN, 1971; ARBEY, 1980; RIO, 1982; DURAND et MEYER, 1982; CROUZEL et MEYER, 1983; MILNES, 1983; SUMMERFIELD, 1983). Il en va de même en ce qui concerne l'épigénie des argiles par l'opale s.l. (ELOUARD et MILLOT, 1959; MILLOT et al., 1959; MILLOT, 1960, 1964; TRAUTH et al., 1978; THIRY, 1981), ou des sables ou grès quartzeux, peu argileux, secondairement nourris par des auréoles de quartz néoformés (ELOUARD et MILLOT, 1959; MILLOT et al., 1959; MILLOT, 1960; 1964; PARRON, 1975; PARRON et al., 1976; THIRY, 1978; TRIAT, 1979; THIRY, 1981).

De telles affinités peuvent se concevoir de la façon suivante : lorsque l'épigénie concerne un matériel essentiellement argileux, le remplacement va s'effectuer à partir d'un milieu riche en cations et en impuretés, très hétérogène. Dans de telles conditions, apparaît une teneur élevée en silice dissoute, qui, une fois à l'état de sursaturation, va assurer la croissance cristalline de silice, d'une façon désordonnée, imparfaite, et discontinue. C'est le domaine de la cristallisation "rapide et contrariée" (MILLOT, 1960), qui aboutit à la néoformation de l'opale s.l., toujours plus ou moins pénécristalline (MILLOT, 1964), et qui piège de nombreux cations au cours de sa croissance (DEICHA, 1945; MILLOT, 1964).

A l'opposé, dans un milieu très appauvri ou très pauvre en cations, vont rapidement circuler des solutions diluées et pures, suffisamment "propres" pour que le quartz puisse se néoformer à la faveur d'une légère sursaturation en silice dissoute, qui suffit alors à entretenir une croissance cristalline lente et régulière (DEICHA, 1945; MILLOT et al., 1959; MILLOT, 1960; MILLOT et FAUCK, 1971; FOLK et PITTMAN, 1971; FAUCK, 1972; ARBEY, 1980; DELMAS et al., 1982).

Entre ces deux pôles, c'est le domaine de la silice fibreuse cryptocristalline, représentée par la calcédoine et plus particulièrement la calcédonite et la quartzine. Il se pose ici, dans le cas particulier des roches calcaires, le problème de "l'itinéraire géochimique" du calcium vis à vis de la silice microcristalline. Celui-ci ne peut entrer et se maintenir dans le réseau silicaté; il est évacué du milieu.

Si le type de croissance de la silice représente un marqueur du type de milieu qu'elle a remplacé; on observe dans bien des exemples, dont celui du bassin d'Apt, la paragenèse opale - calcédonite - quartz dans les roches. La signification de cette "évolution centripète" et sa hiérarchie dans les processus de silicifications, seront évoquées par la suite.

III. ILLUSTRATION DE L'EPIGENIE SILICEUSE : REMPLACEMENT DES ARGILES PAR L'OPALE

L'opale et les argiles étant des constituants omniprésents dans

les silicifications situées à la base de l'ensemble supérieur du bassin d'Apt; il était intéressant d'essayer de comprendre comment s'effectue le passage entre ces deux minéraux lors de l'épigénie. Autrement dit, à quoi correspond cette diminution de la quantité absolue d'argiles présentes, lorsque l'on passe du sable meuble aux roches siliceuses massives riches en opale; et comment peut-on corréliser ce phénomène à la présence d'une population hétérogène d'opale A, CT, ou C. Pour dépasser le stade qualitatif et tenter d'expliquer "l'affinité" observée entre les argiles et l'opale, il fallait donc changer d'échelle pour visualiser le phénomène de façon précise, tout en le contrôlant "cristallographiquement". L'étude qui a été menée s'est appuyée sur des observations au M.E.T. couplée à une microdiffraction des électrons; et plus accessoirement sur des observations au M.E.B. L'histoire du remplacement des argiles par l'opale fait appel à des stades d'évolution successifs qui s'appliquent quelles que soient les argiles considérées : smectites, illite ou kaolinite présentes dans le milieu. Ces différents stades d'un même processus évolutif ont été mis en évidence sur des particules élémentaires différentes ou au sein d'une même particule argileuse. L'illite a été particulièrement étudiée au M.E.T., en raison de la grande taille et du caractère monocristallin de ses plaquettes; mais des observations similaires ont été réalisées avec les smectites, qui sont les minéraux argileux les plus abondants à la base de l'ensemble supérieur. Le processus observé peut se décrire ainsi :

- à l'état initial (stade 0), la population argileuse est constituée de particules saines à édifice tridimensionnel (structure type T-O-T avec des cations et de l'eau en position interfoliaire, Pl. III, photo 1, bord droit); les stades 1 et 2 suivants ont été observés au M.E.T.;

- stade 1 : il correspond à une déstabilisation de l'édifice tridimensionnel. Les effets de "moirés", visibles sur les illites indiquent une rotation des feuilletts parallèlement au plan 001; ils deviennent très importants et se généralisent. La bordure des feuilletts élémentaires est soumise à une dissolution périphérique qui se traduit par un début de digitation. L'altération reste très superficielle à ce stade; l'épigénie fonctionne comme une dissolution des plaquettes argileuses, qui coïncide avec le départ des cations interfoliaires.

- stade 2 : la dégradation s'intensifie, les plaquettes se désorganisent dans les plans 100 et 010, ce qui correspond à un désordre dans le réseau par départ des cations qui occupaient initialement une position octaédrique ou plus exactement à un démantèlement des sites octaédriques. Les plaquettes argileuses se désolidarisent de l'empilement initial (bailement) et les processus de dissolution périphérique gagnent toute la surface, puis le cœur de la particule. Ceci provoque la fragmentation des feuilletts phylliteux suivant des contours en forme de "feuille de chêne", qui représente la mémoire de la structure hexagonale de la phyllite. A l'échelle d'une monoparticule, cette fragmentation conduit à l'individualisation à la surface de cristallites polyédriques de quelques centaines d'ångströms : d'abord rigoureusement parallèles au plan des feuilletts argileux découpés, formant en quelque sorte une "peau de lézard", voire des lattes ou des arborescences (Pl. III, photo 1 et 2); ces cristallites se redressent, se fragmentent encore, se désorientent les unes par rapport aux autres. Les stades 1 et 2 peuvent être observés de façon simultanée et aléatoire sur une même particule (Pl. III, photo 1). A un stade poussé de fragmentation, les diagrammes de diffraction réalisés sur des agrégats de cristallites (Pl. III, photo 3) mettent en évidence, à côté de la réflexion 020 caractéristique de la phyllite rélictuelle, un anneau diffus de

réflexions ponctuelles peu intenses. Celles-ci correspondent à des équidistances de l'ordre de 4,05-4,15 Å, qui indiquent la présence d'opale (Pl. IV, photo 2).

Observée au M.E.B., la fin de ce stade 2 pourrait correspondre aux particules argileuses (essentiellement les smectites) "pro parte" saines, et "pro parte" remplacées et comme découpées en cristallites agencées en rosettes, ce qui leur donne une morphologie d'ensemble en "éponge" (Pl. V, photo 1). Dans ce cas, on constate le passage progressif de ces faciès en "éponge", à des structures lépisphériques (Pl. V, photo 2), constituées d'amas de plaquettes (Pl. V, photo 3) à contours digités (Pl. V, photo 4). Ces plaquettes, observées de façon similaire par O.W. FLORKE et al. (1976), sont tapissées en surface par de petits polyédres (Pl. V, photo 4) qui pourraient être comparés aux sphérules de cristobalite décrits par F. ARBEY (1980). Dans ce cas, avec toute la prudence requise lors d'interprétations issues d'observations au M.E.B., un rapprochement pourrait être réalisé entre ces plaquettes digitées à sphérules, et les plaquettes argileuses découpées en cristallites d'opale observés au M.E.T.

- stade 3 : un agrégat tridimensionnel de cristallites élémentaires polyédriques d'opale a remplacé la plaquette phylliteuse initiale (Pl. III, photo 3, et Pl. IV, photo 3), tout en conservant globalement sa forme (M.E.T. et M.E.B.). Cette organisation tridimensionnelle s'explique soit par des interactions électrostatiques entre cristallites réagissant comme des dipôles, soit par l'établissement de liaisons chimiques entre elles. La présence de ces cristallites élémentaires témoignent d'un milieu hétérogène, où circulent facilement les fluides. A l'hydrolyse précoce d'une particule argileuse, correspondant aux départs des cations interfoliaires et octaédriques, succède une phase de restructuration de la charpente silicatée. Cette restructuration est hétérogène; elle correspond à une recombinaison des tétraèdres démantelés, qui recréent des liaisons préférentielles en piégeant la silice et les cations présents dans le milieu. On conçoit aisément que les premiers stades précoces de ces recombinaisons, anarchiques et désordonnées, dans un milieu riche en cations et impuretés, fournissent un agencement structural amorphe, ou plutôt à degré de cristallinité extrêmement faible : c'est le domaine des opales A (JONES et SEGNI, 1971) qui coïncide avec une "opalisation précoce".

En contexte silicifiant, soit par réorganisation et recombinaison interne des opales A "métastables", soit par recombinaison moins désordonnée de tétraèdres dans un milieu relativement moins riche en cations (déjà piégés dans les opales A), vont apparaître des structures en feuilletts, constituées par des empilements hexagonaux de tétraèdres, qui piègent de l'eau et des cations. Ces empilements sont de type ABAB... (Tridymite) ou ABCABC... (Cristobalite); la périodicité étant d'environ 4,1 Å. L'alternance irrégulière de ces deux types d'empilement fait que, théoriquement, tous les intermédiaires entre un pôle "T" et un pôle "C" vont pouvoir se présenter : c'est le domaine des opales CT "pénécristallines" (MILLOT, 1964). Dans le bassin d'Apt, les opales "plutôt C" seraient dominantes, d'après les analyses effectuées aux R.X.

Selon M.J. WILSON et al. (1974), le désordre des opales CT résulte d'un déplacement des couches de tridymite et de cristobalite, respectivement dans les plans 001 et 111. Un tel désordre peut se comparer à "l'assemblage turbostratique translaté" des smectites (MERING et OBERLIN, 1971). L'évolution ultime du système coïncide avec le passage polytypique des opales type "CT mal cristallisée", aux opales type "CT à dominante C₂", puis à l'opale (relativement bien cristallisée). Ceci peut être expliqué par une suite de processus de recristallisation à l'état solide ou plus probablement par une suite de dissolutions et de recristallisations

(FRONDEL, 1962; JONES et al., 1963; JONES et SEGNET, 1971), dans le sens d'un vieillissement du système (ARNOLD et GUILLOU, 1983). Il faut toutefois souligner que ce passage ne reflète qu'une tendance vers un pôle "mieux cristallisé", très relative dans le cas des opales du bassin d'Apt qui ne dépassent pas le stade d'"une dominance C" (visible au centre de la carrière de Gourgas).

En conclusion: L'épigénie des argiles par l'opale s'opère en trois étapes majeures :

étape 1 : dégradation des argiles

Celle-ci aboutit au démantèlement de la charpente silicatée et aux transferts des cations dans le milieu. Le processus est graduel et hétérogène à l'échelle d'une population et d'une particule argileuse.

étape 2 : statut "amorphe immédiat"

Les tétraèdres se recombinaient rapidement et de façon aléatoire, en piégeant les cations abondants dans le milieu. Il se néoforme des opales "amorphes" représentées par des cristallites élémentaires digitées, qui évoquent une croissance à la fois "rapide et contrariée" (MILLOT, 1960) en milieu très sursaturé en silice.

étape 3 : stade péné à cryptocristallin

Un réarrangement des structures et/ou une néoformation directe dans un milieu moins sursaturé en silice et relativement plus épuré en cations vont permettre l'apparition des opales de type "CT" (voire "C"), structurées en feuillets, qui sont "maintenues en l'état par le milieu lui-même" (MILLOT, 1960).

Ces étapes représentent un relai minéralogique continu entre un pôle argileux et un pôle siliceux structuré en feuillets, moins bien cristallisé et à minéraux de petite taille.

Les observations réalisées précédemment (M.E.T, M.E.B.) montrent que le processus d'opalisation des argiles représente un phénomène parfaitement aléatoire et discontinu dans le temps et l'espace; à l'échelle d'une population ou d'une monoparticule. Si l'épigénie est définie par une suite de mécanismes précis, qui utilisent une partie des constituants argileux, et conservent grossièrement la texture et le volume initial; ces mécanismes se réalisent et s'impriment différemment d'une particule à une autre, et une seule particule peut posséder une succession de "fronts d'opalisation", marqueurs de stades d'évolution différents (microhétérogénéité) (Pl. III, photo 1).

Ainsi, l'opalisation des argiles reflète fidèlement le statut essentiellement hétérogène du sédiment sablo-argileux initial, en traduisant en termes de variations structurales et texturales, les conditions locales de croissance imposées par le milieu (caractéristiques physico-chimiques, circulations de solutions, transferts d'ions), conditions qui ne sont actuellement pas connues.

IV. IMPLICATIONS MINÉRALOGIQUES DE L'ÉPIGÉNIE SILICEUSE : PARAGÈNESE OBSERVÉE

Dans tous les faciès siliceux étudiés, l'association opale - calcédoine - calcédonite - quartz néoformé peut être observée. L'opale forme des amas toujours plus ou moins recoupés par la calcédoine, tandis que

la calcédonite forme le plus souvent des filons obliques à quartz mosaïque central.

Ces observations correspondent à l'apparition tardive, vis à vis de l'opale, de formes de silice mieux cristallisées. Deux processus complémentaires interviennent pour expliquer cette association.

D'une part une transformation continue depuis le pôle "opale" jusqu'au pôle "quartz néoformé".

D'autre part une évolution centripète entre ces pôles, par précipitation directe dans les vides (pores de la roche).

Le premier cas correspond à une évolution intrinsèque de l'opale, après le stade d'épigénie des argiles. Le milieu est alors relativement épuré en cations, et il circule des solutions moins saturées en silice. Ceci permet l'apparition de minéraux de mieux en mieux cristallisés, soit par dissolution-recristallisations successives (WHITE et al., 1956; FRONDEL, 1962; BUSTILLO et al., 1980), soit par recristallisations à l'état solide (phénomène de vieillissement) en l'absence d'inhibiteurs. Dans tous les cas, les réajustements du système tendent à produire une silice de plus en plus pure et de mieux en mieux cristallisée, qui se rapproche du quartz.

Le deuxième cas, plus accessoire, correspond à une cimentation tardive de la roche, "post-opalisation". Le milieu étant fortement hétérogène, des solutions sous-saturées par rapport à l'opale vont provoquer la précipitation directe dans les pores de la roche, de calcédoine, et surtout de calcédonite (voire de quartz mosaïque). La présence de stries alternantes dans la structure de la calcédonite évoque une croissance rapide et par "à-coups", en milieu sursaturé vis à vis de ce minéral (FRONDEL, 1978).

Dans tous les cas, ces deux processus témoignent d'un polyphasage net du système silicifiant :

- le stade d'opalisation est précoce et transitoire, il affecte un sédiment dans son ensemble, et ceci sans orientation particulière.

- les stades suivants correspondent à l'apparition de calcédoine, calcédonite et quartz; ils démontrent que le système tend vers un milieu appauvri en silice et en cations, et produit des minéraux de mieux en mieux cristallisés et de plus en plus grande taille. La figure 81 synthétise cette évolution (d'après FLORKE, 1955; PELTO, 1956; MILLOT, 1960; FRONDEL, 1962; JONES et al., 1963; MILLOT, 1964; JONES et SEGNET, 1971; FLORKE, 1976; FRONDEL, 1978; BOUDEULLE et al., 1980; DELMAS et al., 1982; BUSTILLO et al., 1980).

L'évolution du système "post-opalisation" est orientée dans l'espace: il se crée des filons sub-verticaux à obliques de calcédoine et de calcédonite, qui apparaissent au sommet puis au cœur des encroûtements siliceux (cf même chapitre, § IX).

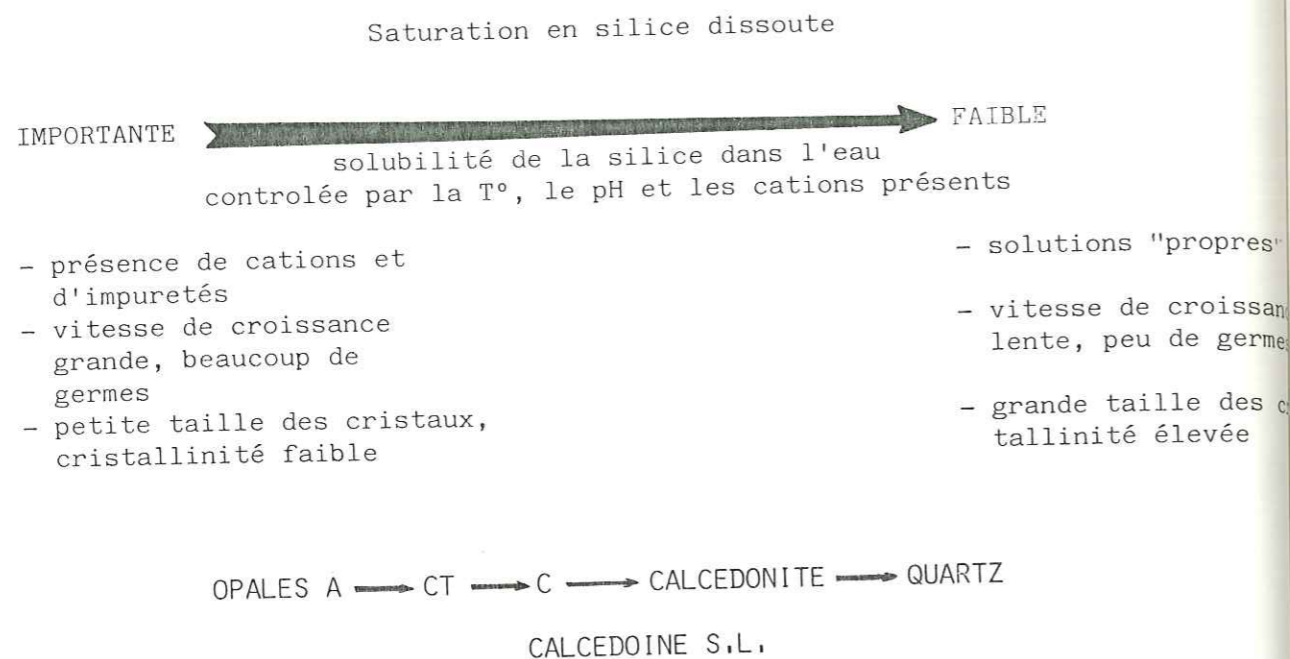


Fig. 81: Passage opales - quartz : facteurs impliqués

V. CADRE DE CES TRANSFORMATIONS MINÉRALOGIQUES

Les silicifications se réalisent en milieu continental strict, le secteur étudié étant considéré émergé depuis probablement depuis le Cénomaniens moyen (TRIAT, 1979; 1982). De plus, il s'agit d'un phénomène de sub-surface, qui est induit par la position et l'origine même des sédiments concernés. Les encroûtements siliceux ne sont pas issus de phénomènes de type "diagenèse d'enfouissement", qui généreraient alors des faciès gréseux ou quartzitiques, mais bien de processus liés à une évolution météorique "superficielle" ou plus exactement "sub-aérienne". Il paraît toutefois peu probable que les silicifications se soient réalisées à la surface même du sédiment affecté.

VI. INSTALLATION DES ENCROÛTEMENTS SILICEUX : MODÈLE DES NAPPES AQUIFÈRES

Pour expliquer la genèse des encroûtements siliceux rencontrés au sein des différents sables situés à la base de l'ensemble supérieur, il faut faire appel aux mécanismes d'une dynamique de battements de nappes aquifères. Cette dynamique est polyphasée; sa reconstitution comporte les stades successifs suivants :

stade 1 : la silice dans l'eau

Il faut considérer au départ que la silice est dissoute, se maintient en solution, puis va être transportée dans cet état. La silice dissoute se trouve dans l'eau à l'état de solution vraie d'acide monosilicique (SiO_2). Sa solubilité est alors régie par les lois de polymérisation-dépolymérisation; elle peut s'accroître à la faveur d'une augmentation de pH (MILLOT, 1960; 1964; WATTS, 1977; THIRY, 1981; MILNES, 1983), de température, ou en présence d'ions étrangers tels que

Fe^{3+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{--} (WANNESSON, 1963; SMALE, 1973; SUMMERFIELD, 1983). Lorsque ces conditions sont réunies, le seuil de solubilité de la silice s'en trouve augmenté; la silice se trouve donc en état permanent de sous-saturation; et c'est dans cet état que va s'établir son transport.

stade 2 : transport de la silice en solution

Ce transport est pris en charge par les nappes aquifères; il s'établit ainsi des écoulements et des circulations verticales ou latérales préférentiels, favorisés par la rencontre de sédiments hétérogènes, poreux et perméables, qui sont alors inondés et imprégnés. A la faveur d'un milieu dilué, la silice peut s'accumuler de façon absolue à l'état dissout dans les nappes; compte-tenu de facteurs physico-chimiques "favorables", comme ceux énoncés précédemment. G. CONRAD (1968) remarque, qu'une eau de nappe peut contenir en moyenne 20 ppm de silice dissoute, par rapport aux eaux de surface (écoulements superficiels) qui n'en contiennent que quelques ppm.

stade 3 : néoformation de silice

Inversement, à la faveur d'une légère baisse de pH et/ou surtout d'une évaporation qui provoque le battement de la nappe, il va se produire un dépassement du seuil de solubilité de la silice qui est alors en état de sursaturation; celle-ci va alors se néoformer en épigénisant les argiles et en précipitant dans les pores.

VII. CONTRÔLE DES SILICIFICATIONS : RÔLE DU CLIMAT, DES PALEOPAYSAGES ET INFLUENCE TECTONIQUE

1) Climat

Les processus de la silicification qui font appel à une dynamique de battements de nappes aquifères, doivent se réaliser sous un climat de type tropical à saisons fortement contrastées : c'est l'alternance de périodes humides et sèches qui joue un rôle primordial (TEAKLE, 1936; AUZEL et CAILLEUX, 1949; LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; CONRAD, 1968; SMALE, 1973; ARBEY, 1980; THIRY, 1981; SUMMERFIELD, 1983).

Autrement dit, les silicifications du bassin d'Apt se sont mises en place à la faveur d'une évolution climatique, correspondant au passage d'un climat de type tropical humide à un climat tropical à saisons humides et sèches marquées. Depuis l'émersion du secteur au Crétacé terminal (TRIAT, 1979; 1982), des climats "hydrolisants", de type tropical humide, ont permis l'encroûtement des sédiments crétacés puis l'installation, au cours de la période paléocène-éocène inférieur, d'un vaste manteau kaolinique, dont il subsiste des reliques dans la partie nord du bassin d'Apt. Ces altérations ferrallitiques, établies en domaine amont, ont bloqué l'aluminium et le fer tandis que les autres cations s'exportaient pour "nourrir l'aval" (PAQUET, 1970). Par la suite, à la faveur de climats à saisons plus contrastées, des processus de smectitisation se sont réalisés dans le bassin d'Apt qui se comporte alors comme un milieu aval de type hydro-morphe confiné.

L'installation des encroûtements siliceux intervient dans une nouvelle évolution climatique, toutefois plus ténue, correspondant au passage à un climat tropical à saisons nettement contrastées qui provoque une remontée du confinement. Dans ce contexte, la tranche supérieure des sédiments (base de l'ensemble supérieur) différenciée par le battement des nappes

aquifères, va fonctionner comme un système évaporatoire. La silice en solution dans les nappes va atteindre et dépasser le seuil de sursaturation; les opales se néoformant en épigénisant les argiles, et des formes de silice mieux cristallisées comblent la porosité de la roche : l'alternance de périodes humides et sèches conduit à l'encroûtement siliceux des dépôts détritiques originels, par le jeu d'une dynamique verticale des solutions.

2) Paléopaysages et influence tectonique

Le déroulement des processus de la silicification se réalise en milieu "aval", confinant la silice. Ceci évoque des paléopaysages aplanis, constitués de plaines d'épandages fluviales, de marécages, de vasières en petites cuvettes hydromorphes etc...

A certains endroits, des paléosols s'installent : l'activité biologique peut être localement intense, comme en témoigne la présence de nombreux terriers de type "striotubules", qui sont conservés sur deux à trois mètres d'épaisseur dans les encroûtements siliceux. Dans un tel contexte, qui coïncide avec une période de calme tectonique et de rémission des dépôts détritiques, les solutions circulent lentement et stagnent par endroits. Le sédiment quartzo-phylliteux subit alors une altération progressive et ménagée, durant laquelle les phyllites sont seules conservées : elles sont progressivement épigénisées par des opales qui peuvent repiéger des cations in situ, à la faveur de processus de diffusion ionique essentiellement. Par la suite, des circulations de solution plus diluée en silice et cations vont combler la porosité de l'encroûtement siliceux.

Le rôle joué par les organismes, microorganismes et végétaux vis à vis de la silicification est mal connu. Toutefois, il se peut que les mécanismes "silicifiants" soient orientés sous l'influence de l'activité biologique, qui intervient en modifiant les conditions de porosité et de perméabilité du sédiment originel (bioturbation), voire les caractéristiques physico-chimiques du milieu (végétation, activité bactérienne).

L'observation systématique de l'opale quasi exclusive dans les striotubules confirme l'existence d'une dynamique de micro-milieu. Les terriers, très argileux et peu perméables, favorisent l'épigénie vis à vis du sédiment périphérique, en intervenant dans le sens d'un confinement accru pour la silice. On se rapproche d'une dynamique de diffusion ionique dans un système de petits pores (DANDURAND et al., 1982). Quel que soit le rôle joué par l'activité biologique, et même si la silicification tient compte des caractéristiques du milieu, ses processus sont post-pédogénétiques et conduisent à l'encroûtement du paysage, tout en préservant certaines traces d'activités organiques (terriers).

La période d'accalmie tectonique nécessaire à l'installation des silicifications, succède aux périodes de réactivation qui ont provoqué le rajeunissement des reliefs urgoniens et l'érosion active de leur couverture (sédiments crétacés, altérites crétacées à éocènes). Le décapage de cette couverture détritique, sablo-conglomératique, piégée dans le bassin d'Apt a fourni le "sédiment hôte" des encroûtements siliceux, c'est à dire des différents sables de l'ensemble supérieur. Cette alternance accalmie-réactivations se déroule en pleine phase pyrénéo-provençale.

VIII. AGE DES SILICIFICATIONS

Dans le bassin d'Apt, comme cela a pu être observé, les silicifications affectent trois faciès sableux situés à la base de l'ensemble su-

périeur (voire le Crétacé ocrifié ?). La position même des encroûtements siliceux montre qu'ils ont pris en écharpe des sédiments d'âge différents représentant différentes phases du "sidérolithique", au cours de la période paléocène-éocène inférieur.

Ces silicifications sont elles-mêmes surmontées par des sables argileux à smectites et attapulgite, puis par des encroûtements calcaires datés de l'Eocène moyen (cf ce chapitre 2). La fourchette obtenue donne un âge éocène inférieur à moyen pour la "phase silicifiante". Cet âge, qui tient compte du polyphasage des silicifications, ne peut être affiné en l'absence de critères stratigraphiques précis.

IX. CONCLUSIONS : HISTOIRE DE L'INSTALLATION DES ENCROûTEMENTS SILICEUX DU BASSIN D'APT.

L'état initial "pré-encroûtements"

Les paléopaysages établis à "l'aval", représentés par la partie sud du bassin d'Apt, sont fortement aplanis et smectitisés. Il s'agit de plaines d'épandage, de dépressions etc... qui représentent un paléomilieu hydromorphe confiné. Les sédiments présents à cet endroit sont essentiellement les sables à faciès "bariolé" (cf partie II, chapitre 2 2), smectitiques et conglomératiques, intensément bioturbés à leur sommet. Ils sont occupés par une nappe aquifère sursaturée en silice.

Installation progressive d'encroûtements siliceux : l'exemple des silcrètes à "terriers" (fig. 82-83)

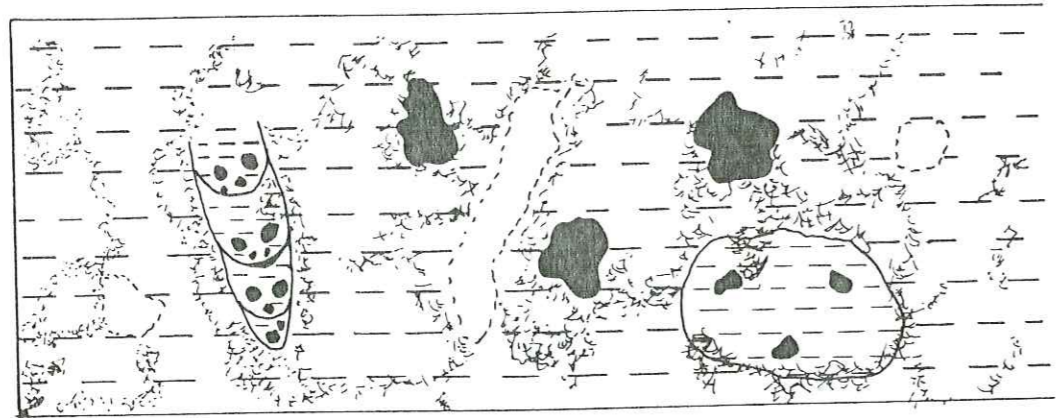
stade 1 : dès la tendance à un climat tropical à saisons sèches marquées, le milieu aval, siège de l'accumulation de silice en solution, va fonctionner comme un système évaporatoire (FAIRBRIDGE, 1975), ce qui conduit à l'apparition d'une zone de battements de nappes aquifères au sommet des sables bariolés.

Au début de l'abaissement du niveau des nappes (début de saisons sèches), s'individualise une tranche de sédiment gorgé d'eau, dans laquelle la silice en état de sursaturation va pouvoir cristalliser. La position de cette tranche vis à vis de la paléosurface n'est pas connue.

Sous contrôle physico-chimique, et compte-tenu de la porosité et de la perméabilité initiales du sédiment, l'opale s.l. va se néoformer en épigénisant les argiles présentes. Il s'agit d'une dynamique de nanomilieu qui conduit au remplacement "isovolume" des argiles en domaines "protégés", par des processus essentiellement rapportés à la diffusion ionique. Ces nanomilieus sont représentés, dans le cas des sables bariolés conglomératiques, d'une part par les terriers de type "striotubules", et d'autres part par les cailloutis et galets crétacés.

C'est à ce stade que se déroule la phase de croissance rapide et contrariée des opales, dans un milieu riche en cations et impuretés. L'épigénie "opalisante" des argiles conduit à l'accumulation dans les nappes de cations libérés par les argiles, "pro parte" repiégers dans les opales.

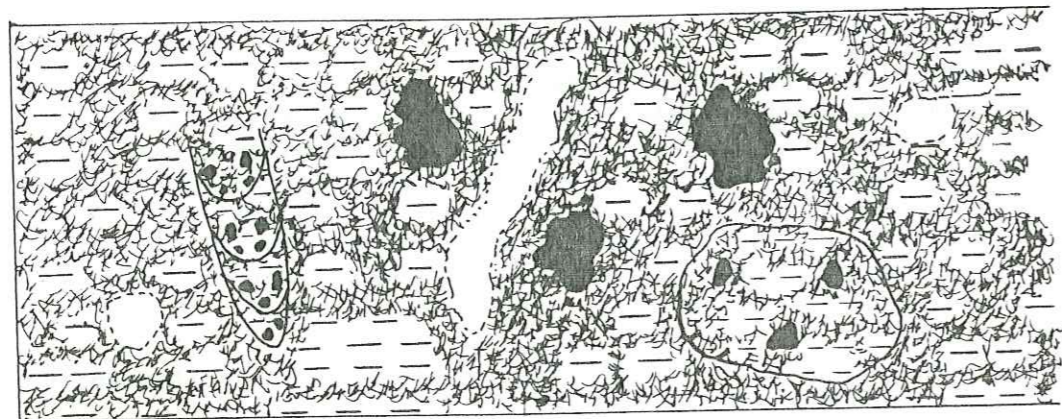
stade 2 : les processus d'évaporation s'accroissent; le niveau de la nappe baisse et l'opalisation se poursuit. Cependant, des couloirs d'évaporation localisés soulignent l'hétérogénéité du niveau en cours d'encroûtement. Ces couloirs vont être préférentiellement occupés dans les stades futurs par des précipitations directes de silice. A certains endroits, des transformations d'opale en calcédoine ou calcédonite se produisent; tandis qu'à d'autres, plus "confinés", l'épigénie des argiles par l'opale se poursuit : tel est le cas dans les terriers. En ce qui concerne les sables



ARGILES

opales

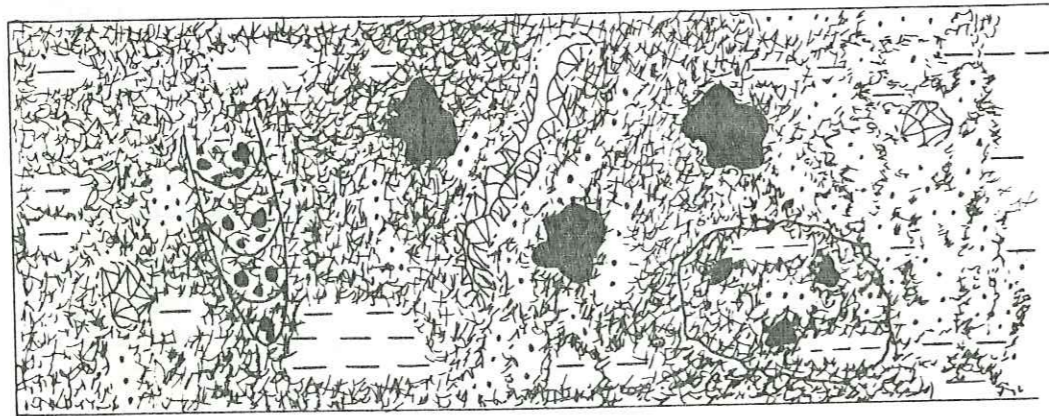
1



ARGILES

OPALES

2



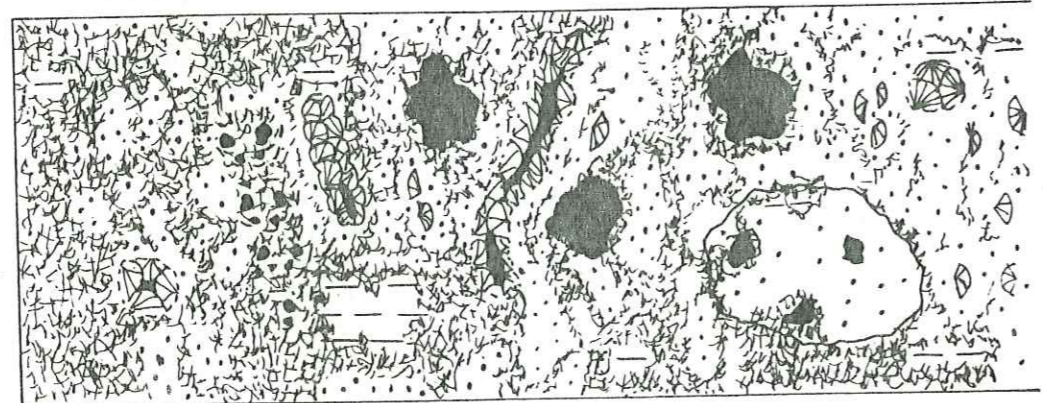
argiles

OPALES

3

calcedoine

calcedonite



argiles

OPALES

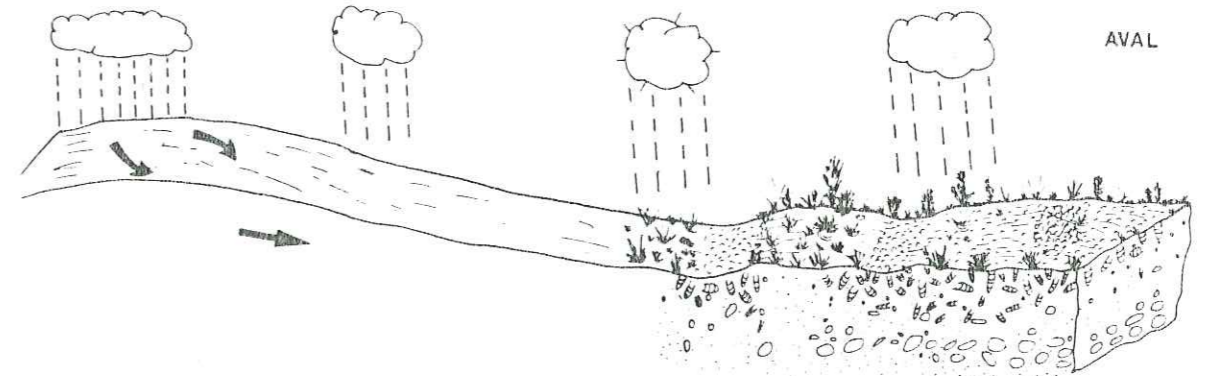
4

CALCEDOINE

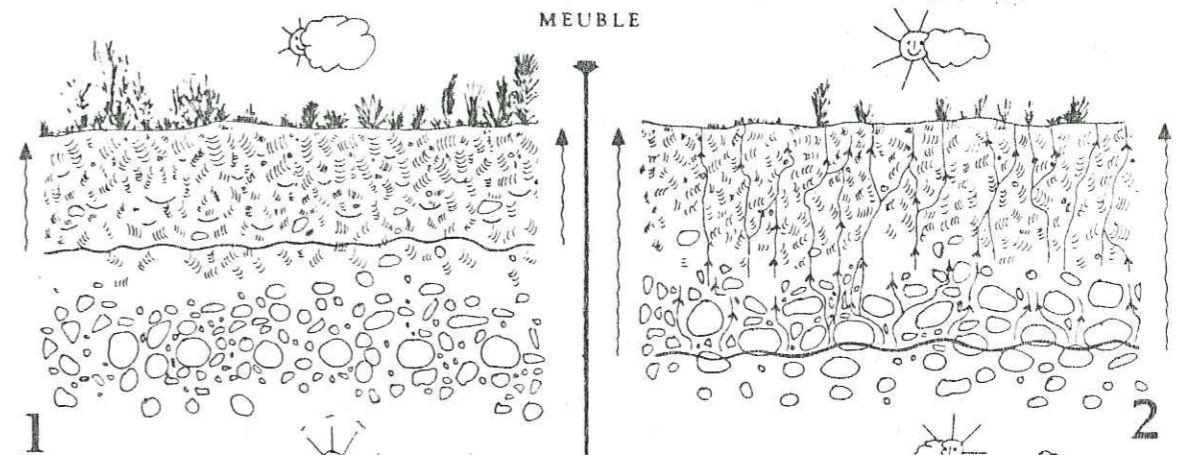
calcedonite

quartz

Fig. 82 Installation progressive des encroûtements siliceux (silcrettes) : paragenèse observée. (● = quartz ; ⊙ = galet ; ⊚ = terrier)



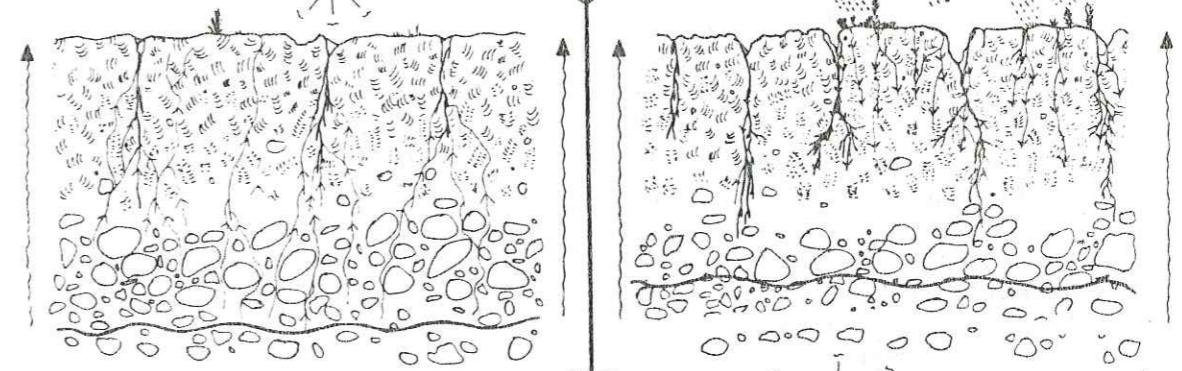
AVAL



MEUBLE

1

2



3

4

COMPACT

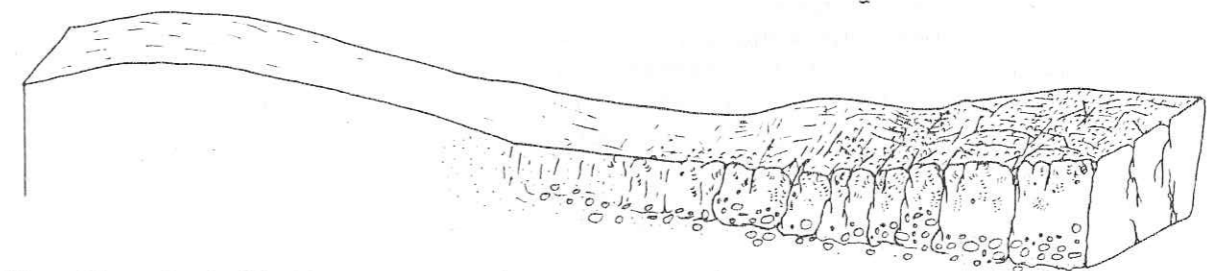


Fig. 83 : Installation progressive des encroûtements siliceux (silcrettes) : modèle proposé. (1 à 4 = stades)

- ↑ : évaporation
- ↓ : percolation
- : niveau du toit de la nappe
- IMPORTANT : ce modèle ne tient pas compte d'une éventuelle couverture détritique lors de la silicification.

bariolés, la déstabilisation des opales se produit surtout au coeur même de la tranche de sédiment considéré, et dans les cailloutis ou galets crétacés, quelle que soit leur position dans la zone de battements. La "calcédonisation" précoce des galets aboutit au faciès en boules, étudié dans ce chapitre.

