



HAL
open science

La marge ouest-européenne et ses bauxites dans les Pyrénées au Crétacé inférieur (24-26 mai 1989)

Pierre-Jean Combes, Bernard Peybernes

► **To cite this version:**

Pierre-Jean Combes, Bernard Peybernes. La marge ouest-européenne et ses bauxites dans les Pyrénées au Crétacé inférieur (24-26 mai 1989). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 1989, Série "Excursion", 143 p. hal-00686896

HAL Id: hal-00686896

<https://hal.science/hal-00686896>

Submitted on 11 Apr 2012

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.

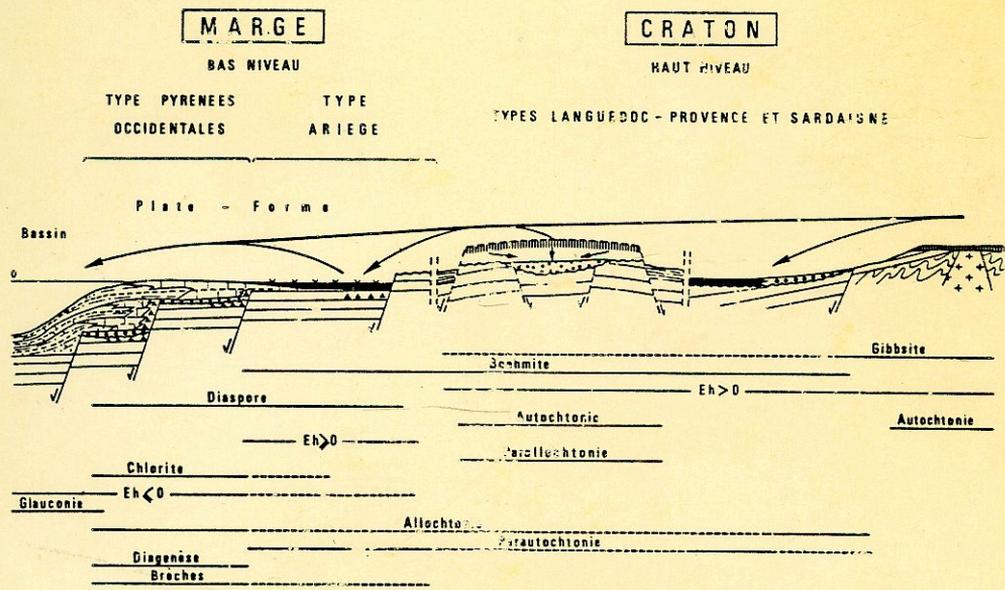
LA MARGE OUEST-EUROPEENNE ET SES BAUXITES
 DANS LES PYRENEES AU CRETACE INFERIEUR

par

Pierre-Jean COMBES et Bernard PEYBERNES

avec la collaboration de
 Jean-Claude ARAGON, Hervé CALVEZ, Jacques MEDUS et Denise MONGIN

Collaboration technique Marie-Thérèse DEL SOCORRO et Paule EICHENE



LISTE DES PARTICIPANTS

ALTEA Luigi (Cagliari),
ARNAUD Annie (Grenoble),
ARNAUD Hubert (Grenoble),
BREHERET Jean (Tours),
EUROLLET Pierre F. (Paris),
CLAUZON Georges (Aix-en-Provence),
COMBES Pierre-Jean (Montpellier),
COTILLON Pierre (Lyon),
CRUMIERES Jean-Pierre (Lyon),
DAMOTTE Renée (Paris),
DELAMETTE Michel (Fribourg),
DELOFFRE Raoul (Pau),
DERCOURT Jean (Paris),
FERRY Serge (Lyon),
GASPARD Danièle (Paris),
GORIN Georges (Genève),
GOURDON-PLATEL Nicole (Bordeaux),
GRANDIN Georges (Paris),
GUENDON Jean-Louis (Aix-en-Provence),
JUIGNET Pierre (Caen),
LABESSE Bernard (Paris),
LUPERTO SINNI Elena (Bari),
MANIVIT Hélène (Orléans),
MANIVIT Jacques (Orléans),
MASSE Pierre Jean-Louis (Marseille),
MASSIEUX Michèle (Montpellier),
MOJON Pierre-Olivier (Genève),
MONGIN Denise (Paris),
PEYBERNES Bernard (Toulouse),
POIGNANT Alain (Paris),
PORCU Antonella (Cagliari),
SALOMON Jean (Dijon),
SCHWIZER Benno (Berne),
STEFFEN Daniel (Genève),
TEMUSSI Ivo (Cagliari).

AVANT-PROPOS

Le thème général de cette excursion est de présenter les bauxites du Sud de la France dans leur cadre géodynamique et de proposer une synthèse à l'aide de données pluridisciplinaires. La *géologie des bauxites* doit en effet intégrer, dans une perspective historique, les informations pétrographiques, minéralogiques, géochimiques, sédimentologiques, géomorphologiques, tectoniques, stratigraphiques, paléogéographiques, des gisements et de leur enveloppe stérile.

Un gisement de bauxite peut être maintenant considéré comme un élément à sa place dans un *paysage sédimentaire* où la genèse du minerai dépend de *trois facteurs principaux* :

- Le *climat* qui doit être chaud et humide, de type tropical à saisons alternées, pour permettre, avec un bon drainage, la ferrallitisation de roches mères alumineuses en bauxite autochtone résiduelle.
- Le *degré de stabilité tectonique, eustatique ou climatique* qui peut modifier l'équilibre amont-aval et celui du couple altération-érosion. Ainsi, l'érosion d'une bauxite résiduelle permettra le dépôt de gisements détritiques allochtones en aval ; ou bien, si la ferrallitisation en amont est à peine ébauchée, celui de sédiments argileux qui pourront être ensuite bauxitisés dans des sites de l'aval plus favorables.
- Les *milieux de dépôt* fonctionnant, en aval, comme piège pour des apports purement alumineux ou pour des produits argileux ensuite ferrallitisés.

Dans la période considérée, principalement l'Aptien-Albien, la présence de nombreux niveaux de bauxites bien datés montre que le climat est relativement stable et ferrallitisant. Les facteurs qui peuvent alors intervenir pour construire le paysage sédimentaire et différencier les différents types de bauxites sont la *tectonique, l'eustatisme* et les *milieux de dépôt*.

L'importance de ces facteurs sera démontrée en reconstituant une transversale comportant le *craton européen, sa marge passive* et le *bassin axial pyrénéen* durant sa phase de rifting liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. Sur cette transversale, au grè des variations du degré de stabilité (lié au taux de soulèvement des zones cratoniques, au jeu des gradins de la marge, aux oscillations eustatiques), le matériel issu de l'altération poursuit son évolution géochimique vers le pôle purement alumineux puisque Al est l'élément le moins soluble, avec Fe, dans les conditions exogènes les plus rigoureuses d'altération représentées par la ferrallitisation. Cette évolution se produit dans le paysage sédimentaire jusqu'à ce que la bauxite soit recouverte par un toit protecteur : dans ce cas elle se trouve figée au stade qu'elle avait atteint. Dans les zones cratoniques en amont, de haut niveau relatif, ce recouvrement est tardif, l'évolution est longue, les minerais sont de bonne qualité. En aval, sur les marges, de bas niveau, sensibles aux fluctuations eustatiques de courte période, l'évolution est rapidement interrompue par l'incorporation dans des séries oscillantes de plate-forme, les bauxites sont de qualité médiocre mais leur géologie est riche d'enseignements.

Cette conception dynamique, évolutive, des bauxites dans leur cadre géologique va nous amener, autour de ce thème, à développer de nombreux sujets concernant plus particulièrement la stratigraphie et la biostratigraphie, la paléogéographie, la tectonique synsédimentaire et les données nouvelles sur la structure des Pyrénées, la sédimentologie continentale et la karstologie, la sédimentologie et l'analyse en terme de stratigraphie séquentielle des séries marneuses de bassin et de la plate-forme carbonatée urgonienne. Les données minéralogiques et géochimiques, sortant du cadre de cette excursion, ne feront pas l'objet de développements importants.

PRESENTATION DU LIVRET-GUIDE

- La *première partie* constitue une mise au point sur les différents sujets abordés au cours de l'excursion.

* La géodynamique des Pyrénées à l'Aptien-Albien, le bassin axial pyrénéen et les marges passives européenne et ibérique, reconstitutions palinspastiques.

* Synthèse sur la géologie des bauxites en considérant le Sud de la France, la partie pyrénéenne du Nord-Est de l'Espagne et la Sardaigne. Reconstitution du paysage sédimentaire et géodynamique synthétique des bauxites.

- La *deuxième partie* est consacrée à la présentation des observations sur une transversale correspondant, du craton au bassin axial pyrénéen, au paysage sédimentaire bauxitogène précédemment reconstitué.

* *Premier jour* : l'arrière-pays européen intra-cratonique et le bassin axial pyrénéen.

* *Deuxième jour* : du bassin axial aux gradins de la marge européenne.

* *Troisième jour* : les gradins de la marge européenne.

REMERCIEMENTS

La préparation de cette excursion n'aurait pu être réalisée sans l'aide de M.T. Del Socorro pour le traitement de texte et de P. Eichène pour les dessins. Les propriétaires et exploitants des fermes de Bogue, Canals, Camp Bataillé, Bacqué, La Borde (Pradières) nous ont autorisé à visiter les gisements et traverser leurs pâturages. La Société Garrot-Chaillac nous a permis de présenter le gisement de Bédarieux. Nous remercions tout particulièrement MM. Aimé et Jean-Claude Guiraud qui nous ont aidé dans le débroussaillage de l'ancienne exploitation de Couchet.

PROGRAMME DE L'EXCURSION

THEME GENERAL

Reconstitution d'une transversale allant du craton européen au bassin axial pyrénéen. Les principaux types de gisements de bauxite sont replacés dans le contexte géodynamique distensif de la marge passive ouest-européenne durant la période de rifting liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. Sédimentation intra-continentale durant une longue lacune, carbonatée urgonienne à bauxites sur la plate-forme et marneuse vers le bassin ; analyse en termes de stratigraphie séquentielle, mise en évidence des facteurs cardinaux : tectonique, eustatisme, milieux de dépôt.

PREMIER JOUR (24 mai)

DE MONTPELLIER A QUILLAN ; L'ARRIERE-PAYS INTRA-CRATONIQUE ET LE BASSIN AXIAL PYRENEEN, L'AMONT ET L'AVAL DE LA MARGE

Départ de Montpellier à 8 h (rue Pagézy). *Arrêts 1 et 2* : les bauxites à longue lacune du fossé de Bédarieux, gisement complexe à mise en place polyphasée sur le craton européen. *Arrêts 3 à 8* : étude de la partie orientale du "bassin" de Quillan, analyse stratigraphique séquentielle de l'Aptien-Albien marneux sur la bordure du bassin axial pyrénéen. Dîner et nuit au Grand Hôtel Cartier, 31 boulevard Charles de Gaulle, 11500 Quillan (tél. 68200514).

DEUXIEME JOUR (25 mai)

DE QUILLAN A FOIX ; DU BASSIN AXIAL PYRENEEN AUX GRADINS DE LA MARGE

Départ de Quillan à 8h15. *Arrêts 1 à 3* : suite de l'analyse séquentielle du "bassin" de Quillan (partie occidentale). *Arrêts 4 et 5* : cadre tectonique de la marge, grands traits structuraux de la zone nord-pyrénéenne. *Arrêts 6 à 8* : le gisement de la Combe de Lé, série réduite oscillante sur un gradin de la marge, jeu synsédimentaire des failles bordières, bauxites superposées et intercalation para-récifales, eustatisme et tectonique. *Arrêt 9* : le gisement de Canals, série réduite à son maximum, dépôts proximaux d'altérites bauxitiques sur un gradin amont, situation dans le cortège sédimentaire de la séquence bauxitique (remplissage de vallée ?). *Arrêt 10* : la série carbonatée urgo-albienne synchrone de Laborie (Pech de Foix), partie moyenne de la plate-forme carbonatée urgonienne. Dîner et nuit à l'Hôtel Lons, 6 place Georges-Duthil, 09000 Foix (tél. 61655244). Assemblée générale du Groupe Français du Crétacé.

TROISIEME JOUR (26 mai)

REGION DE FOIX ; LES GRADINS DE LA MARGE (suite)

Départ de Foix à 8h15. *Arrêt 1* : le gisement de Bacqué, failles normales et inverses synsédimentaires dans une série oscillante à bauxites superposées, horizons ligniteux, marnes à gastéropodes, contrôle eustatique. *Arrêts 2 et 3* : le gisement de Couchet, sédiments bauxitiques tectogènes et intercalations para-récifales à mise en place polyphasée, contrôle eustatique. *Arrêt 4* : La série carbonatée urgonienne au toit de la mine de Péreille, niveaux ligniteux et faciès épigénétique de la bauxite. Arrivée à Toulouse (gare) vers 18h30 et à Montpellier (gare) vers 22h.

L'itinéraire détaillé (cartes Michelin n° 83 et 235) et une description plus complète des arrêts sont donnés dans la 2^e partie à la fin de chaque paragraphe.



1er Jour

3e Jour

2e Jour

Echelle
1/1000000

PREMIERE PARTIE

LE CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE DES BAUXITES

- I - CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE DES BAUXITES PYRENEENNES : LE DOMAINE PYRENEEN ET SES MARGES PASSIVES A L'APTIEN-ALBIEN.

- II - LES BAUXITES ET LEUR CADRE GEODYNAMIQUE : PALEOGEOGRAPHIE ET TYPOLOGIE DES GISEMENTS DU SUD DE LA FRANCE DANS LE CONTEXTE DES MARGES PASSIVES IBERIQUE ET EUROPEENNE ; SCHEMA SYNTHETIQUE.

CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE DES BAUXITES PYRENEENNES :
LE DOMAINE PYRENEEN ET SES MARGES PASSIVES A L'APTIEN-ALBIEN

D'âge éocrétacé et diachrones dans l'intervalle Barrémien-Albien, les principales bauxites pyrénéennes constituent deux ceintures d'altérites jalonnant les deux marges stables du domaine pyrénéen : la *marge européenne* au Nord (Corbières, Ariège, Aquitaine) et la *marge nord-ibérique* au Sud (Béarn, Sierras Marginales, Haut-Ampurdan). A ces altérites sont généralement associés des dépôts carbonatés de plate-forme proximale (*Urgonien*), également diachrones, dont les prismes de haut niveau marin s'organisent en un on-lap côtier migrant vers la partie amont de chaque marge. Ainsi, sur la *marge européenne*, suivant une direction SW-NE (et, dans une moindre mesure, SE-NW), des formations urgoniennes de plus en plus récentes (Barrémien U_2 , Bédoulien supérieur U_{3c} , Gargasien supérieur-Clansayésien U_{4b-c} , Albien inférieur-moyen U_5 , Peybernès, 1976, 1979) reposent sur des terrains jurassiques de plus en plus anciens recouverts d'altérites (Peybernès, 1976, 1979 ; fig. 1). Sur la *marge nord-ibérique*, le processus est globalement symétrique en Béarn avec, toutefois, deux différences importantes : développement de brèches d'escarpement de failles synsédimentaires dans le Gargasien supérieur (Peybernès et Garot, 1984 ; Combes et Peybernès, 1987) et absence, par érosion ultérieure, de témoins en place des plates-formes carbonatées de l'Albien inférieur-moyen.

Cette migration centrifuge des plates-formes éocrétaçées vers le NE-NW d'une part, vers le SE d'autre part, s'accompagne d'une extension, dans le même sens, des rhombograben emplis de pélites hémipélagiques (marnes noires) constituant le "Bassin axial pyrénéen" (Peybernès et Souquet, 1984) allongé d'W en E sur l'emplacement de l'actuelle Haute Chaîne Primaire (fig. 2). Ces pélites correspondent aux classiques formations des "Marnes noires à *Hypacanthoplites*" (passage Clansayésien-Albien).

Les reconstitutions palinspastiques des deux marges pyrénéennes à l'Aptien-Albien démontrent leur prédécoupage (Combes et Peybernès, 1987 : fig. 3 ; Combes et Peybernès, 1987 : fig. 4 et 1989 : fig. 5) en blocs plus ou moins basculés qui limitent un réseau en baïonnette de failles synsédimentaires, normales et coulissantes sénestres, de direction N_{40-60} et $N_{120-140}$, apparues dans le Golfe de Gascogne (Derégnaucourt et Boillot, 1982) tandis qu'à l'Albien inférieur-moyen apparaissent des compressions locales annonçant le régime transpressif de l'Albien supérieur (Peybernès et Souquet, 1984). C'est en effet à l'Albien inférieur-moyen que se créent dans les seules Pyrénées occidentales les premiers bassins de flysch crétacé (flysch noir de Mauléon bordé au S par les éventails de poudingues de Mendibelza) affectés de coulissements E-W alors que perdurent dans les Pyrénées centrales et orientales les vestiges retrécis du "Bassin Axial" (Quillan, Niort) et les ultimes plates-formes urgoniennes (Ariège, Corbières, Haut-Aragon, Ampurdan) localement ennoyées par les décharges deltaïques de grès verts et incluant les dernières bauxites.

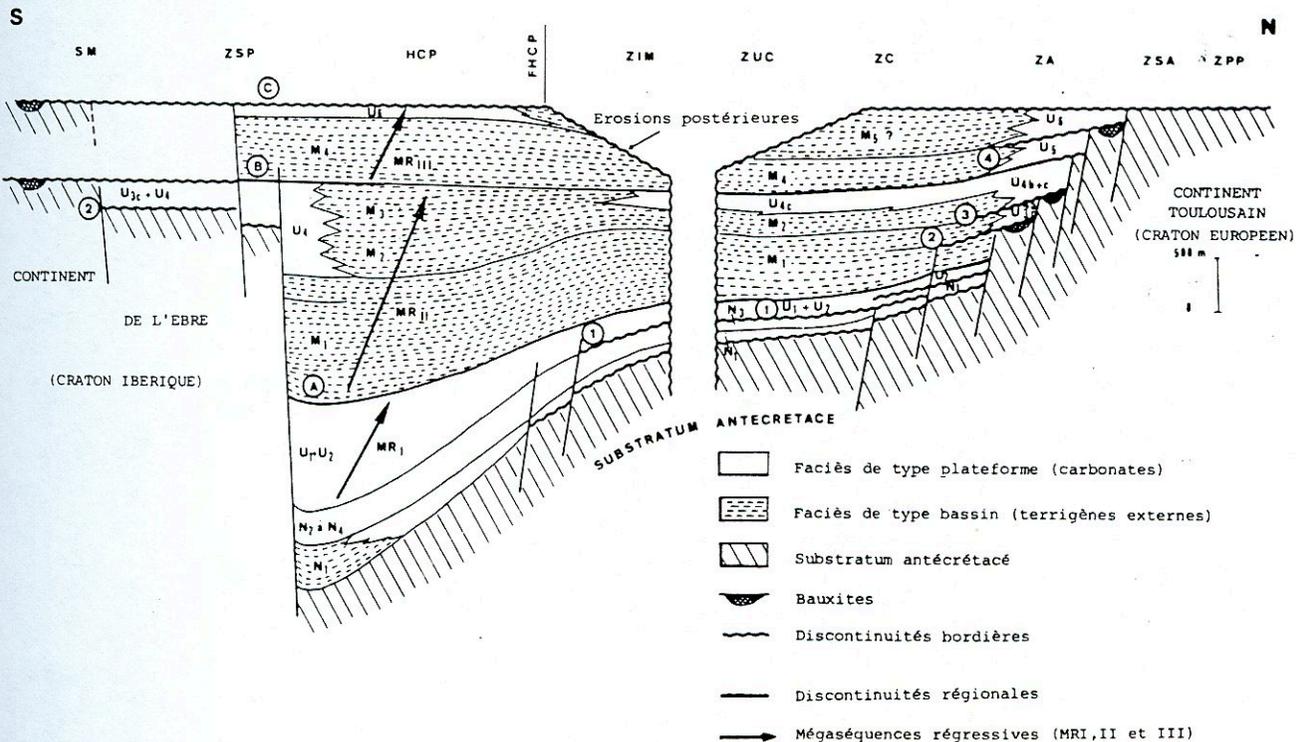


Fig. 1 - Transect palinspastique du domaine pyrénéen central au Crétacé inférieur avant le dépôt du Flysch noir (Paybernès, 1979) montrant le bassin axial et les plates-formes bordières centrifuges,

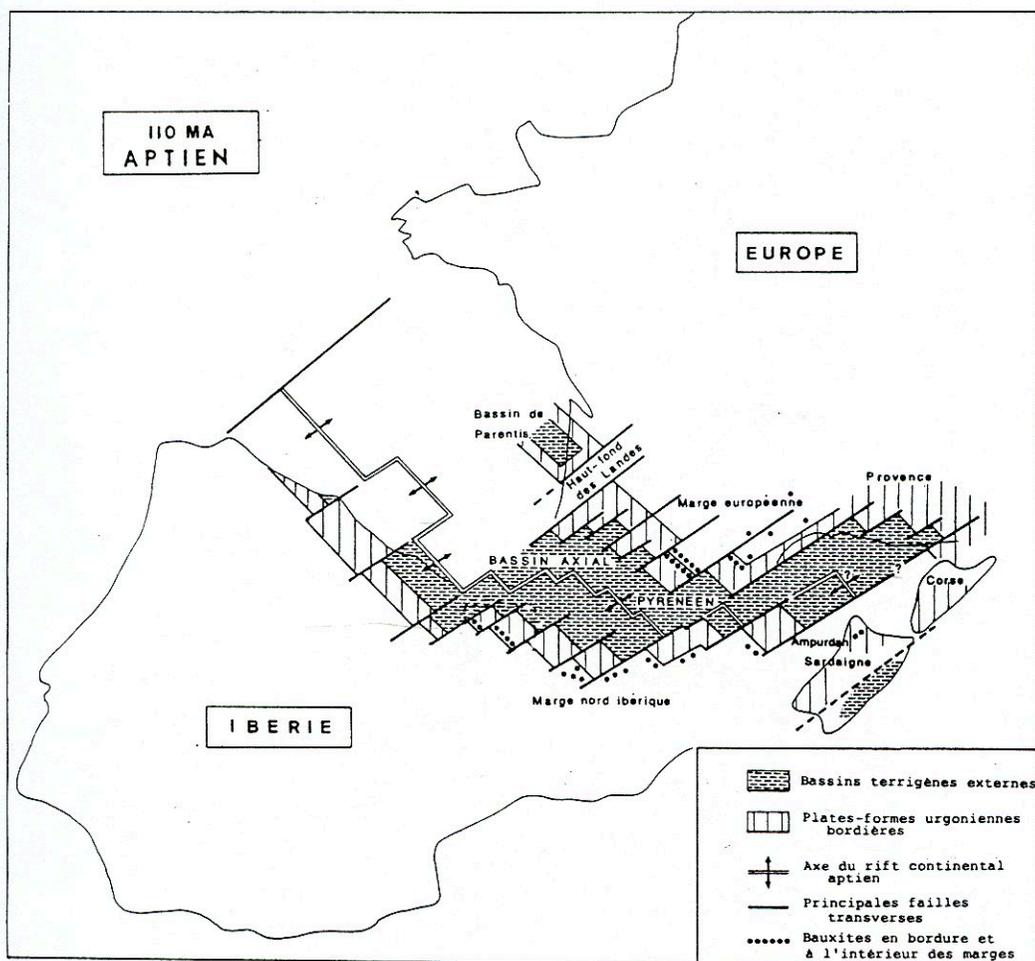
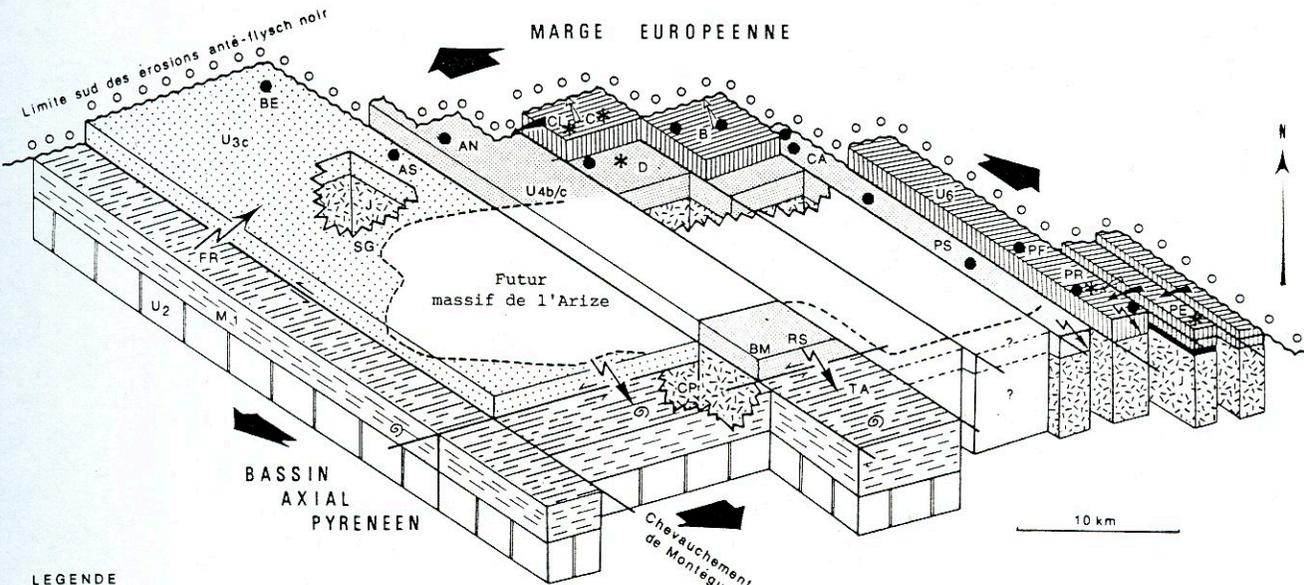
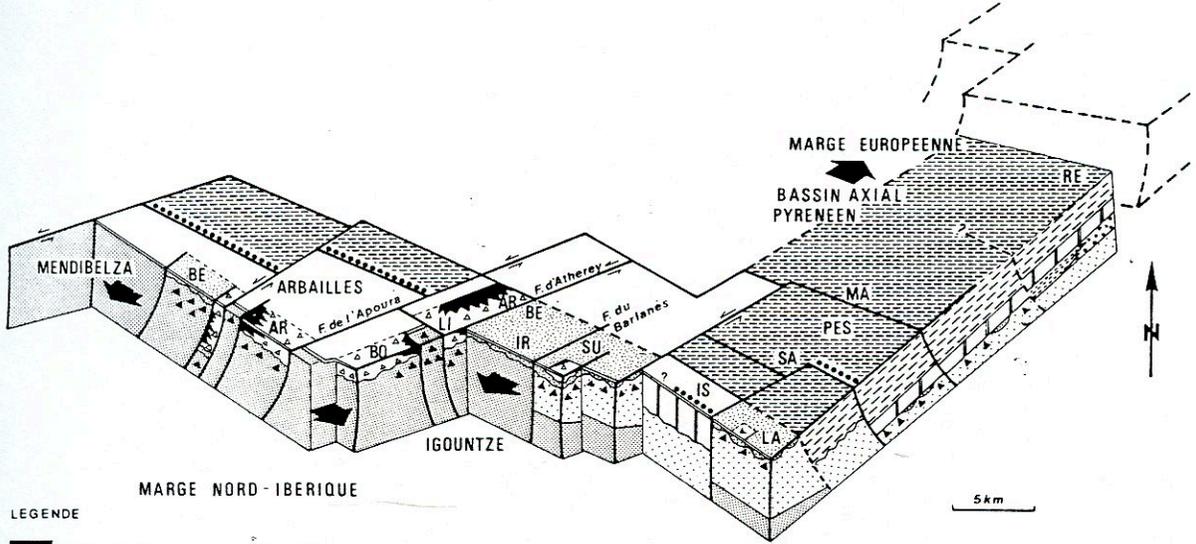


Fig. 2 - Essai de reconstruction palinspastique des deux marges du domaine pyrénéen en cours de rifting à l'Aptien inférieur élevé (110 MA) et situation des altérites sur les marges européenne et nord ibérique (Paybernès et Combes, 1987), Position de l'Ibérie par rapport à l'Europe d'après Masson et Miles (1984),



- LEGENDE**
- | | | | | |
|---------------------|--------------------|--|---|--|
| BE Bernech | CA Cadarcet-Unjat | | U ₆ Albien inf./moyen | ● Bauxite simple ou niveaux superposés sous le toit transgressif |
| FR Forêt de Leroque | PS Pech St Sauveur | | U _{4b/c} Gargasien sup./Clensayésien | * Idem, sous et en intercalations dans le toit transgressif |
| AS Audinac Sud | PF Pech de Foix | | U _{3c} Bédoulien supérieur | ← Brèches et blocs tectogènes à proximité des paléofailles |
| AN Audinac Nord | PR Pradières | | Lignites de Péréille | ⇌ Cisaillements synsédimentaires ou ultérieurs |
| C Canals | TA Tarascon | | M ₁ Bédoulien inférieur | ↔ Chevauchements alpins |
| Cl Combe de Lé | RS Roc de Sédour | | U ₂ Barrémien supérieur | ↗ Direction d'expansion et de migration des marges |
| D Durban | BM Biert-Masset | | J Jurassique indifférencié | ↖ Compressions intra-alsiennes |
| B Bacqué | CP Col de Port | | | |
| SG Saint-Girons | PE Péréille | | | |

Fig. 3 - Modèle d'évolution de la partie ariégeoise de la marge européenne des Pyrénées Centrales (d'après Coabes, Peybarnès, Médus et Mongin, 1989).