Le stade marque donc l'apparition d'une silicification différencielle. "les minéraux formés (opales) restent plus ou moins au contact de la solution et sont susceptibles d'être transformés (calcédoine ou calcédonite) : il s'agit là d'une évolution en milieu fermé" (FRITZ, 1975).

stade 3 : l'évaporation se poursuit, les couloirs d'évaporation sont accentués par le développement de fentes de dessiccation, diaclases, micro-discontinuités, qui parcourent les zones bioturbées entre les terriers, jusqu'au coeur de la zone de battements. L'opalisation reste favorisée dans les terriers (sommet du sédiment), tandis que le relai minéralogique pris par la calcédoine ou la calcédonite se poursuit (centre du sédiment et dans les galets). Aux dissolutions-recristallisations des opales en calcédoine et/ou calcédonite s'ajoutent des processus de vieillissement qui aboutissent à leur recrystallisations à l'état solide (FRONDEL, 1978 ; BUSTILLO, 1982)

stade 4 : à la faveur de pluies intermittentes; des eaux très sous-saturées vis à vis des formes de silice existantes dans le milieu, vont circuler rapidement dans un sédiment déjà induré par les stades d'encroûtement antérieurs. Ces percolations permettent des mouvements de silice (dissolution des opales, transfert de silice dissoute dans les pores et précipitation directe de calcédoine, de calcédonite puis de quartz) qui tendent à combler la porosité de la roche. A ce stade, la silicification différencielle se poursuit (épigénie des argiles dans les zones engorgées, dissolutions-recristallisations et vieillissement des opales par ailleurs).

L'état final

Lorsque les stades 1 à 4 se reproduisent un certain nombre de fois au cours de la période éocène inférieur à moyen (alternances saisonnières) ont aboutit à l'encroûtement progressif des sables bariolés conglomératiques dans la zone de battements des nappes aquifères; par opalisation des argiles puis cimentation des pores et discontinuités de la roche par de la calcédoine, de la calcédonite et du quartz mosaïque. Un tel système est parfaitement entretenu par un enrichissement permanent de la silice dans les nappes silice mise en solution à la suite de l'érosion de la couverture détritique située à l'amont du bassin d'Apt.

L'installation des faciès "silcrete" est influencée par les conditions physico-chimiques existantes dans le milieu; celles ci nous sont mal connues. Toutefois, la décoloration progressive de certains sables bariolés et silicifiés (coupes du Gourgas nord /2) traduit dans certains cas un milieu plutôt réducteur à pH acide, qui tend à favoriser la silice par rapport au fer et à l'aluminium alors plus mobiles (THIRY, 1981; MILNES, 1983). La baisse du pH peut être entretenue par une minéralisation des matières organiques qui provoque une augmentation de la pression partielle du gaz carbonique, et une diminution de celle de l'oxygène (FRITZ, 1975). Les conditions physico-chimiques sont localement favorables à l'accumulation du titane (cf §E, tabl.V) (WATTS, 1977; THIRY, 1981; MILNES, 1983; SUMMERFIELD, 1983).

E. COMPARAISONS : SILCRETES DE FRANCE ET SILCRETES D'AUSTRALIE

I. LES SILCRETES FRANCAIS

1) Le bassin de Paris

(d'après DESCHAMPS, 1973; THIRY, 1977; THIRY et al., 1977; THIRY, 1978, 1979, 1981; RASPLUS, 1982; THIRY et al., 1983; GRANDIN et THIRY, 1983)

a) Contexte stratigraphique (fig.84)

Les silicifications sous forme de grès et de quartzites sont datées de l'Eocène moyen (à supérieur ?). Elles affectent une vaste décharge détritique continentale sablo-argileuse et conglomératique d'âge Sparnacien. Cette décharge, alimentée par le Sud, est "affinée" au Nord où elle est représentée par le faciès des argiles plastiques. Celles-ci se rencontrent du Nord-Ouest au Sud-Est de Paris, entre les régions du Vexin, du Hurepoix, et de la Brie. Tandis que des conglomérats existent vers le Sud jusqu'au Massif Central (Gâtinais, Sénonais, Puisaye, Sancerrois, Nivernais, Berry) et plus au Sud-Ouest jusqu'au seuil du Poitou. Il s'agit de matériaux fluviatiles associés aux argiles à silex, elles-mêmes issues de l'altération de la craie. La couverture des silicifications est représentée par des marnes vertes du Lutétien ou du Bartonien inférieur; ou par des calcaires bartoniens (Château-Landon, Briare) ou ludiens (Champigny).

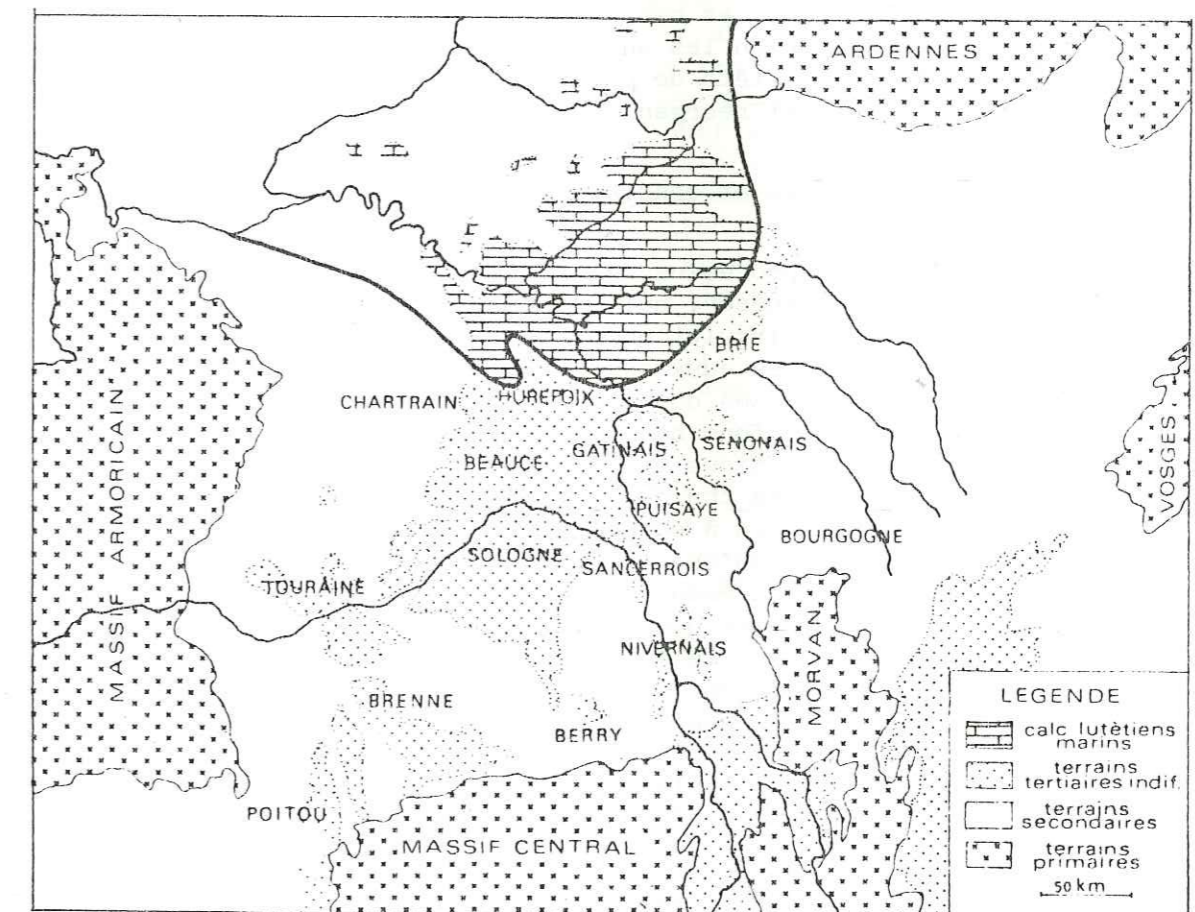


Fig. 84 : Extension des faciès de quartzites riches en oxydes de titane dans le Sud du bassin de Paris (d'après THIRY, 1981).



b) Caractéristiques macro- et microfaciologiques des silicifications

Elles sont très variables, compte-tenu de la nature même des matériaux silicifiés (sables, argiles, conglomérats); de la position géomorphologique des zones silicifiées (bordure ou centre du bassin) et de l'âge de la couverture ("maturité" de la silicification). Comme les silicifications du bassin d'Apt, on retrouve ici des silcrettes plutôt lenticulaires et noduleux, à opale et quartz microcristallin dans les argiles, et des faciès de dalles massives, à auréoles de nourrissage par du quartz secondaire néoformé dans les sables. Dans le conglomérat, la présence d'éléments calcaires crétacés remaniés aboutit à une silicification en calcédoine et opale, où subsistent des traces de microcodiums.

Les silicifications du bassin de Paris sont caractérisées par :

- un aspect lustré dû à la présence d'un ciment de quartz microcristallin, auquel sont associés l'opale et les nourrissages de quartz secondaire;
- une couleur jaunâtre (enrichissement en TiO_2 , cf tableau V) ou brun rougeâtre (présence de fer ferrique);
- une structuration granulaire à colonnaire visible de bas en haut.

Cette organisation verticale témoigne de processus de dissolution-recristallisation successives de haut en bas; il s'ensuit des éluviations et illuviations de silice (et de titane) vers la base des profils, par le jeu de remobilisations internes. Le quartz s'accumule au sommet de façon relative, l'opale et le titane s'accumulent vers le bas de façon absolue. De même pour les cations libérés qui permettent une smectitisation à la base. Selon les auteurs, l'essentiel de la silice provient de sa dissolution en tête de profil, suivie de bas en haut d'une suite de remobilisations et réorganisations internes.

Milieu et conditions de formation

Il s'agit de processus de silicifications de surface, réalisées en "milieu de pédogenèse", qui fonctionnent par altérations météoriques, dans un système de circulations alternées.

En période humide, les eaux sont abondantes et diluées : remaniements mécaniques et hydrolyses dominent; en période sèche, la concentration des solutions en contexte évaporatoire favorise les néoformations minérales (THIRY, 1981). Ceci correspond à l'existence de climats chauds à saisons sèches-humides alternées au cours de l'Eocène moyen à supérieur.

Les auteurs estiment qu'une mise en place très lente, de cinq à dix millions d'années, est nécessaire pour former les dalles massives situées sous les couvertures les plus récentes (Eocène supérieur).

Tout ceci implique dans le Sud du bassin de Paris, un paysage constitué par un vaste glacis façonné pendant la décharge détritique de l'Eocène inférieur; et qui est maintenu en l'état pro parte par le cuirassement siliceux.

Ces silicifications se réalisent en milieu plutôt acide et réducteur, qui permet la mobilité du fer et de l'aluminium, ainsi que celle du titane. Ce dernier s'accumulant de façon absolue à la base des profils.

La comparaison entre les silicifications du bassin de Paris et celles du bassin d'Apt apporte des similitudes remarquables :

- macro- et microhétérogénéité des faciès;
 - organisations à l'affleurement;
 - minéralogie de la silice;
- mais également des divergences :

- absence de figures d'illuviation notables dans les silcrettes du bassin d'Apt;
- pas d'organisation visible du titane et faible teneur (tableau V);
- les remobilisations internes de silice restent frustes de haut en bas.

Si les conditions et les mécanismes de mise en place apparaissent quasiment similaires, le problème posé par l'opale peut être rappelé : il a été montré que, dans le cas des encroûtements siliceux du bassin d'Apt, l'opale se néoforme en épigénisant les argiles présentes; en milieu confinant pour les solutions riches en cations. Ceci s'opère lorsque les processus de diffusion sont essentiellement mis en oeuvre. Cette observation tend à mettre en doute un quelconque processus "d'illuviation" ou de "dépôt" d'opale, comme cela est avancé à propos des silicifications du bassin de Paris.

2) Le Massif central et ses bordures

R. SIMON-COINCON et al. (1983), M. TURLAND (1983) et M. THIRY et al. (1983) décrivent au Nord du Massif central, dans la région de Montluçon et de Cosne-d'Allier, des formations gréseuses rouges, structurées verticalement comme dans le bassin de Paris, qui reposent en discordance sur le socle, le Permo-houiller, et les sables argileux tertiaires. Pour les auteurs, il s'agit là d'un faciès sidérolithique issu d'altérations polyphasées. Ces altérations correspondent dans un premier temps à une pédogenèse "kaolinisante" et "rubéfiante" qui s'installe en contexte ferrallitique. Elle témoigne d'altérations lessivantes en climats tropicaux humides à équatoriaux, rapportées à l'Eocène inférieur. Dans un deuxième temps, la silicification se produit; elle coïncide avec la mise en place d'un grès rouge structuré, dans lequel les éluviations et les fentes de remaniements dominent au sommet; tandis que les illuviations et "dépôts" d'opale CT caractérisent la base. Selon M. THIRY et al. (1983), il s'agit de silicifications de surface, qui résultent d'une évolution pédologique sous un climat chaud à tendance sèche bien marquée. Les figures d'illuviation témoignent de percolations intermittentes associées à des remobilisations de matériaux figurés; qui alternent avec des phases de submersion pendant lesquelles se produisent des dépôts non orientés, en milieu "saturé de nappe". On aboutit ainsi à l'édification de silcrettes rouges kaoliniques, qui reflètent un milieu oxydant à pH neutre, où le fer et l'aluminium ne sont pas mobiles.

En Aveyron (socle du Rouergue), R. SIMON-COINCON et al. (1983) décrivent une phase de "pédogenèse à calcédoine", d'âge probablement lutétien, plus ou moins associée à un faciès sidérolithique.

En Quercy, des silicifications (âge éocène moyen ?) ont été reconnues dans un faciès sidérolithique piégé dans un karst urgonien (ARCHANJO, 1982; BILLAUD, 1982).

II. Les silcrettes australiens

1) Terminologie

Le terme de "silcrete", employé par G.W. LAMPLUGH (1907) pour désigner les faciès siliceux d'Afrique du Sud et d'Australie, a été redéfini plus récemment par K. GRANT et G.D. AITCHISON (1970) :

" il s'agit d'un matériel siliceux, formé dans une zone d'accumulation de silice dans la croûte terrestre. La silice accumulée est produite par processus physico-chimiques superficiels; elle s'accumule seule et aboutit à la formation d'une roche ou d'un ciment, qui constituent une "coiffe" en surface, et des "hardpans" (croûtes) dans les sols."

En Afrique du Sud, le terme de "quartzite de surface" (surface quartzite) employé par J.J. FRANKEL ET L.E. KENT (1937) est équivalent. Les silcrettes appartiennent à un type de "duricrust" (cuirasse) siliceuse au même titre que les ferricretes ou les calcrettes (WOOLNOUGH, 1927; LANGFORD-SMITH et DURY, 1965).

2) Aspects à l'affleurement

Les silcrettes situés sur le territoire australien, de part et d'autre du Tropique du Cancer, du vingtième au vingt-cinquième parallèle sud (DEWOLF, 1975) (fig. 85), sont hétérogènes à l'affleurement.

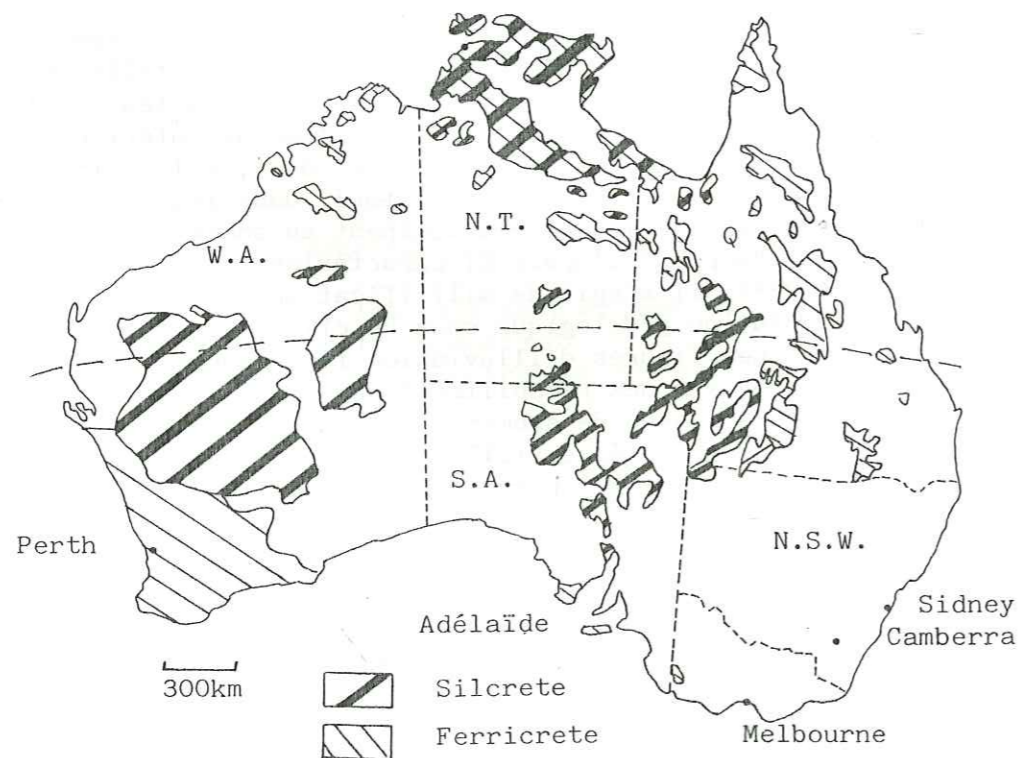


Fig. 85 : Répartition des principaux faciès silcrete et ferricrete sur le territoire australien. (in GRANT et AITCHISON, 1970)

Ils constituent de "vastes surfaces tabulaires limitées par des escarpements raides" (DEWOLF, 1975) qui déterminent ainsi des faciès d'entablements (SUMMERFIELD, 1983). Par endroits, les silcrettes peuvent être conglomératiques et/ou à structure colonnaire (FRANKEL et KENT, 1937; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974), noduleux ou massifs (SMALE, 1973); structures en piliers polyédriques (WATTS, 1978; WOPFNER, 1978), rognoneux (LANGFORD-SMITH et DURY, 1965), à structure laminée ou litée (LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974; WATTS, 1978). Ils peuvent posséder une surface mamelonnée (STEPHENS, 1971) et ont une couleur variable, jaune, grise à brune, ou rouge (LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; WATTS, 1977, 1978; WOPFNER, 1978).

3) Microfaciès

Les silcrettes sont constitués d'un squelette quartzique, et les grains de quartz sont arrondis ou anguleux, à contours réguliers ou d'aspect carié. Ils sont associés à de l'argile et sont cimentés par de la silice néoformée sous forme d'opale, de calcédoine, de calcédonite, de microquartz et/ou de quartz secondaire en auréoles de nourrissage. Ceci en proportions variables, compte-tenu de la nature même de la roche mère (basaltique, granitique, argileuse, quartzreuse, plus ou moins conglomératique) affectée par la silicification. Les affinités de la calcédonite vis à vis des calcaires; de l'opale vis à vis des argiles et des nourrissages de quartz secondaire vis à vis des sables quartzeux ont été parfaitement observés (TEAKLE, 1936; WILLIAMSON, 1957; HUTTON et al., 1972; DEWOLF, 1975; WATTS, 1978; SUMMERFIELD, 1979, 1983).

M.A. SUMMERFIELD résume ainsi les différentes microorganisation des silcrettes :

- Type 1 : les grains du squelette constituent une armature capable de se soutenir elle-même
- . sous types : 1) auréoles de quartz secondaire
 - 2) auréoles de calcédoine
 - 3) matrice microquartzreuse (silice cryptocristalline)
- Type 2 : les grains du squelette ($\approx 5\%$) flottent dans la matrice
- . sous types : 1) massif (sans glaebules)
 - 2) glaebulaire
- Type 3 : les grains du squelette ($< 5\%$)
- . sous types : 1) massif
 - 2) glaebulaire
- Type 4 : matériaux détritiques (cailloutis, etc ...) 4 mm de longueur = type conglomératique

Certains auteurs remarquent une microorganisation des silcrettes, de par la présence de dépôts orientés de silice (silanes) et d'argiles (argilanes), plus ou moins alternatifs. Il s'agit de cutanes d'illuviation, plus ou moins titanifères, qui tapissent les vides et cimentent progressivement la roche (LITCHFIELD, et MABBUTT, 1962; BREWER et al., 1972; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974). Il peut également exister des glaebules de silice dans le ciment; selon M.A. SUMMERFIELD (1983), ces glaebules sont hérités de croûtes calcaires, et remplacés lors de la silicification. Les silcrettes contiennent fréquemment des "structures colloformes", constituées par des empilements de cupules siliceuses et argileuses concaves vers le haut, et riches en éclats de quartz et oxydes de titane (FRANKEL et KENT, 1937; WILLIAMSON, 1957; SUMMERFIELD, 1979, 1983). Ces structures peuvent être comparées aux terriers de type "striotubules", décrits

dans les silcretes du bassin d'Apt. M.A. SUMMERFIELD (1983) observe des remobilisations internes de silice au sommet des blocs; il apparaît des fentes de retrait et des réorientations d'argiles se produisent, qui forment des "gravelles". De même, WILLIAMSON (1957) et WATTS (1978) expliquent qu'une nodulation ou une "bréchification" peuvent apparaître au sein des blocs, par dépôts successifs de "gel de silice" qui cristallisent et provoquent la formation de fissures (réduction de volume).

4) Mécanismes de mise en place

Les auteurs s'accordent pour considérer les silcretes d'Australie comme issus de processus de sub-surface ou de surface. Ils sont liés à une dynamique de solutions superficielles plus ou moins contrôlée par la pédogenèse (LAMPLUGH, 1907; LITCHFIELD et MABBUTT, 1962; LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; GRANT et AITCHISON, 1970; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974; WATTS, 1977, 1978; ALLEY, 1977; MILNES, 1983; SUMMERFIELD, 1983).

Selon W.G. WOOLNOUGH (1927), J.J. FRANKEL et L.E. KENT (1938); WILLIAMSON (1957); LANGFORD-SMITH et DURY (1965); DEWOLF (1975); la silice dans l'eau est à l'état colloïdale, ce qui est contredit par STEPHENS, 1971; HUTTON et al., 1972; SMALE, 1973; WATTS, 1977, 1978; SUMMERFIELD, 1979, 1893; MILNES, 1983; qui considèrent la silice dans l'eau à l'état de solution "vraie" sous forme d'acide monosilicique SiO_4H_4 . Cette silice s'accumule dans l'eau de façon absolue, et elle est transportée latéralement à partir d'une zone "amont" (silice alluviale de LITCHFIELD et MABBUTT, 1962; STEPHENS, 1971), ou bien s'accumule "in situ" et précipite lors de transferts verticaux : modèle "per ascensum" (FRANKEL et KENT, 1937) qui implique des remontées capillaires et des précipitations en sub-surface. Selon S.H. WATTS (1978), la silice dissoute en tête de profil circule vers le bas. C'est une silicification par percolation qui s'établit "per descensum".

Les théories plus récentes font appel à des transferts de solutions à la fois latéraux et verticaux pour expliquer la genèse des silcretes. Les nappes aquifères jouent un rôle prédominant de part les variations du niveau hydrostatique (SMALE, 1973; ALLEY, 1977; SUMMERFIELD, 1983).

D'après M.A. SUMMERFIELD (1983) les processus suivants interviennent :

- transferts latéraux par inondation de nappes
- transferts verticaux par percolation de haut en bas d'eaux siliceuses superficielles, et par remontées capillaires directement influencées par les variations du niveau hydrostatique des nappes, en système évaporatoire.

5) Contrôle géochimique

Les carbonates et les sulfates empêchent la précipitation de silice (LITCHFIELD et MABBUTT, 1962); celle-ci est maintenue en solution par Na^+ , SO_4^{--} , Al^{3+} , Mg^{2+} (SMALE, 1973; SUMMERFIELD, 1983). Par la suite elle précipite à la faveur d'une évaporation qui concentre les solutions, et d'une baisse de pH (SMALE, 1973; WOPFNER, 1978; MILNES, 1983; SUMMERFIELD, 1983). Le comportement du titane, abondant dans les silcretes, a été étudié. Il peut s'accumuler de façon relative en surface (FRANKEL et KENT, 1937; WATTS, 1977) ou de façon absolue vers le bas (HUTTON et al., 1972; WATTS, 1978). J.T. HUTTON et al. (1972) signalent une accumulation relative de silice en surface, associée à des quartz détritiques, qui génère des quartzites contenant 2 à 10% de titane. En contrepartie, une accumulation de silice vers le bas génère des grès à

ciment de quartz microcristallin; dans lequel le titane représente moins de 1%. La mobilité du titane est conditionnée par des milieux hyperacides (WATTS, 1977; THIRY, 1981). En ce qui concerne l'aluminium et le fer, leur absence locale dans les silcretes est liée à des milieux acides et réducteurs, où ces éléments sont considérés comme plus mobiles que la silice (WATTS, 1977; WOPFNER, 1978; SUMMERFIELD, 1979, 1983).

Selon S.H. WATTS (1978); la concentration du titane et la présence de quartz microcristallin sont les caractéristiques les plus fréquentes des silcretes d'Australie (cf tab.V).

6) Origine de la silice

Elle est à rechercher au sein même des profils (WATTS, 1978). La silice provient de sa dissolution en tête de profil, et reprécipite plus bas. Pour M.A. SUMMERFIELD (1983), la silice provient de trois sources différentes :

- dissolution des grains de quartz et de silicates (argiles) "in situ";
- dissolution de microorganismes siliceux et rôle de ces microorganismes dans la destruction des silicates;
- teneur des eaux de surface en silice dissoute.

Mais pour de nombreux auteurs, l'origine de la silice est liée aux "latérites" qui occupent une position périphérique sur le continent australien, et se rencontrent latéralement à l'amont ou au dessus des silcretes (LANGFORD-SMITH et DURY, 1965). La latéritisation représente une accumulation relative du fer dans les profils, et une accumulation absolue de silice en solution, qui est réutilisée lors des silicifications. Ces processus peuvent être synchrones (WOOLNOUGH, 1927; STEPHENS, 1971; ALLEY, 1977) ou échelonnés dans le temps (TEAKLE, 1936; LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; LITCHFIELD et MABBUTT, 1962; GRANT et AITCHISON, 1970). J.R. WATKINS (1967) remarque la zonalité des faciès latéritiques, siliceux, calcaires et évaporitiques dans les paysages.

7) Contexte géomorphologique et climats

Les silcretes d'Australie se sont mis en place dans des paysages aplanis, composés de plaines d'épandages fluviales, de petites collines, de glacis et de zones basses; dans lesquels les matériaux détritiques (cailloutis et éléments latéritiques) ont pu s'accumuler (TEAKLE, 1936; LITCHFIELD et MABBUTT, 1962; BREWER et al., 1972; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974; SUMMERFIELD, 1983), et des altérations kaoliniques se sont développées à la faveur de zones marécageuses (WOPFNER, 1978). D. SMALE (1973) et Y. DEWOLF (1975) montrent l'installation préférentielle des silcretes dans les zones à drainage ralenti, où le facteur prépondérant est l'évaporation des solutions saturées en silice dissoute. D. SMALE (1973) établit ainsi la présence de silicifications entre 2 et 25 m sous la surface du sol, dans la zone de battements des nappes aquifères; de telles surfaces aplanies permettent l'extension des hardpans, observée sur 480.000 km^2 , sous l'horizon A des profils pédologiques. Les silcretes s'y établissent en discordance sur des sédiments très différents, sains ou altérés (GRANDIN et THIRY, 1983; MILNES, 1983).

Le type de contrôle climatique est très controversé. Certains auteurs envisagent un climat semi-aride à aride nécessaire aux silicifications

	Q.BSJ	Q.R	G.Gg2	G.Gg2	G.Gg2	G.Gr1	G.Gr1	G.Gr1	G.Mb	G.Gr	G.Gr	G.Gr	A	B	C	D
SiO ₂	99.17	96.97	96.86	96.65	90.80	92.95	96.30	97.41	93.72	87.30	95.00	96.00	92.00	96.40		
Al ₂ O ₃	0.40	1.20	0.13	0.32	1.38	1.47	0.66	0.70	1.00	4.45	0.80	0.46	2.40	0.20		
Fe ₂ O ₃	0.06	0.17	0.12	0.33	2.46	1.22	0.33	0.34	2.23	2.55	0.70	0.17	0.40	0.40		
MnO	tr.	/	0.01	0.01	0.01	0.02	tr.	/	0.01	0.01	0.02	/	/	/		
MgO	0.04	0.08	0.05	0.03	0.25	0.25	0.12	0.07	0.08	0.43	0.30	0.07	0.02	<0.02		
CaO	0.13	0.13	0.13	0.07	0.26	0.21	0.34	0.15	0.28	0.64	0.16	0.68	<0.20	0.10		
Na ₂ O	0.05	0.06	0.03	0.15	0.04	0.03	0.02	0.06	0.06	0.03	/	/	0.08	<0.05		
K ₂ O	0.03	0.15	0.04	0.01	0.10	0.10	0.03	0.09	0.15	0.05	0.31	0.04	0.04	<0.05		
TiO ₂	0.04	0.45	0.26	0.15	0.27	0.20	0.16	0.07	0.19	0.31	1.20	1.47	2.86	1.94		
P ₂ O ₅	/	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	/	0.02	0.01	0.03	0.01	/	/		
H ₂ O+	0.21	0.26	0.75	0.99	1.24	1.13	0.79	0.39	1.09	2.11	1.30	0.91	1.22	0.23		
H ₂ O-	0.03	0.07	0.47	0.51	2.22	1.43	0.41	0.08	1.22	2.55	/	/	/	/		
Total	100.16	99.55	99.05	99.18	99.04	99.02	99.15	99.36	100.05	100.50	99.82	99.81	98.82	99.53		

Tabl. V : Comparaisons entre les données géochimiques des silcrettes du bassin d'Apt, du bassin de Paris et d'Australie. (Q.BSJ=quartzite du Bois de Saint Jean; Q.R=quartzite de Roussillon; G.Gg2=grès gris de Gourgas nord/2; G.Gr1=grès rouge de Gourgas nord/1; G.Mb=grès beige de Mauragne; G.Gr=grès rouge du Collet rouge; A=silcrettes australiennes (Summerfield, 1983); B=id. (Watts, 1977); C et D=quartzites du bassin de Paris (Thiry, 1981).

(WILLIAMSON, 1957; LANGFORD-SMITH et DURY, 1965; WATKINS, 1967; Mc GOWRAN et al., 1977), associé à des pluies intermittentes qui provoquent des systèmes alternant d'engorgements et de dessiccations. LITCHFIELD et MABBUTT (1962); BETTENAY et CHURCHWARD (1974); GRANT et AITCHISON (1970) considèrent un climat chaud et des pluies saisonnières; tandis qu'ALLEY (1977) et WOPFNER (1978) évoquent des climats humides. Pour M.A. SUMMERFIELD (1979, 1983), les climats à la fois arides et humides peuvent générer les silcrettes :

- les climats arides caractérisent des silcrettes appauvries en titane; essentiellement formées par des apports éoliens de silice. L'évaporation intense permet des remontées capillaires, et les processus "per ascensum" dominant.

- les climats humides caractérisent les silcrettes titanifères. La silice en solution précipite à la faveur d'une baisse de pH. En contexte "lessivant", l'auteur suggère qu'une baisse locale de débit peut provoquer une précipitation de silice. C.G. STEPHENS (1971) définit un climat chaud saisonnièrement sec pour la genèse des silcrettes. Ceux-ci se forment dans les zones basses, tandis que l'amont fournit la silice lors d'une latéritisation plus ou moins synchrone. Pour la majorité des auteurs toutefois, c'est l'alternance de périodes de phases humides et sèches, sous climat chaud (21 à 27% de moyenne annuelle selon WATKINS, 1967) qui joue un rôle primordial lors de l'installation des silicifications (TEAKLE, 1936; FRANKEL et KENT, 1937; GRANT et AITCHISON, 1970; STEPHENS, 1971; HUTTON et al., 1972; SMALE, 1973; BETTENAY et CHURCHWARD, 1974; WATTS, 1977; SUMMERFIELD, 1983). Les périodes humides assurent le transfert de la silice en solution, tandis que les périodes sèches, en fonctionnant comme un système évaporatoire, concentrent la silice qui peut alors précipiter.

8) Age des silcrettes

Presque tous les auteurs séparent la genèse des silicifications en une phase paléogène et une phase néogène.

La première période "silicifiante" serait plutôt d'âge éocène moyen à oligocène (Mc GOWRAN et al., 1977; FRANKEL et KENT, 1937; WATKINS, 1967; ALLEY, 1977; CALLEN, 1977; HUTTON et al., 1978; LANGFORD-SMITH et WATTS, 1978; WOPFNER, 1978); pour HUTTON et al. (1978); WOPFNER (1978); il s'agit là de la période majeure des silicifications. Il lui est rattaché la plupart des silcrettes titanifères à ciment de quartz microcristallin (THIRY, 1981).

La seconde période serait d'âge miocène supérieur à pléistocène inférieur (WATKINS, 1967; STEPHENS, 1971; WOPFNER, 1978; Mc GOWRAN et al., 1977; HUTTON et al., 1978; SUMMERFIELD, 1983). Certains auteurs considèrent même le pléistocène comme actuel (Mc GREGOR, 1930; EXON et al., 1970). Les silcrettes établies au cours de cette période néogène sont plus rares, conglomératiques, riches en opale et possèdent une couleur rouge (THIRY, 1981). Pour CALLEN (1977), la genèse des silcrettes demande 1 à 5 millions d'années.

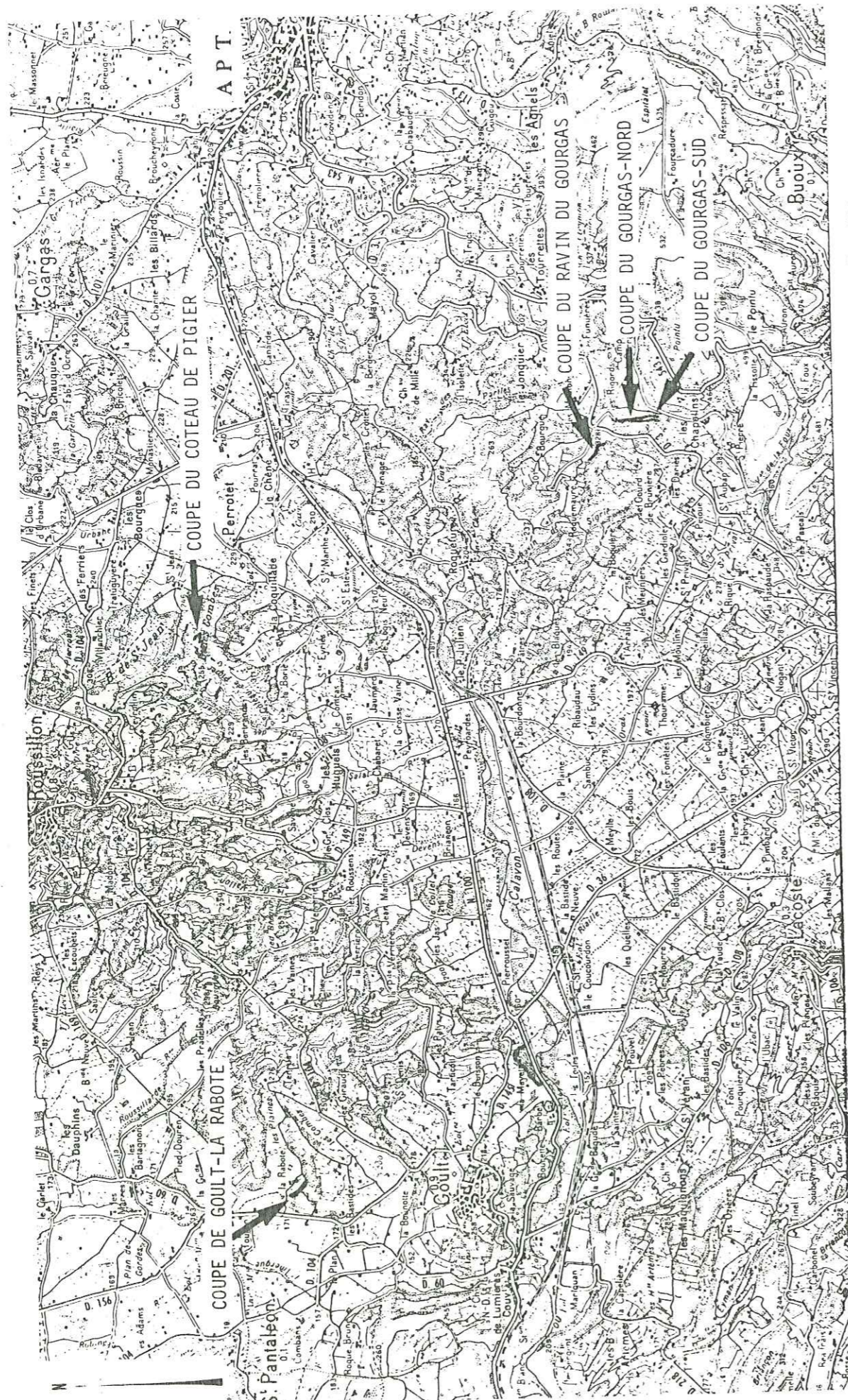


Fig. 86: Les calcitisations (calcrètes) du sommet de l'ensemble supérieur: localisation des coupes étudiées. (carte topographique de Cavailhon au 1/50 000)

CHAPITRE II

LES CALCITISATIONS DU SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR

Entre les formations à "Silcrètes" du bassin d'Apt et l'Oligocène lacustre, se rencontrent localement des sables argileux colorés, d'épaisseur variable (1 à 20 m), au sein desquels l'attapulgitite apparaît dès la base des profils.

Ces sables représentent le sommet de l'ensemble supérieur (cf partie II, chapitre 2, § B); ils sont caractérisés par la présence de lentilles calcaires blanchâtres, fossilifères, voire de dalles massives qui s'individualisent de façon irrégulière. Ces calcaires sont datés du Lutétien (FONTANNES, 1885; DEPERET et LEENHARDT, 1890; DEPERET, 1900; GOGUEL, 1933; ROCH, 1971) grâce à la présence d'une malacofaune à *Romanello hopei*. A partir de quelques coupes choisies dans le bassin, l'étude des calcaires qui s'y trouvent intercalés va être entreprise dans le présent chapitre.

A. LOCALISATION DES COUPES ETUDIEES (FIG. 33 ET 86)

Le sommet de l'ensemble supérieur, représenté par des sables conglomératiques à calcitisations (cf partie II, chapitre 2, § B) affleure essentiellement en trois secteurs:

- au Sud, au dessus des silicifications associées aux sables smectitiques (secteur de Gourgas, coupe du Ravin de Gourgas, du Gourgas nord et sud);
- au Nord, au dessus des silicifications associées aux sables kaoliniques de faciès "Pied-Bousquet" (coupe du coteau de Pigier);
- à l'Ouest, sans que la base de l'ensemble supérieur puisse être observée (coupe de Goult la Rabote).

Ces trois secteurs vont être successivement examinés.

B. DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES. CARACTERISATION MACRO-FACIOLOGIQUE ET MICROFACIOLOGIQUE DES CALCITISATIONS (CALCRETES)

I. SECTEUR DE GOURGAS

1) Coupe du Ravin de Gourgas (fig. 87)

Cette coupe correspond au sommet de la série décrite dans la partie II, chapitre II, § A.1.3.).

0 - 0,20 m. Au dessus du silcrète rouge, on passe sans transition à un sable brun rouge tacheté de gris, de beige ou d'orange, grumeleux, à grains de quartz millimétriques arrondis, laiteux ou roses, éclats de silex gris bleuté et granules siliceux clairs. Les "smectites" sont les minéraux argileux exclusifs du sédiment.

Remarque: Le terme de "smectites" désigne une population hétérogène de smectites dioctaédriques (Al-Fe) et trioctaédriques (Mg) qui est présente partout au sommet de l'ensemble supérieur.

0,20 - 0,60 m. Le sable devient progressivement plus clair, à larges taches grises ou roses. Il est granuleux et contient des graviers siliceux clairs. La fraction argileuse est à smectites largement dominantes (90 %).

0,60 - 1,00 m. Le sable prend une teinte marron à grise, et comporte toujours des éclats siliceux blanchâtres. Les smectites sont les minéraux argileux exclusifs de ce niveau.

1,00 - 1,20 m. On passe rapidement à un sable granuleux beige verdâtre à rose orangé. Les granules argileux sont à attapulgite exclusive, tandis que l'on retrouve un peu de smectites dans le sédiment (20 %).

1,20 - 2,10 m. Vers le haut, le sable s'enrichit très rapidement en nodules calcaires centimétriques beige saumon, qui marquent le passage au calcaire sus-jacent (niveau 1 de la coupe).

2,10 - 4,00 m. La coupe se termine par un sable gris blanc à taches brunes et orangées, à attapulgite nettement dominante dans la fraction argileuse (70 %) accompagnée de smectites (30 %). Le sédiment est surmonté d'un niveau calcaire (niveau 2, fig. 2) de 10 à 40 cm d'épaisseur, qui apparaît graduellement de bas en haut par l'intermédiaire de granules et nodules calcaires d'abord isolés puis coalescents. Ce niveau est minéralogiquement identique au niveau 1.

a) Macromorphologie et minéralogie du niveau 1

Ce niveau est constitué par une lentille horizontale de 10 m de longueur, pour une épaisseur maximale de 1 m. Il s'agit d'une roche blanchâtre à imprégnations orangées, d'aspect ruineux et mamelonné: elle est constituée de boules de la taille du poing et de granules, grossièrement empilées les unes sur les autres. Il en résulte des structures "micro-columnaires" ou en "piliers" frustes et discontinues. (Pl. VI photo 1)
Une boule comporte trois zones de couleurs différentes (fig. 88):

1 - Le fond de la roche est de couleur crème, on observe un piquetage de quartz millimétriques multicolores et des microfilons dendritiques grisâtres de calcite se rencontrent irrégulièrement. En surface, de petits grains millimétriques sont parfois visibles; ils sont dispersés ou jointifs et peuvent englober des grains de quartz: il s'agit de "glaébules" (BREWER, 1964), "ségrégations micritiques" authigènes d'origine pédologique. Les données du M.E.B. permettront d'approfondir l'étude de ces glaébules. Les plages crèmes contiennent 80 % de CaCO_3 et 10 % de quartz (roche totale); les minéraux argileux présents sont l'attapulgite (80 %) et les smectites (20 %).

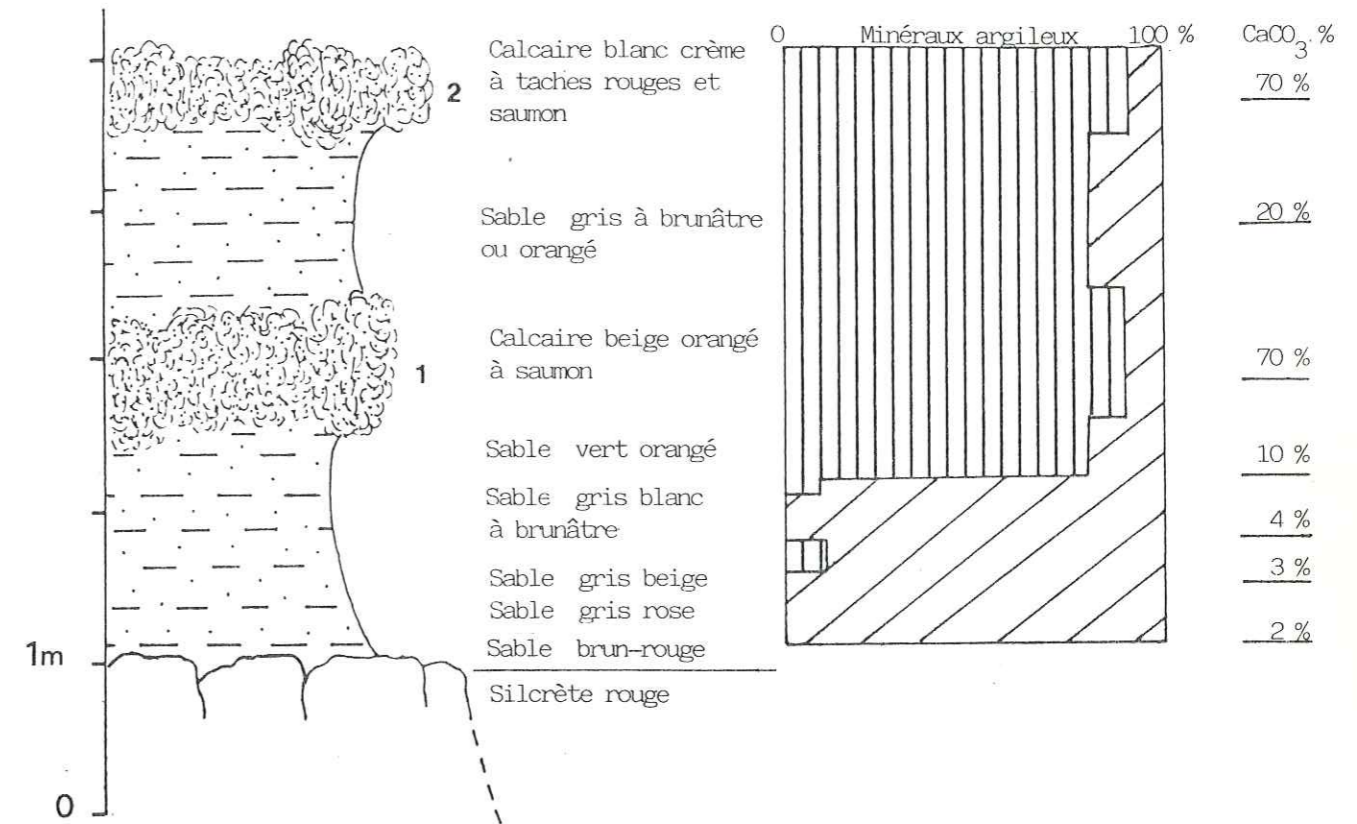


Fig. 87: Coupe du Ravin de Gourgas.

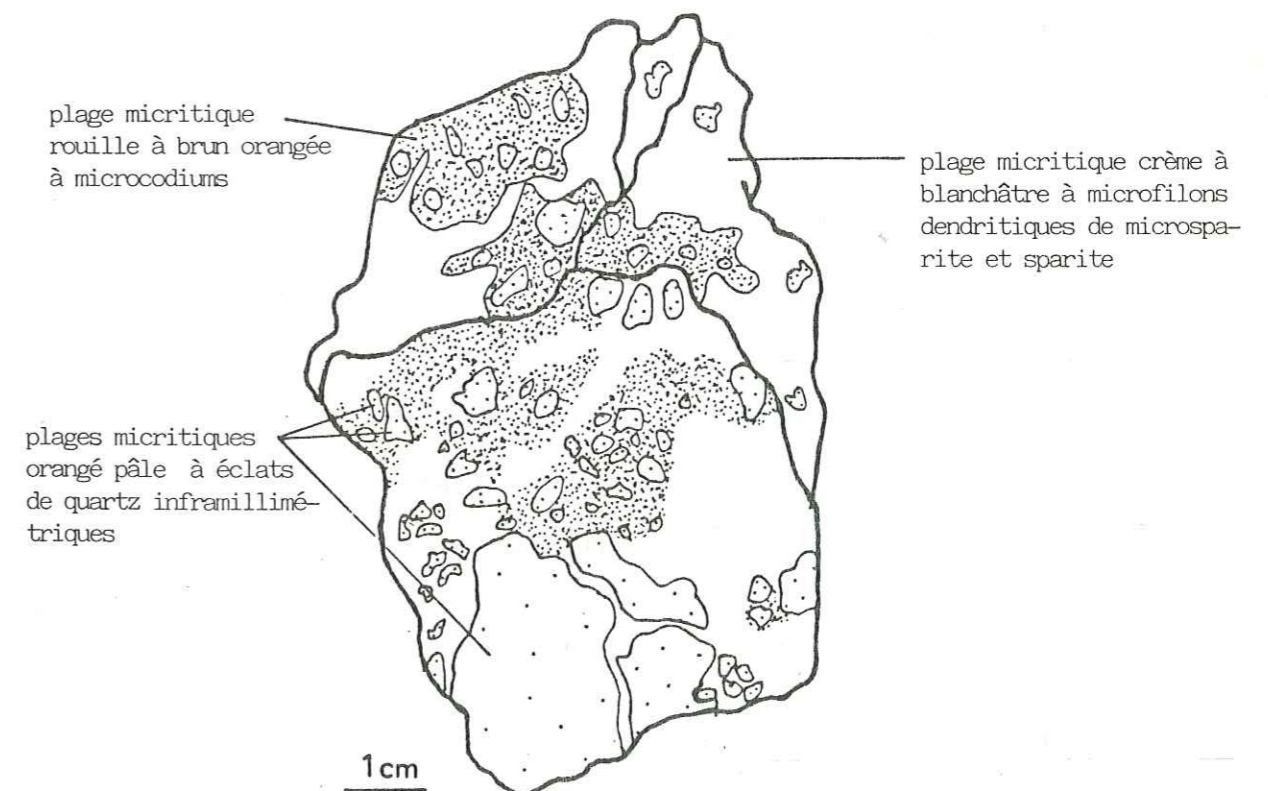


Fig. 88: Macrofaciès et minéralogie du calcaire noduleux (cf coupe du Ravin de Gourgas (fig. 87)).

2 - Il existe des plages orangées centimétriques à millimétriques à contour ondulé. Elles contiennent de rares grains de quartz translucides inframillimétriques et sont riches en glaébules. Leur composition minéralogique indique 70 % de CaCO_3 et 5 à 10 % de quartz (roche totale); l'attapulgite (80 %) et les smectites (20 %) représentent les minéraux argileux.

3 - On remarque enfin des taches rouilles à contour diffus qui paraissent fragmenter les plages décrites précédemment (2): il s'agit de colonies de microcodiums qui sont considérées comme dues à l'activité d'actinomycètes (eu-bactéries filamenteuses? Champignons?) qui assurent à la fois le couple biocorrosion du calcaire et biosynthèse des prismes de calcite (BODERGAT, 1974). Ces taches ne contiennent que de rares glaébules et grains de quartz visibles à l'oeil nu. On retrouve 70 % de CaCO_3 et 5 à 10 % de quartz dans la roche totale; 80 % d'attapulgite, et 20 % de smectites dans la fraction argileuse.

A l'extrémité sud de la lentille calcaire, le faciès observé réside en des nodules d'aspect crayeux, blancs à rose pâle, à grains de quartz millimétriques et sans glaébule apparent. Toute la lentille contient une malacofaune à *Romanella hopei*, ainsi que des cocons d'insecte.

b) Microfaciès du niveau 1

Cette étude a porté sur deux échantillons:

- l'un prélevé dans une boule colorée (microfaciès 1);
- l'autre dans un nodule crayeux (microfaciès 2).

* Microfaciès 1

La roche est constituée d'une micrite argileuse sombre, brunâtre à orangée, parfois vermiculée de micrite claire, contenant des grains de quartz dispersés et des glaébules.

+ Les grains de quartz

Ils ont une taille le plus souvent inférieure à 200 μm . Certains sont craquelés et fissurés, voire fragmentés, et possèdent des contours irréguliers. Les fragments conservent une extinction commune en lumière polarisée; chacun d'entre eux est entouré par une auréole de micrite claire, plus rarement sombre, qui corrode les quartz.

+ Les glaébules (Pl. VII photo 1)

De taille comprise entre 150 μm et quelques millimètres, leur habitus est variable, mais ils se présentent le plus souvent sous forme d'une micrite finement laminée, alternativement claire et sombre, pouvant contenir plusieurs éclats de quartz ou quelques prismes de microcodiums. Les glaébules ne correspondent à aucune modification visible du sédiment périphérique; leur limite est parfois peu marquée et l'on observe dans ce cas un passage progressif à la micrite "encaissante".

Le complexe micrite sombre + quartz + glaébules représente les plages orangées décrites macroscopiquement (fig. 88). En plaque mince,

ce complexe forme des amas isolés à contours ondulés, pris dans un ciment clair de micrite, microsparite ou plus rarement de sparite. Dans ce ciment, qui représente les plages beiges du macrofaciès en "boules", les glaébules, grains de quartz et colonies de microcodiums se rencontrent isolément. Les quartz sont toujours entourés d'un cortex de micrite sombre de quelques microns d'épaisseur, doublé de microsparite pétaloïde.

La microsparite et la sparite existent surtout sous forme de filons verticaux à obliques souvent dendritiques, qui parcourent indifféremment la micrite sombre et claire. C'est dans ces filons clairs que les colonies de microcodiums corrodent les glaébules isolés, quel que soit le contenu de ces derniers (quartz, prismes de microcodium).

Le microfaciès 1 décrit ici correspond également à celui du niveau calcaire sommital (niveau 2 de la coupe fig. 87).

* Microfaciès 2 (fig. 89 et 90)

Les nodules crayeux sont constitués de micrite sombre, beige à brunâtre, à grains de quartz dispersés et craquelés de taille inférieure à 200 μm , presque tous auréolés de micrite claire. Cette micrite sombre est parcourue de filons micritiques à microsparitiques clairs, verticaux, obliques ou horizontaux, qui isolent quelquefois des grains de quartz ou des microglaébules de micrite sombre. Dans ces filons, les quartz sont les plus morcellés.

Le microfaciès 2 apparaît plus homogène que le précédent.

2) Coupe de Gourgas-nord (fig. 91)

Elle se situe à 200 m au Sud de la coupe étudiée précédemment. La coupe débute au sommet du silcrète, à cet endroit rouge tacheté de blanc, qui apparaît friable dans ses derniers décimètres: l'étude de la roche tendre aux rayons X indique la présence de quelques pour-cent d'attapulgite dans la fraction argileuse, outre la présence de smectites dominantes. L'attapulgite disparaît rapidement vers le bas, lorsque le silcrète est massif. De même au N-W de cette coupe (extrémité S-W de la butte sableuse, fig. 61), la présence d'attapulgite a été décelée dans des rognons de silcrète rouge au sommet de la coupe. L'interprétation concernant la présence d'attapulgite à cet endroit sera proposée ultérieurement.

* Description des horizons sus-jacents au silcrète

0 - 0,10 m. On passe insensiblement à un sable gris rouge à taches rouille, faiblement calcaire (environ 5 %), à smectites largement dominantes et quelques pour-cent d'attapulgite.

0,10 - 0,30 m. Passées de sables marron à taches beiges et lie-de-vin, grumeleux, à grains de quartz millimétriques orange, roses, à translucides. On retrouve 5 % de CaCO_3 dans le sédiment et la fraction argileuse est à smectites exclusives.

0,30 - 1,80 m. Vers le haut, il s'agit d'un sable grumeleux brun à taches vertes, brunes ou roses, à grains de quartz orange ou laiteux, dont la composition minéralogique révèle des niveaux exclusivement smectitiques alternant avec des niveaux à 10 % environ d'attapulgite. L'épaisseur de ces niveaux est difficile à préciser (le plus souvent 5 à 20 cm.), d'autant plus que les caractéristiques du sédiment à l'affleurement ne s'en trouvent pas modifiées.

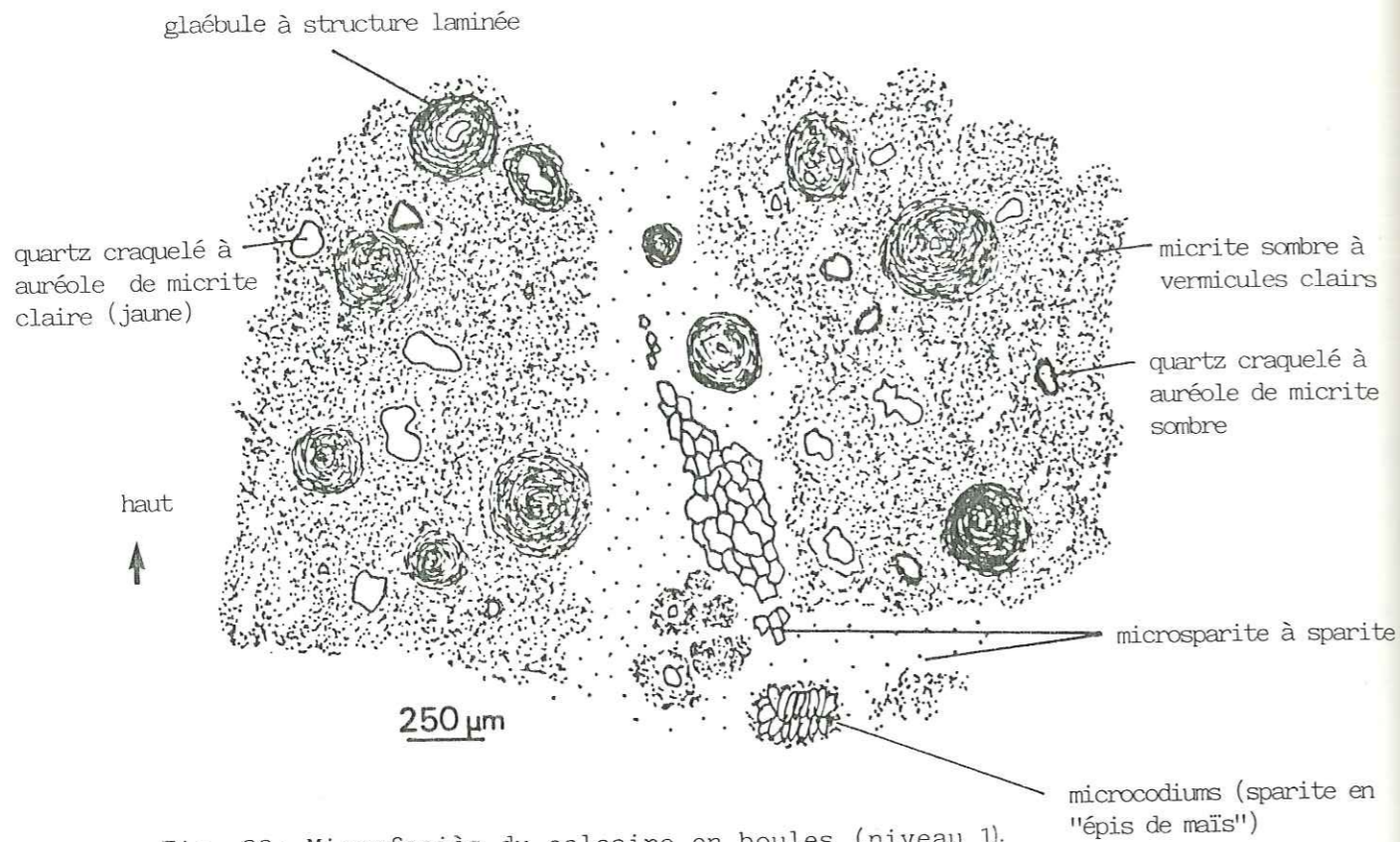


Fig. 89: Microfaciès du calcaire en boules (niveau 1).

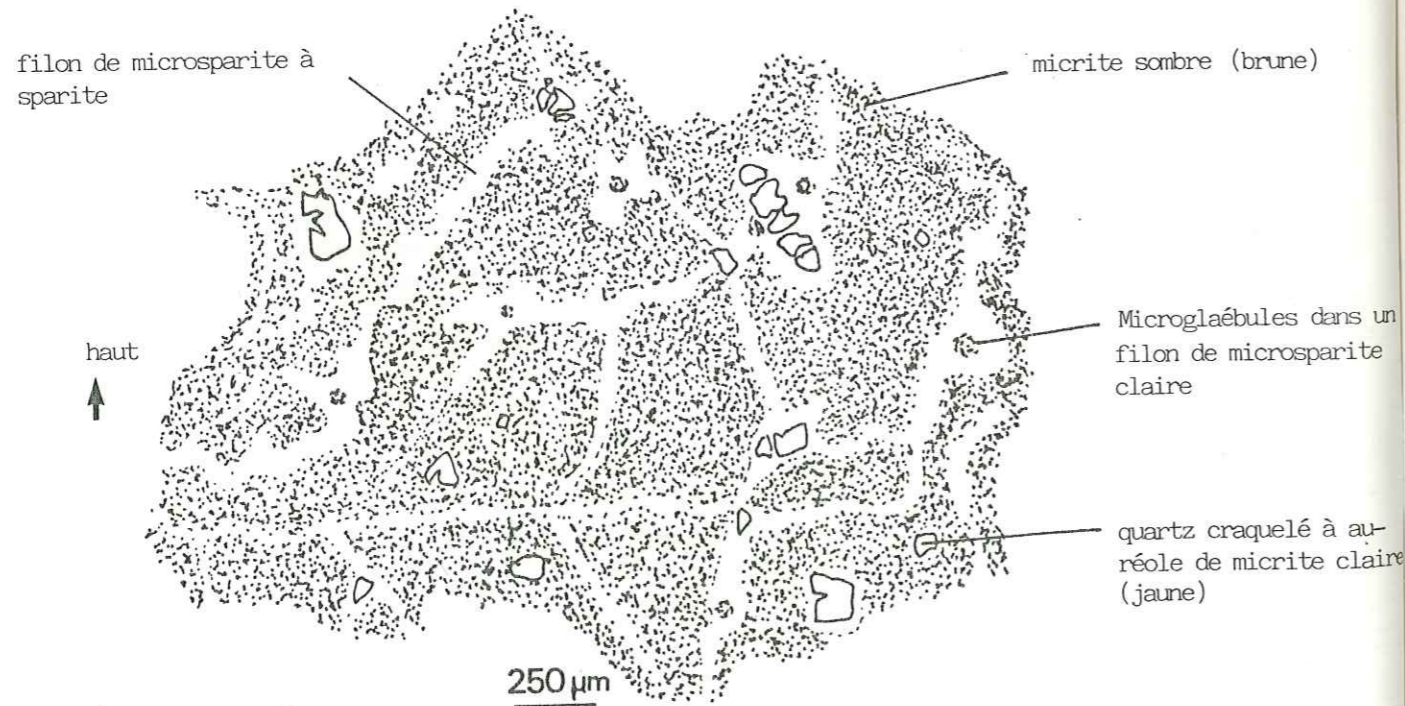


Fig. 90: Microfaciès du calcaire noduleux blanc (niveau 1).

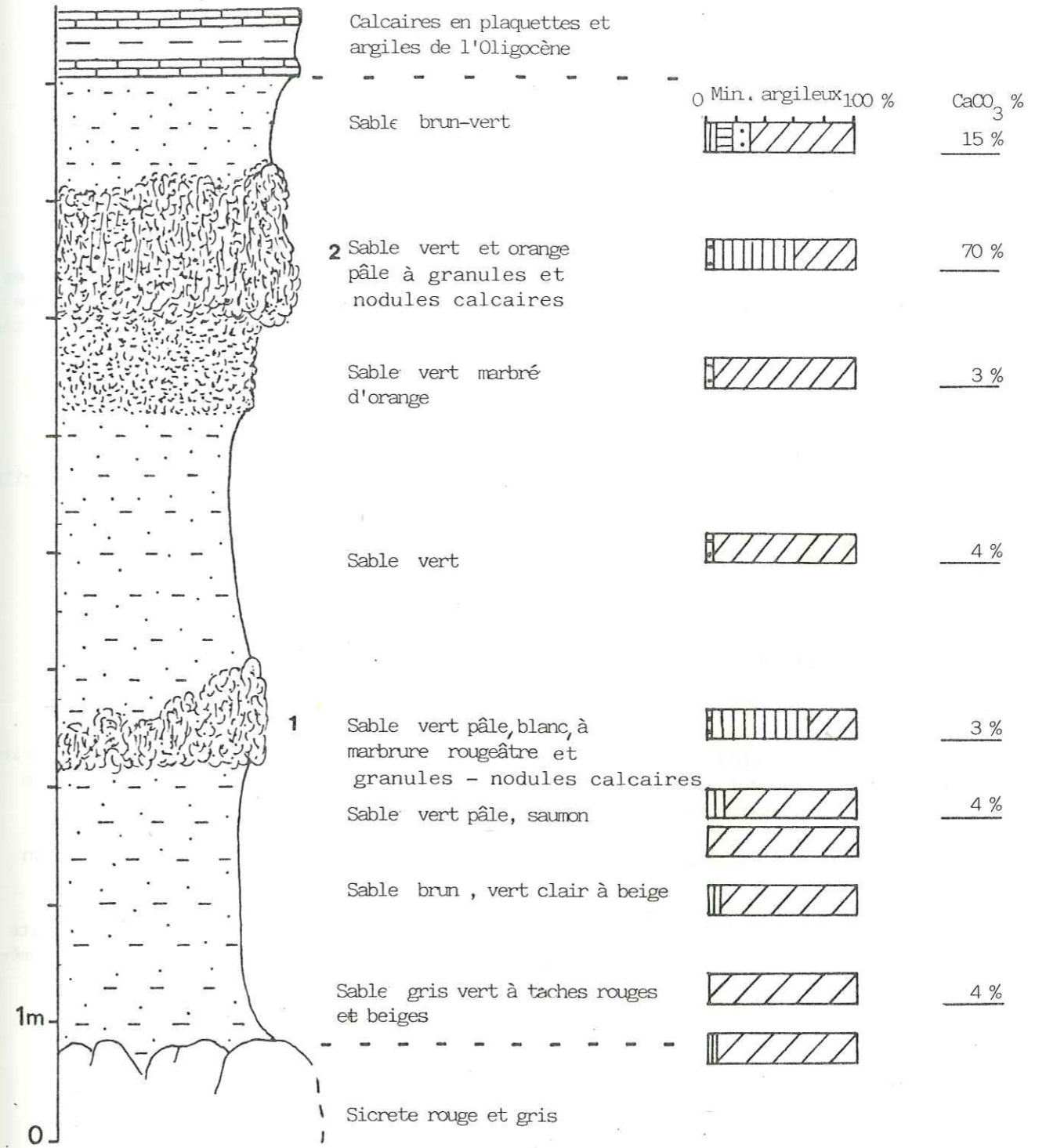


Fig 91: Coupe de Gourgas nord.

1,80 - 2,20 m. Le sable s'éclaircit (vert pâle à rose orangé) et l'attapulgite représente 10 à 15 % des minéraux argileux, associée aux smectites (90 à 85 %).

2,20 - 3,00 m. Le passage est net à un sable noduleux (niveau 1 de la coupe) brun-orangé à taches vertes et rouges, riche en grains de quartz parfois plurimillimétriques multicolores. Ce niveau est minéralogiquement homogène ; il contient des traces de CaCO_3 , et l'attapulgite est le minéral argileux largement dominant (70 %) accompagné de smectites (25 %) et d'un peu de kaolinite (5 %).

3,00 - 7,00 m. Vers le haut, il s'agit d'un niveau bien délimité de sable grumeleux vert à grains de quartz multicolores, faiblement calcaire (4 à 5 % de CaCO_3), à smectites quasi exclusives dans la fraction argileuse, avec un peu de kaolinite (5 %).

7,00 - 8,00 m. Le sable devient graduellement noduleux et de couleur pâle (vert à beige-orangé) (niveau 2 de la coupe). A l'affleurement, les nodules sableux sont grossièrement empilés ou coalescents et forment de petites colonnes d'aspect ruiniforme. Ces nodules sont constitués de plages silteuses entrelardées par un enduit argileux. Cet horizon est essentiellement calcaire ($\text{CaCO}_3 = 70\%$), sa fraction argileuse est à attapulgite (50-60 %), smectites (40-45 %), avec un peu de kaolinite.

8,00 - 9,80 m. La coupe se termine par un sable brun vert marbré de gris et d'orange, à grains de quartz millimétriques abondants. Les minéraux argileux sont ici variés, dominés toutefois par les smectites (65 - 70 %), accompagnées d'illite (10 - 15 %) ; de kaolinite (10 - 15 %) et d'attapulgite (5 %). Le CaCO_3 ne représente que 15 % de la roche totale.

Le calcaire en plaquettes de l'Oligocène surmonte directement cet horizon.

3) Coupe de Gourgas-sud (fig. 92)

A 200 m. au S-W de la coupe précédemment décrite, la carrière du Gourgas ne présente plus de silicifications. Le sommet de l'ensemble supérieur bien développé sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, repose sur 6 à 7 m sables à faciès "bariolés" (cf. partie II chap.2).

0 - 0,30 m. La coupe débute avec une limite horizontale marquée, par un sable beige à orangé faiblement induré ; à débit grumeleux ou noduleux, qui comporte un cordon de cailloutis siliceux à sa base : il s'agit de silex noirs urgoniens, et de graviers et galets quartzitiques beiges à grenats albiens. Les nodules sableux sont riches en grains de quartz inframillimétriques roses à orangés. Les minéraux argileux présents à ce niveau sont l'attapulgite (90 - 95 %) et les smectites (5 - 10 %). Le CaCO_3 existe à l'état de trace (5 %).

0,30 - 2,30 m. Vers le haut, le sédiment est plus nettement noduleux et granuleux, ces éléments contenant de nombreux grains de quartz roses.

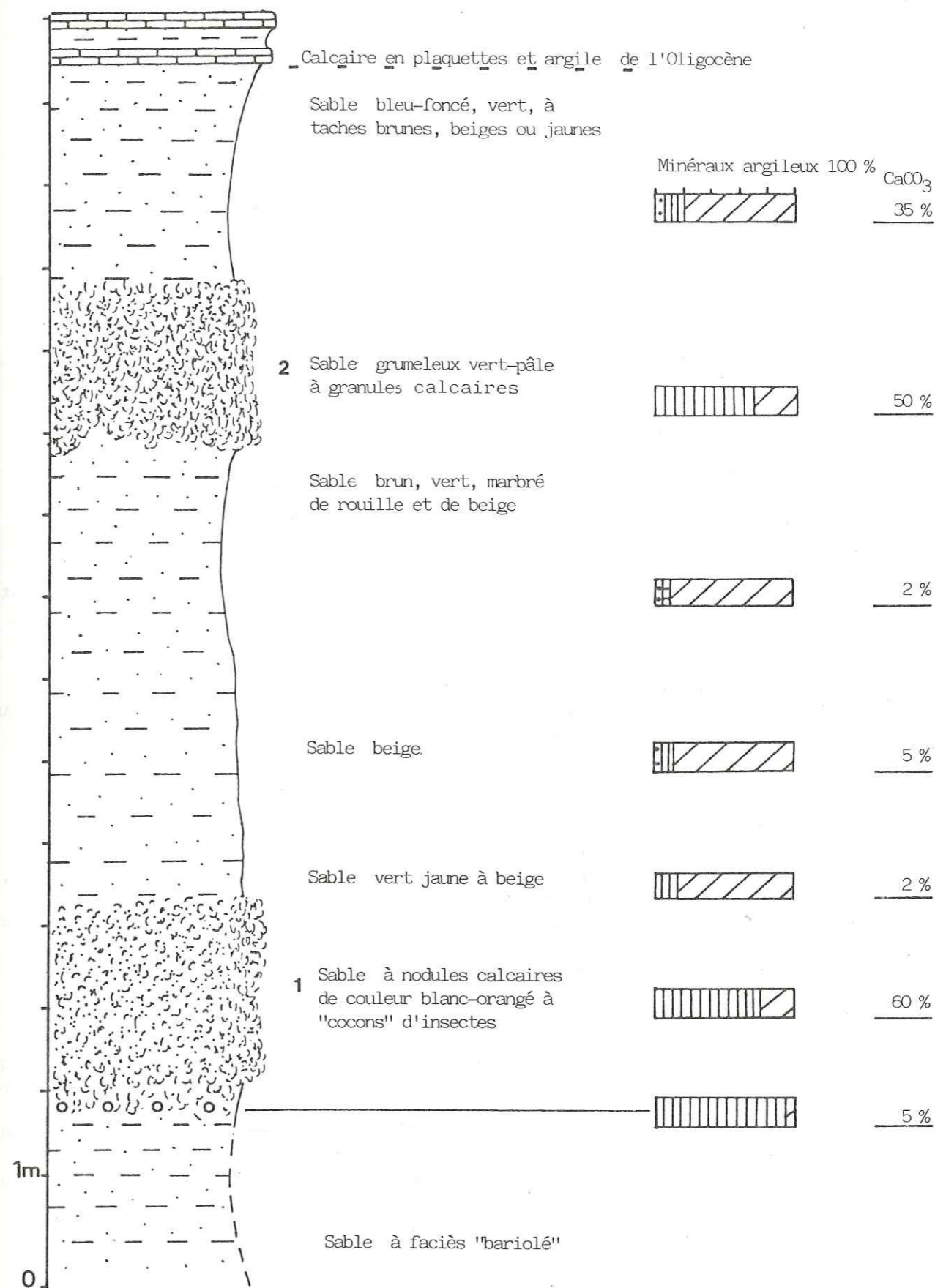


Fig. 92: Coupe de Gourgas sud.