- LEGENDE**
- | | | | | |
|--|--|--|---|------------------------|
| | U _{4b} Marnes noires du Lichançumendy (Gargasien sup.) | | M ₁ Marnes de Sainte Suzanne (Bédoulien) | BE : Pic de Behorleguy |
| | U _{4b} Brèches d'Arhansus (Gargasien sup.) | | U ₁₋₂ Formation de Rebenacq et Calcaires à Annélides (Barrémien) | AR : Col d'Arhansus |
| | Formation d'Estibette | | B Altérites | BO : Botsmendy |
| | Jurassique { Main (J ₅ -J ₈)
Lias/Dogger (J ₁ -J ₄) | | Marge nord-ibérique au Gargasien sup. | LI : Lichançumendy |
| | Brèches karstiques et leurs dérivés au mur | | Marge nord-ibérique au Barrémien sup. | AH : Ahargou |
| | | | Paléofailles (N 40-60 / N 120-140) | BE : Mont Bégousse |
| | | | Distension et migration des marges | SU : Col du Sudou |
| | | | | IR : Col d'Iroutiguty |
| | | | | IS : Isseux |
| | | | | SA : Sarrance |
| | | | | LA : Layens |
| | | | | PES : Pène d'Escot |
| | | | | MA : Mail Arrouy |
| | | | | RE : Rebenacq |

Fig. 4 - Modèle d'évolution de la marge nord ibérique des Pyrénées Basco-Béarnaises au Crétacé inférieur (d'après Coabes et Peybarnès, 1987).

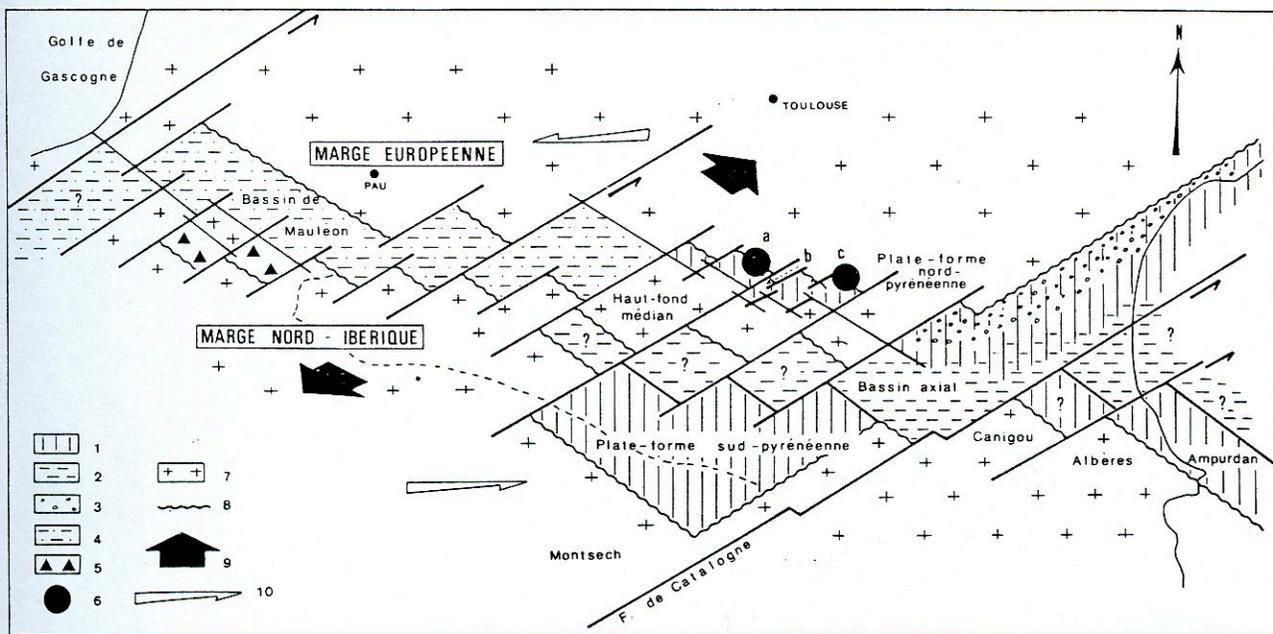


Fig. 5 - Esquisse palinspastique du domaine pyrénéen à la fin de l'Albien inférieur et à l'Albien moyen (U6) (d'après Combes et Peybernès, 1989). 1 - Calcaires urgo-albien moyen ; 2 - Pélites noires ; 3 - Grès verts ; 4 - Flysch noir argilo-gréseux ; 5 - Brèche de talus ; 6 - Bauxites intra-urgoniennes (intra U6) [a ; La Combe de Lé, b ; Bacqué ; c ; Couchet-Pradières et Baychet] ; 7 - Lacunes (érosion et/ou non dépôt) ; 8 - Limites d'érosions postérieures ; 9 - Directions d'extension du domaine pyrénéen ; 10 - Cisaillements senestres contemporains (ou immédiatement postérieurs).

Ab. 4

LES BAUXITES ET LEUR CADRE GEODYNAMIQUE :
PALEOGEOGRAPHIE ET TYPOLOGIE DES GISEMENTS DU SUD DE LA FRANCE
DANS LE CONTEXTE DES MARGES PASSIVES IBERIQUE ET EUROPEENNE
SCHEMA SYNTHETIQUE

Depuis une trentaine d'années de nombreux travaux ont été effectués sur les bauxites du Sud de la France, du Nord-Est de l'Espagne et, plus récemment, de Sardaigne, permettant d'avoir une assez bonne connaissance sur leur géologie et leur genèse. Parallèlement, parfois conjointement, les études stratigraphiques et paléogéographiques sur les séries crétacées à bauxites ont fait beaucoup de progrès conduisant, en tenant compte des données de la géophysique, à proposer des reconstitutions palinspastiques et à mieux comprendre la signification géodynamique des bauxites dans le contexte de marges passives lié à l'ouverture du golfe de Gascogne. Cette conception globale, pyrénéenne, au Crétacé moyen, permet d'intégrer les observations et interprétations des auteurs antérieurs sur les bauxites et de présenter d'une manière logique la répartition des types de gisements.

Dans ce chapitre, nous traiterons d'abord de l'aspect stratigraphique et paléogéographique, puis de la typologie des gisements que nous replacerons ensuite dans un paysage sédimentaire synthétique de portée générale puisque s'y trouveront rassemblés à peu près tous les types de bauxites à substratum carbonaté (bauxites karstiques).

I.- LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

A. LE CADRE STRATIGRAPHIQUE ET LA DEFINITION DE LA PERIODE BAUXITOGENE (fig.6)

Les bauxites les mieux datées dans les régions considérées sont celles de l'Ariège formées à plusieurs reprises durant l'Aptien-Albien. En effet, leur situation littorale dans une série oscillante, en domaine de plate-forme interne ou margino-littoral, a permis la mise en place de plusieurs niveaux de bauxites et d'horizons calcaires ou argilo-ligniteux intercalés fossilifères datés, dans certains gisements, par la microfaune, les gastéropodes et la palynoflore (Combes, 1969 ; Combes et Peybernès, 1981). Des horizons bauxitiques existent aussi sous l'Aptien et au-dessus du mur jurassique supérieur sans que l'on puisse préciser, par manque d'intercalation fossilifère, si tout ou partie de cette lacune a été occupée par la formation de la bauxite. Toutefois, un essai de datation, en appliquant l'analyse par stratigraphie séquentielle aux bauxites superposées dans cet intervalle (Combes et al., 1988), montre qu'elles peuvent être liées à des oscillations eustatiques barrémiennes. Dans d'autres secteurs il n'y a pas d'intercalations intra-bauxitiques fossilifères mais la lacune mur/toit est relativement faible : Barrémien/Cénomaniens moyen au Revest près de Toulon (Collot, 1887 ; Masse et Philip, 1976), Barrémien inférieur/Aptien supérieur au Col de Brézou (Corbières) (Peybernès, 1976).

Par contre, lorsqu'on pénètre dans les domaines intra-cratoniques les lacunes deviennent plus importantes : Lias inférieur/Sénonien à St Chinian et dans les Corbières (Boutenac) (Peybernès et Combes, 1980), Bathonien/Campanien en Provence orientale à l'E de Brignoles, Lias inférieur à Jurassique supérieur/

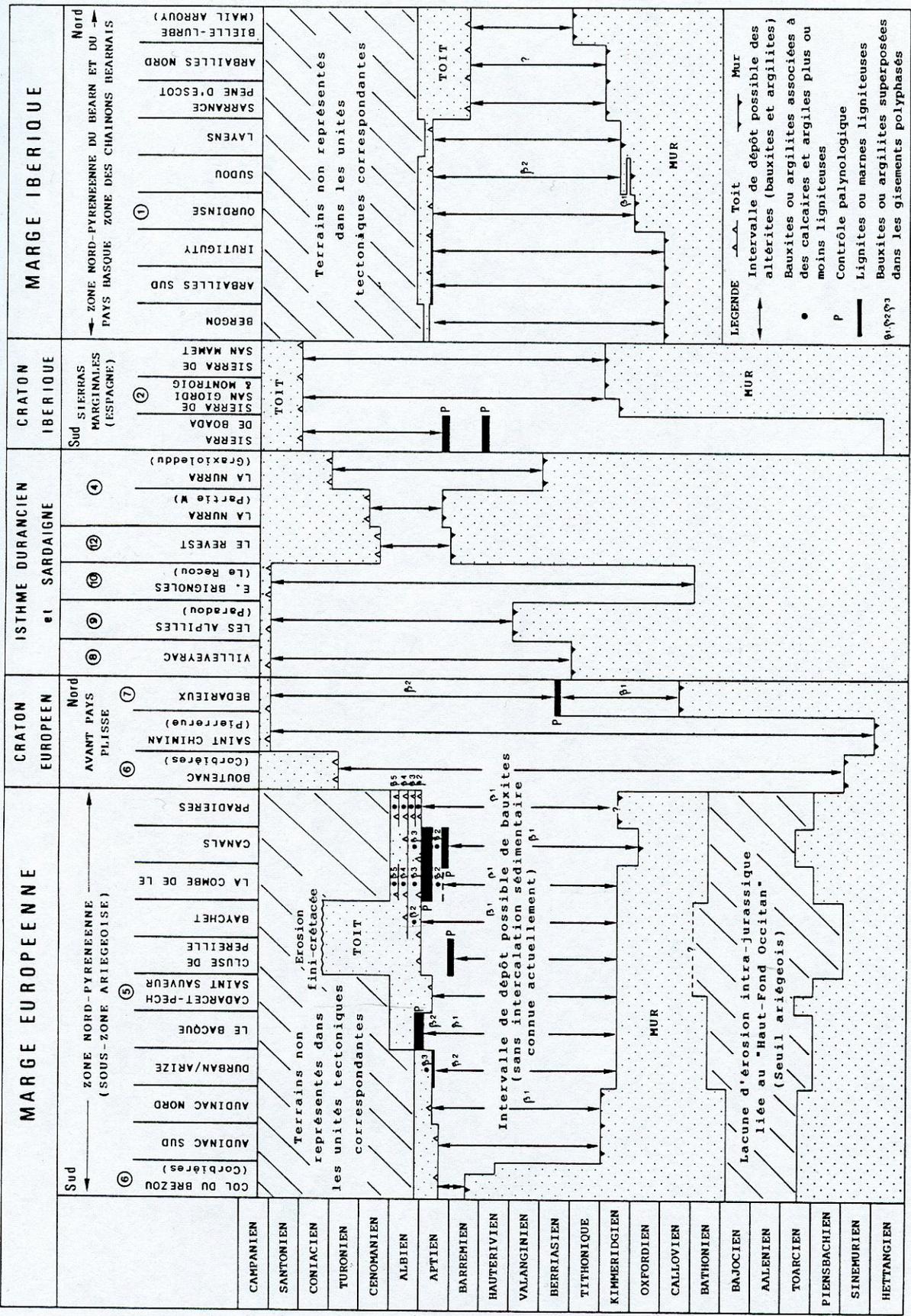


Fig. 6 - Cadre stratigraphique des bauxites pyrénéennes de l'Isthme durancien et de la Sardaigne. Principalement d'après les travaux de Combes (1965), Peybernès et Combes (1967), Cherchi et Schroeder (1987). Les chiffres indiquent les gisements et districts principaux portés sur la fig. 2.

Santonien dans les Sierras Marginales (Peybernès, 1976). Toutefois on ne doit pas considérer que ces longues lacunes ont été occupées dans leur totalité par l'élaboration de la bauxite :

- la paléosurface d'érosion au mur peut avoir enlevé une partie de la série. Par exemple dans la Sierra de Boada (Sierras Marginales, gisement de la Fuente de Foradella) entre le substratum du Lias inférieur et la bauxite, un niveau argilo-ligniteux pollinifère du Crétacé inférieur (Combes, 1969 ; Peybernès, 1976) démontre une lacune d'une bonne partie du Jurassique, sans dépôt de bauxite, ramenant l'intervalle bauxitique au Bédoulien/Santonien. Cette lacune peut être due, outre l'érosion du mur, à l'absence de conditions favorables à la formation de la bauxite.

- le toit protecteur peut ne pas s'être déposé aussitôt après la mise en place du minerai. Cette lacune supra-bauxitique est difficile à préciser puisque, la bauxite n'étant pas directement datable, elle se manifeste par une évolution diagénétique ou épigénétique du minerai, des remaniements, des érosions et des soutirages karstiques.

Par ailleurs, dans de rares cas, des lacunes réputées longues peuvent être partiellement occupées par le dépôt précoce d'une première bauxite : au Kimméridgien dans les Pyrénées basco-béarnaises (Combes et Peybernès, 1987), au Jurassique supérieur - Berriasien inférieur à Bédarieux (Combes et al., 1973).

Il est donc normal que l'intervalle stratigraphique mur/toit apparaisse très variable suivant les gisements comme le montre la fig.1. Les plus courtes lacunes sont évidemment celles pour lesquelles l'érosion du substratum a le moins joué et indiquent au mieux l'intervalle de temps où la bauxitogenèse s'est effectuée. *Dans les régions étudiées il correspond au Barrémien-Aptien-Albien-Cénomannien inférieur.*

B. LE CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE

La fig.7 rassemble les principaux lithofaciès et environnements de dépôt correspondant à l'Aptien-Albien, période qui, dans l'intervalle précédemment retenu, englobe le maximum de gisements et correspond à de nombreux niveaux ariégeois dont l'âge est bien défini. On distingue :

- *Deux territoires émergés* où affleurent et sont soumis à l'altération le socle paléozoïque et sa couverture mésozoïque : au Sud l'*Ibérie* (plaque ibérique) avec le massif ibéro-corso-sarde qui représente l'élément essentiel, au Nord l'*Europe* (plaque européenne) avec principalement le Massif Central.

- *A l'Est, l'Isthme durancien* qui s'étend à l'Albien supérieur-Cénomannien inférieur, entre les deux territoires émergés mais dont le raccord à la plaque ibérique, situé probablement en mer au S de la Provence, n'est pas observable. Depuis les premiers travaux de Collot (1890) et de Gignoux (1925), son organisation a été bien précisée par des études récentes (Masse et Philip, 1976); Guieu et Rousset, 1978 ; Laville, 1981) qui reconstituent des ondulations ou bombements dont l'ensemble est à peu près orienté E-W. En Provence, le relèvement axial vers l'Est détermine une dissolution profonde du mur jusqu'au Bathonien à l'approche des Maures, à l'E de Brignoles. En Languedoc, une structure comparable existe avec relèvement axial d'une antiforme vers l'Ouest qui se rattache nettement au Massif Central et à ses dépendances méridionales (Montagne Noire, Grands Causses, Cévennes) avec un mur, pour la bauxite, de plus en plus ancien : Crétacé inférieur dans la région de Nîmes, Jurassique supérieur dans la région de

Montpellier, Dogger à Bédarieux, Dogger et Lias à St Chinian. Les bombements qui ont été également mis en évidence, associés à une ébauche du pli de Montpellier et de la Gardiole (Gottis, 1957 ; Combes, 1965), pourraient se situer dans le prolongement occidental de l'"anticlinal médian principal" défini en Provence (Masse et Philip, 1976). Une autre structure haute particulièrement importante est représentée par la Montagne Noire méridionale et sa couverture mésozoïque, aujourd'hui presque totalement disparue (le Permien et le Trias subsistent seuls sur ses bordures sud et est), mais dont le soulèvement, favorisé au Nord par le jeu de la faille de Mazamet-Les Aires, a déclenché le dépôt de bauxite au Nord vers Bédarieux, au Sud vers St Chinian (Combes, 1984). Entre ces deux antiformes provençale et languedocienne, riches en bauxites, un abaissement axial entre les Alpilles et le méridien de Montpellier, en partie masqué par le Cénozoïque de la vallée du Rhône, permet au Crétacé inférieur de se développer sans bauxites ou avec quelques indices de mauvaise qualité comme l'Aramonite (Caillère et al., 1973) provenant du remaniement de bauxites probablement peu développées. Dans cet ensemble dont l'emersion générale est marquée par la présence de bauxites ou de traces d'altération, il semble difficile, pour retenir une dénomination d'ensemble, de privilégier un des bombements mis en évidence, par exemple le "Bombement varois" (Rousset, 1968) ou le "Bombement durancien" (Philip, 1970). Nous continuons donc à utiliser l'appellation globale d'"Isthme durancien" (Gignoux, 1925), sachant que son extension géographique actuelle est en partie faussée par les raccourcissements tectoniques tertiaires récemment évalués à 25 km en Provence (Tempier, 1987) et qu'une incertitude subsiste sur son rattachement à la plaque ibérique au S des Maures-Estérel.

- *Le bassin axial pyrénéen*, entre Europe et Ibérie à l'Ouest, au S de l'Isthme durancien à l'Est, où se déposent des marnes noires, souvent glauconieuses, enrichies en décharges gréseuses terrigènes (grès verts) dans les Corbières. Sur les bordures, les plates-formes carbonatées urgoniennes se développent d'une manière transgressive, centrifuge, côté européen et ibérique. Ce bassin correspond au classique golfe pyrénéo-provençal qui vient se terminer à l'Est dans le golfe de Basse-Provence.

- *La mer alpine*, au N de l'Isthme durancien, ou dominant des faciès marneux et glauconieux comparables à ceux du bassin axial Pyrénéen mais avec un développement plus important de grès à l'Albien. On remarque par contre que la bordure de la mer alpine et du golfe de Basse-Provence ne présente pas, à l'Aptien-Albien, de plates-formes urgoniennes analogues à celles du bassin axial pyrénéen. C'est là en effet une différence importante : en Provence, la plate-forme urgonienne se développe du Valanginien au Barrémien (Masse, 1976) dans le domaine du futur Isthme durancien puis, à l'Aptien et une partie de l'Albien, un approfondissement fait apparaître des calcaires argileux et des marnes noires qui pourront jouer un rôle privilégié dans la genèse de la bauxite lors de l'emersion de l'Isthme durancien à l'Albien supérieur.

C. LE CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA PALEOGÉOGRAPHIE

La fig.7 intègre les principaux faciès de l'Aptien-Albien et leur répartition dans la position actuelle, ce qui permet de reconstituer les grands traits de la paléogéographie durant cette période mais avec une erreur due aux compressions éocènes : rétrécissement du bassin axial pyrénéen de l'ordre de 55 à 80 km minimum (Séguret et al., 1985), déplacements tangentiels décakilométriques en Ampurdan, Bas-Languedoc, Provence méridionale. Cette paléogéographie est nettement contrôlée par le jeu de failles synsédimentaires constituant deux marges passives avec des gradins et blocs plus ou moins

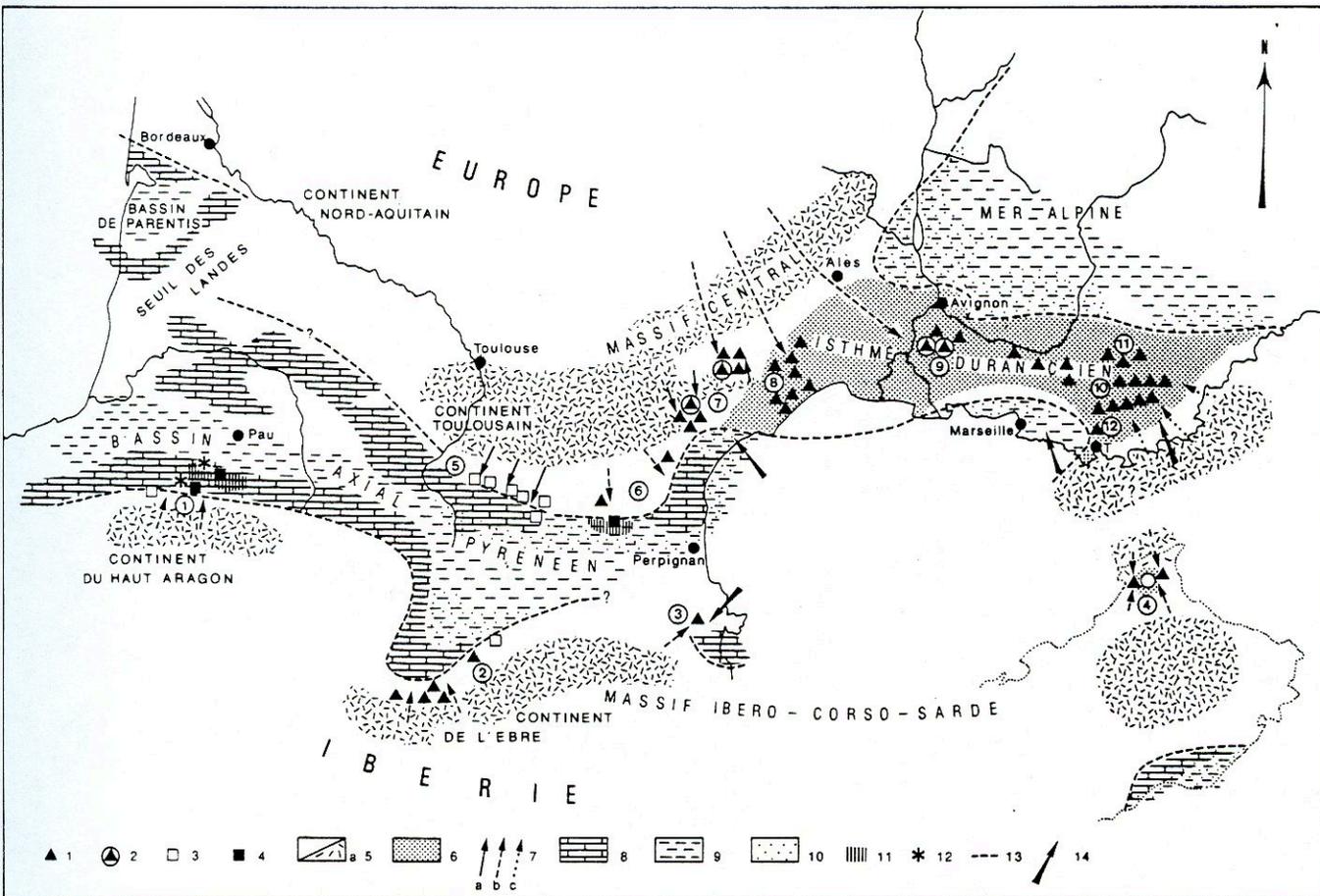


Fig. 7 - Répartition des principaux types de gisements sur les cratons et les marges européenne et ibérique au Crétacé moyen (Paléogéographie, d'après Arnaud-Vanneau *et al.*, 1979). Les gisements et zones paléogéographiques sont indiqués dans leur position actuelle, 1 - Bauxite de type Languedoc-Provence à boehmite-gibbsite et boehmite, allochtone ou parallochtone avec poursuite de l'altération sur place non dominante, 2 - Même type avec altération sur place importante (Parautochtone), - 3 - Bauxite de type Ariège, à boehmite-diaspore, parautochtone, 4 - Bauxite de type Pyrénées occidentales, à diaspore-chlorite, à dominante allochtone, 5 - Domaine continental ; a) socle paléozoïque susceptible d'affleurer et d'être ferrallitisé, 6 - Domaine continentalisé où les marnes mésozoïques (principalement du Crétacé inférieur) ont pu, après émerision, constituer la roche mère, 7 - Apports à partir de l'arrière-pays ; a) démontrés (Bédarieux, St Chinian, Ariège) ; b) probables ; c) possibles, 8 - Plate-forme carbonatée urgonienne à l'Aptien-Albien, 9 - Marnes et marnes gréseuses de bassin à l'Aptien-Albien, 10 - Glaucônia, 11 - Chlorite en croûtes, réseau ou disséminée, 12 - Bauxite affectée par le métamorphisme pyrénéen, 13 - Limite approximative des zones émergées, 14 - Secteurs à déplacement tangentiel important à l'Eocène supérieur. Les chiffres indiquent les principaux districts et gisements de la fig. 6 ou cités dans le texte ; Pyrénées occidentales (1) ; Sierras marginales (2) ; région de Figueras (3) ; La Nurra (Sardaigne) (4) ; Ariège (5) ; Corbières (6) ; Bédarieux-St Chinian (7) ; Villaveyrac-Montpellier (8) ; Les Alpilles (9) ; région de Brignoles (10) ; Haut-Var (11) ; Le Revest (12).

basculés, sur lesquels transgressent les plates-formes carbonatées urgoniennes et bauxites associées de plus en plus récentes sur des substratums de plus en plus anciens, vers le Nord côté européen (fig.1 et 3), vers le Sud côté ibérique (fig.4), comme le montrent les observations effectuées dans l'Ariège (Peybernès, 1976 ; Combes et Peybernès, 1981) et dans les Pyrénées basco-béarnaises (Canérot *et al.*, 1978 ; Combes et Peybernès, 1987). Les reconstitutions palinspastiques proposées ces dernières années dans les Pyrénées (Peybernès, 1982a, 1982b ; Peybernès et Souquet, 1984) montrent que ces marges correspondent à un système de failles normales et coulissantes sénestres SW-NE et NW-SE dont le fonctionnement en transtension a provoqué, du Bédoulien à l'Albien moyen, la disparition de la plate-forme carbonatée qui existait entre Ibérie et Europe depuis la fin du Jurassique, par creusement du bassin axial pyrénéen à sédimentation marneuse ; les faciès carbonatés de l'Urgonien ne subsistant plus qu'en bordure sur les marges elles-mêmes. La fig. 5 montre une reconstitution palinspastique de ce dispositif à l'Aptien.