Nodules et granules sont à calcite (70 %), quartz (10 %) et les minéraux argileux existants sont l'attapulгите dominante (70 %) et les smectites (30 %).

4,30 - 2,50 m. Le sable redevient progressivement moins noduleux et plus foncé (vert à taches rouilles). Il comprend toujours des grains de quartz roses ou laiteux millimétriques. Le CaCO_3 est accessoire dans cet horizon (2 à 5 %), les minéraux argileux présents sont les smectites (80 %), accompagnées d'attapulгите (20 %).

2,50 - 5,00 m. On passe brutalement à un sable beige homogène, à grains de quartz millimétriques oranges ou transparents, et à éclats de silex noirs. Ce niveau est enrichi en micrite (5 %), à smectites largement dominantes dans la fraction argileuse (80 %) accompagnées de kaolinite et d'attapulгите (K + A = 10 %).

5,00 - 7,50 m. On arrive sans transition à un sable grumeleux vert-brun à orangé, riche en éclats argileux de silex noirs, parfois blanchis et pulvérisés, et en grains de quartz millimétriques multicolores. Le sédiment contient des traces de CaCO_3 , tandis que les minéraux argileux sont essentiellement représentés par les smectites, accompagnées accessoirement de kaolinite et d'illite (K + I = 10 %).

7,50 - 9,80 m. L'horizon sus-jacent (niveau 2 de la coupe) est représenté par un sable vert tacheté d'orange, à granules calcaires blancs. Le sédiment est enrichi en micrite (50 % de CaCO_3 en roche totale) et l'attapulгите est le minéral argileux prédominant (70 %) associée aux smectites (30 %).

9,80 - 11,50 m. On arrive à un sable vert bleuté à taches jaunâtres, à débit en mottes, comprenant des granules calcaires blancs et des éclats de silex urgoniens. Ce sable contient 35 % de CaCO_3 et possède une population argileuse variée : smectites (80 %), attapulгите (10 %) et kaolinite (10 %).

Le calcaire oligocène couronne cette série.

En résumé : Dans le secteur de Gourgas, les sables détritiques du sommet de l'ensemble supérieur contiennent des minéraux argileux variés (smectites, illite, kaolinite) et possèdent fréquemment des matériaux détritiques issus du crétacé remanié (silex urgoniens, cailloutis et galets gréso-quartzitiques albiens).

A cette série se superposent deux niveaux de calcaire fossilifère, à structure en boules columnaires plus ou moins marquée, qui sont toujours annoncées par l'apparition de l'attapulгите dans le sédiment sous-jacent. Celle-ci disparaît ensuite immédiatement au-dessus du calcaire.

Le microfaciès de ces boules révèle la présence d'un ciment micritique sombre, structuré en glaébules, parcouru de filons micritiques à microsparitiques clairs, dans lequel flottent des grains de quartz fragmentés, systématiquement auréolés et corrodés par de la micrite. Des colonies de microcodium existent dans le ciment, dans les glaébules ou les filons clairs.

A partir des caractéristiques macrofaciologiques et microfaciologiques énoncées précédemment, il convient de considérer le calcaire du secteur de Gourgas non comme un "calcaire d'origine lacustre" (ROCH, 1971), mais comme un véritable encroûtement calcaire de type "calcrète", qui épigénise de manière "isovolume" (MILLOT ; 1964) les sables détritiques du sommet de l'ensemble supérieur postérieurement à leur dépôt.

Cette "épigénie calcitisante" se réalise en milieu de pédogenèse, comme en témoigne la présence de glaébules et de microcodiums.

Les mécanismes impliqués lors des processus de la calcitisation seront évoqués par la suite.

II. SECTEUR DU COTEAU DE PIGIER (fig. 86)

La coupe levée dans ce secteur ayant été décrite dans la partie II (chap. 2, B), l'étude présentée ici ne concerne que le complexe calcaire du sommet de la coupe (unités 1 à 5 de la fig. 34).

Il s'agit d'un horizon de 3 m de largeur, qui atteint 1,5 m d'épaisseur en son centre. A cet endroit, 5 unités faciologiques ont pu être observées de bas en haut :

- Unité 1 (10 cm). Granules et nodules calcaires gris beige et sable crème enrichi en micrite ($\text{CaCO}_3 = 55\%$), à attapulгите dominante dans la fraction argileuse (90 %), accompagnée d'un peu de smectites (10 %).

- Unité 2 (30 cm). Nodules et petits blocs calcaires jointifs gris beige très fissurés, parcourus de filons de calcédoine. La minéralogie du calcaire est identique à celle des sables de l'unité précédente.

- Unité 3 (40 cm). Dalle calcaire grise à orangée, par endroits feuilletée. Sa composition minéralogique comprend de la calcite (80 % de la roche totale), et les minéraux argileux présents sont les smectites (60 %), l'illite (20 %) et la kaolinite (20 %).

- Unité 4 (70 cm). Blocs massifs polyédriques, beiges, gris à orangés, enrobés d'un feuilletage calcaire de un demi cm d'épaisseur. La calcite représente 70 % de la roche et la fraction argileuse est à attapulгите exclusive.

- Unité 5 (1 m). Il s'agit de sables rouges qui contiennent des blocs de calcaire en "choux-fleur" de 10 à 20 cm de diamètre. On distingue des blocs saumons (80 % CaCO_3) à smectites dominantes dans la fraction argileuse (70 %), accompagnées d'attapulгите (30 %); et des blocs gris (90 % CaCO_3) à attapulгите dominante dans la fraction argileuse (75 %), accompagnée de smectites (25 %).

Les unités 3 et 4 correspondent à la planche VI photo 2

a) Faciès et minéralogie

* Unités 1 et 2

+ Macrofaciès

Il s'agit de granules, nodules et petits blocs calcaires d'aspect crayeux, souvent mal individualisés dans le sable encaissant. Nodules et blocs peuvent être parcourus de filons calcitiques dendritiques.

+ Microfaciès

Tous ces éléments calcaires sont constitués d'une micrite argileuse brune, où la fraction argileuse est à attapulгите quasi-exclusive (90 à 95 %), accompagnée d'un peu de smectites. Cette micrite comporte des filons anastomosés de micrite claire, qui délimitent quelquefois des glaébules peu structurés à laminations discrètes.

Des grains de quartz de taille comprise entre 100 et 300 μm sont disposés dans la micrite sombre ; ils possèdent des contours irréguliers

et sont toujours entourés d'une auréole de micrite claire. On retrouve des grains de quartz isolés dans les filons de micrite claire, qui possèdent dans ce cas une auréole de micrite sombre. Certains blocs sont affectés par des silicifications, matérialisées par l'existence de filons de calcédoine. Celles-ci seront examinées plus loin.

* Unité 3

+ Macrofaciès

Il s'agit d'une dalle calcaire massive, grise à orangée, épaisse de 10 à 40 cm, par endroits très fracturée. Elle passe latéralement au faciès de l'unité 2. Cette dalle est piquetée de grains de quartz roses ou gris, et elle est parcourue de filons millimétriques de calcite, obliques ou horizontaux.

+ Microfaciès (fig. 93)

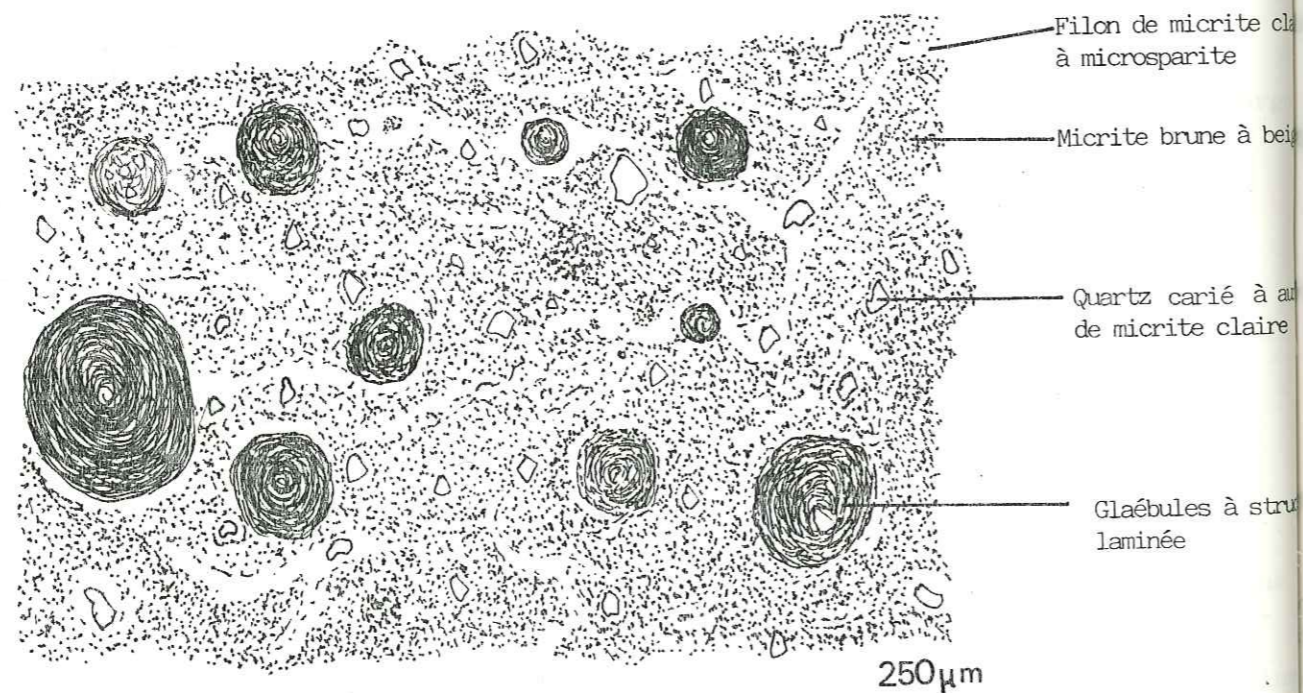


Fig. 93: Microfaciès de la dalle calcaire (unité 3).

En plaque mince, on observe une micrite brune structurée en glaébules, à grains de quartz dispersés.

Les glaébules ont une taille comprise entre 200 μm et quelques millimètres ; ils ont une structure laminée, mise en évidence par des alternances de lits micritiques bruns et jaunâtres. Néanmoins, certains d'entre eux sont peu différenciés ; ils apparaissent constitués d'une micrite brune vermiculée de micrite plus claire.

Ces glaébules peuvent contenir des prismes de colonies de microcodiums, des éclats de quartz, voire même des glaébules plus petits.

Le ciment de micrite sombre peut être traversé de filons micritiques clairs, plus rarement microsparitiques ou sparitiques, à contours ondulés, orientés verticalement ou horizontalement. Ces filons isolent quartz et glaébules ; dans ce cas, on observe autour des quartz la succession : micrite claire - micrite sombre et microsparite périphérique en forme de "pétales" orientées perpendiculairement par rapport au grain de quartz.

* Unité 4

+ Macrofaciès

Les blocs qui surmontent la dalle calcaire sont extrêmement massifs et hétérogènes. Ils ont un diamètre de 60 à 80 cm et sont enrobés d'un feuilleteage calcaire de un demi cm à 10 cm d'épaisseur, constitué par une alternance de lits calcitiques sombres et clairs, sécants entre eux. Ce feuilleteage est une pellicule rubanée ou "croûte zonaire" (TRUC ; 1975, 1978 ; thèse en cours) (fig. 94). On retrouve cette pellicule rubanée au centre des blocs, qu'elle pénètre en délimitant de petites zones polyédriques (fig. 95).

+ Microfaciès

Au centre des blocs, on retrouve le faciès de l'unité 3, type "micrite sombre à glaébules et quartz dispersés", qui est ici littéralement haché par la pellicule rubanée. Celle-ci se présente sous forme de filons micritiques millimétriques verticaux, ou plus souvent obliques à horizontaux, alternativement sombres et clairs. Les filons clairs contiennent des microglaébules isolés (100 à 200 μm) peu différenciés, et des prismes de colonies de microcodiums.

A la périphérie des blocs, le polyphasage au sein de la pellicule rubanée a pu être mis en évidence (fig. 96). Il compte 5 phases. (Pl. VII photo 3)

- première phase : alternance de lits micritiques bruns et jaunes horizontaux ; des grains de quartz existent surtout dans la micrite sombre.
- deuxième phase : filons micritiques à alternance sombre - clair peu nette ; ils sont obliques et recoupent ceux de la phase 1.
- troisième phase : filons de micrite claire, à microglaébules dispersés peu ou pas structurés, sub-verticaux et très ondulés, qui recoupent les phases précédentes.
- quatrième phase : filon micritique clair, plus épais (3 à 5 mm), oblique, qui tranche indifféremment les phases 1 à 3.
- cinquième phase : filon de micrite beige à brunâtre, vertical, riche en éclats de quartz, sécant sur toutes les autres phases.

Ce polyphasage illustre des réorganisations internes qui s'opèrent dans un milieu minéralogiquement homogène, où la calcite est le constituant dominant (70 %) et la fraction argileuse est à attapulgite exclusive. Les grains de quartz sont petits (100 à 200 μm), dispersés ou concentrés dans certaines lamines micritiques, et possèdent des contours dentelés.

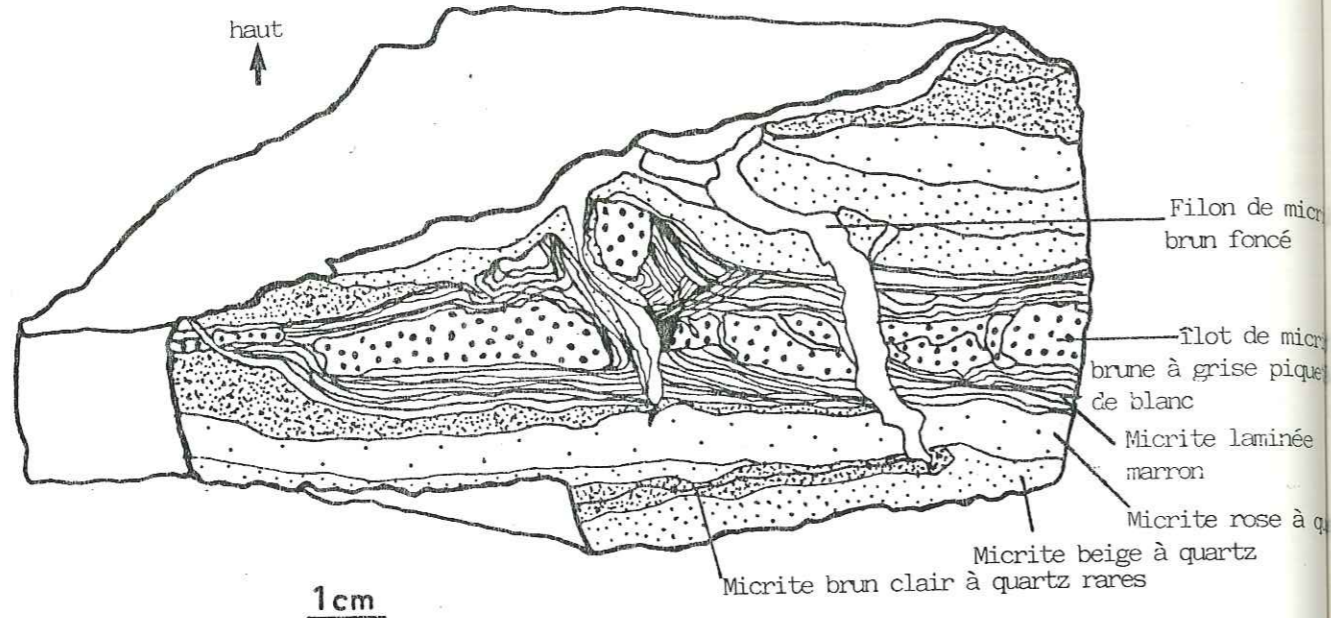


Fig. 94: Macrofaciès de la pellicule rubanée à la périphérie des blocs calcaires de l'unité 4.

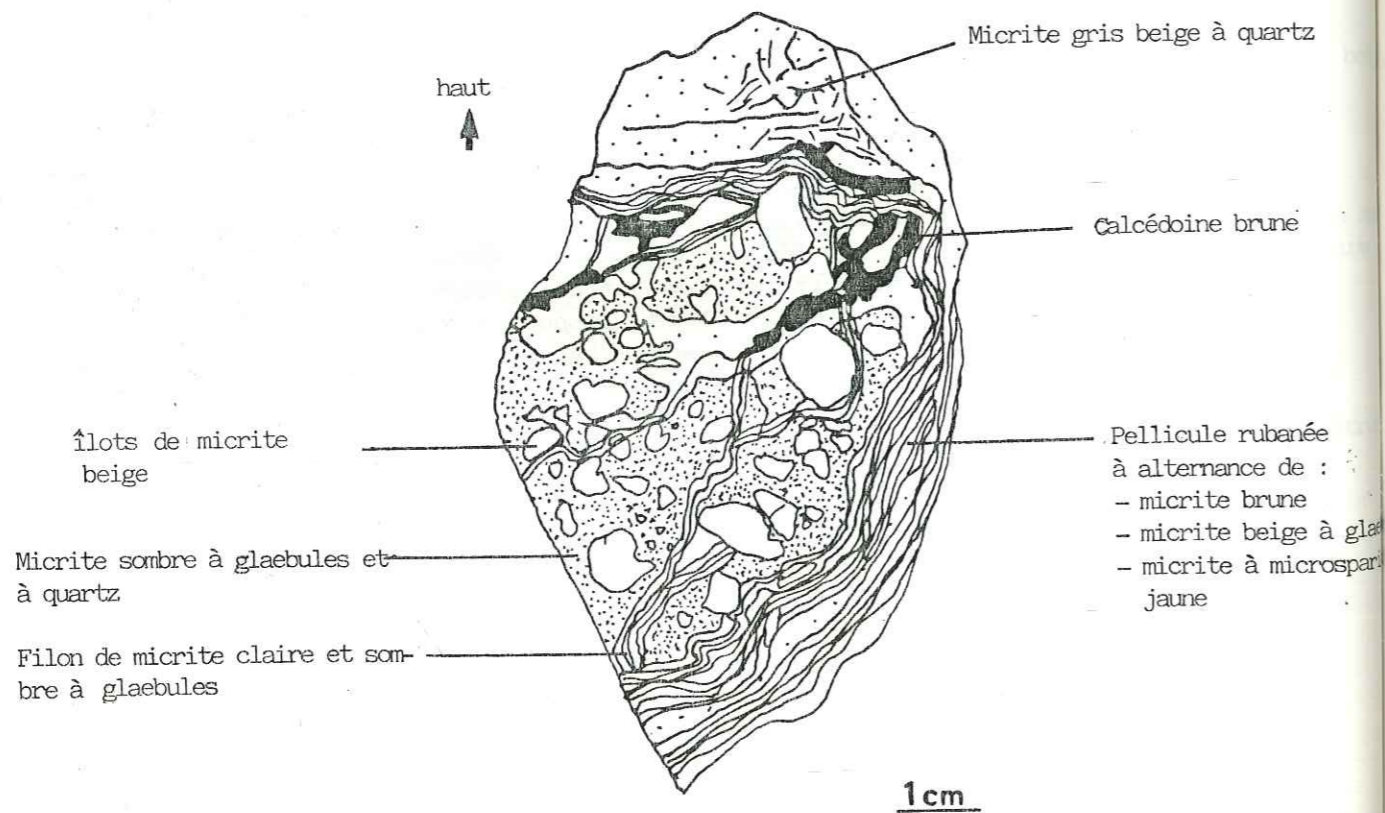


Fig. 95: Relations calcaire - pellicule rubanée (unité 4).

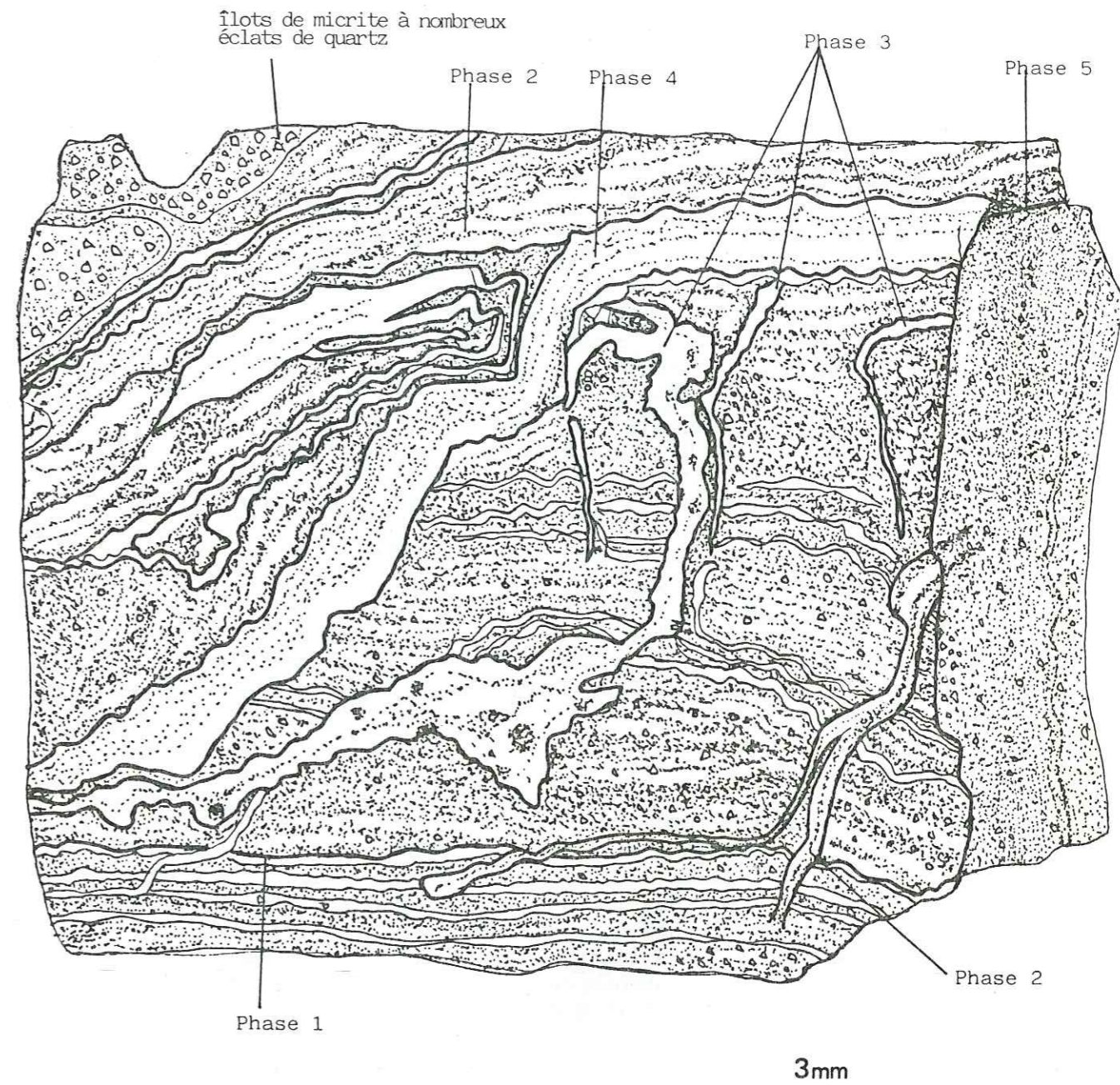


Fig. 96: Microfaciès de la pellicule rubanée (périphérie des blocs de l'unité 4, correspond au centre de la figure 94): alternance de lits ondulés de micrite sombre et claire à grains de quartz isolés et microglaebules secondaires.

* Unité 5

Elle comprend :

- Des blocs de calcaire saumon, à pellicules rubanées et macroglaébules.
- Des blocs gris à pellicules rubanées discrètes, microglaébules et filons de calcédoine.

** Blocs de calcaire saumon

+ Macrofaciès (fig. 97)

Il s'agit d'un calcaire hétérogène, en forme de "choux-fleur", fortement fissuré, qui contient des glaébules pouvant atteindre 5 cm de diamètre. Le contact calcaire - glaébules est souligné par des microdiscontinuités. Les glaébules possèdent un cortex constitué par une alternance de lits calcitiques ondulés sombres et clairs, qui enrobe un "noyau" calcaire homogène de taille extrêmement variable (quelques centimètres à un ou deux millimètres). Il s'agit ici de macroglaébules à structure laminée, qui peuvent être regroupés par une même pellicule rubanée. L'identité de faciès observée entre les pellicules rubanées et les macroglaébules peut s'expliquer par une origine similaire : G. TRUC (1975 ; 1978) a montré dans les deux cas l'intervention de microorganismes (bactéries filamenteuses ; champignons) qui assurent la biocorrosion et la biosynthèse du calcaire. Il s'agit là d'une activité pédogénétique ; le calcaire enrobé est progressivement "digéré" tandis que les particules squelettiques (grains de quartz) sont déplacées à la périphérie : il y a "enfouissement des pellicules rubanées de surface" (TRUC, 1975), et l'on parle de même de la "force d'accrétion des glaébules à structure laminée" (TRUC, 1975).

Un macroglaébule est constitué à sa périphérie de calcite (80 % de la roche totale) et d'attapulgite dominante dans la fraction argileuse (60 %) accompagnée de smectites (40 %). En contrepartie le "noyau" calcaire central contient 70 % de smectites et 30 % d'attapulgite dans sa fraction argileuse ; le taux de CaCO_3 restant à 80 %.

+ Microfaciès

- du calcaire saumon : Il s'agit d'une micrite sombre à glaébules infra-millimétriques et grains de quartz dispersés à contours irréguliers et auréolés de micrite claire qui paraît les ronger. Les glaébules sont bien différenciés par des lits de micrite brune et jaune en alternance ; ils peuvent contenir des éclats de quartz, des prismes de colonies de microcodiums, ou des vermicules de micrite claire.
- des pellicules rubanées et de la périphérie des macroglaébules : on observe des lits micritiques bruns et beiges en alternance, parallèles ou sécants entre eux. Les lits clairs contiennent des colonies de microcodiums et des microglaébules (100 μm) isolés. Les lits sombres contiennent des éclats de quartz à contour dentelé, auréolés de micrite claire.

** Blocs gris

+ Macrofaciès (fig. 98)

Il s'agit de blocs calcaires hétérogènes, de 20 à 30 cm de hauteur, de forme conique, implantés verticalement dans le sable. Leur base est étroite et ils s'élargissent vers le sommet.

En section polie, on observe des îlots calcaires de couleur brun vert, flottant dans un ciment calcaire gris beige. Ce ciment est parcouru de filons

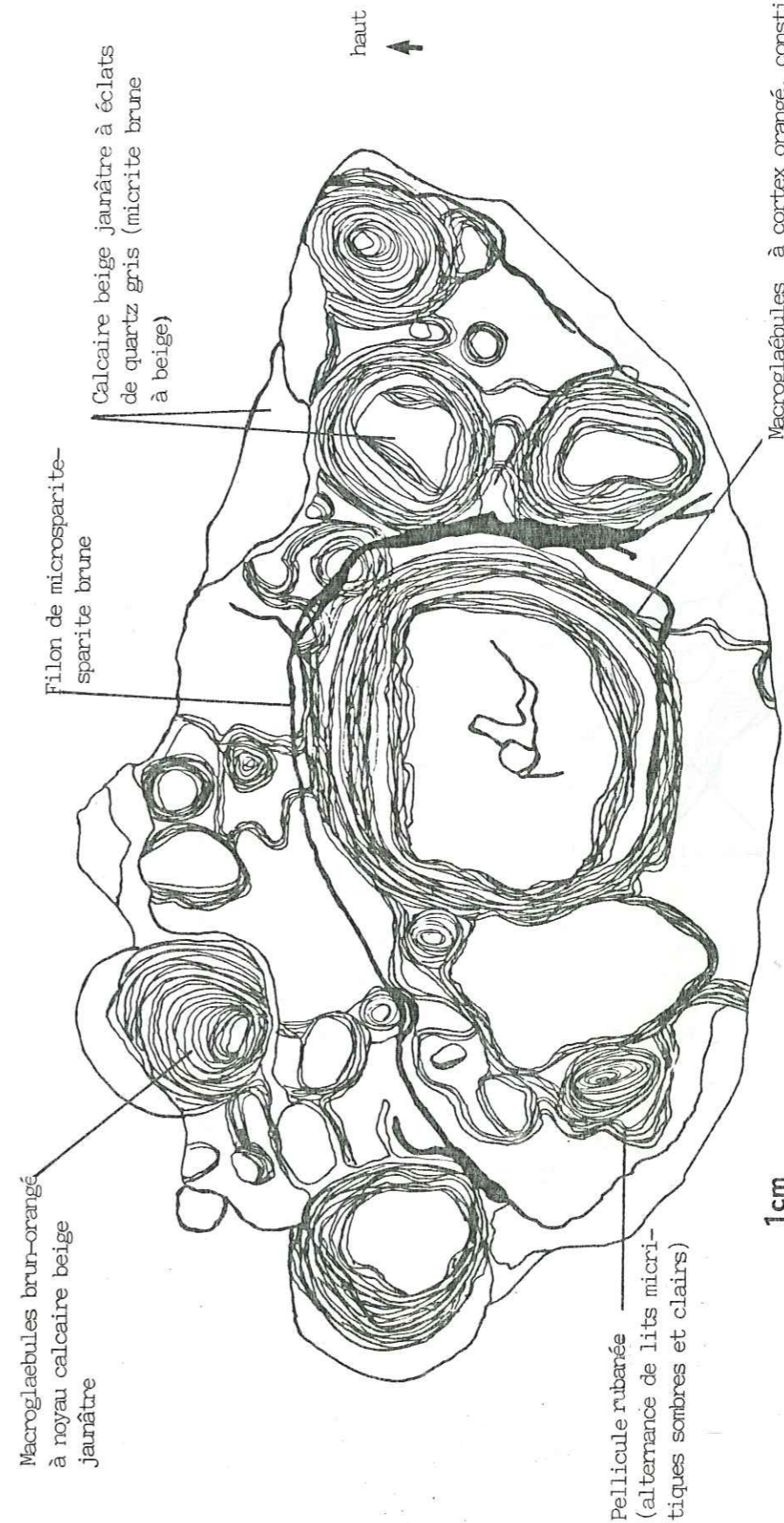


Fig. 97: Macrofaciès des blocs calcaires saumon de l'unité 5: relation pellicule rubanée - macroglæbules.

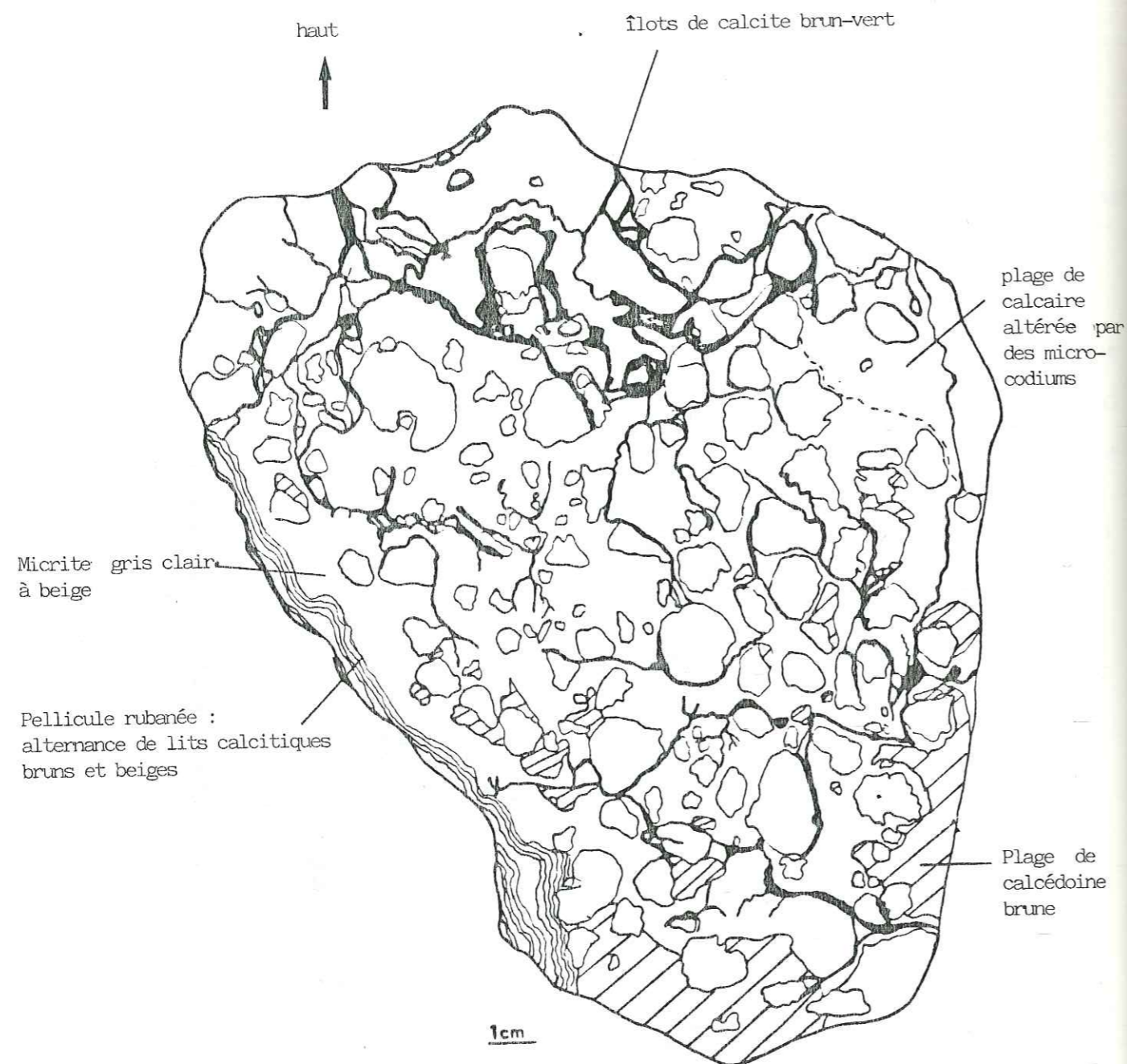


Fig. 98: Macrofaciès des calcaires gris de l'unité 5. (section polie)



dendritiques infracentimétriques de calcite miel. En bordure, une pellicule rubanée verticale est parfois visible (fig. 98), et recoupe indifféremment le ciment ou les îlots calcaires. Ces blocs comportent des plages diffuses de calcédoine: il s'agit d'une silicification discrète dont l'étude sera présentée plus loin.

+ Microfaciès

- . Des îlots calcaires sombres : ils sont constitués d'une micrite sombre à glaébules différenciés ou non et de quartz dispersés, auréolés de micrite claire, toujours craquelés et de petite taille (100 à 300 μm).
- . Du ciment clair : il est formé par une micrite jaune non structurée, dans laquelle existent de nombreuses colonies de microcodiums (prismes sparitiques en "épis de maïs"). Les microcodiums rongent la micrite sombre et les glaébules. (Pl.VII photos 1 et 2)
- . Des filons dendritiques : ils sont essentiellement micritiques à microsparitiques, et évoquent par endroits la progression d'une colonie de microcodiums.
- . De la pellicule rubanée : on retrouve une alternance de lits micritiques sombres et clairs. La micrite claire contient des microglaébules isolés indifférenciés (pas de structure laminée visible) et des fragments de colonies de microcodiums. Cette pellicule rubanée tronque le ciment micritique décrit précédemment, quelle que soit son organisation (glaébules, filons de micrite...)

L'unité 5 comme l'unité 4 est caractérisée par des blocs calcaires à polyphasage net. Celui-ci est mis en évidence par la présence de pellicules rubanées, glaébules, filons calcitiques, mais également par l'existence d'une "compétition" entre glaébules et microcodiums (TRUC, 1975).

Dans toute la roche, on observe des glaébules digérant des prismes de colonies de microcodiums, et des colonies de microcodiums rongant le calcaire à glaébules.

b) Silicifications du calcaire des unités 4 et 5 (Pl. X photos 2 et 3)

Elles ont été observées dans des nodules et blocs calcaires de Pigier. Il s'agit de taches et de filons miel de calcédoine, au sein desquels des sphérolites de quartzine apparaissent ponctuellement. Des îlots de calcaire blanc sont visibles dans ces filons.

L'observation de ces silicifications montre deux types principaux (fig. 99 et 100):

- Type 1: il s'agit de sphérolites de quartzine, parfois jointifs, qui occupent préférentiellement les filons micritiques clairs à colonies de microcodiums. Le phénomène reste discret;
- Type 2: plus souvent, la silice forme des plages et filons de calcédoine, où s'individualisent par endroits des zones à calcédonite en éventail et quartz mosaïques centraux. Le front de silicification est net (fig. 100) et montre que l'épigénie siliceuse respecte parfaitement les structures antérieures.