A l'Albien moyen-Cénomaniens inférieur, un coulissement sénestre se produit dans le bassin axial le long d'accidents E-W entre Ibérie et Europe (Puigdefabregas et Souquet, 1986) accentuant l'allure triangulaire ou losangique des bassins (limités, sur les marges, par les failles SW-NE et NW-SE) dans lesquels se dépose le "Flysch Noir" (Souquet *et al.*, 1985 ; Debroas, 1987). Sur les bordures les derniers niveaux urgoniens, dans l'Albien supérieur, associés à des brèches, contiennent l'ultime horizon des bauxites pyrénéennes (Combes et Peybernès, 1981). Le métamorphisme thermique lié à l'aminçissement crustal et au déplacement sénestre de l'Ibérie le long des accidents coulissants E-W, peut affecter les bauxites de la marge ibérique dans les Pyrénées basco-béarnaises (Combes et Peybernès, 1987). D'autre part c'est durant cette période que se produisait le passage des conditions précédentes de transtension entre les deux plaques, à un régime de transpression avec début d'affrontement (Peybernès, 1982 ; Peybernès et Souquet, 1984 ; Puigdefabregas et Souquet, 1986). L'observation récente de compressions dans des gisements de bauxites ariégeois à l'Albien inférieur-moyen et à la limite Albien moyen/supérieur (Combes et Peybernès, 1989) pourrait correspondre à cette évolution.

On sait (in Boillot *et al.*, 1984) que le mouvement des deux plaques est une conséquence de l'ouverture, avec apparition de croûte océanique, du golfe de Gascogne, se prolongeant vers l'Est par un rift continental dont le bassin axial pyrénéen, avec ses plates-formes urgoniennes bordières à bauxites, constitue la réponse sédimentaire durant l'Aptien-Albien. Les opinions divergent (ibid) sur le mouvement de la plaque ibérique à cette époque et l'importance de son déplacement anti-horaire qui, dans l'hypothèse de Masson et Miles (1984), serait relativement modéré. Cette incertitude ne peut toutefois pas gêner la reconstitution du cadre géodynamique des bauxites puisqu'elles se trouvent sur les marges et à l'intérieur des cratons, le coulissement, plus ou moins important selon les auteurs, se produisant dans le bassin axial, le long de la faille nord-pyrénéenne (Debroas, 1987), d'une zone de faille nord-pyrénéenne (Peybernès et Souquet, 1984) ou s'intégrant dans une zone de décrochement (Choukroune et Mattauer, 1978).

Vers l'Est, la reconstitution du contexte structural est rendue délicate par le hiatus du golfe du Lion où l'interprétation des données géophysiques et des forages en mer montrent que le Tertiaire se trouve sur le socle paléozoïque par suite des érosions anté-oligocènes (Arthaud *et al.*, 1980/81). Toutefois, la présence d'Albien dans le forage de Beauduc (Arthaud *et*

Séguret, 1981) et en galets d'origine méridionale dans l'Oligocène du Languedoc (Demangeon *et al.*, 1962), montre que le bassin axial pyrénéen se poursuivait vers l'Est. En Provence, le bassin du Beausset (golfe de Basse Provence) dont l'histoire tectonique et sédimentaire est à nette affinité pyrénéenne, correspondrait à la terminaison orientale du bassin axial pyrénéen (Philip *et al.*, 1987) ; l'ensemble Cap Sicié-Maures aurait alors la même signification que les massifs nord-pyrénéens, la plaque ibérique débutant plus au Sud entre Provence et Sardaigne anté-dérive. L'Isthme durancien relierait donc les deux plaques mais serait en presque totalité situé côté européen.

Pour ce qui concerne le contrôle structural de l'Isthme durancien, les ondulations et bombements mis en évidence peuvent être déterminés par des failles comme celle E-W, déjà signalée (faille de Mazamet-Les Aires), limitant au Nord la zone haute de la Montagne Noire méridionale qui a fonctionné ensuite en faille-pli lors de la phase pyrénéenne en permettant le chevauchement du matériel paléozoïque vers le Nord (Combes, 1973, 1984). Il est possible que cette zone haute soit aussi limitée vers le Sud par des failles normales reprises ensuite lors de la mise en place des écaillés de St Chinian. Des failles normales SW-NE, attribuées au Crétacé moyen, sont associées également à un des dômes du paléopli de Montpellier-Gardiole avec ablation de 500 m de série jurassique au mur de la bauxite ou de son toit rognacien (Combes, 1965). En Provence la structuration en dôme (reconstituée en considérant l'âge du mur de la bauxite), la présence de failles synsédimentaires, de discordances angulaires modérées, de sédiments tectogènes, traduisent une activité tectonique dont le maximum se situerait à l'Albien supérieur-Cénomannien inférieur où, à des mouvements en distension connus dès l'Aptien, pourrait se substituer une compression de faible ampleur responsable de la surrection généralisée et de l'émersion des paléostructures E-W (Masse et Philip, 1976 ; Philip *et al.*, 1987). Une expérience de cisaillement effectuée par Choukroune et Mattauer (1978) montre que des compressions peuvent effectivement apparaître à l'E lors du déplacement sénestre de la plaque ibérique. De même, dans les reconstitutions admettant un mouvement plus faible de l'Ibérie (Peybernès, 1982 ; Peybernès et Souquet, 1984) l'apparition du régime transpressif marquant le début de l'affrontement des deux plaques se situe dans l'intervalle Albien moyen-Cénomannien inférieur.

Pour résumer nous pouvons retenir que dans l'ensemble pyrénéo-provençal la chronologie des événements liés au dépôt de la bauxite semble cohérente lorsqu'on considère leur enchaînement d'une manière "pyrénéenne" en tenant compte des observations tectoniques, de la succession des faciès et du mouvement de la plaque ibérique selon les données récentes :

- *Durant l'Aptien-Albien inférieur*, disparition de la plate-forme carbonatée, présente jusqu'au Barrémien des Pyrénées à la Provence, correspondant à l'ouverture du golfe de Gascogne ; l'approfondissement se traduit par le creusement du bassin axial pyrénéen avec dépôt de marnes, les calcaires (urgonien) continuant à se développer sur les bordures. Etablissement d'un régime en transtension entre Europe et Ibérie.

- *Dans l'intervalle Albien moyen - Cénomannien inférieur*, apparition d'un régime en transpression entre les deux plaques avec coulissement sénestre et début de compression vers l'Est de la chaîne (Ariège) et en Provence. Mise en place du flysch noir, brèches synchrones, métamorphisme thermique, magmatisme alcalin dans les Pyrénées ; emersion de l'Isthme durancien en Languedoc-Provence.

D. REPARTITION STRATIGRAPHIQUE EN RELATION AVEC LE CADRE PALEOGEODGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

En tenant compte du cadre paléogéographique, de son contrôle structural et de la reconstitution géodynamique des marges européenne et ibérique, la répartition spatiale de l'intervalle stratigraphique des bauxites apparaît d'une manière significative (fig.6).

Dans les régions pyrénéennes, sur les marges, de part et d'autre du bassin axial pyrénéen, les lacunes sont relativement faibles et on constate une forte analogie : en allant vers l'intérieur des cratons les murs sont plus anciens et les toits plus récents du Nord vers le Sud côté ibérique, du Sud vers le Nord côté européen. On retrouve, à l'échelle de la chaîne, la disposition transgressive centrifuge des plates-formes oscillantes urgoniennes à bauxites sur les gradins des deux marges, observée d'une manière détaillée dans les gorges de l'Arize (Ariège) (fig.1 et 3) et dans les Pyrénées basco-béarnaises (fig.4). En arrière des marges, sur les cratons, les lacunes augmentent et l'âge des toits est, dans tous les cas, plus tardif. Les zones intra-cratoniques ont donc été longtemps émergées et parfois précocement, comme à Bédarieux, dès le Jurassique supérieur-Berriasien inférieur, période très favorable à la formation de bauxite dans le domaine mésogéen particulièrement en Grèce. Il est possible qu'avec le niveau kimméridgien découvert dans les Pyrénées basco-béarnaises (Sudou) (Combes et Peybernès, 1987), ces bauxites "pré-pyrénéennes" correspondent aux témoins des arrières-pays continentalisés et ferrallitisés synchrones des plates-formes carbonatées et récifales connues au Jurassique supérieur-éocène dans les régions pyrénéo-provençales. Ces domaines continentaux ont été peut-être sous-estimés jusqu'à maintenant, probablement parce qu'il est difficile de les mettre en évidence, la datation précise des altérites étant rarement possible.

Sur l'Isthme durancien, la lacune des bauxites est assez variable et dépend :

- de la position des gisements par rapport aux paléostructures en dômes et bombements (Masse et Philip, 1976 ; Guieu et Rousset, 1978 ; Laville, 1981). L'érosion-dissolution est plus importante sur les dômes (ex. : région de Brignoles, mur Bathonien) que sur les flancs (ex. : Le Revest, les Alpilles, mur Barrémien et Hauterivien) ;

- de la position des gisements par rapport à la bordure de l'Isthme durancien puisque c'est de la mer alpine et du golfe de Basse-Provence que viennent les transgressions du Crétacé supérieur. Ceux situés en situation de bordure auront donc le toit le plus ancien (ex. : Le Revest, Cénomaniens moyen) ; les autres, à l'intérieur de l'isthme, seront recouverts plus tardivement.

On retrouve la conception classique de la paléogéographie du Sud-Est de la France depuis les remarquables travaux de Collot (1887) et la représentation de Gignoux (1925).

En Sardaigne, la lacune bauxitique a été attribuée à l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur probable/Turonien (Pecorini, 1965) et, plus récemment, à l'Aptien inférieur/Cénomaniens supérieur probable (Cherchi et Schroeder, 1987), les faciès carbonatés du toit et du mur montrant une nette parenté avec ceux de la Provence (Philip et al., 1978 ; Masse et Alleman, 1982). Cet intervalle correspondrait à la phase autrichienne, entre l'Aptien inférieur et le Cénomaniens supérieur (Cherchi et Trémoières, 1984), qui se traduit au mur de la bauxite par des anticlinaux sensiblement NS et des décrochements sénestres EW (orientations

anté-dérive) d'âge albien précédés, à l'Aptien, par des distensions avec failles normales et blocs exhaussés (Oggiano *et al.*, 1987). Ces données, côté plaque ibérique, seraient en accord avec la géodynamique pyrénéenne où, après la transtension entre les deux plaques, se développent des coulissements sénestres auxquels les plis NS pourraient être rattachés. La transpression liée à ces coulissements se manifesterait côté européen par des compressions NS, des ondulations (Isthme durancien) et failles inverses (Ariège) EW. L'analogie concernant les faciès, la chronologie des événements paléotectoniques et l'âge de l'intervalle bauxitique, comparable à celui du Revest, semble indiquer pour les bauxites un cadre unique sardo-provençal auquel on est conduit lorsqu'on déplie les structures tertiaires provençales (Rousset, 1975) même si l'importance des raccourcissements doit être sensiblement diminuée (Tempier, 1987).

Il semble donc plausible que l'Isthme durancien se raccordait plus ou moins directement au Sud vers la Sardaigne à une zone émergée constituée de dômes surélevés dont la formation, de la même manière qu'en Languedoc-Provence, est due aux mouvements tectoniques albo-aptiens provoqués par le jeu divergent puis convergent des plaques européenne et ibérique. Cette unité sardo-provençale est annoncée par l'existence au Crétacé inférieur d'une plate-forme carbonatée entre Languedoc-Provence et Sardaigne où se creuse, à partir de l'Aptien, un sillon en relation probable avec le prolongement vers l'Est du bassin axial pyrénéen (Masse et Allemann, 1982). Cet approfondissement amenant la disparition de la plate-forme carbonatée est également un caractère pyrénéo-provençal, déjà noté, contemporain de l'ouverture du golfe de Gascogne. Dans la partie orientale de la Sardaigne les faciès albo-aptiens s'ouvrent vers le Sud-Est (anté-dérive) et deviennent pélagiques avec marnes glauconieuses et calcaires à silex (Dieni et Massari, 1965) en bordure du bassin liguro-piémontais (Fourcade *et al.*, 1977 ; Dercourt *et al.*, 1985).

II.- LES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS

Depuis leur découverte aux Baux par Berthier (1821) de très nombreuses publications ont été consacrées aux bauxites des régions étudiées dont on trouvera l'analyse dans plusieurs ouvrages ou notes synthétiques (Roch, 1959 ; Nicolas, 1968, 1969 ; Combes, 1969 ; Esterle, 1970 ; Laville et Lajoinie, 1979). Les travaux effectués sur les bauxites et leur cadre géologique durant les vingt dernières années permettent de mieux comprendre les conditions de mise en place à partir de faits bien établis (Valetton, 1965, 1966 ; Rousset, 1968, 1969 ; Nicolas et Lecolle, 1968 ; Nicolas, 1969 ; Combes, 1969, 1972, 1973, 1984 ; Demangeon, 1965, 1969, 1975 ; Masse et Philip, 1976 ; Guieu et Rousset, 1978 ; Lajoinie et Laville, 1979 ; Laville, 1981 ; Guendon et Parron, 1983 ; Cantinolle *et al.*, 1984 ; Ceccarini *et al.*, 1984 ; Sanna et Temussi, 1986 ; Oggiano *et al.*, 1987 ; Combes et Peybernès, 1987, 1989 ; Combes *et al.*, 1989) et de proposer une typologie nouvelle en tenant compte du contexte paléogéographique et géodynamique présenté dans la première partie.

A. LE TYPE SARDAIGNE (fig.8a)

Situées sur le craton ibérique (massif ibéro-corso-sarde), les bauxites de Sardaigne (Nurra) ont été étudiées principalement par Pecorini (1956, 1965), Cocco et Pecorini (1959) et plus récemment, à partir de 1979, à l'occasion d'une campagne de prospection qui a permis de découvrir d'importantes réserves (Ceccarini *et al.*, 1984 ; Sanna et Temussi, 1986 ; Oggiano *et al.*, 1987). Plusieurs

gisements et profils bauxitiques sont détaillés démontrant clairement les conditions de formation. L'un d'entre eux est remarquable et mérite d'être distingué comme "Type Sardaigne" car c'est, jusqu'à maintenant, le cas le plus démonstratif que l'on puisse observer d'altération sur place (autochtonie) de marnes en bauxite. Ce type n'est actuellement pas connu dans les autres régions étudiées.

Le gisement que l'on peut prendre comme exemple est le type couche de Graxioleddu au NE d'Olmedo où une marne verdâtre illitique, de faciès purbeckien (Berriasien-Valanginien inférieur), s'altère progressivement en bauxite compacte finement oolithique et pisolithique à boehmite-hématite-goëthite-kaolinite. Le profil d'altération qui peut atteindre 5 m (avec 2 m environ de bonne bauxite à la partie supérieure) a été reconnu par sondage, tranchées et affleurements, sur 24 km². Le toit est représenté par les faciès marins carbonatés du Coniacien.

L'érosion et la karstification du type Sardaigne ont contrôlé le dépôt, latéralement, de couches, lentilles ou poches, sur des murs carbonatés du Jurassique supérieur ou du Valanginien supérieur-Aptien inférieur (faciès urgonien) plus ou moins irréguliers, appartenant au type Languedoc-Provence.

Des analogies existent entre les types Sardaigne et Ariège puisqu'il y a également, dans ce dernier, altération sur place de marnes ou argilites avec des profils minéralogiques et géochimiques comparables. Mais des différences importantes justifient la distinction : dans le type Ariège, marnes et argilites se déposent sur la paléosurface du substratum carbonaté dans le domaine littoral d'une marge passive ; dans le type Sardaigne les marnes appartiennent au substratum carbonaté à l'intérieur du craton.

La formation du type Sardaigne et son évolution possible en type Languedoc-Provence ont été déterminées par les mouvements tectoniques de la phase autrichienne, déjà relevée, qui ont permis la formation de plis, le jeu de failles et panneaux soulevés contrôlant l'altération des marnes purbéckiennes. L'altération d'autres niveaux alumineux de la série mésozoïques et paléozoïques est également envisagée (Oggiano et al., 1987).

B, LE TYPE LANGUEDOC-PROVENCE

Ce type caractérise les zones cratoniques à évolution relativement longue. Il est largement représenté côté européen, ibérique et sur l'Isthme durancien. Les ondulations, bombements et failles connexes, liés aux mouvements médio-crétaqués, ont créé une grande diversité dans les gisements qui justifie les nombreuses hypothèses génétiques proposées par les auteurs et l'impossibilité pour l'une d'elles de les expliquer tous. Trois filières principales peuvent maintenant être retenues.

1. Allochtonie (fig. 8b)

Le soulèvement de certaines zones permet la ferrallitisation de roches alumineuses en bauxite résiduelle, primaire, dont l'érosion alimente le dépôt de bauxite détritique, secondaire. Il s'agit donc d'une bauxite allochtone qui arrive toute faite dans son lieu de dépôt. Elle se caractérise par des figures de sédimentation (lamination, niveaux conglomératiques, grano-classement, galets et clastes bauxitiques, traces de courant etc...), des profils chimico-minéralogiques sans évolution verticale montrant qu'il n'y a pas eu d'altération

sur place et dont le tracé irrégulier indique qu'il s'agit de gisements proximaux, des éléments détritiques non bauxitiques (blocs de dolomie ou de calcaire, niveaux gréseux), la présence (mais c'est très rare) de fossiles. Cette origine a été démontrée pour certains gisements provençaux (Nicolas, 1968) et languedociens (Combes, 1969, 1973, 1984). Dans le Languedoc, à Bédarieux et St Chinian, la zone haute nourricière correspondait à l'actuel flanc sud de la Montagne Noire où se situait la bauxite résiduelle. On a montré que la roche mère s'apparente géochimiquement avec les niveaux alumineux de la série paléozoïque ou mésozoïque susceptibles de se trouver soumis à l'altération dès la fin du Jurassique dans ce secteur. En Provence et sur les autres zones hautes du Languedoc, la roche mère la plus probable retenue par la plupart des auteurs à la suite de Denizot (1961), correspond aux niveaux marneux du Crétacé inférieur dont l'altération aurait fourni une bauxite résiduelle primaire de type Sardaigne aujourd'hui disparue. La découverte de ce dernier type et son passage latéral effectif, en Sardaigne, à des bauxites détritiques secondaires de type Languedoc-Provence vient étayer solidement cette hypothèse, l'absence de témoins du type Sardaigne en Languedoc-Provence étant vraisemblablement due au développement plus important des mouvements médio-crétacés favorisant la destruction des profils primaires. Parmi les faciès marneux du Crétacé inférieur, ceux de l'Aptien-Albien ont vraisemblablement joué un rôle privilégié sur une partie de l'Isthme durancien. L'approfondissement déjà noté, faisant disparaître, dès le Bédoulien, la plate-forme carbonatée urgonienne au profit des marnes, a pu en effet préparer la roche mère alumineuse des bauxites lorsque l'Isthme durancien a émergé dans sa totalité à partir de l'Albien supérieur.

2. *Autochtonie relative ou parautochtonie (fig.8c)*

La bauxitisation se produit en deux temps. Dans un premier temps l'altération débute dans un site primaire puis, après érosion-transport-dépôt, se poursuit (deuxième temps) dans un site secondaire. Dans les cas observés, autour de la structure haute de la Montagne Noire méridionale, à St Chinian et Bédarieux, l'altération primaire sur la zone haute n'a guère dépassé le stade kaolinite-hématite-goethite de sorte que l'altération dans le site secondaire est bien évidente. On a en effet une évolution verticale des faciès, des profils minéralogiques et chimiques indiquant clairement une altération sur place avec désilicification, augmentation de Fe-Al, forte diminution de la kaolinite et développement des hydroxydes d'aluminium (Combes, 1969, 1973). Par contre, lorsque l'altération primaire est très avancée, l'altération dans le site secondaire est peu apparente et c'est le caractère détritique qui l'emporte. Selon le degré de ferrallitisation atteint en amont dans le site primaire, la trace laissée par l'altération sur place en aval dans le site secondaire sera donc plus ou moins nette et le caractère autochtone ou allochtone pourra varier selon les cas. D'autre part, comme un gisement secondaire peut être à son tour érodé et redéposé ailleurs où l'altération se poursuivra si le climat est favorable, on voit que la notion d'allochtonie et d'autochtonie est très relative et qu'il faut considérer une bauxite comme un élément d'une chaîne évolutive de gisements le long de laquelle se développe l'altération : le caractère autochtone ou allochtone dominant dépendra du degré d'évolution entre l'extrême amont où la ferrallitisation débute (100 % autochtone) et l'extrême aval où arrive un sédiment déjà bauxitisé (100 % allochtone) (Combes, 1972, 1984).

Cette genèse en deux temps que l'on peut démontrer pour certains gisements avait été retenue comme hypothèse possible par plusieurs auteurs en faisant intervenir un transport restreint d'argiles de décalcification (George, 1935 ; de Weisse, 1948, 1949 ; Bonte, 1958) ou de produits alumineux d'altération

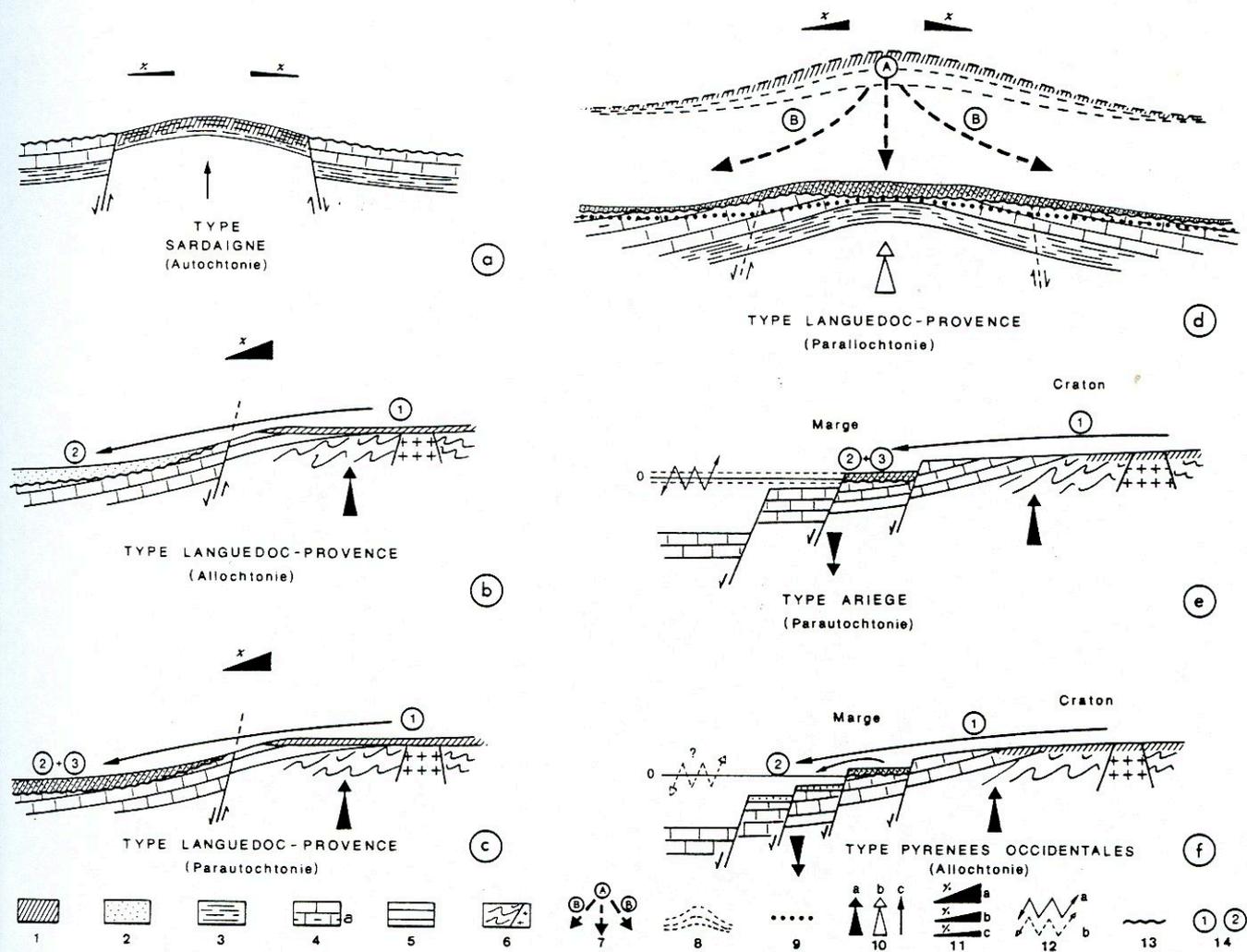


Fig. 8 - Schémas illustrant les principaux modes de formation des bauxites à substratum carbonaté (= bauxites karstiques) retenues pour la genèse des types Sardaigne, Languedoc-Provence, Ariège et Pyrénées occidentales. Schémas sans échelle. La sédimentation marine synchrone de e et f n'a pas été figurée. 1 - Altération sur place (autochtonie), 2 - Altérite ou bauxite détritiques ; 3 - Faciès marneux ; 4 - Roches carbonatées mésozoïques, a) roche carbonatée argileuse ; 5 - Permo-Trias à pélites dominantes ; 6 - Socle paléozoïque sédimentaire, métamorphique et éruptif affecté par la phase hercynienne ; 7 - Altération sur place et poursuite de l'altération lors de la surimposition karstique dans le substratum carbonaté ; A, déplacement vertical ; B, vertical et latéral ; 8 - Différents niveaux d'enfoncement ; 9 - Niveau aquifère ; 10 - Mouvement vertical fort (a), moyen (b), faible (c) ; 11 - Pente des zones soulevées, forte (a), moyenne (b), faible (c) ; 12 - Rôle de l'eustatisme, démontré (a), possible (b) ; 13 - Paléosurface karstique ; 14 - Erosion + transport de roches argileuses et d'altérites plus ou moins bauxitiques (1), dépôt (2), ferrallitisation (3).

d'origine plus lointaine (Roch, 1956, 1959, 1962). Ces apports lointains sont justifiés par la présence de minéraux lourds, particulièrement le disthène et la staurotite, présents dans la bauxite dans la partie ouest de l'Isthme durancien et dont la source se trouve dans le Massif Central méridional (Demangeon, 1965, 1969, 1975) où sont connues les isogrades correspondantes (Burg et al., 1984). Bien que l'on ne puisse, dans l'état actuel des reconstitutions paléogéographiques et paléostratigraphiques, préciser les modalités de cette relation, la solution la plus simple serait l'établissement d'un système fluviatile NS, dès la régression de la fin du Jurassique, sur les Grands Causses, leur prolongement méridional vers la Montagne Noire et, au Crétacé moyen, sur la partie occidentale de l'Isthme durancien. Cet apport argileux lointain serait venu s'ajouter aux roches mères alumineuses de la série lithologique proprement Languedocienne (Demangeon, 1975).

En Provence la genèse en deux temps a également été proposée (Valeton, 1966) en faisant intervenir l'érosion de couvertures latéritiques sur les terrains cristallins des Maures et la poursuite de l'altération bauxitique après dépôt dans les dépressions de l'Isthme durancien. Même si la dénudation du socle cristallin au niveau des Maures n'est pas certaine à l'Albien, comme le suggère l'absence, dans les bauxites, de minéraux comme disthène-staurotite abondants dans ce massif, un bombement de sa couverture est probable. On observe en effet une augmentation de l'érosion du mur de la bauxite vers l'Est en se rapprochant des Maures (Masse et Philip, 1976 ; Guieu et Rousset, 1978 ; Laville, 1981) où pouvait exister une structure haute, comparable à la Montagne Noire méridionale au S du Massif Central, dont les niveaux alumineux de la couverture sédimentaire post-hercynienne auraient pu servir de roche mère pour des altérites primaires. D'autre part, comme on peut l'observer dans la mine maintenant en fin d'exploitation, le gisement du Pas de Recou, le plus proche des Maures, contient des amas détritiques pluricentimétriques à éléments bauxitiques polygéniques, irrégulièrement répartis (Valeton, 1966), qui semblent appartenir à des séquences fluviatiles plurimétriques, grano-décroissantes, à base ravinante, passant vers le haut à une bauxite fine pauvre en éléments, bariolée ou flammée, probablement constituée dans la zone de battement d'une paléonappe de plaine alluviale à hydromorphie temporaire. Ces niveaux altérés sur place en bauxite à boehmite à partir d'un matériau déritique à kaolinite-hématite (Valeton, 1966), sont comparables, avec une granulométrie plus grossière au Pas de Recou, à la bauxite supérieure de Bédarieux (Combes, 1973).