Ainsi les glaébules de l'encroûtement calcaire apparaissent dans la zone siliceuse en calcédoine sombre; tandis que la micrite originelle est remplacée par de la calcédoine sombre ou claire selon sa couleur initiale brune ou beige. De plus, les quartz corrodés dans le calcaire par une auréole de micrite possèdent dans les plages siliceuses une auréole de calcédoine (fig. 100).

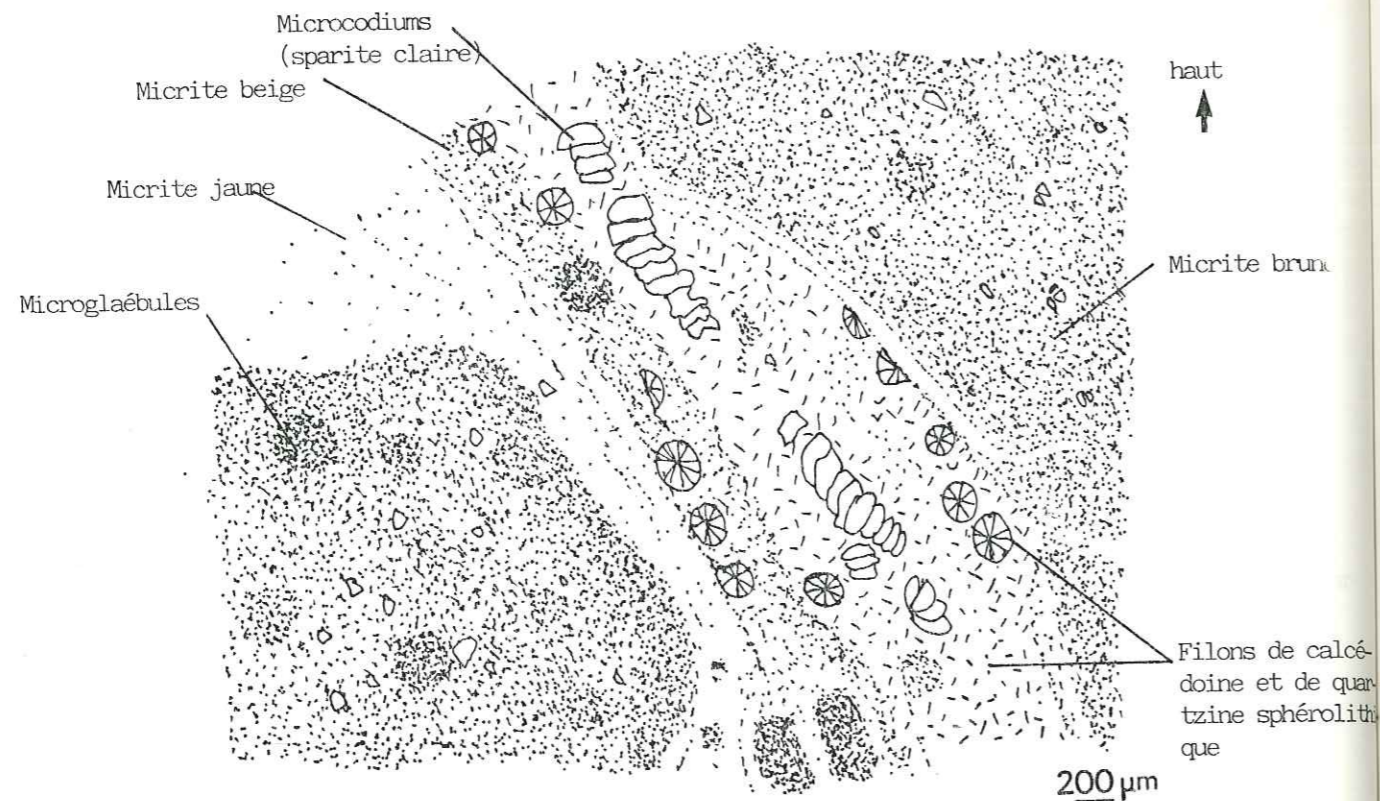


Fig. 99: Microfaciès de l'encroûtement calcaire silicifié (type 1).

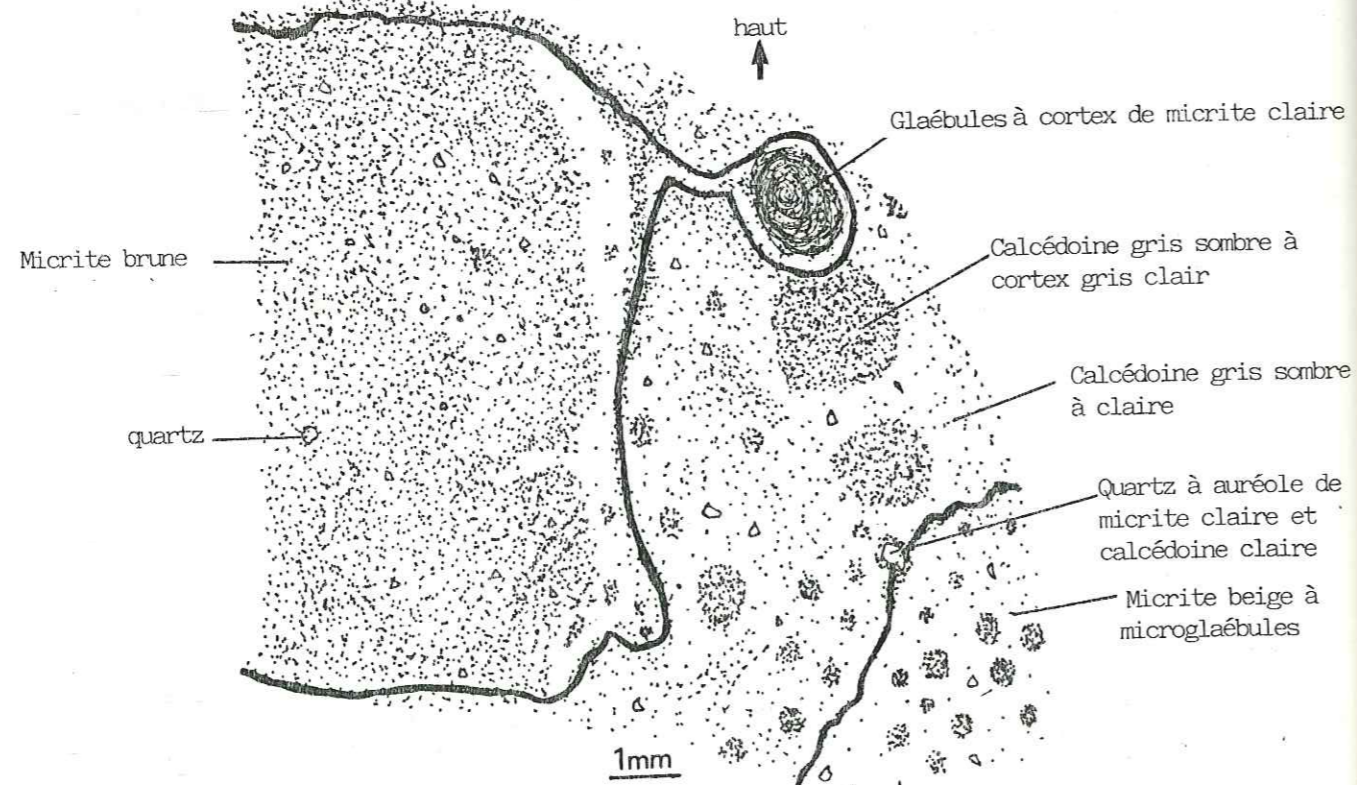


Fig. 100: Microfaciès de l'encroûtement calcaire silicifié (type 2).

* Observations nanoscopiques

Au M.E.B. (pl. X), la calcédoine (plages sombres) paraît engluer les fibres d'attapulгите. Certaines d'entre elles ont un aspect granuleux.

Au M.E.T., la calcédonite, voire des amas d'opale existent toujours en association avec les minéraux argileux, sans que des relations précises entre eux puissent être clairement définies.

Les silicifications des calcrètes sont des phénomènes ponctuels, qui reflètent les variations locales des conditions du milieu (baisse de pH, de température etc...). dans tous les cas, l'origine de la silice présente est à rechercher dans les mécanismes même de la calcitisation (libération "pro parte" de silice).

En résumé: dans le secteur du coteau de Pigier, un complexe calcaire s'individualise dans la série détritique du sommet de l'ensemble supérieur. Ce complexe est hétérogène à l'affleurement; il est structuré verticalement de bas en haut en 5 unités qui matérialisent le passage progressif du sédiment détritique "encaissant" à des granules, nodules puis blocs calcaires, ceux-ci étant ponctuellement affectés par des silicifications. Les premières unités calcaires sont "annoncées" par l'apparition de l'attapulгите dans le sable sous-jacent, qui devient le minéral argileux dominant. Au sein même du complexe, les minéraux argileux présents sont variés (smectites, attapulгите, kaolinite, illite), l'attapulгите peut être localement exclusive, mais elle disparaît rapidement au-dessus des blocs calcaires.

Le calcaire du coteau de Pigier doit être interprété comme un véritable encroûtement calcaire de type calcrète, à pellicules rubanées, glaébules et microcodiums, qui témoignent d'une structuration pédogénétique polyphasée importante au cours de la mise en place de l'encroûtement. Les processus impliqués par cette épigénie "calcitisante" seront examinés par la suite.

III. SECTEUR DE GOULT - LA RABOTE

1) Localisation (fig. 86 et 101)

A 2 km au Nord du village de Goult et à l'Est du C.D.6, on peut observer un peu avant la ferme de la "Rabote", une lentille de sables clairs à blocs et à nodules calcaires dispersés, qui s'étend sur une trentaine de mètres du Sud au Nord pour une épaisseur maximale de 8 m en son centre.

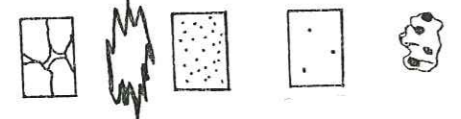
En observant la lentille de sables sur la face est, on distingue 4 niveaux lithologiques de bas en haut :

Niveau A : sable brun rouge à conglomérat calcaire altéré par des microcodiums (1 - 2 m);

Niveau B : sable beige à granules et nodules calcaires crèmes à orangés (1 - 2 m);

Niveau C : sable crème à imprégnations orangées à granules, nodules et blocs calcaires (3 - 4 m);

Niveau D : dalle calcaire grise très fissurée (1 m). (Pl. VI photo 3)

- 
- Dalle calcaire découpée en blocs coalescents
 - Auréole d'attapulgite
 - Niveau C: sable smectitique à granules, nodules et blocs calcaires altérés par des microcodiums
 - Niveau B: sable smectitique à granules et nodules calcaires
 - Niveau A: lentille de conglomérat à matériaux crétacés (urgonien à cénomanien), altérée par des microcodiums

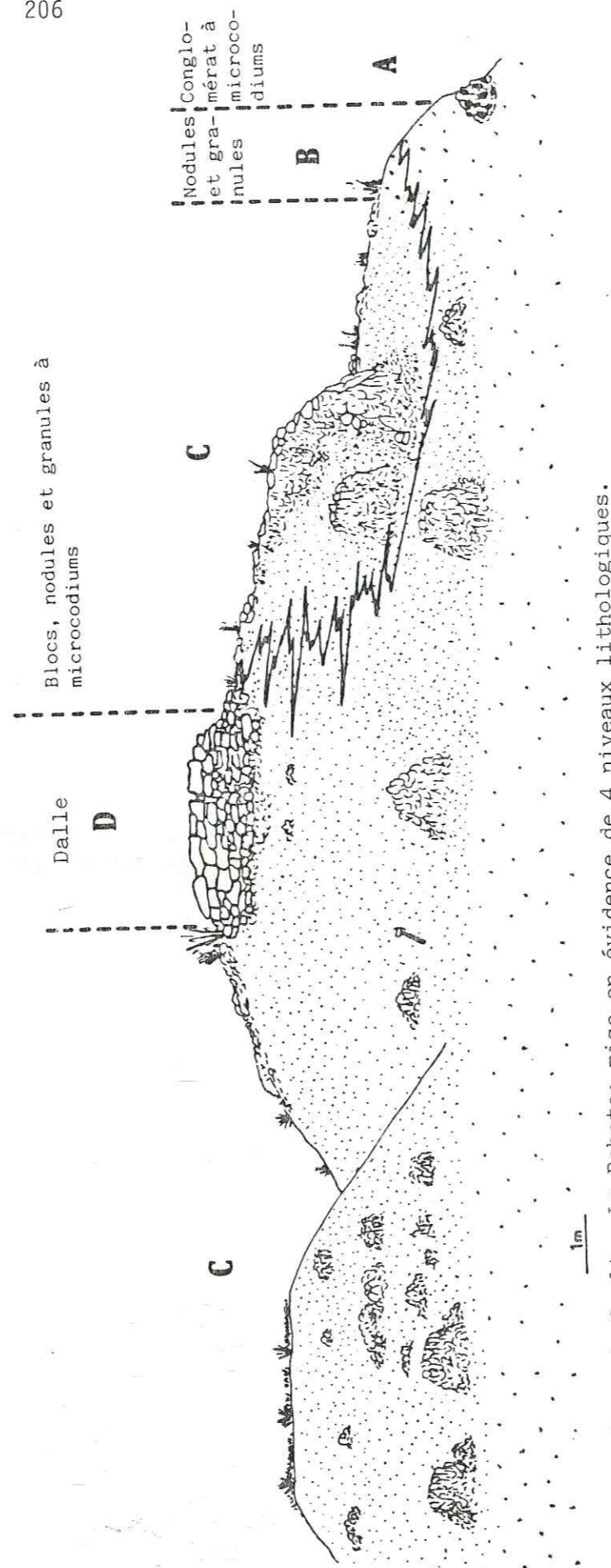


Fig. 101: Coupe de Goult - La Rabote; mise en évidence de 4 niveaux lithologiques.

2) Etude lithologique des niveaux et pétrographie du calcaire associé

* Niveau A

La base de la lentille est représentée par un sable brun rougeâtre enrichi en micrite (20 % de la roche totale), exclusivement smectitique dans sa fraction argileuse, contenant des passées conglomératiques lenticulaires ou en "choux fleur", à blocs et galets de calcaire et silex urgoniens, galets grésoglaucieux et quartzites de l'Albo-Cénomaniens inférieur, ainsi que diverses dragées quartzieuses, gros graviers ferrugineux et grains de quartz multicolores. La matrice de ce conglomérat est représentée par un sable smectitique rouge. Des colonies de microcodiums existent en surface et dans les blocs ou galets urgoniens, ainsi que dans le sable rouge matriciel.

+ Macrofaciès

En plaque mince, le conglomérat apparaît cimenté par une micrite brune à glaébules à structure laminaire, complètement rongée et démantelée par des colonies de microcodiums en "épis de maïs". Dans tous les cas, les microcodiums ne s'attaquent qu'à ce ciment micritique et aux galets calcaires urgoniens : les grains de quartz, silex, granules ferrugineux ou quartzites sont préservés et étroitement entourés.

* Niveau B

Le sable s'éclaircit rapidement vers le haut (teintes beiges à orangées) et s'enrichit en granules et petits nodules pulvérulents de calcaire crème. La composition minéralogique du sédiment indique la présence de 40 % de CaCO_3 . Les smectites sont les minéraux argileux quasi exclusifs, accompagnés toutefois de traces d'attapulgite et d'illite au sommet du niveau.

* Niveau C

On passe sans limite précise à un complexe de calcaire en petits blocs, "boules" à glaébules ou granules grossièrement empilés, d'aspect ruiniforme, entremêlés de sables beiges à rouille. Ces éléments calcaires sont fréquemment coalescents et forment des amas arrondis décimétriques mal délimités dans le sédiment. Ce complexe, très hétérogène, contient des gastéropodes continentaux, les bulimes (*Romanella hopei*) et des cocons d'insecte en abondance.

L'aspect "ruiniforme" du niveau C est en partie lié à la présence de colonies de microcodiums qui rongent le calcaire et le rendent pulvérulent, en même temps qu'il prend une teinte rouille.

+ Minéralogie

Le calcaire contient entre 70 et 85 % de CaCO_3 , tandis que le sable associé en comprend 60 à 70 %. Le quartz existe à l'état de traces dans le calcaire et représente 10 % du sable. Les smectites sont les minéraux argileux ubiquistes du niveau C; tandis que l'attapulgite constitue une auréole à l'extrémité nord (fig. 101), où sa quantité relative augmente rapidement du Nord au Sud (20 % de la fraction argileuse puis 60 %, contre 80 % puis 40 % de smectites).

+ Microfaciès (Pl. VII photos 1 et 2)

Le niveau C est constitué d'un calcaire à glaébules qui apparaît au microscope optique sous forme d'une micrite brune ou vermiculée de micrite jaune, à filons dendritiques de micrite à microsparite clairs, qui contient des glaébules de 100 μm à quelques mm de diamètre, différenciés ou non (structure laminée ou non). On rencontre un peu partout des grains de quartz de 100 à 150 μm de longueur, auréolés et rongés par de la micrite claire qui isole des fragments à extinction commune en lumière polarisée. Des colonies de microcodiums se retrouvent dans le ciment micritique à glaébules, qu'elles rongent ou à l'état de fragments dans quelques glaébules.

. Les glaébules différenciés à structure laminée (fig. 102)

Six principaux types ont été identifiés:

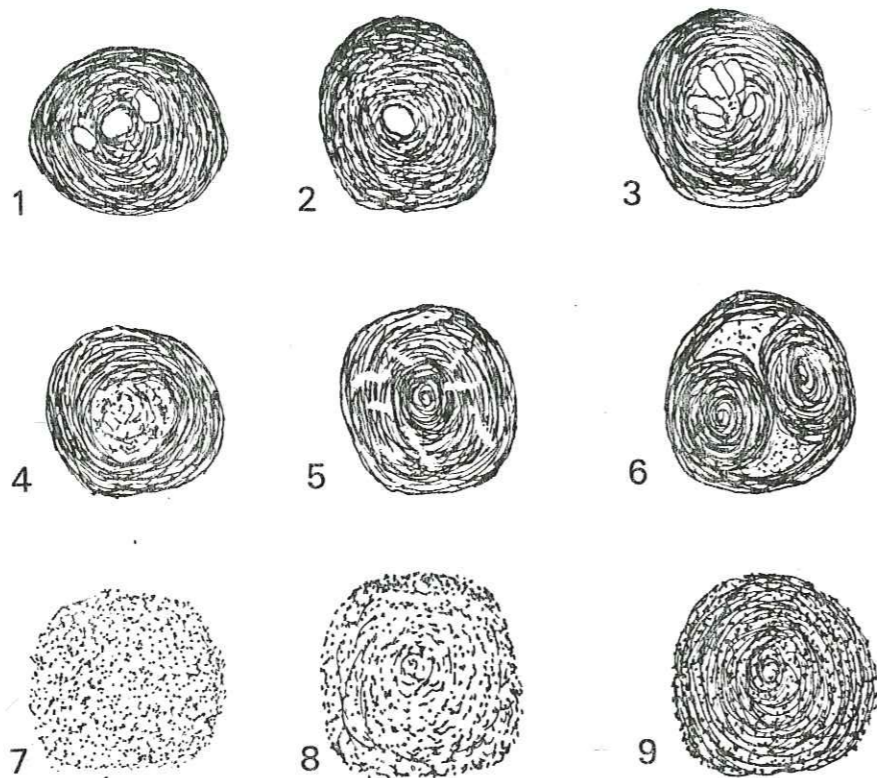


Fig. 102: Les principaux types de glaébules (niveau C, secteur de Goult - La Rabote).

Il s'agit de glaébules à alternance de lits micritiques sombres (bruns) et clairs (beiges à jaunes) contenant un ou plusieurs éclats de quartz (type 1, 2), ou de fragments de colonies de microcodiums (type 3). Certains glaébules ont un cœur de micrite claire (type 4), ou sont vermiculés de micrite claire (type 5). D'autres enfin sont polyphasés et comprennent des glaébules primaires coalescents, bien délimités, pris dans un ciment micritique clair et englobés par un glaébule secondaire (type 6).

• Les glaébules indifférenciés (non structurés)

Il s'agit généralement de plages micritiques brunes à beiges, isolées du ciment adjacent par une auréole de micrite jaune. Ces plages sont toujours homogènes, sans lithoclastes ou bioclastes (type 7). Le passage progressif de ces glaébules aux glaébules structurés a été observé (type 8 - 9).

+ Observation des glaébules au M.E.B. (pl. VIII et IX)

Les glaébules différenciés sont constitués par une alternance plus ou moins régulière de lits micritiques, de lits à micrite et argiles et de lits argileux. Les limites entre ces différents lits, épais de quelques microns, sont toujours nettes. Les lits argileux peuvent être à smectites et attapulgite. Dans ce dernier cas, on observe l'attapulgite en position "épitaxiale" sur les feuillets smectitiques (pl. IX) mais dans certains cas l'attapulgite paraît résulter d'un "découpage" du feuillet smectitique (pl. IX). Dans les deux cas, les relations smectites - attapulgite sont difficiles à préciser au M.E.B.

Les glaébules indifférenciés sont représentés par une micrite argileuse d'aspect uniforme (pl. VIII) et le passage à un glaébule structuré est parfaitement visible: il s'agit d'un glaébule très argileux, où les lits smectitiques forment des enveloppes concentriques serrées, entre lesquelles s'intercalent des lits micritiques discontinus très étroits (pl. VIII).

Quel que soit le glaébule considéré, ses limites sont toujours nettes vis à vis du ciment encaissant: le glaébule représente une réorganisation interne du sédiment qui va dans le sens d'une ségrégation alternante de micrite et d'argiles sous influence biologique qui reste difficile à contrôler, d'autant plus que ceci se réalise en contexte d'épigénie "calcititante".

* Niveau D

+ Minéralogie

Il s'agit d'une dalle calcaire d'épaisseur métrique, grise à beige, qui couronne l'affleurement étudié (fig. 101). elle est constituée de bas en haut par des nodules coalescents de 5 à 10 cm de diamètre (composition minéralogique: 80 % de CaCO_3 ; 70 % de smectites et 30 % d'attapulgite dans la fraction argileuse ou plus souvent smectites exclusives), qui passent progressivement à des blocs décimétriques massifs jointifs (composition minéralogique: 95 % de CaCO_3 , smectites exclusives dans la fraction argileuse). Ce passage vertical se résume en cinq étapes successives, décrites figure 103; il démontre un polyphasage net, d'intensité croissant de bas en haut, au sein de la dalle calcaire.

+ Microfaciès (fig. 104)

L'évolution verticale observée à l'affleurement se retrouve parfaitement à l'échelle microscopique; elle correspond à:

- La disparition progressive du ciment micritique sombre à glaébules différenciés ou non, microcodiums, et grains de quartz dispersés; au profit d'une micrite beige à filons de micrite claire ou de microsparite, sécants entre eux
- l'apparition progressive de "microglaébules" secondaires indifférenciés; constitués d'une micrite brun verdâtre homogène, qui coïncident avec une

PHASES

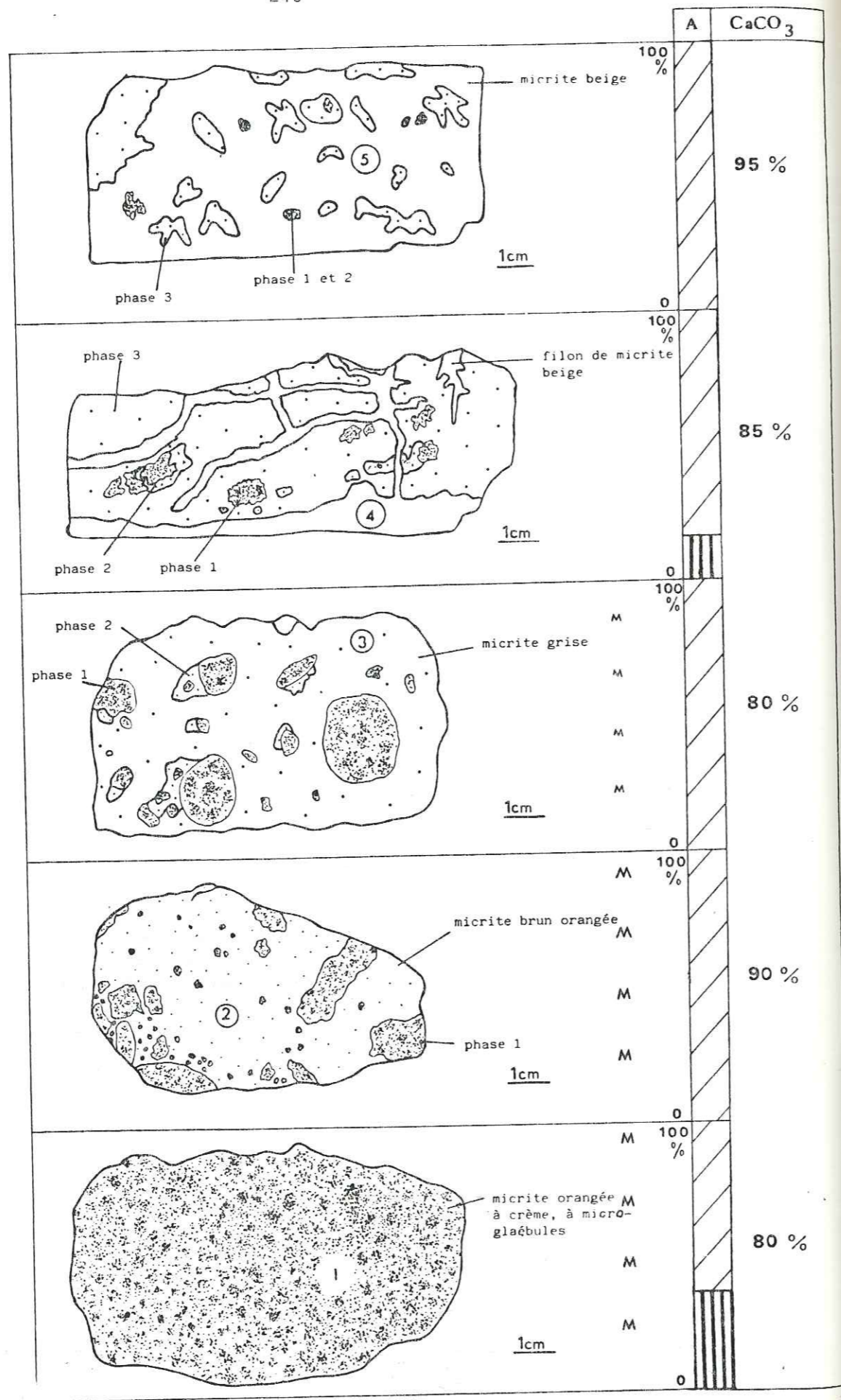


Fig. 103

polyphasage de la dalle calcaire (niveau D): évolution verticale de bas en haut.

phases

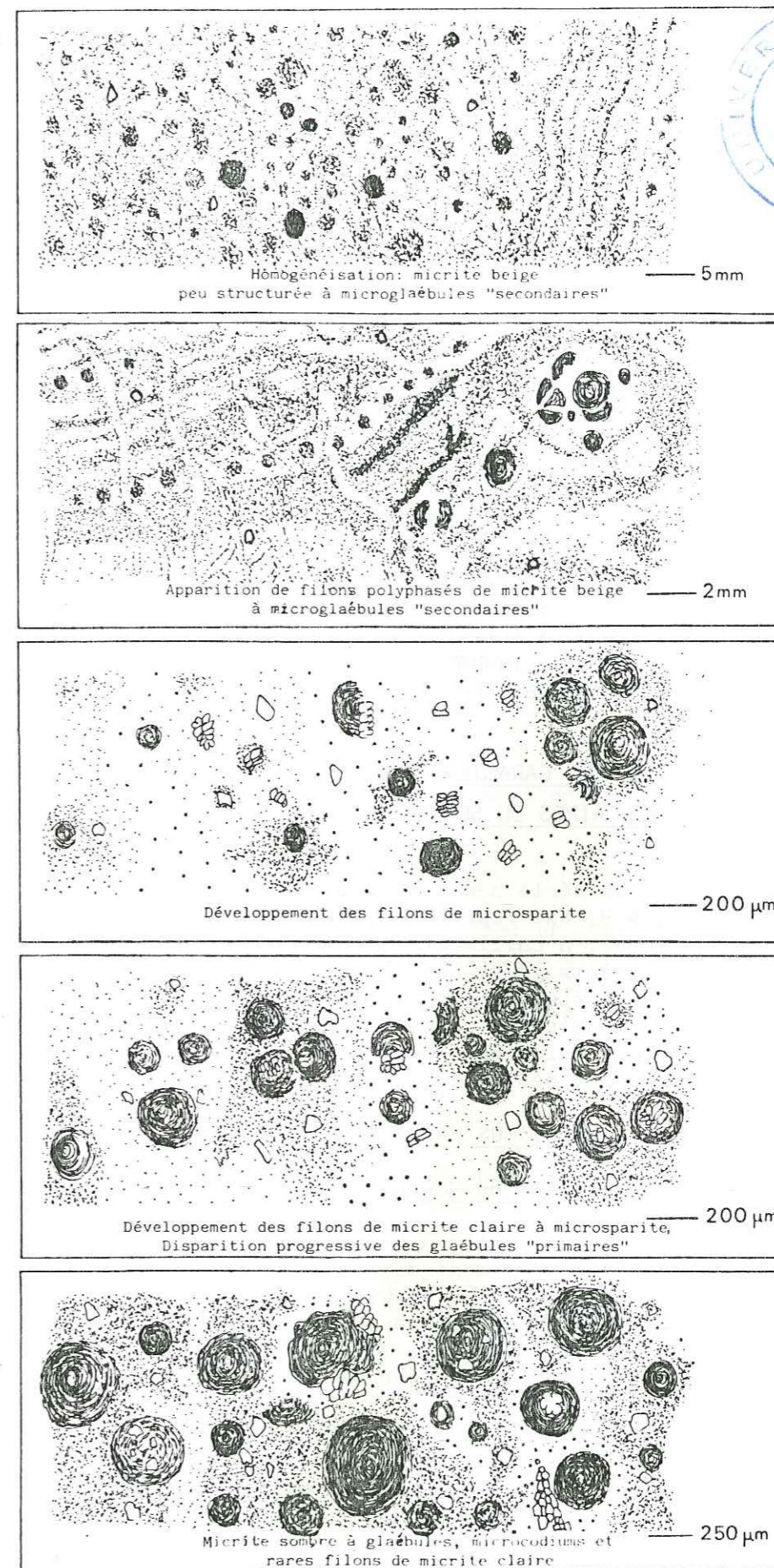


Fig. 104: Microfaciès du polyphasage de la dalle calcaire (niveau D).

disparition graduelle des filons de calcite.

Le polyphasage va donc dans le sens d'une "homogénéisation" de la roche calcaire ; ceci est démontré à l'échelle macroscopique et microscopique, mais également sur le plan minéralogique : les quartz disparaissent, la quantité absolue d'argiles présentes diminue ; on tend ainsi vers un pôle de plus en plus calcitique vers le haut.

En résumé : dans le secteur de Goult - La Rabote, le sommet de l'ensemble supérieur est représenté par un mélange très hétérogène de sables et de calcaire en granules, nodules coalescents, boules et blocs. Ce complexe est minéralogiquement homogène (calcite, smectites, attapulгите, traces de quartz). A l'affleurement, on observe un passage vertical rapide de bas en haut, de niveaux essentiellement nodulaires (A - B - C) jusqu'à une dalle calcaire sommitale (D). Si les niveaux A - B - C sont d'une homogénéité microfaciologique remarquable, il n'en est pas de même en ce qui concerne le niveau D (dalle calcaire) qui est caractérisé par un polyphasage intense de bas en haut, avec disparition des structures préexistantes (glaebules, filons calcitiques, colonies de microcodiums). Le calcaire du secteur de Goult - La Rabote correspond à un véritable encroûtement calcaire de type calcrète, qui coïncide avec une épigénie du sédiment quartz-argileux initial. Cette épigénie est une "calcitisation" de plus en plus poussée de bas en haut à l'échelle de l'affleurement, en même temps que les marqueurs d'une quelconque activité pédogénétique (microcodiums, glaebules) tendent à disparaître.

Les modalités de l'épigénie seront exprimées par la suite.

C. RESUME DES CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES DES SABLES ET CALCAIRES DU SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR

La série sédimentaire détritique en présence (cf partie II, chapitre 2, § B) est représentée par des sables colorés d'épaisseur variable (1 à 20 m), à cailloutis d'âge crétacé remaniés (calcaire et silex urgo-niens, galets grésos-quartzitiques albo-cénomaniens inférieurs). Les minéraux argileux présents sont les smectites, la kaolinite et l'illite en proportions variables. A cette série détritique, se superposent un ou plusieurs niveaux de calcaire, fréquemment "annoncés" par l'apparition de l'attapulгите dans le sédiment.

I. RELATIONS CALCAIRE - ATTAPULGITE

1) Secteur de Gourgas

L'attapulгите apparaît un peu avant les niveaux calcaires, devient exclusive ou largement dominante dans le calcaire, et disparaît rapidement après celui-ci (coupe de Gourgas nord) ou se maintient jusqu'au sommet (coupe du Ravin de Gourgas). L'attapulгите apparaît dans le calcaire, puis son taux diminue au dessus de celui-ci, où elle subsiste en faibles proportions (coupe de Gourgas sud).

2) Secteur du coteau de Pigier

L'attapulгите apparaît et devient quasi exclusive avant le calcaire,

subsiste ou disparaît au sein de celui-ci ; et réapparaît ensuite au dessus en fortes proportions qui diminueront rapidement vers le haut.

3) Secteur de Goult - La Rabote

L'attapulгите existe sans relation géométrique directe vis à vis du calcaire présent. Elle peut constituer une auréole au sein de laquelle son taux augmente latéralement et graduellement aux dépens des smectites présentes (extrémité nord de l'affleurement), lorsque l'on passe de granules à des nodules puis boules calcaires coalescentes ; puis elle disparaît brutalement avant la dalle massive sommitale.

II. CALCAIRE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR

+ Macrofaciès

Il est extrêmement hétérogène d'un secteur à l'autre, et au sein d'un même secteur, on peut distinguer :

- le calcaire en boules, à structure "columnaire" ou en "piliers" du secteur de Gourgas ;
- le calcaire à granules, nodules, dalles et blocs massifs à pellicules rubanées et macroglaebules du secteur du coteau de Pigier ;
- le calcaire à nodules, boules coalescentes et blocs jointifs du secteur de Goult - La Rabote.

Dans les deux derniers cas, les passages entre les éléments calcaires sont latéraux et verticaux.

+ Microfaciès

Il est homogène d'un secteur à l'autre : on observe dans tous les cas un ciment micritique à glaebules différenciés ou non, microcodiums, grains de quartz dispersés, qui est parcouru de filons micritiques à microsparitiques clairs. Seules les proportions entre ces différents constituants sont extrêmement variables.

+ Mise en évidence d'un polyphasage

Dans le secteur de Gourgas, celui-ci est faible et non orienté : il s'agit de filons micritiques sécants et du couple "glaebules - microcodiums" (les glaebules "digèrent" des fragments de colonies de microcodiums et des microcodiums rongent les glaebules).

Dans le secteur du coteau de Pigier, il se matérialise par l'existence de pellicules rubanées à 5 phases de filons micritiques sécants, par des macroglaebules "secondaires" enrobant des glaebules "primaires", et par les phénomènes observés dans le secteur de Gourgas. Le polyphasage est ici marqué et intensifié verticalement de bas en haut.

Dans le secteur de Goult - La Rabote, le polyphasage très intense au sommet de la coupe, aboutit à une quasi homogénéisation du calcaire.

Quel que soit le type de polyphasage observé, l'évolution minéralogique verticale est double :

- enrichissement absolu de la roche en CaCO_3 ;
- diminution absolue du taux d'argiles et de quartz présents.

Morphologiquement, cette évolution correspond au passage des nodules et "boules" aux blocs massifs ou à une dalle.

D. INTERPRETATION : GENESE DU CALCAIRE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR ET MISE EN EVIDENCE DE PROCESSUS DE CALCITISATION ET INSTALLATION D'ENCROUTEMENTS CALCAIRES (CALCRETES)

Les données macrofaciologiques et microfaciologiques, la minéralogie, l'organisation intrinsèque et la géométrie des niveaux calcaires du sommet de l'ensemble supérieur permettent de les rapprocher des encroûtements calcaires de type "calcrète", tels qu'ils ont été décrits par A. RUELLAN (1970) en Afrique du Nord, J.M. TRIAT et G. TRUC (1972) dans le bassin de Mormoiron, A. GOUDIE (1972) en Afrique du Sud et en Australie, G. TRUC (1975) dans le bassin de Mormoiron, J.C. FAUGERES et al. (1976), D. NAHON (1976) en Afrique Occidentale, G. MILLOT et al. (1978) en Afrique du Nord, F. RICHARDOT (1977) dans l'île d'Ibiza (Espagne), G. TRUC (1978) dans le bassin de Mormoiron, D. CARLISLE (1978) en Afrique du Sud et en Australie, M.M. VALLERON (1981) dans le Gard, M.M. VALLERON et al. (1983) dans le Gard, en Alsace et en Tournaine; par S. SASSI et al. (1984), S. ABDELJAOUAD (1984), K. REGAYA (1984) en Tunisie, par G. TRUC et al. (1984) dans le Maghreb, en Espagne et dans le bassin de Mormoiron.

I. MECANISMES IMPLIQUES

L'installation des encroûtements calcaires ne correspond pas à une quelconque dynamique de dépôt sédimentaire, voire à une diagenèse d'enfouissement. Il s'agit de la calcitisation d'un sédiment quartzo-phylliteux préalablement déposé; il y a épigénie du matériel initial et l'on tend vers un statut "monominéral" (MILLOT et al., 1977). Selon A. HALITIM et al. (1983); ces mécanismes se déroulent en deux temps :

- une phase humide dissout les quartz et les phyllites;
- une phase sèche précipite la calcite.

Il s'agirait ici d'une alternance "humidité - dessiccation", sans que les auteurs ne précisent davantage à quelle échelle de temps se produisent ces alternances.