3. *Parallochtonie* (fig.8d)

Dans cette filière, la dissolution karstique joue un rôle prépondérant sur les bombements de l'Isthme durancien. Rousset (1969) a montré qu'à partir du dôme varois les marnes de l'Aptien-Albien se sont ferrallitisées en même temps qu'elles s'enfonçaient dans le substratum carbonaté et se déplaçaient latéralement, par colluvionnement et alluvionnement, sur les pentes du dôme jusqu'au niveau hydrostatique où l'évolution s'est arrêtée. Il s'agit donc d'une *surimposition verticale et latérale, dans le mur carbonaté, d'une marne ou de tout autre matériau argileux, au cours de sa ferrallitisation*. Ce mécanisme, bien analysé par Guendon et Parron (1983) dans les Alpilles, fait apparaître des structures argilo-ferrugineuses, nodulaires, pisolithiques, bréchoïdes, permettant de suivre l'évolution du système verticalement ou latéralement dans des toposéquences reconstituées sur plusieurs centaines de mètres à l'aide d'un grand nombre de sondages. L'apparition de pseudoblocs et pseudogalets bauxitiques est due à la karstification provoquant le démantèlement, par soutirage, d'un profil

bauxitique antérieur qui tend à se rétablir dès que le milieu se stabilise. Les traces d'altération sur place sont indiquées par l'évolution verticale des profils pétrographiques, minéralogiques et géochimiques dont les stades les plus évolués se situent à l'aval de la toposéquence. On retrouve donc une chaîne évolutive, déjà notée à propos de l'autochtonie relative mais qui se développe ici d'une manière continue à partir des dômes en faisant jouer enfoncement dans un karst actif et déplacement limité sur les pentes.

Un schéma parallochtoniste comparable, proposé également pour les bauxites provençales (Lajoinie et Laville, 1979 ; Laville, 1981), permet d'expliquer l'accumulation de bauxite sur les dômes ou sur leurs flancs alors que des apports seulement détritiques (allochtonie) devraient rassembler le minerai surtout dans les dépressions. Lorsque la pente des dômes s'accroît, l'érosion peut intervenir et permettre le passage vers l'aval du paysage à des gisements allochtones ou parautochtones si l'altération se poursuit. De même, les travaux de Bonte (1969), appliquant aux bauxites l'évolution morphologique des poches de dissolution de la craie, mettent en évidence une corrélation étroite entre le fonctionnement des cavités karstiques et l'altération synchrone de sédiments argileux en bauxite.

4. Mode de formation et taux de soulèvement

On voit donc que sur l'Isthme durancien et ses dépendances plusieurs scénarios ont pu coexister pour aboutir au type Languedoc-Provence. Cette diversité est due à la relative instabilité tectonique consécutive aux mouvements médio-crétacés dont les soulèvements en panneaux ou dômes, d'importance variable, ont contrôlé l'altération des termes alumineux de la série lithologique et probablement aussi, par leur degré d'intensité, le développement de l'une des filières retenues.

- Les *soulèvements importants* favoriseraient la formation de gisements allochtones ou parautochtones par dépôt, avec ou sans poursuite de l'altération, en contrebas des dômes sur lesquels se trouvent et sont érodés les gisements primaires (ex. gisements de Bédarieux et St Chinian).

- Les *soulèvements modérés* détermineraient l'évolution parallochtonie contrôlée par les soutirages karstiques et des pentes peu inclinées : les dômes garderaient, en quelque sorte, "leurs" bauxites (ex. les gisements des Alpilles).

- Les *faibles soulèvements* permettraient la formation et la préservation de profils en place, autochtones, comme le type Sardaigne, le seul absent de l'Isthme durancien, peut-être parce que les mouvements médio-crétacés y ont été plus accentués qu'en Sardaigne.

Dans ces conditions instables où les différents modes de formation peuvent jouer, on comprend qu'il n'est pas possible d'expliquer tous les gisements de manière univoque comme on a trop souvent essayé de le faire. Des travaux sont encore nécessaires pour reconstituer le cadre paléostructural au Crétacé moyen, localiser les zones soulevées, les paléofailles, et établir, si possible, une relation entre leur degré de fonctionnement et les types de faciès bauxitiques qui en dérivent selon les modèles génétiques à intensité croissante, autochtonie-parallochtonie-parautochtonie-allochtonie, en liaison avec le taux de soulèvement.

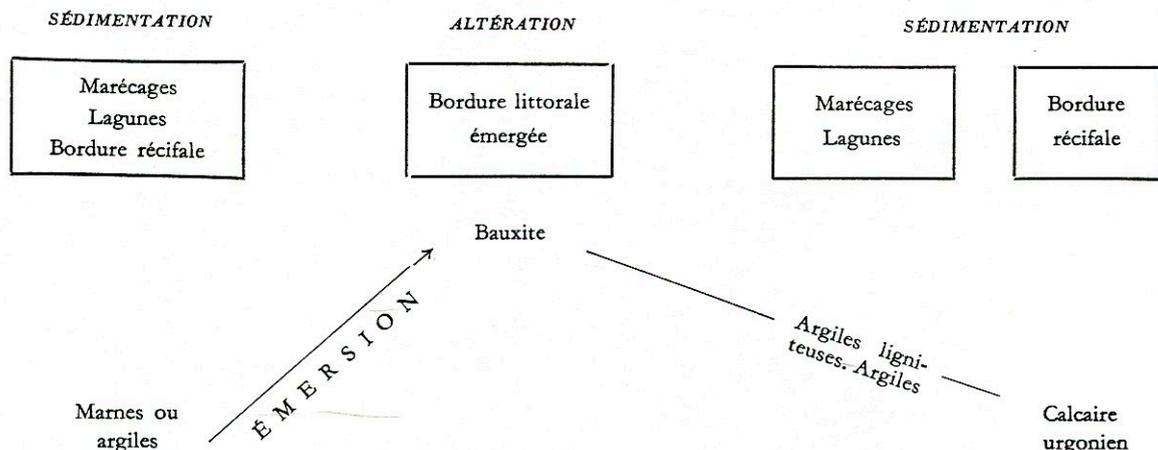
C. LE TYPE ARIEGE (fig.8e)

Ce type, principalement développé en Ariège où il a été décrit (Combes, 1969, 1984) ; Combes et Peybernès, 1981, 1989), se trouve sur les gradins de la marge européenne, intimement lié aux oscillations de la plate-forme albo-aptienne, à faciès urgonien, transgressive vers le Nord et à déplacement centrifuge par rapport au bassin axial pyrénéen (fig.1). Sur cette bordure littorale à environnement de plate-forme interne ou margino-littoral (lagunes, marais côtiers), les oscillations sont dues au fonctionnement des gradins limités par des failles synsédimentaires et aux fluctuations eustatiques qui jouent un rôle important (Combes et al., 1989)

En période de haut niveau marin, se déposent les apports argileux et marneux provenant de l'érosion de toutes les roches alumineuses plus ou moins altérées de l'arrière-pays au Nord, y compris les bauxites résiduelles primaires sur le socle et les types Sardaigne ou Languedoc-Provence qui pouvaient s'y trouver. Les apports terrigènes qui ont échappé à ce piège littoral alimentent vers l'aval la série marneuse du bassin axial pyrénéen. En période de bas niveau marin se produit la ferrallitisation.

La séquence lithologique bauxitique comprend de bas en haut : bauxite (ou argilite partiellement bauxitisée) - argiles plus ou moins ligniteuses - calcaire urgonien.

La bauxite provenant de la ferrallitisation d'argilites ferrugineuses ou de marnes préalablement déposées en période de haut niveau, le développement de la séquence bauxitique sera :



La *reconstitution dynamique de la mise en place de cette séquence* sur la partie interne de la plate-forme est proposée fig.9 en la complétant par un essai de corrélation, côté bassin, avec les cortèges sédimentaires de Vail et al. (1987) appliqués ici à un environnement carbonaté:

- *Haut niveau marin* (transgression) : avancée du domaine margino-littoral (argiles plus ou moins ligniteuses) et de la plate-forme (calcaire urgonien). Ce

cortège transgressif correspondrait côté marin à un *intervalle transgressif* avec rétrogradation du faciès urgonien marneux. Vers le haut, début du retrait de la plate-forme interne urgonienne et dépôt d'argilites ou de marnes dans le milieu margino-littoral ; cet épisode pouvant correspondre à un *prisme de haut niveau* marneux avec début de progradation du faciès urgonien. A ce stade transgressif se situerait le remplissage des vallées, visibles dans la partie amont, par lesquelles ont transité les apports terrigènes argileux et marneux déposés sur la plate-forme.

- *Bas niveau marin* (régression) : émergence de la plate-forme, bauxitisation des argilites et marnes, karstification et érosion, creusement des vallées. Côté marin, progradation de la plate-forme urgonienne sur les marnes qui correspondraient à un *prisme de bas niveau* ou de *bordure de plate-forme*.

Les oscillations marines peuvent aboutir à la superposition de plusieurs séquences complètes ou non. Les plus simples étant, par exemple, argilite-bauxite, fréquentes, dans les parties les plus internes de la plate-forme ou argile ± ligniteuse-calcaire urgonien dans les moins internes. Elles peuvent être corrélées, à l'aide d'un bon contrôle biostratigraphique, avec les séquences marnes à Ammonites-calcaire urgonien correspondant, en bordure de plate-forme, aux rétrogradations ou progradations de la plate-forme urgonienne (Combes et Peybernès, 1981).

Du point de vue minéralogique et géochimique les niveaux bauxitiques montrent une évolution verticale depuis une argilite ferrugineuse avec kaolinite (illite, chlorite)-hématite, jusqu'à une bauxite pisolithique à boehmite-diaspore-hématite. Le profil géochimique correspond à une désilicification et à un enrichissement en $Al_2O_3-Fe_2O_3$ à partir des argilites qui représentent la roche mère véritable ou, dans certains cas, le premier stade d'altération d'une marne.

L'allochtonie de la roche mère argileuse ou marneuse est claire puisque cette dernière est associée à la série albo-aptienne transgressive sur le substratum jurassique. L'altération s'est produite, dans un deuxième temps, sur des supports différents suivant la position sur la plate-forme carbonatée (fig. 7). *Le type Ariège correspond donc à la parautochtonie*, déjà retenue dans le type Languedoc-Provence mais qui se développe ici dans les conditions paléogéographiques spécifiques d'une zone littorale oscillante.

D. LE TYPE PYRENEES OCCIDENTALES (Pays Basque, Béarn)

Ce type se trouve associé à un système de gradins et de blocs qui appartiennent, d'une manière symétrique à ceux de l'Ariège, à la marge nord du craton ibérique progressivement submergée par une transgression hétérochrone venue du Nord-Est (Combes et Peybernès, 1987).

Le jeu des gradins détermine le dépôt de *produits argileux et d'éléments bauxitiques* (pisolithes) qui ont pu, dans certains cas, poursuivre leur altération après le dépôt à la faveur d'oscillations liées au fonctionnement de la marge et peut-être aussi aux fluctuations eustatiques. Des brèches au mur et au toit accompagnent les failles synsédimentaires limitant les panneaux dont l'enfoncement, vraisemblablement assez brusque, a favorisé la chloritisation diagénétique de la bauxite ou la formation de matrices et de croûtes chloriteuses.

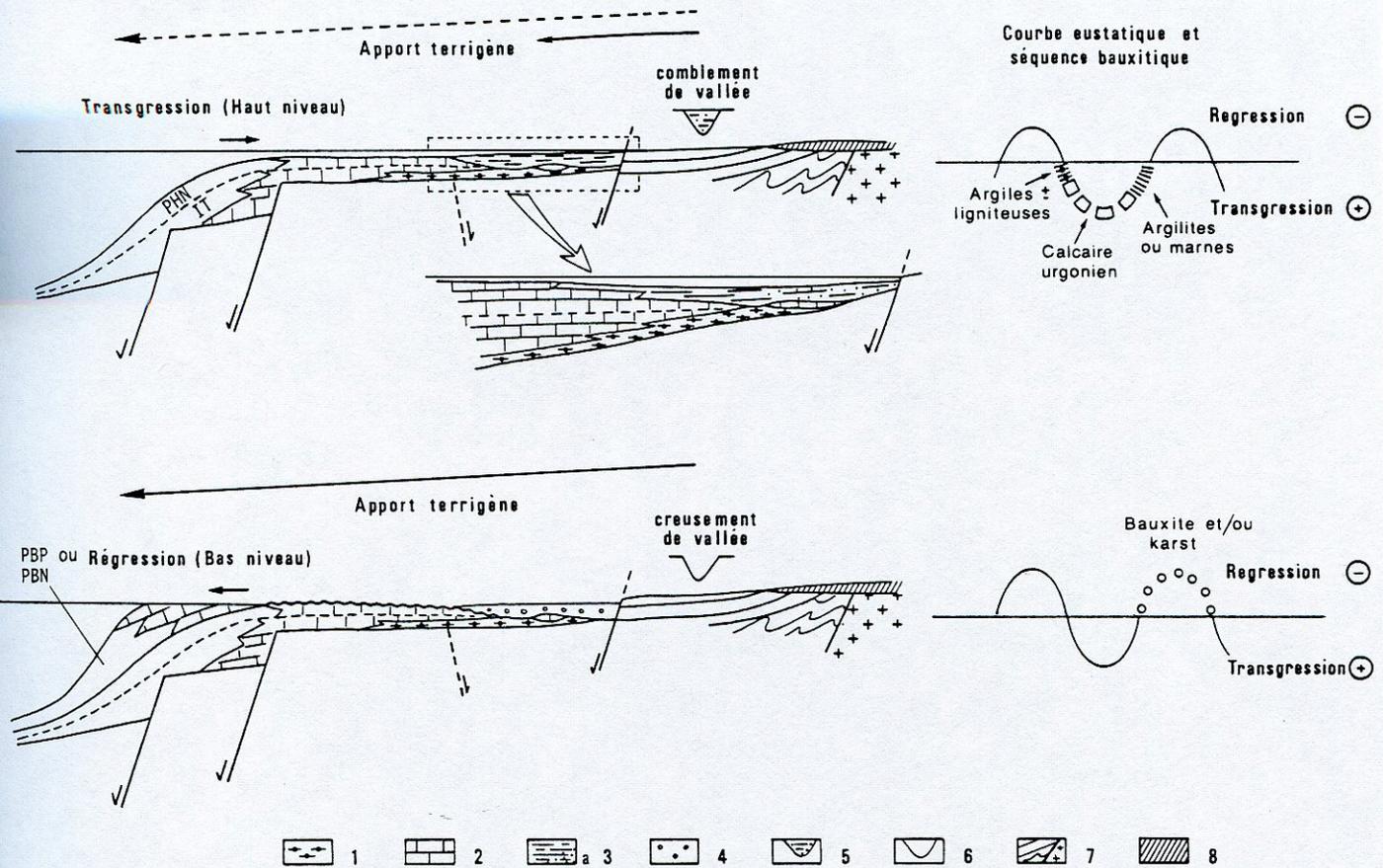


Fig. 9 - Reconstitution dynamique de la séquence bauxitique de type Ariège et essai de corrélation avec les cortèges sédimentaires de Vail *et al.*, (1987). 1 - Argiles plus ou moins ligniteuses ; 2 - Calcaire urgonien ; 3 - Argilites ou marnes, a) éléments détritiques ; 4 - Bauxite ; 5 - Vallée comblée dans la partie amont ; 6 - idem, en cours de creusement ; 7 - Arrière-pays, socle hercynien et couverture post-hercynienne ; 8 - Altérites et bauxites de l'arrière-pays, Cortèges sédimentaires marneux côté bassin ; IT - Intervalle transgressif ; PHN - Prisme de haut-niveau ; PBN - Prisme de bas-niveau ; PBP - Prisme de bordure de plateforme.