En ce qui concerne la présence d'attapulгите dans les calcrètes, H. PAQUET (1970), G. MILLOT et al. (1969, 1977), N. TRAUTH (1974; 1977), H. PAQUET (1983) ont montré son authigénèse stricte: "l'attapulгите apparaît avant le CaCO_3 et décroît avec le maximum de CaCO_3 " (PAQUET, 1983). Il s'agit d'une argilogenèse précoce et transitoire. Selon A. HALITIM et al. (1983), l'attapulгите peut se développer en même temps que le CaCO_3 . Dans ce cas, il y a recombinaison de la silice libérée en phase humide qui permet la néoformation de l'attapulгите en phase sèche, de manière plus au moins synchrone vis à vis de la calcite. Pour J.M. TRIAT et N. TRAUTH (1972), N. TRAUTH (1977), G. TRUC (1978), M.M. VALLERON (1981), la néoformation de l'attapulгите peut être expliquée en tant que "relai minéralogique" à partir de particules de smectites. N. TRAUTH (1977) a observé

au M.E.T. les lattes d'attapulгите croissantes sur des plaquettes de smectites; ce qui peut être comparé aux données obtenues dans le bassin d'Apt. Par utilisation du M.E.B.; lorsqu'ils existent les amas d'attapulгите sont toujours "associés" à une trame smectitique, qu'elle soit dans le calcrète ou dans le sédiment encaissant. Cette association est double : l'attapulгите, en respectant la géométrie et l'organisation des plaquettes de smectites, peut être interprétée comme une épitaxie et/ou comme une véritable épigénie; les limites entre cette dernière et une transformation (TRAUTH, 1974; 1977) étant difficiles à cerner dans ce contexte. (Pl.X photo 1)

II. MISE EN PLACE DES ENCROUTEMENTS CALCAIRES DU BASSIN D'APT : CONTROLE CLIMATIQUE ET ROLE DE LA TECTONIQUE

La présence de gastéropodes continentaux et de cocons d'insecte, la structuration en pellicules rubanées et glaébules, l'aspect concrétionné et nodulaire des encroûtements calcaires montrent que ceux-ci ont affecté la tranche supérieure d'un sédiment détritique, correspondant à un paléosol. Les encroûtements calcaires sont intimement liés à la pédogenèse, qui induit et contrôle l'activité de microorganismes (TRUC, 1975). L'activité microbiologique est matérialisée par l'existence de pellicules rubanées, de glaébules ou de microcodiums, qui influent sur la mobilité ou la fixation du carbonate de calcium (ADOLPHE et BILLY, 1974). Ainsi, les microcodiums qui assurent la biocorrosion du calcaire des roches et la biosynthèse de prismes de calcite, se comportent comme des agents destructeurs des encroûtements calcaires. De même, le polyphasage observé à tous les niveaux dans les calcrètes implique la quasi permanence du contrôle biologique lors de la néoformation de l'attapulгите et de l'épigénie des matériaux quartzo-phylliteux par la calcite. Ce polyphasage est visible:

- à l'échelle nanoscopique, il correspond aux dissolutions - recristallisations ou transformations de la micrite en microsparite;
- à l'échelle microscopique, il se matérialise par l'existence de pellicules rubanées et de la "compétition" glaébules - microcodiums;
- à l'échelle macroscopique, il se produit des phases de destruction alternant avec des phases de restauration de l'encroûtement.

Le modèle est celui de paléosols à caractère "hydromorphe confiné", au sein desquels les variations saisonnières ou climatiques vont jouer pleinement.

A la faveur des climats semi-arides à arides (BOULAIN, 1961; MILLOT et al., 1969, 1977) à alternance de longues saisons sèches à évaporation rapide et des phases de pluies brèves et violentes (DURAND, 1963; HALITIM et al., 1983; BRAITHWAITE, 1983); le milieu va être successivement inondé et asséché; selon A. HALITIM et al. (1983), deux phases "sèches et humides" interviennent :

- en phase sèche, le système fonctionne comme un milieu évaporatoire, où les solutions carbonatées vont dépasser le seuil de sursaturation et provoque la précipitation de calcite; ceci étant facilité par une augmentation de pH et de température;
- en phase humide, les solutions carbonatées permettent une déstabilisation (dissolution) des quartz : la silice dissoute, libérée dans le milieu, permet la néoformation de l'attapulгите en présence de magnésium, car le milieu est alcalin et l'attapulгите est plus stable que les smectites. Dans le contexte de l'installation des encroûtements calcaire du bassin d'Apt, le concept de "phases" précédemment énoncé doit être révisé :

leur mise en place se réalise en période de calme tectonique, dans des paysages aplanis. La calcitisation est tributaire d'un milieu aval, qui reçoit les solutions migrantes issues de l'amont. Si l'on considère une "phase humide", celle-ci ne peut jouer qu'un rôle de transport latéral des ions en solution : c'est le rôle joué par les nappes aquifères. C'est seulement quand s'annonce la tendance à une "phase sèche" que les processus d'évaporation vont permettre d'abord une argilogenèse (attapulgitisation, voire smectitisation magnésienne), puis l'épigénie des quartz et des phyllites présents, par la calcite, dans un milieu à pH élevé, où règne une activité biologique intense; tel est le cas dans une tranche de sédiment située en sub-surface et recouverte par un paléosol. Il se produit alors un encroûtement calcaire de type "pédogénétique" (SPY-ANDERSON, 1980).

E. CONCLUSION : MISE EN PLACE DES ENCRÔTEMENTS CALCAIRES (CALCRETES) DU BASSIN D'APT

* Le dépôt originel

Le sommet de l'ensemble supérieur est représenté par des sables à minéraux argileux variés (smectites, illite, kaolinite), cailloutis remaniés d'âge crétacé, (silex urgoniens, galets de l'Albo-Cénomaniens inférieur). Cette phase à caractère détritique est à mettre en relation avec une réactivation tectonique amont, qui assure le rajeunissement des reliefs calcaires urgoniens et leur mise à nu par décapage de la couverture sablo-argileuse crétacée (à Eocène inférieur ?). Le Bassin d'Apt joue le rôle d'un piège sédimentaire aval, qui recueille des sédiments caillouteux (dynamique fluviale) dont l'extension géographique débord largement celle des dépôts antérieurs (cf. partie II chap. 2,B).

* Argilogenèse et installation des calcrètes

Par la suite, une période de calme tectonique s'instaure ; sous climat à tendance tropical sec ; des modifications se produisent dans les paysages : les reliefs s'aplanissent, le flux détritique s'amenuise et des paléosols hydromorphes s'installent en milieu de plus en plus confiné. Ils sont colonisés par une malocofaune à *Romanella hopei* qui datent les sédiments de l'Eocène moyen (Lutétien), et par des pontes d'insectes. Des néoformations argileuses vont se réaliser à la faveur d'une dynamique de battements de nappes aquifères, directement liée à une alternance saisonnière ou climatique de phases humides et sèches : cette dynamique souterraine s'oppose à la dynamique de surface (ruissellement, écoulement fluviale) liée aux dépôts détritiques originels.

- En phase humide, les nappes assurent le transport latéral des ions en solution.

- En début de phase sèche, le milieu aval évolue en tant que système évaporatoire ; l'attapulgitite se néoforme, voire des smectites trioctaédriques (magnésiennes), compte-tenu des cations Si, Al, Mg, présents (TRAUTH, 1977, VALLERON, 1981). Ceci pourrait expliquer la présence d'une population mixte de smectites dioctaédriques et trioctaédriques au sommet de l'ensemble supérieur, à la fois détritiques et néoformées ; sans que l'on puisse toutefois observer un passage vertical à l'affleurement entre ces deux types, comme cela est le cas dans le bassin de Mormoiron (TRAUTH, 1977).

La tendance sèche s'affirmant, l'épigénie des quartz et des phyllites présents par la calcite se produit : les encroûtements calcaires (calcrète) s'installent dans les paléosols.

Le sommet de l'ensemble supérieur représente une trilogie : dépôts détritiques - néoformations argiles - encroûtements calcaires, qui peut être répétitive. Les cycles "sédimentation - encroûtements" (SASSI et al. 1984) sont les marqueurs directs, en domaine aval, de variations de conditions imposées par le système (climat, tectonique qui influe sur la topographie). Par ailleurs, les silicifications discrètes des calcrètes témoignent de mouvements ultimes de sili ce, libérée par l'épigénie calcaire. Ces cycles correspondent aux périodes de pulsations tectoniques qui se réalisent à l'Eocène moyen, lors du paroxysme de la phase pyrénéo-provençale.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS

A. HISTOIRE DU BASSIN D'APT DE LA FIN DU CRETACE A L'OLIGOCENE :

EVOLUTION CONTINENTALE D'UN DOMAINE SEDIMENTAIRE SOUS CLIMAT

TROPICAL A MEDITERRANEEN

Dans le Sud-Est de la France, à la suite de diverses phases d'émersions traduites localement par de puissantes altérations hydrolisantes (bauxitisation en Provence, ocrification plus au Nord, entre autres dans le bassin d'Apt (TRIAT, 1979)); se produit l'émersion définitive du bassin d'Apt à la fin du Crétacé.

L'évolution continentale du domaine émergé correspond à un décapage de la couverture crétacée pro parte altérée située à l'emplacement des Monts de Vaucluse; puis à un transport des matériaux détritiques vers le bassin d'Apt, qui fonctionne alors comme un piège sédimentaire en milieu "aval".

Au cours du déroulement de cette dynamique jusqu'à l'Eocène moyen à supérieur, le bassin d'Apt enregistre des alternances de phases de dépôts et de phases de rémission de ces dépôts :

- les phases de dépôts traduisent l'érosion intense du domaine "amont", puis le transport des matériaux vers "l'aval", par des processus de ruissellement en régime hydro-actif;

- les phases de rémission des dépôts représentent un changement des conditions hydrodynamiques : on passe d'écoulements de surface à une dynamique de circulations souterraines; le relai est pris par les nappes aquifères. Dans ce contexte, les encroûtements siliceux (silicretes) puis carbonatés (calcretes) s'installent. L'enchaînement silicrete - calcrete se réalise sous contrôle d'une évolution climatique allant d'un pôle de type tropical à saisons contrastées vers un pôle de plus en plus "tropical sec" au cours de l'Eocène moyen, et en contexte de phase tectonique pyrénéo-provençale.

B. LES PHENOMENES DE SILICIFICATION ET DE CALCITISATION ASSOCIES A

L'ARGILOGENESE

* Argilogenèse

Le relai vertical kaolinite - smectites - attapulgite apparaît clairement superposé aux dépôts détritiques des ensembles inférieur et supérieur (fig. 105). Le bassin d'Apt à tout d'abord joué le rôle d'un milieu "hydrolisant", favorable à la kaolinisation sous climat tropical humide; puis a évolué en tant que milieu de plus en plus "confinant" (tendance à l'assèchement), favorisant ainsi la smectitisation puis l'attapulgitisation sous climat plus sec. Dans ce contexte de

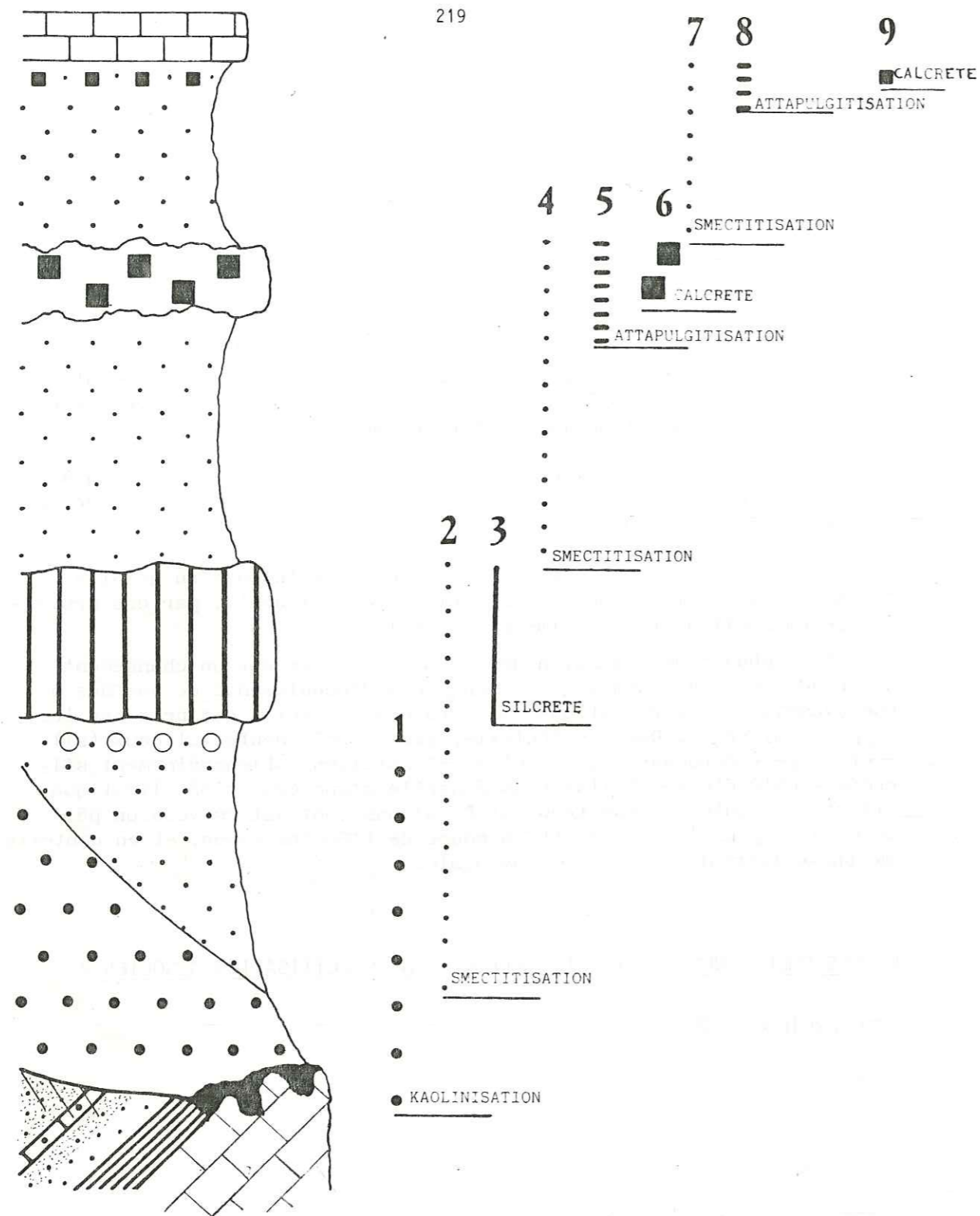


Fig. 105: Coupe synthétique ante-oligocène du bassin d'Apt et transformations post-dépôts.

modifications paléogéographiques et d'évolution climatique, la smectitisation puis l'attapulgitisation sont des processus transitoires, qui terminent des "phases sédimentaires"; il leur succède la mise en place d'encroûtements.

Dans le bassin d'Apt, les encroûtements siliceux sont "annoncés" par une smectitisation; par la suite, les encroûtements calcaires sont "annoncés" par une attapulgitisation.

L'installation des dépôts détritiques puis l'argilogenèse d'une part, et la surimposition des silicifications puis calcifications d'autre part, définissent des cycles "sédimentation - encroûtements" (SASSI et al., 1984).

* Silicifications

Les silicifications représentent une épigénie qui conduit au remplacement "isovolume" du sédiment originel par des formes de silice microcristallines. En fonction des caractéristiques minéralogiques et granulométriques du sédiment remplacé, le faciès et la minéralogie des encroûtements siliceux diffèrent :

on distingue un pôle "sableux" favorable à l'installation des quartzites, d'un pôle "argileux" qui favorise la mise en place de grès.

- Dans le premier cas, le sédiment originel est homogène et très quartzueux; l'épigénie conduit à une cimentation des grains de quartz par une auréole de quartz secondaire néoformé (voire de la calcédoine): on aboutit aux dalles quartzitiques homogènes;

- dans le deuxième cas, le plus fréquent dans le bassin d'Apt, le matériel initial est très argileux; donc poreux. Il permet une opalisation intense: on démontre que les phyllites (smectites quasi-exclusives) sont épigénisées par des opales (qui peuvent se transformer par la suite en calcédoine et calcédonite). Conjointement, une cimentation discrète des pores de la roche s'effectue (calcédoine et calcédonite): l'encroûtement siliceux conduit aux grès structurés et hétérogènes.

* Calcifications

Les calcifications représentent une épigénie du sédiment quartzo-phylliteux originel par la calcite. Le caractère biologique des encroûtements calcaires est net; il se matérialise par la présence de pellicules rubanées, de glaébules, de polyphasages micritiques et de microcodiums.

Il a été montré que les glaébules sont des ségrégations argilo-micritiques authigènes, différenciées ou non. Les glaébules différenciés se caractérisent par une structure feuilletée qui comprend une alternance plus ou moins régulière de feuillets argileux, exclusivement smectitiques ou à smectites et attapulgitite; et micritiques.

B I B L I O G R A P H I E

- ABDELJAOUAD S. (1984).- Encroûtements calcitiques et dolomitiques éocènes du Sud tunisien; génèse dans le contexte sédimentaire local. 5e Congrès européen de sédimentologie, Marseille, séance spécialisée sur les encroûtements carbonatés et siliceux.
- ADOLPHE J.P. et BILLY C. (1974).- Biosynthèse de calcite par une association bactérienne aérobie. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 278, n° 23, pp. 2873-2875 .
- ALLEY N.F. (1977).- Age and origin of laterite and silcrete duricrusts and their relationship to episodic tectonism in the mid-north of South Australia. Journ. Geol. Soc. Austr., vol. 24, pt. 2, pp. 107-116, 6 fig. .
- ARBEY F. (1980).- Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aquitaine, Pau, vol. 4, n° 1, pp. 309-365, 72 fig., 1 pl. .
- ARNOLD M. et GUILLOU J.J. (1983).- Croissance naturelle de paracristsaux de quartz dans une saumure sulfatée calcitique à basse température. Bull. Minéral., Paris, vol. 106, n° 4, pp. 417-442, 35 fig. .
- AUZEL M. et CAILLEUX A. (1949).- Silicification Nord saharienne. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 5e sér., t. 19, pp. 553-559, 2 pl. photos .
- BALAKIREV V.G., TSINOBEV L.I., KOVALENKO V.S., SVIRIDENKO A.F. et AYEROV G.D. (1977).- Electron microscopy of cristolalite tridymite opal. Dohl. Akad. Nauk., SSSR, vol. 233, n° 1-6, pp. 136-138.
- BETTENAY E. et CHURCHWARD H.M. (1974).- Morphology and stratigraphic relationship of the Wiluna Hardpan in arid Western Australia. Journ. Geol. Soc. Austr., vol. 21, pt. 1, pp. 73-80, 8 fig. .
- BILLAUD Y. (1982).- Les paragénèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy. Thèse spéc., Lyon, 119 p., 66 fig., 14 tabl., 4 pl. .
- BILLAUD Y., DUCREUX J.L., ROULIN F. et TRUC G. (1984).- Le domaine rhodanien, la bordure septentrionale et orientale du Massif Central, les chaînons subalpins septentrionaux et la Provence au Paléocène et à l'Eocène; altérations et encroûtements carbonatés ou siliceux: leur place dans les paléopaysages en fonction de la dynamique sédimentaire, de l'activité tectonique et des variations climatiques. Paléoaltérations et paysages associés. Maison de la géologie, Paris, R.C.P. 706, résumé. 11p. .
- BLANCO J.A. et CANTANO M. (1983).- Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du Paléogène du Bassin du Duero. Sci. Géol. Mém., Strasbourg, n° 72, pp. 7-18 .
- BLANC J. et PERINET G. (1963). - Composition minéralogique des sables ocreux d'Apt. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., Paris, t. 8, pp. 263-264 .

- ✓ BODERGAT A.M. (1974). - Les Microcodium. Milieux et mode de développement. Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, n° 62, pp. 137-235, 10 pl., 15 fig., 9 tabl. et thèse IIIe Cycle, n° 388, 132 p., 15 fig., 11 tabl., 10 pl..
- ✦ BOCQUIER G. (1973). - Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, n° 62, 300 p., 102 fig., 47 tabl., 4 pl. photos.
- BOCQUIER G. (1976). - Synthèse et perspectives: migration et accumulations de l'uranium et du fer. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7e sér., t. 18, n° 1, pp. 74.
- ✦ BONIFAS M. (1959). - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. Mém. Serv. Carte Geol. Als. Lorr., Strasbourg, n° 17, 159 p., 22 fig., 42 tabl., 5 pl..
- BOUDEULLE M., CHERMETTE A., DAVID L., FUMEY P., LATREILLE G., MICHEL P., MOURENIE P. et POMARAIS P. (1980). - Quartz. Silice. Minéralogie, Gemmologie, industrie. Assoc. Reg. Pal. Préhist. Edit., Lyon, 144 p., 57 fig..
- ✓ BOULAIN J. (1961). - Sur le rôle de la végétation dans la formation des carapaces calcaires méditerranéennes. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 253, n° 22, pp. 25-68.
- ✓ BRAITHWAITE C.J.R. (1983). - Calcrete and other soils in Quaternary limestone structures, processes and application. Journ. Geol. Soc., London, vol. 140, IIIe partie, pp. 351-363, 5 fig..
- BREWER R. (1964). - Fabrics and minerals analysis of soils. J. Wiley and sons edit., New York, Sidney, 1 vol., 470 p.
- BREWER R., BETTENAY E. et CHURCHWARD H.M. (1972). - Some aspects of the origin and development of the red and brown Hardpan soils of Bulloo Downs, Western Australia. Div. Soils. Tech. Pap., n° 13, Communic. Sci. Industr. Res. Organ., Australia, pp. 1-13, 8 fig..
- CALLEN R.A. (1977). - Late Cainozoic environments of part of Northeastern South Australia. J. Geol. Soc. Austral., vol. 24, n° 3, pp. 151-169.
- CARLISLE D. (1978). - Characteristics and origins of uranium-bearing calcretes in Western Australia and South West Africa. Xth Intern. Congress. Sedim., Jérusalem, 119 p..
- CAYEUX T. (1929). - Les roches sédimentaires de France : Roches siliceuses. Mem. Serv. Carte Geol. Fr., 17 fig., 30 pl., 774 p..
- CLAUZADE G., ROCH E. et TAMISIER A. (1962a). - Les sables et les argiles bigarrés du Coulon et ceux du Garry dans la région d'Apt (Vaucluse). Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, t. IV, sér. 7, pp. 492-497.
- CLAUZADE G., ROCH E. et TAMISIER A. (1962b). - Sur l'âge de certains grès crétacés de la région d'Apt (Vaucluse). C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., série 7, t. IV, fasc. 7, pp. 310-312.
- CONRAD G. (1968). - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. Thèse d'Etat Fac. Sci. Univ. Paris, 2 tomes.

- ✦ CORROY G. (1934). - L'Oligocène sous le bassin molassique de Malaucène (Vaucluse), d'après un récent sondage. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 198, pp. 2110-2111.
- CORROY G. et DENIZOT G. (1935). - Guide géologique de la Provence occidentale. Ann. Fac. Sci. Marseille, t. 8, fasc. 1, 167 p..
- CROUZEL F. et MEYER R. (1983). - Faciès silicifiés d'origine météorique dans le Miocène continental de l'Armagnac. Bull. Soc. Géol. Fr., 7e sér., t. XXV, n° 1, pp. 19-23, 3 fig..
- ✦ DANDURAND J.L., MIZELE J., SCHOTT J., BOURGEAT F., VALLES V. et TARDY Y. (1982). - Premiers résultats sur la solubilité de la silice amorphe dans les pores de petite taille. Variation du coefficient d'activité de la silice en fonction de l'activité de l'eau. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 35, fasc. 1-2, pp. 71-79, 2 tabl., 5 fig..
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970). - The Western Alp: paleogeography and structure. Earth Science Review, Elsevier Publishing Compagny, Amsterdam, vol. 6, pp. 221-256.
- DEICHA G. (1945). - Le quartz et le problème de la silicification. Bull. Soc. Géol. Fr., 5e sér., t. II, pp. 75-85.
- DELMAS A.B., GARCIA-HERNANDEZ J.E. et PEDRO G. (1982). - Discussion sur les conditions et les mécanismes de formation du quartz à 25°C. en milieu ouvert. Analyse réactionnelle par voie cinétique. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 35, fasc. 1-2, pp. 81-91, 5 fig..
- ✦ DEMARCQ G., LATREILLE G., MEIN P., PORTHAULT B. et TRUC G. (1969). - L'Eocène du domaine rhodanien et des régions circum voisines. Mém. B.R.G.M., Paris, n° 69, pp. 397-408.
- ✦ DEPERET C. (1900). - Les bassins tertiaires du Rhône. Livret-guide 8e Congr. Géol. Int., Paris, n° XII a, pp. 1-32.
- ✦ DEPERET C. et LEENHARDT F. (1890). - Sur l'âge des sables et argiles bigarrés du Sud-Est. C.R. Acad. Sci. Paris, t. CXI, n° 23, pp. 893-895.
- DEPERET C. et LEENHARDT F. (1890). - Note sur la découverte de l'horizon du Montagnet à Bulemus hopeï dans le Bassin d'Apt. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Strasbourg, t. II, n° 16, pp. 270-272.
- DESCHAMPS M. (1973). - Etude géologique du sidérolithique du Nord-Est du centre du Massif Central français et des terrains qui lui sont associés. Thèse d'Etat, Sci. Nat. Univ. Paris VI, 1270 p., 304 fig., 9 pl. photos.
- ✦ DEWOLF Y. (1975). - Silcretes australiens et silicifications sahariennes. Bull. Assoc. Géogr. Fr., Paris, n° 424-425, pp. 141-146, 3 fig..
- DURAND J.H. (1963). - Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, sér. 7, t. 5, pp. 959-968.
- DURAND M. et MEYER R. (1982). - Silicifications (silcretes) et évaporitiques dans la zone limite violette du Trias inférieur lorrain. Comparaison avec le Buntsandstein de Provence et le Permien des Vosges. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 35, fasc. 1-2, pp. 17-33, 4 fig., 2 pl. photos.
- ✦ ELOUARD P. et MILLOT G. (1959). - Observations sur les silicifications du Lutétien en Mauritanie et dans la vallée du Sénégal. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 12, fasc. 2, pp. 15-21.

- EXON N.F., LANGFORD-SMITH T. et MAC DARGALL I. (1970).- The age and geomorphic correlation of Deep-Weathering profiles, silcrete and basalt in the Roma-Amby region, Queensland, J. Geol. Soc. Aust., pp. 21-30, 2 fig., 1 tabl. .
- FAIRBRIDGE R.W. (1975).- Epidiagenetic silicification. IX Congr. Int. Sédim., Nice, thème 7, pp. 49-55.
- FAUGERE J.C., PAQUET H. et MILLOT G. (1976).- Phénomènes diagénétiques successifs dans les "grès du Zerhoun" (rides pré-rifaines, Maroc). Feldspathisation, kaolinisation et épigénies carbonatées. Sci. Geol. Bull., Strasbourg, t. 29, fasc. 4, pp. 259-272, 1 fig. .
- FAUST G.T., HATHAWAY J.C. et MILLOT G. (1959).- A restudy of Stevensite and allied minerals. Amer. Miner., Lancaster, vol. 44, n° 3-4, pp. 342-370.
- FLEURY E. (1909).- Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments. Thèse Sci., Fribourg, et Mém. Soc. fribourgeoise des Sci. Nat., sér. Géol. et Géogr., vol. 6, 262 p., 13 fig., 2 pl. H.T. .
- FLORKE O.W. (1955).- Zur Frage des "Hoch". Cristobalit in Opalen, Bentoniten und Gläsern. Neues Jb. Min. Monatsh., t. 10, pp. 217-223.
- FLORKE O.W., HOLLMANN R., VON RAD V. et ROSCH H. (1976).- Intergrowth and twinning in opal-CT lepispheres. Contrib. Mineral. Petrol., New-York, vol. 58, n° 3, pp. 235-242, 4 fig. .
- FOLK R.L. et PITTMAN J.S. (1971).- Lenth-Slow Calcedony: a new testament for vanis evaporites. Journ. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 41, n° 4, pp. 1045-1058.
- FONTANNES F. (1895).- Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le Bassin du Rhône. T. VIII: le groupe d'Aix dans le Dauphiné, la Provence et le Bas-Languedoc. F. Savy édit., Paris, 197 p., 50 fig. .
- FRANKEL J.J. (1937).- Grahamstown surface quartzites (Silcretes). Trans. Geol. Soc. South Afr., vol. XL, pp. 1-47, 1 fig., 7 tabl., 3 pl. .
- FRITZ B. (1975).- Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Mém. Sci. Géol., Strasbourg, N° 41, 152 p. .
- FROELICH F. (1974).- Nature, importance relative et place dans la diagénèse des phases de silice présentes dans les silicifications de craies du Bassin océanique de Madagascar (Océan Indien) et du Bassin de Paris. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, série 7, t. XVI, n° 5, pp. 498-507, 2 pl., 3 fig. .
- FRONDEL C. (1962?).- The system of Mineralogie. J. Wiley & sons edit, New-York & London, 7e édition, 334 p., 114 fig., 50 tabl. .
- FRONDEL C. (1978).- Characters of quartz fibers. Amer. Miner., Washington, vol. 63, n° 1-2, pp. 17-27 .
- GOGUEL J. (1933).- Révision de la feuille de Forcalquier 1/80 000. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, t. 38, n° 190, pp. 129-158 .
- GOGUEL J. (1962).- Observations et réponses à la note de CLAUZADE G. et Al (1962). Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, t. IV, série 7, pp. 496-497.

- GOUDIE A. (1972).- The chemistry of world Calcrete deposits. Jour. Geol., Chicago, vol. 80, n° 4, pp. 449-469 .
- GRAFF . (1843).- Notice sur le gisement et le traitement des minerais de fer hydratés résinite des environs d'Apt (département du Vaucluse). Ann. Soc. Agric., Lyon, vol. VI, pp. 109-129 .
- GRANDIN G. et THIRY M. (1983).- Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. Succession des types d'altération. Cah. O.R.S.T.O.M., Paris, sér. Géol., vol. 13, n° 1, pp. 3-18, 7 fig. .
- GRAS S. (1862).- Description géologique du département du Vaucluse. Savy éd., Avignon, Paris, 438 p. .
- GUENDON J.L. (1972).- Etude sédimentologique des grès et sables du Crétacé moyen et supérieur de la région de Rustrel (Vaucluse). Rapport D.E.A., Marseille (inédit).
- GUENDON J.L. (1981).- Le paléokarst du Coulon (Vaucluse, France). Sédimentation et altération d'une série détritico-siliceuse sur substratum carbonaté: karstification sous couverture. Accumulation de Gibbsite, paléosols. Thèse IIIe Cycle, Fac. Sci. St Jérôme, Marseille, 179 p., 84 fig., 7 tabl., 9 pl. h.t., (inédit).
- GUENDON J.L., PARRON Cl. et TRAT J.M. (1983).- Incidences des altérations crétacées sur la notation de Sidérolithique dans le Sud-Est de la France. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, 7e série, t. XXV, n° 1, pp. 41-50, 5 fig. .
- HALITIM A., ROBERT M. et PEDRO G. (1983).- Etude expérimentale de l'épigénie calcaire des silicates en milieu confiné. Caractérisation des conditions de son développement et des modalités de sa mise en jeu. Sci. Géol. Mém., Strasbourg, n° 7, pp. 63-73 .
- JONES J.B. et SEGNIET E.R. (1971).- The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. Journ. Geol. Soc. Austr., t. 18, N° 1, pp. 57-68, 6 fig., 1 tabl., 1 pl. photos.
- JONES J.B., SEGNIET E.R. et NICKSON N.M. (1963).- Differential thermal and X-Ray analysis of opal. Nature, Vol. 198, n° 4886, p.1191 et Univ. Adélaïde, Australia edit., publ. n° 308.
- KILIAN W. (1898).- Sur la découverte de restes de Lophiodon dans les sables siliceux des Echelles (Savoie). Ann. Univ. Grenoble, t. X, n° 2, pp.356-370.
- KILIAN W. et LEENHARDT F. (1890).- Note sur les sables de la vallée d'Apt. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Paris, t. II, n° 16, pp. 255-269.
- LACROIX A. (1962).- Minéralogie de la France et de ses anciens territoires d'Outre-mer. Nouvelle édition, A. Blanchard édit., Paris, t. III, 812 p. .
- LAMPLUGH G. W. (1907).- The geology of the Zambezi Basin around the Batoka Gorge (Rhodesia). Quart. Jour. Geol. Soc., London, vol. 63, pp. 162-216, 17 pl. .
- LANGFORD-SMITH T. (1965).- Distribution, character, and attitude of the Duricrust in the Northwest of new South Wales and the adjacent areas of Queensland. Am. Journ. Sci., New Haven, vol. 263, pp. 170-190, 2 fig., 1 tabl., 4 pl. photos.

- ✓ LAPPARENT A.F. (1938).- Etudes de paléontologie stratigraphique sur les faunes continentales de Provence. Mém. Soc. Géol. Fr., Paris, nouvelle série n° 35, pp. 5-34, 9 fig., 1 pl. .
- LAPPARENT A.F. (1941).- Les phases de plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. B.I.G.F., 5e série, t. II, pp. 75-85.
- ✓ LECLAIRE L. (1974).- Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolisants. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, série 7, t. XVI, n° 2, pp. 214-223.
- LITCHFIELD W. H. et MABBUTT J.A. (1962).- Hardpan in soils of semi-arid Western Australia. Journal of Soil Science, Oxford, vol. 13, n° 2, pp. 148-159, 4 fig., 1 tabl. .
- ✗ MAC GOWRAN B., RUTLAND R.W.R. et TWIDALE C.R. (1977).- Discussion: age and origin of laterite and silcrete duricrusts and their relationship to episodic tectonism in the Mid-north of South Australia, Journ. Geol. Soc. Australia, vol. 24, pt. 7, pp. 421-422 .
- MAC GREGOR A.M. (1930).- Geological notes on a circuit of the great Makarikari Salt Pan, Bechuanaland Protectorate. Trans. Geol. Soc. South Africa, pp. 89-102, 1 fig. .
- MAIGNIEN R. (1958).- Le cuirassement des sols en Guinée- Afrique occidentale- Extr. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Inst. Géol. édit., Strasbourg, n° 16, 23 21 fig., 49 tabl., 5 cartes .
- MASSE J.P. (1976).- Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien. Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution. Thèse d'Etat, Aix-Marseille II, 3 t., 512 p., 125 fig., 11 tabl. .
- MASSE J.P. et PHILIP J. (1976).- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen de Provence. Révision du concept d'Isthme durancien. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., Paris, t. 2, vol. XVIII, fasc. 1, pp. 49-66, 7 fig.
- MASSE J.P., TRIAT J.M. et TRUC G. (1972).- Surfaces à Microcodium affectant le Crétacé de la partie occidentale des Monts de Vaucluse (Sud-est de la France); mise en évidence de leur âge éocène. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 275, pp. 325-328.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1967).- L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. Trav. Lab. Géoch. Biosphère, Ec. Prat. Htes Etud., pp. 9-20 .
- ✗ MERING J. et PEDRO G. (1969).- Discussion à propos des critères de classification des phyllosilicates. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, t. 21, pp. 1-30 .
- ✗ MILLOT G. (1960).- Silice, silix, silicification et croissance des cristaux. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Paris, t. 13, fasc. 4, pp. 129-145 .
- MILLOT G. (1964).- Géologie des argiles. Masson & cie édit., Paris, 499 p., 75 fig., 15 tabl., 12 pl. .
- ✓ MILLOT G. (1980).- Les grands soulèvements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques. Mém. H. Sér. Soc. Géol. Fr., Paris, n° 10, pp. 295-305, 5 fig. .

- ✓ MILLOT G. et BONIFAS M. (1955).- Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de la latérisation et de bauxitisation. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 8, vol. 1, pp. 3-20 .
- ✓ MILLOT G. et FAUCK R. (1971).- Sur l'origine de la silice, des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. C.R. Acad. Sci., Paris, série D, t. 272, pp. 4-7.
- ✗ MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. et TARDY Y. (1977).- L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays sub-aride AntiAtlas, Maroc. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 30, fasc. 3, pp. 129-152, 10 fig., 3 pl. .
- ✓ MILLOT G., PAQUET H. et RUELLAN A. (1969).- Néof ormation de l'attapulгите dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulouya (Maroc oriental). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 268, série D, pp. 2771-2774.
- ✗ MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGR R., DEFOSSEZ M. et WEY R. (1959).- Sur la géochimie de la silice et la silicification saharienne. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 12, fasc. 2, pp. 3-15 .
- ✓ MILNES A.R. (1983).- Silicification in cainozoic landscapes of arid Australia. Géol. Mem., n° 70, pp. 101-110, 2 fig. .
- NAHON D. (1976).- Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structure, relais et coexistence. Thèse d'Etat, Fac. Sci. Tech. St. Jérôme (Marseille) et Mém. Sci. Géol. Univ. L. Pasteur, Strasbourg, n° 44, 232 60 fig., 12 pl. h.t. .
- ✓ PAQUET H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens, tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, vol. 30, 212 p., 29 fig., 65 tabl. .
- ✗ PAQUET H. (1983).- Stability, instability and significance of attapulгите in the calcrete of mediterranean and tropical areas with marked dry season. Sci. Geol. Mem., Strasbourg, n° 72, pp. 131-140 , 4 fig. .
- PARRON C. (1975).- Contribution à l'étude des paléaltérations des grès du Crétacé supérieur du Gard (de Pont-Saint-Esprit à Uzès). Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. Thèse spéc., Marseille, 103 p., 35 fig. .
- PARRON C. et TRIAT J.M. (1977).- Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussion sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique de la découverte de trois phases d'alternation continentale. Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn., Paris, série 2, vol. 19, fasc. 3, pp. 241-250, 4 fig. .
- PARRON C. et TRIAT J.M. (1978).- Paléaltération continentale et sédimentogénèse marine dans le Crétacé supérieur du Massif d'Uchaux (Vaucluse). Bull. B.R.G.M., Paris, sér. 2, sec. I, n° 1, pp. 47-56, 3 fig. .
- ✗ PEDRO G. (1968).- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du Globe. Rev. Géogr. Phys., Géol. dyn., Paris, sér. 2, vol. 10, fasc. 5, pp. 457-470, 2 fig., 3 tabl. .

- PELTO C.R. (1956).- A study of chalcedony. Am. Journ. Sci., New Haven, vol. 254, pp; 32-50, 1 fig. .
- PERINET G. (1974).- Contribution à la connaissance minéralogique des formations bauxitiques de Provence. Thèse d'Etat, Marseille, Univ. de Provence 265 p., 78 fig. .
- * RASPLUS L. (1982).- Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires du Sud-Ouest du Bassin de Paris. Mém. Sci. Géol. Strasbourg, 227 p., 56 fig., 29 tabl., 4 pl. .
- † REGAYA K. (1984).- Encroûtements et accumulations calcaires différenciées dans les limons quaternaires de Matmata. 5e Congr. Eu. Séd., séance spéciale sur les encroûtements carbonatés et siliceux, Marseille.
- † RICHARDOT F. (1977).- Etude des formations encroûtées de l'île d'Ibiza. Baléares (Espagne). Thèse III Cycle, Uni. Prov., 194 p., (inedit).
- † RIO M. (1982).- Les accidents siliceux dans le Crétacé du Bassin Vocontien (Sud-Est de la France). Contribution à l'étude de la silicification des formations calcaires. Thèse d'Etat, Univ. Cl. Bernard, Lyon I (1981) et Doc. Lab. Géol. Lyon, 178 p., 80 fig., 38 tabl., 6 pl., 1 carte
- ROCH E. (1957).- Observations stratigraphiques et tectoniques sur les feuilles de Cavailon et de Reillanne au 50 000e. Bull. Carte Géol. Fr., Paris, n° 252, fasc. B, t; 55, pp. 49-54 .
- ROCH E. (1966).- Notice de la feuille de Cavailon au 1/50 000. Serv. Carte Géol. Fr., Paris .
- ROCH E. (1971).- Géologie du pays d'Apt. Bull. B.R.G.M., Paris, sér. 2, sect. 1, n° 3-4, pp. 29-114, 11 fig., 1 carte .
- RUELLAN A. (1970).- Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Bas Moulouya (Maroc oriental). Thèse Sci., Strasbourg, 482 p., 41 fig., 19 tabl., 8 pl. .
- SASSI S., TRIAT J. M., TRUC G. et MILLOT G. (1984).- Découverte de l'Eocène continental en Tunisie centrale: la formation du Jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 299, sér. II, n° pp. 357-364 .
- † SIMON-COINCON R., LARQUE P., MURATET B. et TURLAND M. (1983).- Mise au point sur les paléaltérations tertiaires du Massif Central. Les enseignements apportés par les profils d'altération en places sur socle et sur sédiments. Géologie de la France, B.R.G.M. édit., Orléans, 2e sér., sect. n° 1-2, pp. 149-154 .
- † SMALE D. (1973).- Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. J. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 43, n° 4, pp. 1077-1089, 8 fig. .
- SMITH W.E. (1960).- The siliceous constituents of chert. Geol. Mijb., Den-Hague, (Hollande), n° 1, pp. 1-8 .
- SPY-ANDERSON F.L. (1980).- La bordure vivaro-cévenol au Trias dans la région des Vans (Ardèche): histoire tecto-sédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piémont et de plaine alluviale. Thèse spéc., Lyon, 158 p., 30 fig., 6 tabl., 3 pl. .
- † STEPHENS C.G. (1971).- Laterite and silcrete in Australia: a study of the genetic relationship of laterite and silcrete and their companion materials and their collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australia continent. Geoderma, Elsevier Publishing Compagny, Amsterdam, n° 5, pp. 5-52, 27 fig.

- SUMMERFIELD M.A. (1979).- Origin and paleoenvironmental interpretation of Sarsens, Nature, vol. 281, pp. 137-139, 2 fig., 2 tabl. .
- † SUMMERFIELD M.A. (1983).- La silcrete en Australia, en Afrique australe et en Grande-Bretagne: une revue de la littérature anglaise. Rev. Géol. Dyn. Géogr.-phys., Paris, vol. 24, n° 5, pp. 397-410, 10 fig. .
- TEAKLE L.J.H. (1936). - The red and brown hard-pan soils of Western Australia. Western Australia Journ., vol. 13, pp. 480-499.
- TESSIER F. et TRIAT J.M. (1973).- Conceptions nouvelles sur l'origine et sur l'âge des ocres d'Apt (Vaucluse). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 276, pp. 1135-1138.
- † THIRY M. (1978).- Silicification des sédiments de l'Yprésien du S.E. du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, sér. 2, sect. 1, n° 1, pp. 19-46, 3 fig., 2 pl..
- † THIRY M. (1979).- Les formations fluviatiles à galets de silex du Gâtinais (région comprise entre Loing et Yonne). Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Paris, sér. 2, sect. 1, n° 3, p. 231-242, 4 fig.
- † THIRY M. (1981).- Sédimentation continentale et altérations associées : Calcifications, Ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du bassin de Paris. Mém. Sci. Géol. Instit. Géol. edit., U.L.P., Strasbourg, n° 64, 173 p., 73 fig., 19 tabl., 10 pl. h.t..
- † THIRY M., CAVELIER C. et TRAUTH N. (1977).- Les sédiments de l'Eocène inférieur du bassin de Paris et leurs relations avec la paléaltération de la craie. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, vol. 30, n° 3, pp. 113-128, 6 fig.
- * THIRY M., SCHMITT J.M., TRAUTH N., COJEAN R. et TURLAND M. (1983).- Formations rouges "sidérolithiques" et silifications sur la bordure nord du Massif Central. Rev. Géol. dyn. Geogr.-phys., Paris, vol. 24, n° 5, pp. 381-395, 9 fig., 2 pl..
- TRAUTH N. (1974).- Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelle (France), Jbel Ghassoul (Maroc). Thèse Sci., Strasbourg, 309 p., 95 fig., 54 tabl. (4 tabl. h.t.), 3 pl.
- TRAUTH N. (1977).- Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelle (France), Jbel Ghassoul (Maroc). Mém. Sci. Géol., Inst. Géol., U.L.P. Strasbourg Edit., n° 49, 195 p., 76 Fig., 51 Tabl.
- † TRAUTH N., VILAS-BOAS G., THIRY M., BADAUT D. et EBERHART J.P. (1978).- Silex et Chailles du bassin de Paris modifications minéralogiques lors de leurs altérations. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, t. 31, fasc. 4, pp. 173-183, 4 fig., 1 tabl., 1 pl..
- TRIAT J.M. (1974).- Datation de Cénomaniens moyens de sédiments continentaux et de phénomènes d'altération réputés éocènes dans le bassin de Mormoiron (Vaucluse). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., Paris, fasc. 6, pp. 158-159.
- TRIAT J.M. (1974).- Correction d'erreurs stratigraphiques obtenue par la distinction des deux concepts : "sédiments continentaux" et "sédiments marins continentalisés". Exemple des ocres d'Apt (Vaucluse). 2ème réunion ann. Sci. de la Terre, Nancy, p. 376.

- TRIAT J.M. (1979).- Paléoaaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Thèse d'Etat, Marseille, 313 p., 64 fig., 22 pl..
- TRIAT J.M. (1982).- Paléoaalteration dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. Sci. Géol. Mém., Strasbourg, n° 68, 202 p., 53 fig., 10 pl. photos.
- TRIAT J.M. et PARRON C. (1976).- L'ocrification des sables glauconieux albo-cénomaniens du Gard et du Vaucluse. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, sér. 7, t. 18, n° 1, p. 21-25, 4 fig..
- TRIAT J.M. et GUENDON J.L. (1975).- Les ocres d'Apt dans la région de Rustrel (Vaucluse) : paléoaaltérations continentales de sédiments marins crétacés. Trav. Lab. Sci. de la Terre. Marseille, sér. A, 72 p., 21 fig., 3 tabl..
- TRIAT J.M. et TRAUTH N. (1972).- Evolution des minéraux argileux dans les sédiments paléogènes du Bassin de Mormoiron (Vaucluse). Bull. Soc. Fr. Minér. Cristal. Phys., t. 95, pp. 482-494 .
- TRIAT J.M. et TRUC G. (1972).- L'Oligocène du Bassin de Mormoiron (Vaucluse). Etude Paléontologique et Sédimentologique. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 49, pp. 27-52, 1 pl., 2 fig., 1 tabl. .
- TRIAT J.M. et TRUC G. (1974).- Evaporites paléogènes du domaine rhodanien. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris, sér. 2, vol. 16, fasc. 2, pp. 235-262, 4 fig., 1 tabl., 5 pl. .
- TRIAT J.M. et TRUC G. (1983).- Le rôle des failles N 50 dans la sédimentation des temps mésozoïques et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du Bassin du Sud-Est (France). Bull. Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine, Pau, vol. 7, n° 1, pp. 425-432, 3 fig. .
- ★ TRUC G. (1975).- Les encroûtements carbonatés liés à la pédogénèse, rôle important des microorganismes: biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. 9e Congr. Intern. Sédim., Nice, Livret-guide de l'excursion A2, pp. 47-55 .
- ★ TRUC G. (1975).- Sols à profil calcaire différencié et pellicules rubanés dans le Paléogène du Sud-Est de la France. Colloque "types de croûtes calcaires et leur répartition régionale", Strasbourg, pp. 108-113 .
- † TRUC G. (1978).- Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludien (Paleogene) of the Mormoiron basin, Southeastern France. Spec. Publ. Int. Ass. Sedim., Blackwell edit., Oxford, n° 2, pp. 189-203 .
- ★ TRUC G. (1978).- 1) Calcrete et silcrete de Jocas ; Paléocène-Eocène de Mormoiron, S.E. de la France. 2) Calcretes d'origine biologique et microcodiums; Paléocène-Eocène des Monts-de-Vaucluse, S.E. de la France. Xe Int. Congr. Sédimentology, Jérusalem.
- ★ TRUC G., MILLOT G., PAQUET H., SASSI S., TRIAT J.M. (1984).- Remplacement isovolume dans les encroûtements carbonatés des roches meubles : exemples quaternaires, pliocènes et éocènes du Magreb, de l'Espagne et du S.E. de la France. 5e Congrès Européen de Sédimentologie, séance spécialisée sur les encroûtements carbonatés et siliceux, Marseille.
- TURLAND M. (1983).- "L'Arkose de Cosne" et le "Sidérolithique" dans la région de Montluçon et de Cosne d'Allier (Allier). Géologie de la France, 2e sér., Sect. 1, n° 1-2, pp. 149-154 .



- ✓ VALLERON M.M. (1981).- Les faciès calcaires du Lutécien à Planorbis pseudoammonium dans le Bas-Languedoc. Argilogénèse et silicifications associées aux encroûtements calcaires. Thèse IIIe cycle Univ. L. Pasteur, Inst. Géol. Strasbourg, 101 p., 58 fig., 11 tabl., 7 pl. h.t., (inédit).
- ✓ VALLERON M.M., DULAU N., POURZAHED P. et SAUGRIN T. (1983).- Calcitisations et opalisations dans l'Eocène du Sud-Est de la France. Comparaison avec des faciès analogues d'Alsace et de Touraine. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7, t. XXV, n° 1, pp. 11-18, 7 fig. .
- WANNESON J. (1963).-Essais sur les propriétés géochimiques de la silice. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 256, Sér. D, n° 13, pp. 2888-2890 .
- WATKINS J.R. (1967).- The relationship between climate and the development of Landforms in the Cainozoic rocks of Queensland . J. Geol. Soc. Aust., vol. 14, n° 1, pp. 153-168, 12 fig., 2 tabl., 12 text.-fig. .
- × WATTS S.H. (1977).- Major element geochemistry of silcrete from a portion of inland Australia. Geoch. Cosmoch. Act., Oxford, New York, vol. 41, pp. 1164-1167, 1 fig., 1 tabl. .
- × WATTS S.H. (1978).-A petrographic study of silcrete from inland Australia. J. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 48, n° 3, pp. 987-994, 3 fig. .
- WHITE D.E., BRANNOCK W.W. et MURATA K.J. (1956).- Silica in hot-spring waters. Geoch. Cosmoch. Acta, Oxford, New York, vol. 10, pp. 27-59 .
- WHITEHOUSE F.W. (1940).-Studies in the late geological history of Queensland. Queensland Univ. Dept. Geology Papers, vol. 2 (new ser.), n° 1, 74 p. .
- WILLIAMSON W.O. (1957).- Silicified sedimentary rocks in Australia. Am. Journ. Sci., New Haven, vol. 255, pp. 23-42, 4 fig., 2 tabl. .
- WILSON M.J., RUSSEL J.D. et TAIT J.M. (1974).- A new interpretation of the structure of disordered α -cristobalite. Contr. Miner. Petr., New York, vol. 47, n° 1, pp. 1-6, 3 fig. .
- WOOLNOUGH W.G. (1927).- Part. I: The chemical criteria of peneplanation. Part. II: The duricrust of Australia . J. Proc. Roy., N.S. Wales, vol.61, pp. 1-53 .

LISTE DES FIGURES

	Pages
Figure 1 : Localisation du bassin d'Apt dans le Sud-Est de la France.....	3
Figure 2 : Le bassin d'Apt dans son cadre structural (d'après J.M. TRIAT).....	4
Figure 3 : Principales formations du synclinal d'Apt.....	5
Figure 4 : Carte géologique de la partie nord du bassin d'Apt : limites du domaine des ocres.....	7
Figure 5 : Les ocres d'Apt : Schéma des variations latérales E-W dans les trois principaux secteurs	9
Figure 6 : Stratigraphie anté miocène du bassin d'Apt : historique des différentes conceptions.....	12
Figure 7 : Coupe N-S du bassin d'Apt d'après E. Roch (1971).....	16
Figure 8 : Cartographie de l'ensemble inférieur du bassin d'Apt (limites en trait épais). Position des coupes étudiées, échelle : 1/20000.....	19
Figure 9 : Localisation de la carrière de la "Tuilerie", en bordure du sud-ouest du karst du Coulon (d'après J.L. GUENDON, 1981).....	21
Figure 10 : Transversale Nord-Sud de la carrière de la "Tuilerie" (situation de la coupe étudiée fig. 11).....	22
Figure 11 : Coupe de la carrière de la "Tuilerie" (Nord-Ouest du Karst du Coulon).....	24
Figure 12 : Coupe du secteur du Chêne Nord-Ouest (Nord du karst du Coulon)....	25
Figure 13 : Coupe du secteur du Chêne Sud-Est (Nord du Karst du Coulon).....	28
Figure 14 : Coupe de Roquemaure (Sud du Karst du Coulon).....	31
Figure 15 : Coupe de l'ensemble médian dans le secteur de Roquemaure (GUENDON, 1981).....	33
Figure 16 : Coupe du ravin de Gourgas (Sud du Karst du Coulon).....	34
Figure 17 : Représentation schématique de l'ensemble inférieur au carrefour des Moulins.....	35
Figure 18 : Coupe des Jonquiers (Sud du Karst du Coulon).....	37
Figure 19 : Coupe du Ravin de Mauragne (Sud-Est du Karst du Coulon).....	39
Figure 20 : Base de la coupe de la carrière de Mauragne (GUENDON, 1981).....	41
Figure 21 : Evolution des paysages.....	45
Figure 22 : Coupe NNW-SSE de la partie occidentale du bassin d'Apt mise en évidence de la discordance des dépôts paléocène-éocène sur les terrains crétacés.....	47
Figure 23 : Les ensembles inférieur et médian : chronologie des événements sédimentaires.....	51
Figure 24 : Relations entre les ensembles inférieur et médian - Confrontation des hypothèses actuelles.....	55
Figure 25 : L'ensemble supérieur dans son contexte géologique (d'après la carte topographique à 1/50000). Position des coupes étudiées.....	57
Figure 26 : Géométrie des différents faciès sableux de l'ensemble supérieur ...	60
Figure 27 : Coupe de Pied-Bousquet, site éponyme au Sud-Ouest de Roussillon...	61

Figure 28 : Microfaciès des nodules du complexe gréso-ferrugineux.....	62
Figure 29 : Allure "columnaire" et microfaciès des sables et grès tendres de faciès "Pied Bousquet" à la colline Saint Jean.....	66
Figure 30 : Discordance du faciès de "Pied Bousquet" sur les sédiments crétacés (au Nord) et paléocènes à Eocène inférieur (au Sud).....	68
Figure 31 : Coupe du Ravin de Sigrie, mise en évidence du faciès "sables bariolés".....	
Figure 32 : Chronologie des événements sédimentaires anté-silicification au Paléocène-Eocène inférieur à moyen dans le bassin d'Apt.....	3
Figure 33 : Le sommet de l'ensemble supérieur : localisation des affleurements étudiés (d'après la carte topographique de Cavailon - 4 à 1/20000 éd. 1944) et position des calcitisations.....	85
Figure 34 : Coupe du Coteau de Pigier (face nord).....	87
Figure 35 : Extension géographique des différents épandages détritiques qui se sont succédés dans le bassin d'Apt au cours de la période Paléocène-Eocène.....	89
Figure 36 : Chronologie des événements sédimentaires "post-silicification"...	90
Figure 37 : Silicification (silcrete) du sommet de l'ensemble supérieur : localisation des coupes étudiées.....	92
Figure 38 : Position des silicifications dans leur contexte géologique (carte topographique Cavailon, 1/100000 éd. 1966).....	93
Figure 39 : Coupe du Ravin de Gourgas.....	95
Figure 40 : Macroorganisation du niveau 4.....	98
Figure 41 : Caractéristiques pétrographiques du niveau 4.....	99
Figure 42 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des rayons X.....	101
Figure 43 : Microfaciès de l'unité a.....	10
Figure 44 : Microfaciès de l'unité c.....	106
Figure 45 : Coupe de l'extrémité nord-est de la carrière du Gourgas.....	107
Figure 46 : Macrofaciès de l'unité c.....	109
Figure 47 : Morphologie d'une structure en coiffe (unité e).....	109
Figure 48 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des rayons X.....	110
Figure 49 : Microfaciès des blocs gréseux des unités c à e.....	112
Figure 50 : Coupe du Nord de la carrière de Gourgas.....	115
Figure 51 : Macrofaciès des structures en "boules".....	116
Figure 52 : Microfaciès des structures en "boules".....	117
Figure 53 : Macrofaciès des passées conglomératiques.....	118
Figure 54 : Macrofaciès du grès à filons de calcédoine.....	118
Figure 55 : Coupe du centre de la carrière de Gourgas.....	119
Figure 56 : Mise en évidence d'une évolution verticale des smectites et de l'opale par diffraction des rayons X.....	121
Figure 57 : Microfaciès de la dalle massive basale.....	122
Figure 58 : Relations quartzdétritique-ciment siliceux.....	122
Figure 59 : rofaciè du grès sommital.....	124

Figure 60 : Microfaciès du grès sommital.....	124
Figure 61 : Coupe de l'extrémité sud-ouest de la butte isolée.....	125
Figure 62 : Macrofaciès des structures en "boules".....	128
Figure 63 : Faciès des grès à structures columnaires.....	129
Figure 64 : Macroorganisation des blocs prismatiques microconglomératiques...	131
Figure 65 : Pétrographie des blocs micro onglomératique.....	132
Figure 66 : Microfaciès des blocs gréseux.....	132
Figure 67 : Coupe de l'extrémité nord-est de la Butte isolée.....	134
Figure 68 : Macroorganisation des blocs gréseux prismatiques à striotubules (unités a à d).....	136
Figure 69 : Pétrographie des grès à striotubules (unité c).....	137
Figure 70 : Microfaciès des plages siliceuses des grès à striotubules (unité c).....	137
Figure 71 : Coupe du Collet rouge.....	143
Figure 72 : Microfaciès des grès tendres.....	145
Figure 73 : Microfaciès des grès compacts.....	145
Figure 74 : Coupe de Notre Dame de Lumières.....	146
Figure 75 : Coupe du bois de St Jean-nord.....	149
Figure 76 : Microfaciès des dalles quartzitiques.....	149
Figure 77 : Macrofaciès des blocs gréseux.....	150
Figure 78 : Microfaciès des blocs gréseux.....	149
Figure 79 : Microfaciès des blocs gréseux tendres.....	152
Figure 80 : Coupe du site de Piquebaure (Près de Roussillon).....	153
Figure 81 : Le passage opale-quartz : les facteurs impliqués.....	168
Figure 82 : Installation progressive des encroûtements siliceux (silcrettes): paragenèse observée.....	172
Figure 83 : Installation progressive des encroûtements siliceux (silcrettes): modèle proposé.....	173
Figure 84 : Extension des faciès de quartzites riches en oxydes de titane dans le sud du Bassin de Paris.....	175
Figure 85 : Répartition des principaux faciès silcrete et ferricrete sur le territoire australien.....	178
Figure 86 : Les calcitisations (calcrettes) du sommet de l'ensemble supérieur localisation des coupes étudiées.....	184
Figure 87 : La coupe du Ravin de Gourgas.....	187
Figure 88 : Macrofaciès et minéralogie du calcaire noduleux.....	187
Figure 89 : Microfaciès du calcaire en "boules" (niveau 1).....	190
Figure 90 : Microfaciès du calcaire noduleux blanc (niveau 1).....	190
Figure 91 : Coupe de Gourgas nord.....	191
Figure 92 : Coupe de Gourgas sud.....	193
Figure 93 : Microfaciès de la dalle calcaire (unité 3).....	196
Figure 94 : Macrofaciès de la pellicule rubanée à la périphérie des blocs calcaires de l'unité 4.....	198

Figure 95 : Relations calcaire - Pellicule rubanée (unité 4)	198
Figure 96 : Microfaciès de la pellicule rubanée / périphérie des blocs de l'unité 4 (correspond au centre de la figure 94) : alternance de lits ondulés de micrite sombre et claire à grains de quartz isolés et microglaébules secondaires.....	199
Figure 97 : Macrofaciès des blocs calcaires saumon de l'unité 5.....	201
Figure 98 : Macrofaciès des calcaires gris de l'unité 5.....	202
Figure 99 : Microfaciès de l'encroûtement calcaire silicifié (type 1).....	204
Figure 100 : Microfaciès de l'encroûtement calcaire silicifié (type 2).....	204
Figure 101 : Coupe de Gault - La Rabote; mise en évidence de 4 niveaux lithologiques.....	206
Figure 102 : Les principaux types de glaébules (niveau C, secteur de Gault - La Rabote).....	208
Figure 103 : Le polyphasage de la dalle calcaire (niveau D) : évolution verticale de bas en haut.....	210
Figure 104 : Microfaciès du polyphasage de la dalle calcaire (niveau D).....	211
Figure 105 : Coupe synthétique anté-Oligocène du bassin d'Apt et transformations post-dépôts.....	219

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau I : Relation faciès-données analytiques dans la coupe de Roquemaure.	33
Tableau II : Evolution verticale des smectites et de l'opale dans la coupe de l'extrémité <u>sud-ouest</u> de la butte isolée.	127
Tableau III : Evolution verticale des smectites et de l'opale dans la coupe de l'extrémité <u>nord-est</u> de la butte isolée.	140
Tableau IV : Détermination au microscope optique des différents types de silice microcristalline rencontrés dans les blocs gréseux.	158
Tableau V : Comparaisons entre les données géochimiques des silcretes du Bassin d'Apt, du Bassin de Paris et d'Australie.	182

TABLES DES MATIERES

PREMIERE PARTIE

GEOLOGIE DU BASSIN D'APT, HISTOIRE DES CONCEPTIONS

A. SITUATION GEOGRAPHIQUE	2
B. CADRE STRUCTURAL	2
C. DESCRIPTION DE LA SERIE SEDIMENTAIRE ANTE-OLIGOCENE	6
I. Formations secondaires reconnues	6
II. Origine et âge des sédiments vivement colorés : ocres et sables bariolés "sensu lato"	6
1) Ocres	6
2) Sables et grès de la vallée d'Apt : historique des conceptions.	11
D. OBJECTIFS DE L'ETUDE	18

DEUXIÈME PARTIE

LES FORMATIONS DETRITIQUES CONTINENTALES D'AGE PALEOCENE-EOCENE

CHAPITRE I - L'ENSEMBLE INFÉRIEUR "SENSU LATO"	20
A. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS ; PETROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE DES ENSEMBLES INFÉRIEUR ET MÉDIAN	20
I. Bordure nord du Kart du Coulon	20
1) Secteur de la "Tuilerie"	20
2) Secteur du Chêne	26

II. Bordure sud du Karst du Coulon	30
1) Coupe de Roquemaure	30
2) Coupe du Ravin de Gourgas	38
3) Coupe des Moulins	40
4) Coupe de Jonquiers	40
III. Extrémité sud-est du Karst du Coulon	43
La coupe du Ravin de Mauraque	43
B. L'ENSEMBLE INFÉRIEUR "SENSU STRICTO" ET L'ENSEMBLE MÈDIAN : GÈNÈSE ET ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES	43
I. Ensemble inférieur	43
1) Théories en présence	43
a) Conception des anciens auteurs	
b) Théories récentes	
c) Théories actuelles	
2) Nouvelle interprétation de l'ensemble inférieur	48
a) Caractéristiques lithologiques et géométriques de cet ensemble	
b) Présence des marnes gargasiennes dans le Karst du Coulon	
c) Présence d'un dépôt continental dans le Karst du Coulon	
d) L'ensemble inférieur : un faciès sidérolitique éocène ?	52
3) Conclusion	53
II. Ensemble médian	54
C. RELATIONS ENTRE LES ENSEMBLES INFÉRIEUR ET MÈDIAN DU KARST DU COULON	56
CHAPITRE II - L'ENSEMBLE SUPÉRIEUR	58
A. BASE DE L'ENSEMBLE SUPÉRIEUR : SABLES ET SILICIFICATIONS ASSOCIÉES	58
I. Différentes formations sableuses en présence	59
1) Sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"	
a) Localisation	
b) Position stratigraphique	
c) Aspect à l'affleurement et lithologie	
d) Caractères lithostratigraphiques du faciès de "Pied-Bousquet"	
e) Hypothèses concernant la genèse et l'âge des sables et grès de faciès de "Pied-Bousquet".	

2) Faciès "sables blancs"	73
a) Sables blancs du Bois de Saint-Jean	
b) Sables blancs du secteur de Rustrel-Gignac : exemple du Vallon de Gorgues	
c) Hypothèses concernant la genèse et l'âge du faciès "sables blancs"	
3) Faciès "sables bariolés"	76
a) Localisation et répartition	
b) Géométrie et caractéristiques lithologiques du faciès	
c) Hypothèses concernant la genèse et l'âge du faciès "sables bariolés"	
II. Conclusion : Chronologie des événements sédimentaires anté-silicification	82
B. SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPÉRIEUR : SABLES, CONGLOMÉRATS et CALCITISATIONS, ASSOCIÉS	84
I. Localisation	84
II. Étude lithologique et minéralogique : coupe type du Coteau de Pigier	84
III. Chronologie des événements sédimentaires anté-calcitisation	88
TROISIÈME PARTIE	
TRANSFORMATION DES SÉDIMENTS DÉTRITIQUES PAR SILICIFICATION ET CALCITISATION (SILCRETE ET CALCRETE) - ARGIOGÈNÈSE ASSOCIÉE .	
CHAPITRE I - LES SILICIFICATIONS DE LA BASE DE L'ENSEMBLE SUPÉRIEUR	91
A. LOCALISATION DES COUPES ÉTUDIÉES	91
B. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES SILICIFICATIONS (SILCRETES)	91
I. Silicification de la partie Sud du Bassin d'Apt	94
1) Secteur de Gourgas	94
a) Coupe du ravin de Gourgas	
b) Coupe de Gourgas nord 1	
c) Coupe de Gourgas nord 2	
2) Extension des silicifications dans la partie sud du bassin d'Apt	141

II. Silicifications au centre du Bassin d'Apt (bordure de la R.N. 100)	142
1) Coupe du Collet rouge	142
2) Coupe de Notre-Dame de Lumières	144
III. Silicifications de la partie Nord du Bassin d'Apt	147
1) Secteur du bois de St Jean	148
a) Coupe du bois de St Jean-nord	
b) Coupe du bois de St Jean-sud	
c) coupe de Piquebaure (Près Roussillon)	
C. RESUME ET CONCLUSIONS A L'ISSUE DE L'ETUDE GEOMETRIQUE, FACIOLOGIQUE ET MINERALOGIQUE DES SILICIFICATIONS DE LA BASE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR	154
I. Position des silicifications	154
1) A l'échelle du bassin	154
2) A l'échelle de l'affleurement	154
II. Passage sables encaissants - silicifications	155
III. Agencement et faciès des silicifications	155
1) Dans les sables bariolés	155
2) Dans les sables blancs	156
3) Dans les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"	156
IV. Microfacies des silicifications	156
1) Dans les sables bariolés	156
2) Dans les sables blancs	157
3) Dans les sables et grès de faciès "Pied-Bousquet"	159
V. Comportement des smectites et de l'opale dans les sables bariolés et les silicifications	160
1) Les smectites	160
2) L'opale	161
VI. Comparaisons à l'échelle du Bassin d'Apt	162
D. GENESE DES SILICIFICATIONS: PROCESSUS ET INSTALLATION DES ENCRÔTEMENTS SILICEUX (SILCRETES)	162
I. Concept de l'épigénie	162
II. Modalités de l'épigénie siliceuse	163
III. Illustration de l'épigénie siliceuse : remplacement des argiles par l'opale	163
IV. Implications minéralogiques de l'épigénie siliceuse : paragénèse observée	166

V. Cadre de ces transformations minéralogiques	168
VI. Installation d'encroûtements siliceux : modèle des nappes aquifères	168
VII. Contrôle des silicifications : rôle du climat, des paléopaysages et influence tectonique	169
1) Climat	169
2) Paléopaysages et influence tectonique	170
VIII. Age des silicifications	170
IX. Conclusion : histoire des encroûtements siliceux du Bassin d'Apt	171
E. COMPARAISON : SILCRETES DE FRANCE ET SILCRETES D'AUSTRALIE	175
I. Silcrètes français	175
1) Le Bassin de Paris	175
a) Contexte stratigraphique	
b) Caractéristiques macro et microfaciologiques des silicifications	
2) Massif Central et ses bordures	177
II. Silcrètes australiens	178
1) Terminologie	178
2) Aspects à l'affleurement	178
3) Microfaciès	179
4) Mécanismes de mise en place	180
5) Contrôle géochimique des silicifications	180
6) Origine de la silice	181
7) Contexte géomorphologique et climats	181
8) Age des silicifications	183
CHAPITRE II - LES CALCITISATIONS DU SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR	185
A. LOCALISATION DES COUPES ETUDIEES	185
B. DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES, CARACTERISATION MACROFACIOLOGIQUE ET MICROFACIOLOGIQUE DES CALCITISATIONS (CALCRETES)	185
I. Secteur de Gourgas	185
1) Coupe du Ravin de Gourgas	185
a) Macrofaciès et minéralogie du niveau 1	
b) Microfaciès du niveau 1	
2) Coupe de Gourgas-nord	189
3) Coupe de Gourgas-sud	192

II. Secteur du Coteau de Pigier	195
a) Faciès et minéralogie	
b) Silicifications du calcaire des unités 4 et 5	
III. Secteur de Goult - La rabote	205
1) Localisation	205
2) Etude lithologique des niveaux et pétrographie du calcaire associé	207
C. RESUME DES CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES ET MINERALOGIQUES DES SABLES ET CALCAIRES DU SOMMET DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR	212
I. Relations calcaires - Attapulgite	212
1) Secteur de Gourgas	212
2) Secteur du Coteau de Pigier	212
3) Secteur de Goult - La Rabote	213
II. Calcaire de l'ensemble supérieur	213
D. INTERPRETATION : GENESE DU CALCAIRE DE L'ENSEMBLE SUPERIEUR ET MISE EN EVIDENCE DES PROCESSUS DE CALCITISATION ET INSTALLATION D'ENCROÜTEMENTS CALCAIRES (CALCRETES)	214
I. Mécanismes impliqués	214
II. Mise en place des encroûtements calcaires du Bassin d'Apt : contrôle climatique et rôle de la tectonique	215
E. CONCLUSION : MISE EN PLACE DES ENCROÜTEMENTS CALCAIRES (CALCRETES) DU BASSIN D'APT	217

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS

A. HISTOIRE DU BASSIN D'APT DE LA FIN DU CRETACE A L'OLIGOCENE : EVOLUTION CONTINENTALE D'UN DOMAINE SEDIMENTAIRE SOUS CLIMAT TROPICAL A MEDITERRANEEN	218
B. PHENOMENES DE SILICIFICATION ET DE CALCITISATION ASSOCIES A L'ARGILOGENESE.	218

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

ASPECT A L'AFFLEUREMENT DES SILICIFICATIONS

Photo 1: blocs gréseux à structure prismatique colonnaire massive (coupe du Ravin de Gourgas).

Photo 2: banc gréseux à structure prismatique fruste (coupe du Ravin de Gourgas).

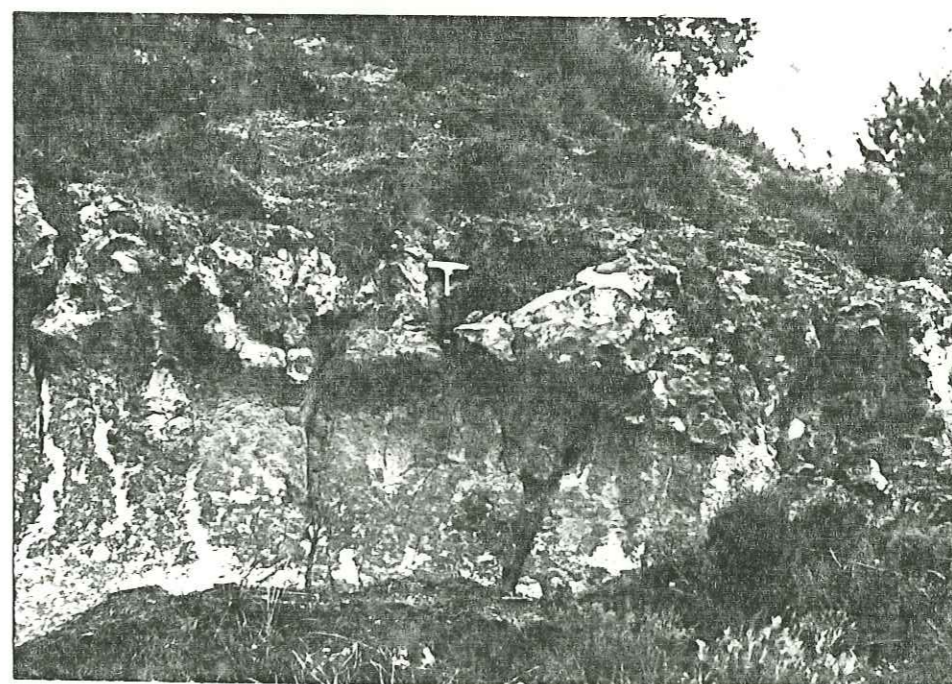
Photo 3: blocs gréseux à structure prismatique colonnaire élancée, par re-découpage vertical des colonnes originelles (coupe de l'extrémité sud-ouest de la butte isolée).



1



3



2

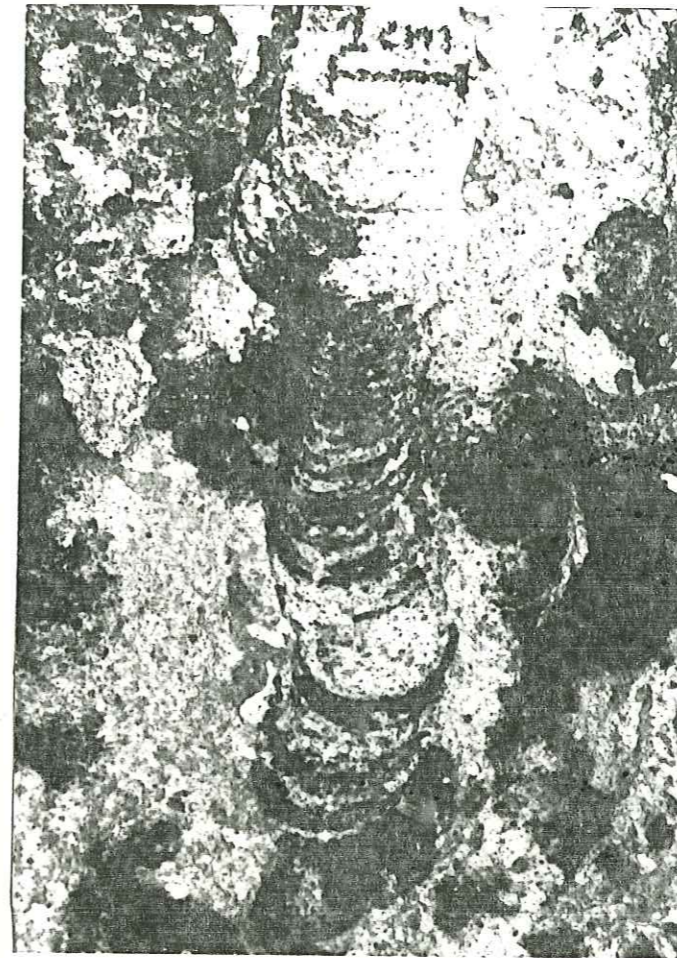
PLANCHE II

MACROFACIES ET MICROFACIES DES SILICIFICATIONS

Photo 1: terrier de type striotubule à structure en "verres de montre empilés" (coupe du Ravin de Gourgas).

Photo 2: grains de quartz détritiques à cutanes argilo-ferrugineux épigénisés par de l'opale (frange globulaire et ciment intergranulaire). Filons de calcédoine - calcédonite sécant sur le ciment d'opale (microscope optique, lumière naturelle).

Photo 3: remplissage d'une microfente verticale par de la calcédoine (cristallites engrenés), de la calcédonite (plumeaux fibreux), et du quartz mosaïque central. A la périphérie, on observe un ciment de calcédoine qui isole des grains de quartz à cutanes d'argiles et d'opale (éteints; microscopie optique, lumière polarisée).

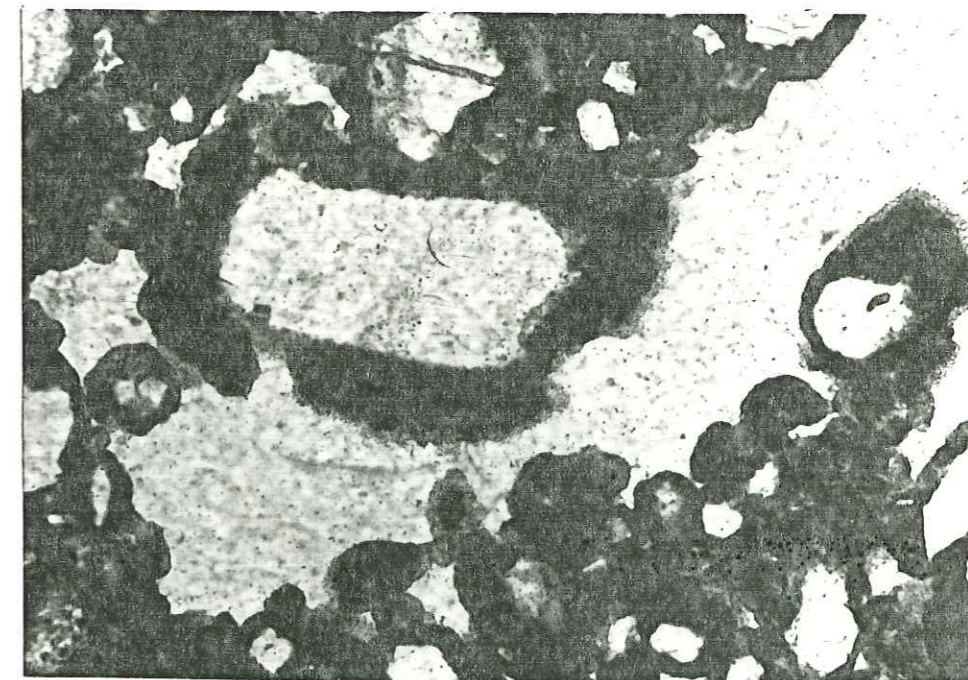


1



3

100 μ m



2

100 μ m

PLANCHE III

OBSERVATION DE L'OPALISATION AU M.E.T.

Photo 1: phyllite de type illite montrant les trois stades d'opalisation successifs :

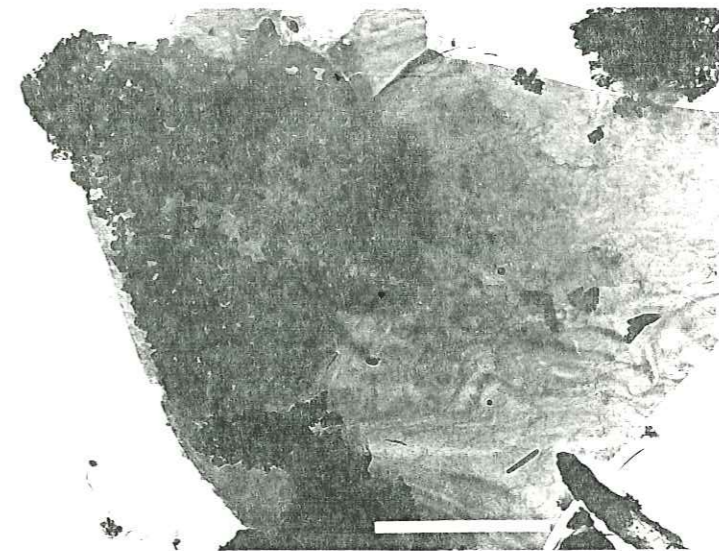
- à droite, bord sain;
- vers la gauche, apparition de cristallites polyédriques d'opale qui tendent à s'organiser de manière tridimensionnelle.

On observe un découpage des feuillets argileux sur la bordure gauche (échelle = $0,60\mu\text{m}$).

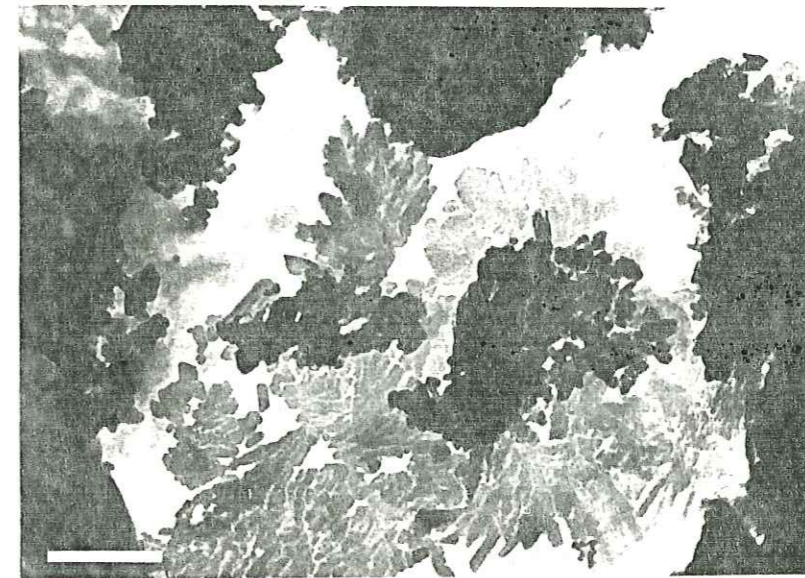
Photo 2: cristallites d'opale en "arborescences" à partir du découpage de feuillets d'illite (échelle = $0,5\mu\text{m}$) - stade 2.

Photo 3: amas floconneux de smectites remplacés par des amas tridimensionnels de cristallites d'opale (échelle = $0,5\mu\text{m}$) - stade 3.

PLANCHE III



1



2



3

PLANCHE IV

CONTROLE DE L'OPALISATION PAR MICRODIFFRACTION ELECTRONIQUE

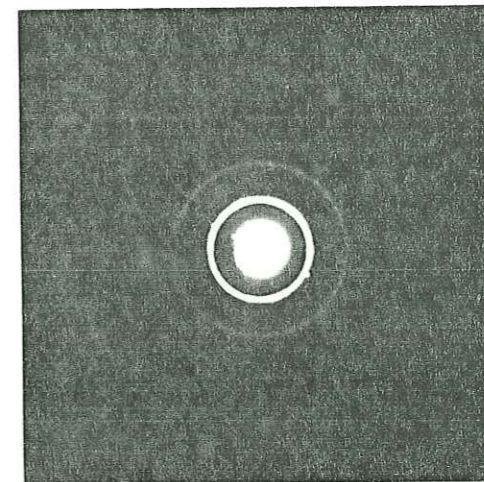
Photo 1: diagramme de microdiffraction électronique de smectite dioctaédrique (stade 0).

Photo 2: diagramme de microdiffraction électronique de smectite et d'opale (flèches) (stade 1 et 2).

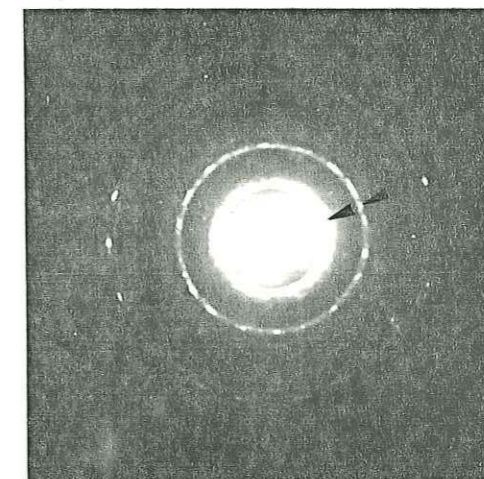
Photo 3: diagramme de microdiffraction électronique d'opale (stade 3).

Les photos 2 et 3 sont à relier à la planche III, photo 3.

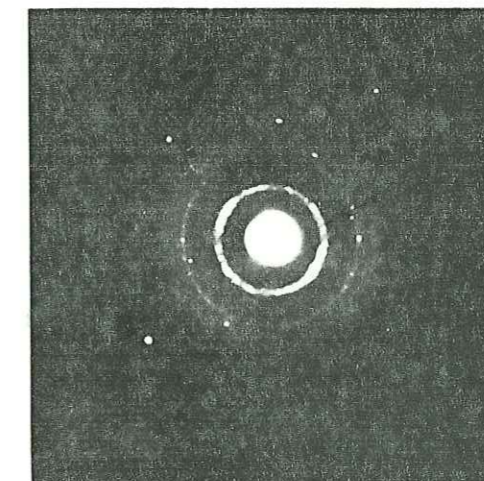
PLANCHE IV



1



2



3



PLANCHE V

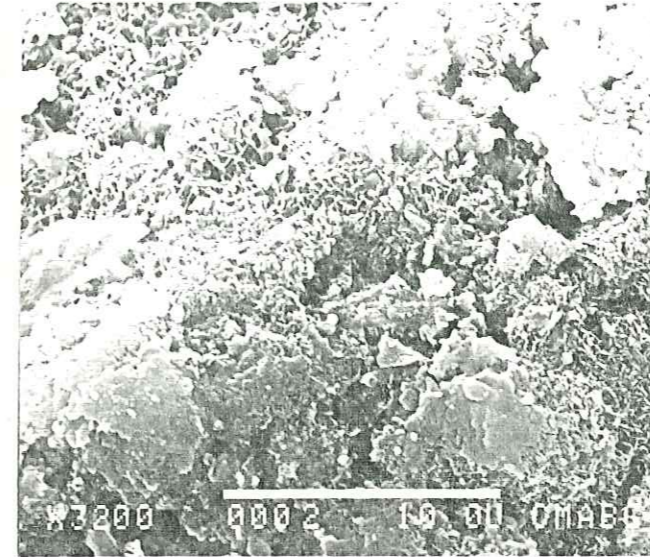
OBSERVATION DE L'OPALISATION AU M.E.B.

Photo 1: relations amas argileux (smectites ?) - cristallites d'aspect "en rosettes" ou en "éponges" (opale ?).

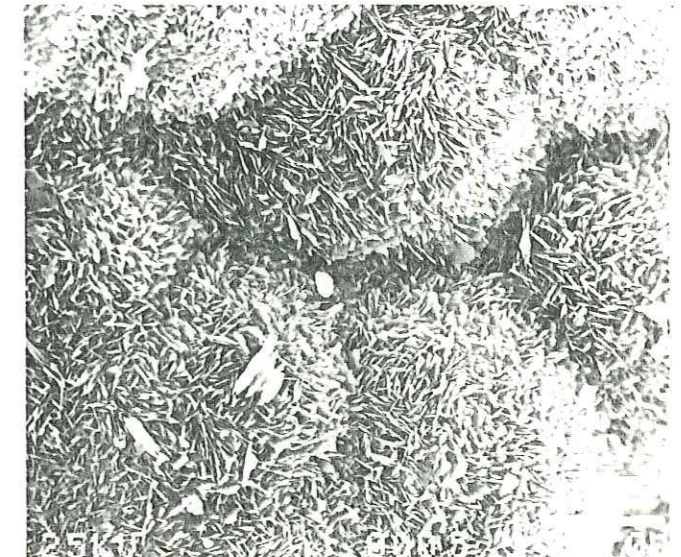
Photo 2: passage latéral progressif de la photo 1 : structures lépisphériques empilées (argiles ?).

Photo 3: détail d'une lépisphère : enchevêtrement de plaquettes granuleuses (argiles ?).

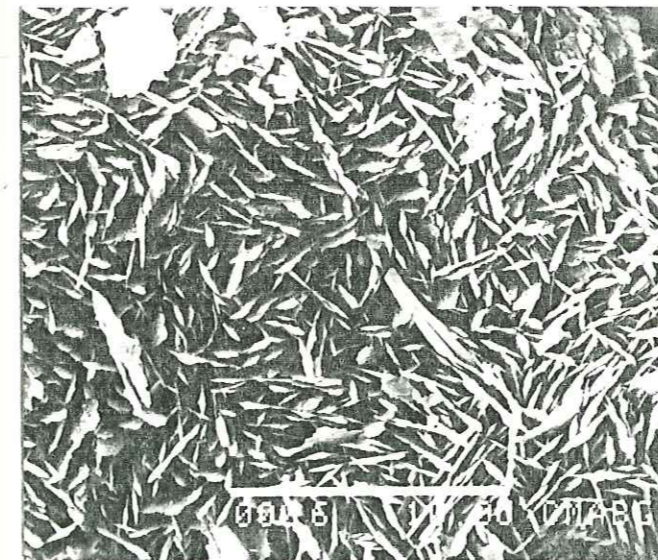
Photo 4: détail d'une plaquette granuleuse digitée : elle est constituée de cristallites élémentaires jointifs, comparés aux cristallites d'opale observés au M.E.T. (pl. III).



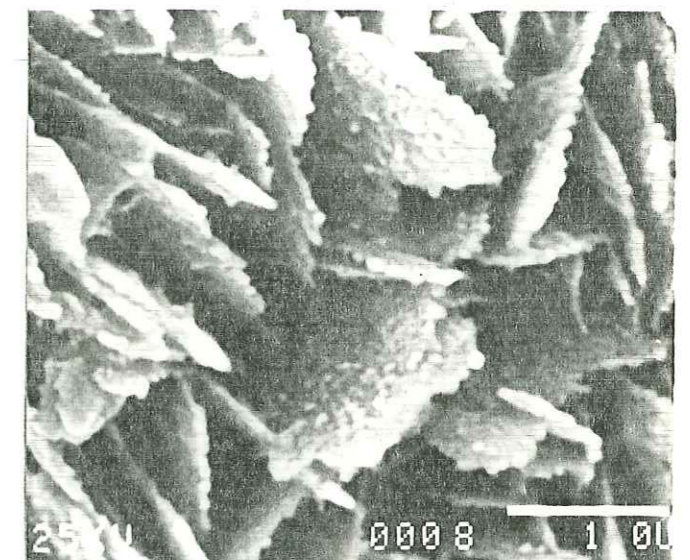
1



2



3



4

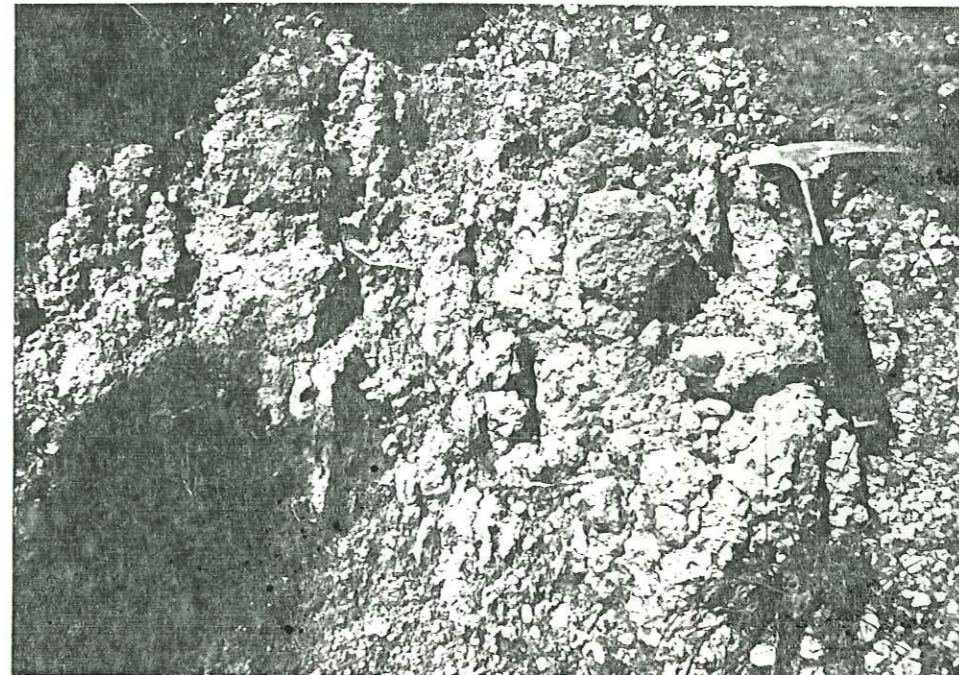
PLANCHE VI

ASPECT A L'AFFLEUREMENT DES CALCITISATIONS

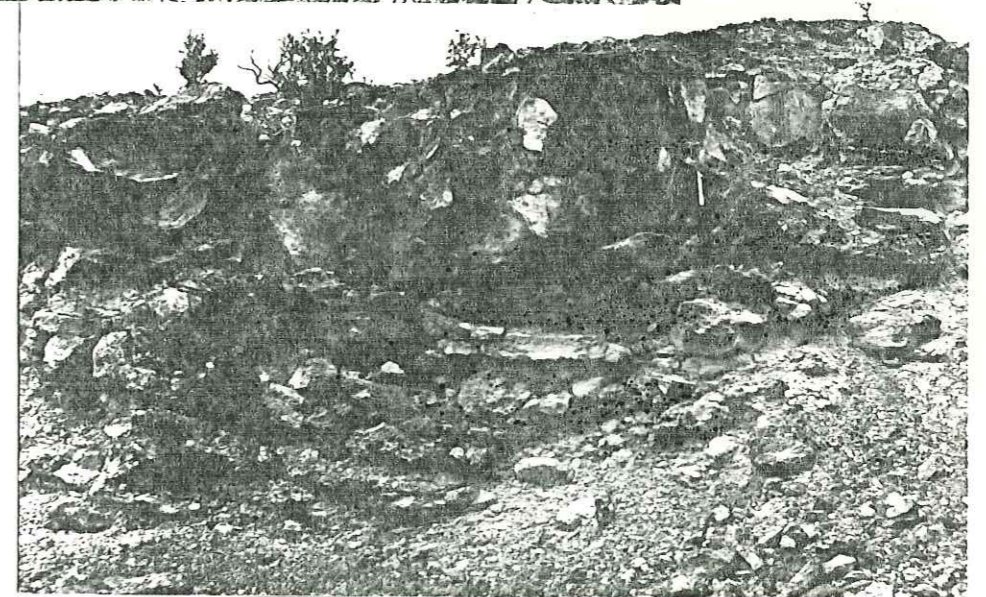
Photo 1: encroûtement calcaire à structures en microcolonnes de boules empilées (Coupe du Ravin de Gourgas).

Photo 2: encroûtement calcaire à granules et nodules (base), dalle feuilletée (centre), et blocs polyédriques (sommet) (coupe du coteau de Pigier).

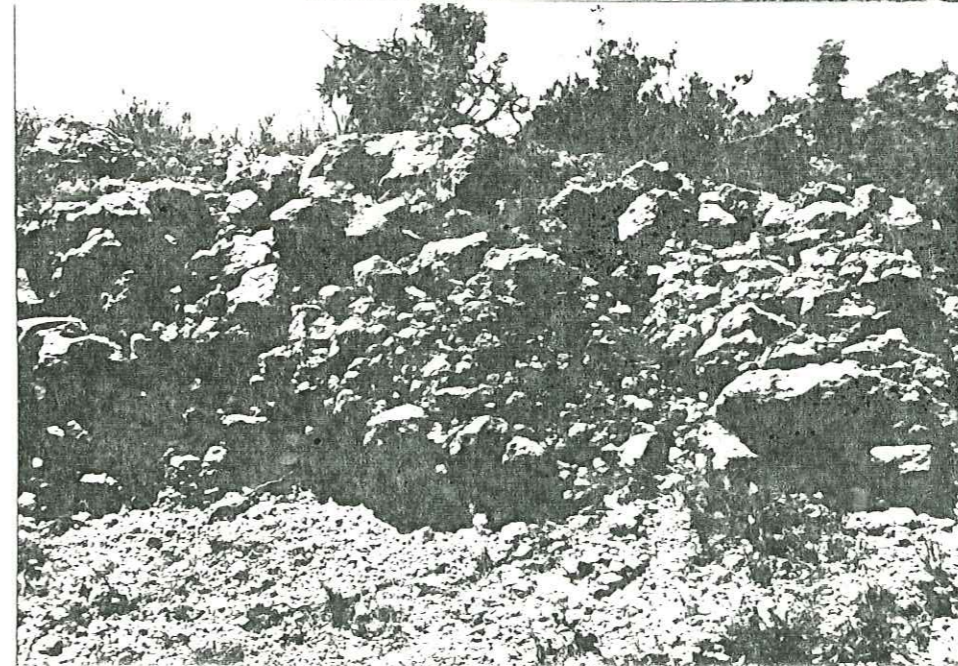
Photo 3: encroûtement calcaire de Goult - La Rabote : dalle fragmentée en blocs coalescents (niveau D sommital).



1



2



3

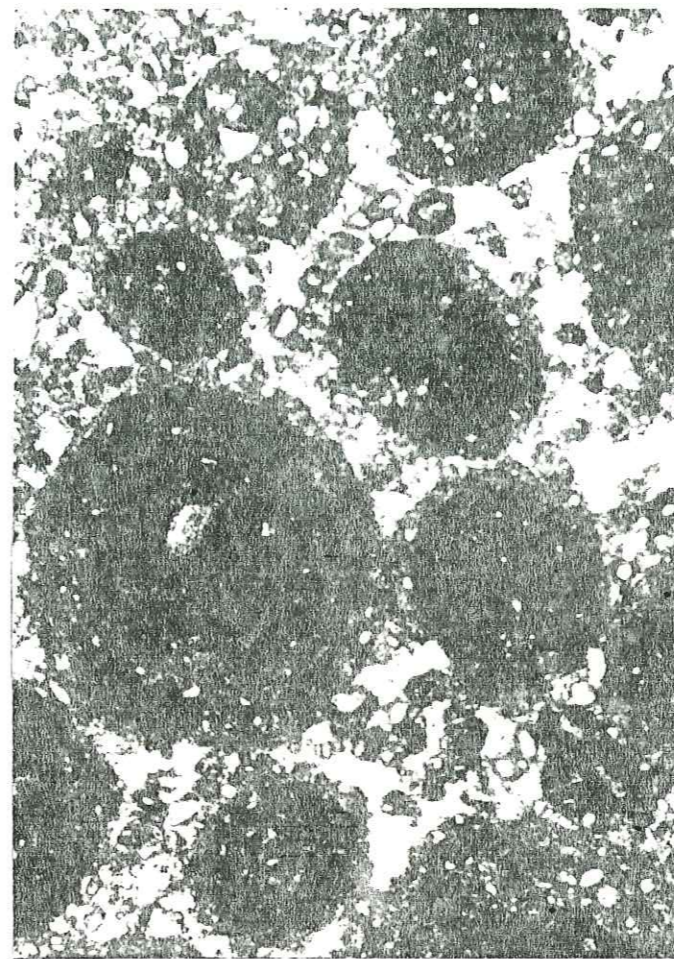
PLANCHE VII

MICROFACIES DES CALCITISATIONS

Photo 1: micrite claire à glaébules différenciés (zonés) et indifférenciés.
(coupes du Ravin de Gourgas, du coteau de Pigier, de Goult - La Rabote).

Photo 2: micrite sombre à glaébules rongée par des colonies de microcodiums
(prisme de calcite claire) (coupes du Ravin de Gourgas, du coteau
de Pigier et de Goult - La Rabote).

Photo 3: polyphasage des pellicules rubanées : micrite sombre à éclats de
quartz, recoupée par des filons de micrite claire (unité 4 - cou-
pe du coteau de Pigier).



1 150 μm



150 μm 2



3

5 mm

PLANCHE VIII

OBSERVATION DES GLAEBULES AU M.E.B.

Photo 1: glaébule différencié à feuillets alternants d'argiles et de micrite (à gauche), et indifférencié argileux (à droite). (coupe de Goult - La Rabote). Les détails du glaébule différencié sont montrés planche IX.

Photo 2: glaébules peu différenciés : feuillets argileux clairs abondants alternant avec des plages micritiques discrètes (coupe de Goult - La Rabote).

Photo 3: glaébule indifférencié exclusivement argileux (coupe de Goult - La Rabote).

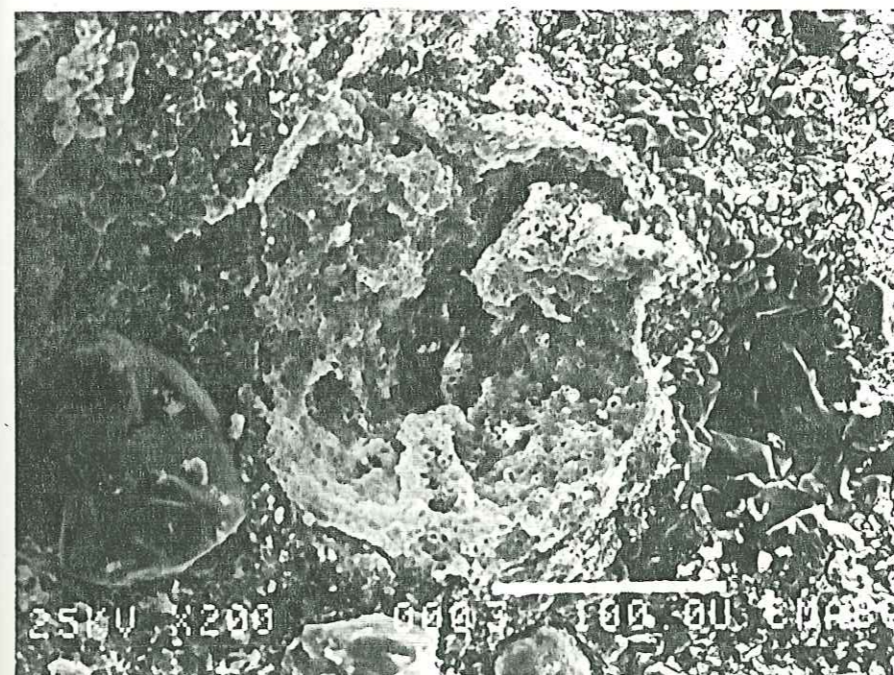
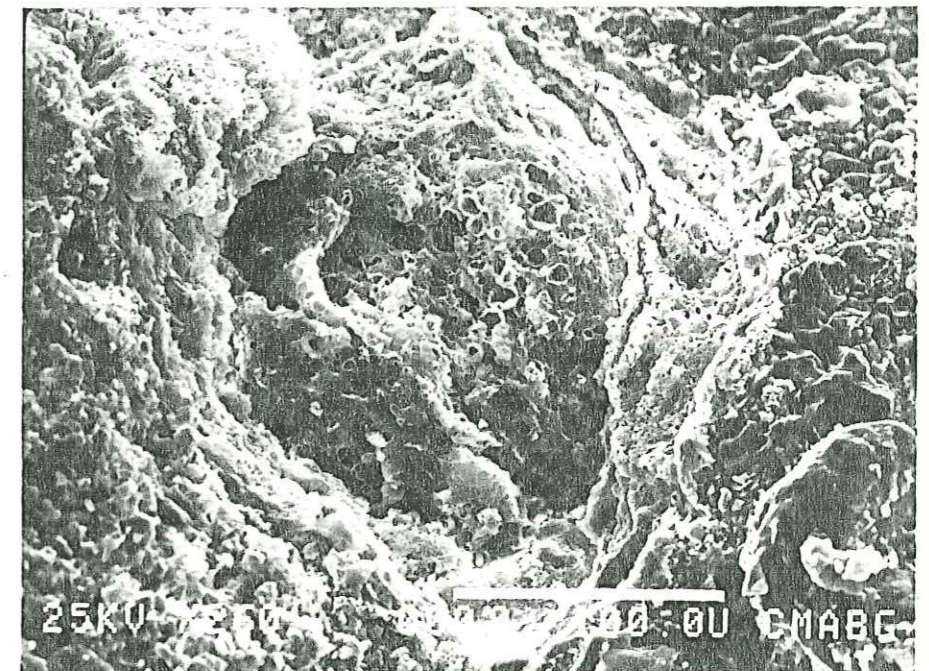
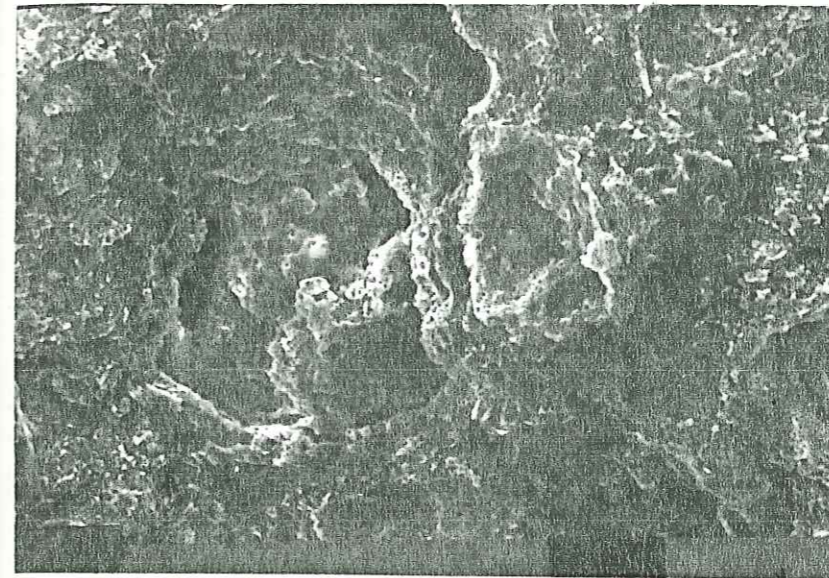


PLANCHE IX

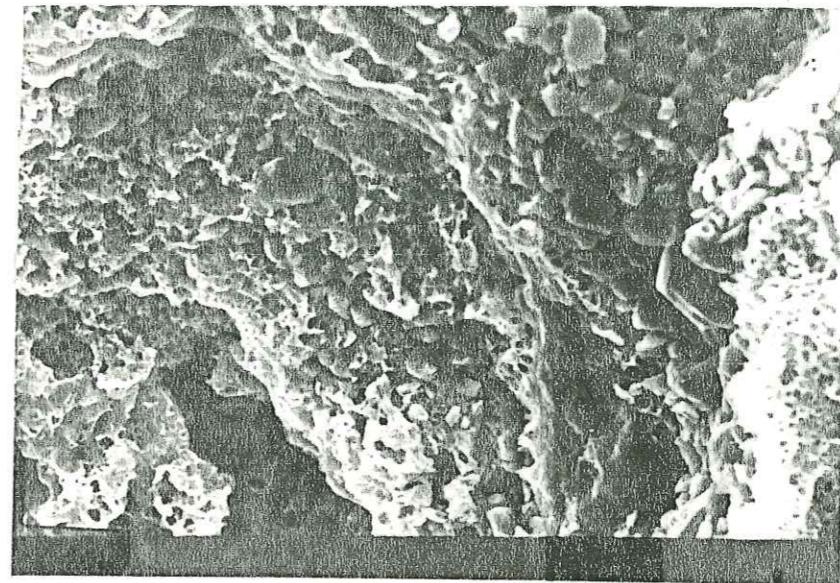
OBSERVATION D'UN GLAEBULE DIFFERENCIE AU M.E.B.

Photo 1: alternance de feuillets argileux (argilo-micritiques), et micritiques.

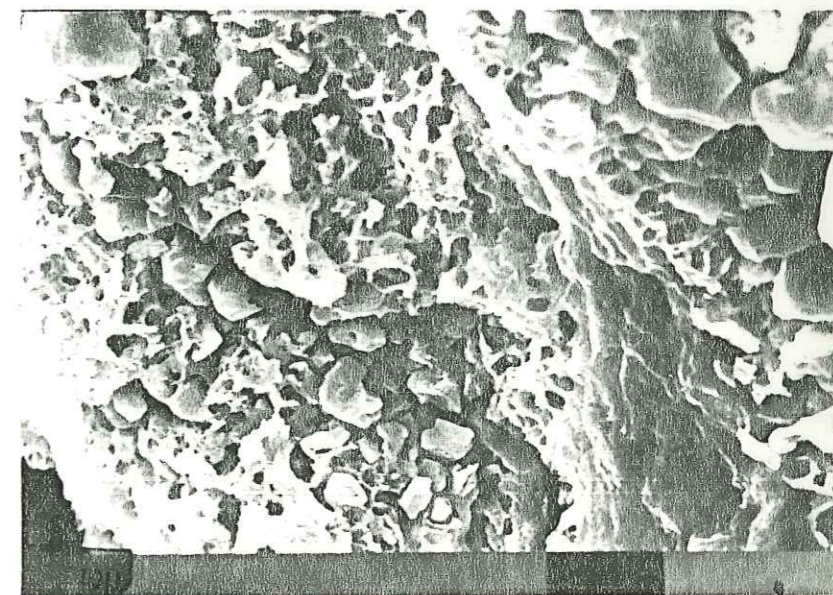
Photo 2: détail de l'alternance. Les feuillets argileux sont exclusivement smectitiques.

Photo 3: lorsqu'elle existe, l'attapulgite se retrouve en "position épitaxiale" (ou remplace ?) les feuillets smectitiques.

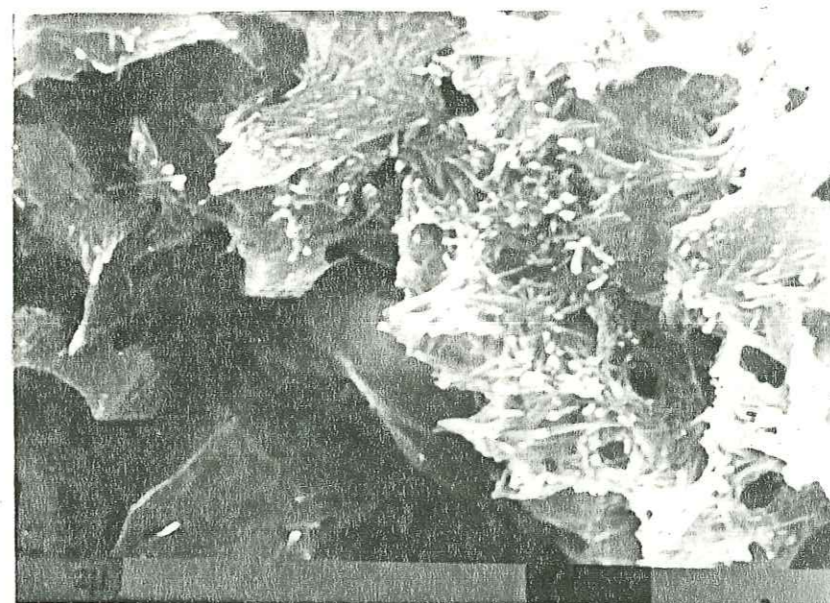
PLANCHE IX



1



2



3

PLANCHE X

OBSERVATION DE L'ATTAPULGITE AU M.E.B. ET AU M.E.T.

Photo 1: amas d'attapulгите en réseau polygonal - les vides correspondent à la position originelle des cristaux de micrite (échantillon décarbonaté; M.E.B.).

Photo 2: encroûtement calcaire silicifié (M.E.T.) : paquets de fibres d'attapulгите "saine" ou "engluée" dans des amas d'opale et de calcédoine (unité 4 et 5 - niveau D, coupe de Goult - La Rabote) (échelle = $0,5\mu\text{m}$).

Photo 3: encroûtement calcaire silicifié (M.E.B.) : lattes "grumeleuses" d'attapulгите, engluées dans un filon de calcédoine (plage sombre) (unité 4 et 5 - niveau D, coupe de Goult - La Rabote).

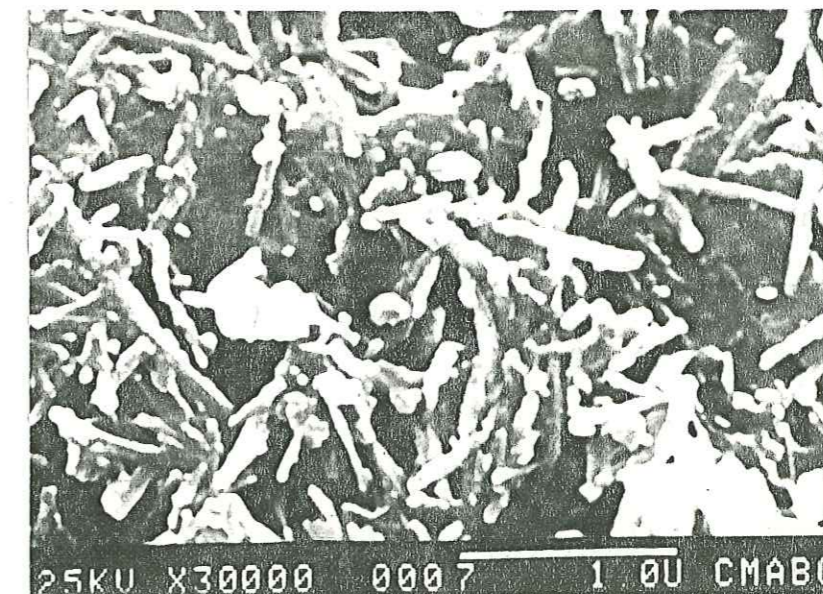
PLANCHE X



1









2



3

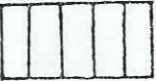

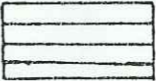

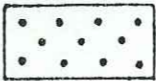






25KV X30000 0007 1 00 CMABG

LEGENDE DES CARTES






	Oligocène - Miocène	
	Calcitisations Silicifications	} Ensemble supérieur
	Faciès "sables bariolés" et sables à attapulгите	
	Faciès de "Pied-Bousquet" et sables blancs	
	Ensemble inférieur	
	Crétacé et alluvions quaternaires	

LEGENDE DES COUPES

MINERALOGIE

	Attapulгите		Calcite
	Illite		Gypse
	Kaolinite		Goethite
	Smectites		Métahalloysite
			Pyrite
			Quartz
			Soufre

CONCRETIONS ET CAILLOUTIS

-  Concrétions siliceuses type "poupée"
-  Concrétions ferrugineuses
-  Concrétions argilo-carbonatées (épigénie de gypse)
-  Pyrite
-  Galets et silex urgoniens, galets grés-quartzitiques d'âge albien à Cénomanién inf.