Ces bauxites et altérites dont le caractère détritique est souvent prédominant (stratification, nombreux fragments de pisolithes) sont essentiellement à diaspore-chlorite. Elles se sont déposées et ont évolué en milieu plus réducteur que les bauxites ariégécises, à un niveau bas peu propice au développement d'altérations importantes (nappe aquifère proche de la surface). *Après leur mise en place, les bauxites, rapidement noyées en milieu marin protégé et réducteur, ont pu subir une chloritisation diagénétique.*

Dans le paysage sédimentaire, les bauxites basco-béarnaises devaient se situer en position d'extrême bordure littorale en aval du type Ariège de milieu moins réducteur. Les éléments bauxitiques déposés dans cette zone, rendue instable par le fonctionnement de la marge, proviennent de l'érosion des altérites de la paléomarge ibérique ferrallitisée au Sud.

Le type Pyrénées occidentales, bien développé dans les régions basco-béarnaises et, discrètement, au Col de Brézou (Corbières), peut être considéré comme le témoin le plus distal de l'accumulation d'apports bauxitiques d'origine allochtone sur la marge en aval de laquelle se développent les faciès marneux du bassin axial pyrénéen. Le manque de données, en partie dû à la faible extension de ce type et à la qualité médiocre des affleurements, ne permet pas, dans l'état actuel des connaissances, d'analyser en terme de stratigraphie séquentielle les gisements et leurs équivalents côté bassin.

III - LE PAYSAGE SEDIMENTAIRE ET GEODYNAMIQUE SYNTHETIQUE DES BAUXITES, REPARTITION DES PRINCIPAUX TYPES DE GISEMENTS.

Maintenant que le cadre stratigraphique, paléogéographique, paléostructural, la typologie des gisements et leur répartition spatiale ont été établis, nous pouvons rassembler dans un paysage sédimentaire et géodynamique les principaux types retenus avec leurs caractères essentiels (fig.10).

Les types de bauxite s'ordonnent entre un domaine de niveau relativement élevé à l'intérieur du craton ou sur l'Isthme durancien et des zones bordières (plaines littorales, plates-formes internes). On retrouve la distinction entre les bauxites de haut niveau associées aux arrière-pays et les bauxites de bas niveau notée dans la nature actuelle ou dans les séries anciennes de nombreuses régions du Monde à propos des bauxites latéritiques (Gordon et al., 1958 ; Eleackley et Phil, 19645 ; Grubb, 1973) ou karstiques (Valetton, 1976, 1983).

Dans le cas des bauxites latéritiques une évolution relativement simple intervient : sur l'arrière-pays et sur les zones hautes se développent des profils de bauxite résiduelle sur des roches de nature variable, l'érosion d'une partie de ces profils alimente le dépôt de sédiments kaoliniques plus ou moins bauxitiques (selon le degré de l'altération antérieure) dans les dépressions ou sur la plaine côtière. L'altération pourra s'y poursuivre en fonction des conditions locales (oscillations du niveau marin, fluctuation de la nappe aquifère). Le fonctionnement de ce couple amont-aval dépend de l'équilibre érosion-altération lié au taux de soulèvement relatif de l'arrière-pays et des zones hautes (d'origine tectonique ou eustatique) qui peut favoriser la ferrallitisation ou l'érosion et la dispersion des profils résiduels (Samama, 1986). A titre d'exemple, en Colombie (Rosas, 1976), l'érosion de bauxites de type latéritique intervient lorsque la pente des zones surélevées dépasse 20° ; en-

dessous, il y a ferrallitisation avec des profils à épaisseur maximum pour des pentes de 5 à 10°.

Dans la partie amont, de haut niveau, du paysage reconstitué la situation est plus complexe que pour les bauxites de type latéritique. En effet, la présence de taux de soulèvement variables suivant les points et celle de substratums carbonatés ont comme conséquence la coexistence de plusieurs modes de formation. Dans les zones peu soulevées c'est l'autochtonie qui l'emporte, les bauxites restent sur leurs roches mères comme pour le type Sardaigne. Lorsque les soulèvements sont plus accentués, la parallochtonie se développe avec conjointement altération, enfoncement vertical et déplacement latéral dans le karst de la masse bauxitique qui reste toutefois sur les zones hautes et répartie sur leurs flancs. Les zones plus actives dispersent leurs bauxites par érosion de profils plus ou moins évolués et accumulation dans les dépressions morphologiques de bauxites détritiques (allochtonie) ou d'argilites kaoliniques peu ou pas bauxitiques qui poursuivent sur place leur ferrallitisation (autochtonie relative ou parautochtonie). L'Isthme durancien, avec le type Languedoc-Provence, illustre bien ces trois dernières filières.

Dans la partie aval, de bas niveau, vont se retrouver, sur les gradins de la marge, les matériaux alumineux issus de l'érosion des roches sédimentaires argileuses de l'arrière-pays ou des altérites du craton qui auront échappé aux pièges morphologiques et géochimiques. Ils vont poursuivre leur altération (parautochtonie) sous le contrôle des oscillations du niveau de base marin liées à l'eustatisme et au jeu des failles synsédimentaires (type Ariège). Sur les derniers gradins (type Pyrénées occidentales), l'instabilité due à l'activité des failles bordières a provoqué le dépôt de brèches et de bauxites détritiques dominantes (allochtonie). Ce piège ultime a probablement été alimenté par l'érosion du type Ariège due au mouvement plus important qu'ailleurs des accidents constituant la marge.

On constate donc que les modes de genèse dans le paysage sédimentaire synthétique dépendent de l'intensité des mouvements tectoniques qui conditionnent la formation sur place, la migration des altérites et la poursuite de leur évolution. Ces mouvements semblent plus importants à l'Ouest le long des marges (failles actives, brèches) dont l'activité a destabilisé les zones de l'amont permettant aux produits alumineux d'atteindre les ultimes gradins. Le climat étant ferrallitisant en tous points, on peut dire que l'instabilité tectonique a été le facteur essentiel de la formation et de la migration des bauxites dans le paysage sédimentaire. On doit toutefois remarquer que ces mouvements tectoniques ont été modérés pour permettre à la fois la ferrallitisation et l'érosion ménagée des altérites. Il semble que le fonctionnement des marges passives européenne et ibérique correspond bien à cet état d'équilibre entre altération et érosion, tout au moins jusqu'à l'Albien supérieur (Pyrénées) et le Cénomaniens moyen (Provence) où les mouvements se sont accentués avec prédominance de l'érosion (développement des brèches et des grès) et la fin des bauxites.

Du point de vue pétrographique et minéralogique, la relation déjà relevée entre la paléogéographie, les types de faciès et la cote à laquelle se produit l'altération (de Lapparent, 1935 ; Valetton, 1965, 1983 ; Combes, 1969, 1980 ; Komlossy, 1978 ; Bardossy, 1982 ; Combes et Peybernès, 1987) apparaît nettement. Les bauxites se répartissent latéralement entre un amont, de haut-niveau relatif, oxydant, à gibbsite et/ou boehmite et un aval de bas-niveau, moins

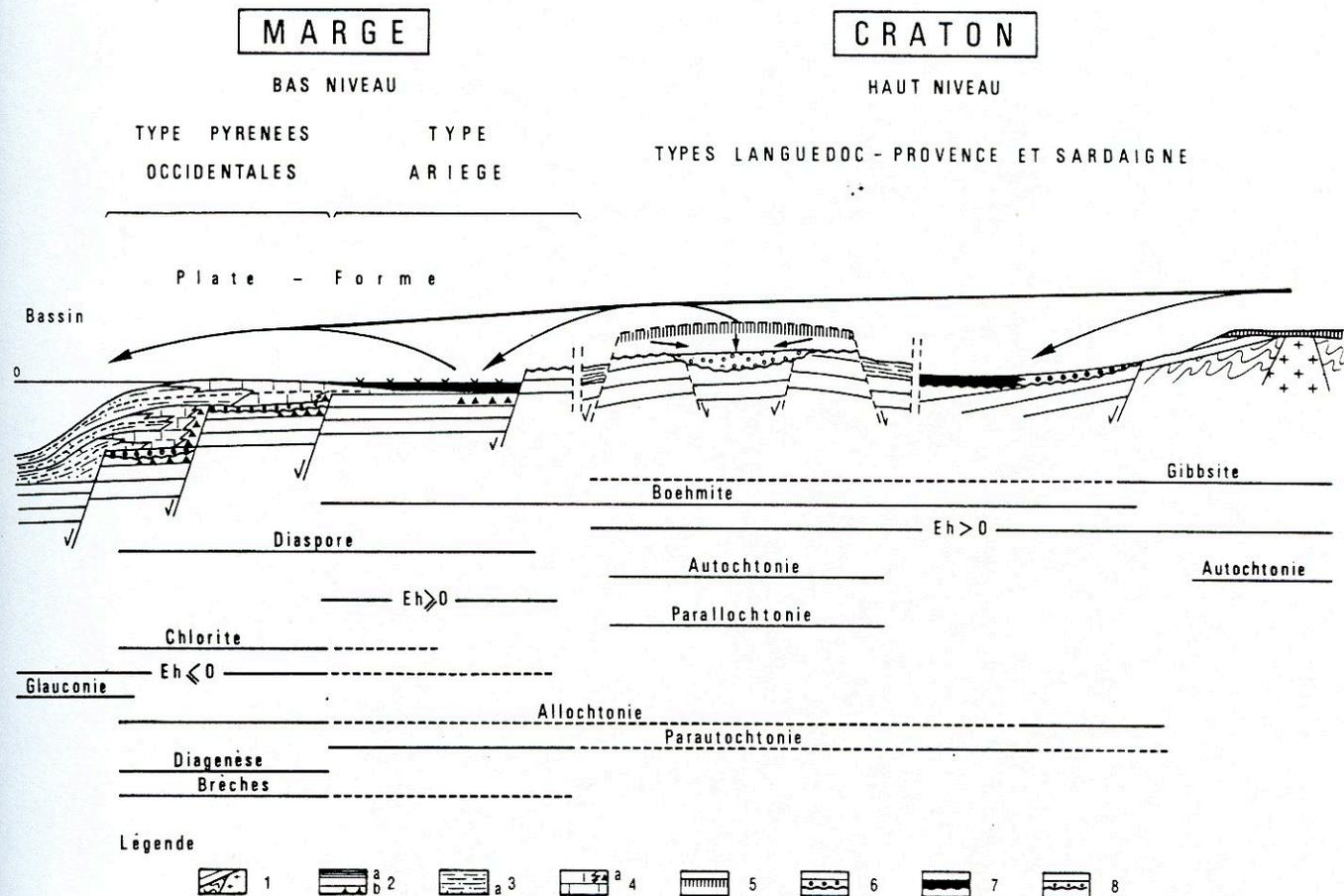


Fig. 10 - Le paysage sédimentaire et géodynamique synthétique des bauxites ; répartition des principaux types de gisement dans le contexte des marges passives européenne et ibérique au Crétacé moyen, 1 - Substratum hercynien et couverture mésozoïque altérée plus ou moins préservée ; 2 - Série mésozoïque principalement carbonatée, a) marnes du Crétacé inférieur sur le craton, b) brèches ; 3 - Cortèges sédimentaires marneux côté bassin, a) faciès glauconieux ; 4 - Plate-forme carbonatée urgonienne, a) brèches, Niveaux de bauxites et modes de formation ; 5 - Autochtonie ; 6 - Allochtonie ; 7 - Parautochtonie, 8 - Parallochtonie, La partie inférieure de la figure indique la variation spatiale des différents paramètres caractérisant les types de bauxite.

oxydant ou réducteur, à nappe aquifère proche de la surface, aisément submergé en milieu margino-littoral ou de plate-forme interne lors du jeu de la marge et des variations eustatiques, où dominent les paragenèses à boehmite et/ou diaspore, diaspore-chlorite. *Tout à fait à l'aval les marnes du bassin axial pyrénéen, de la bordure de la plate-forme urgonienne et de la mer alpine correspondent aux apports terrigènes qui ont échappé sur le continent aux pièges du paysage sédimentaire bauxitogène. La néoformation de glauconie, très fréquente dans ces marnes, pourrait correspondre, comme cela a été décrit dans d'autres régions du Monde dont l'arrière-pays émergé est latéritisé (Giresse, 1965 ; Porrenga, 1967 ; Giresse et Odin, 1973 ; Odin, 1975 ; Valeton, 1983a et b), aux apports en solution à partir des cratons et des marges en cours de ferrallitisation.* Le développement de la glauconie à l'Aptien-Albien et jusqu'au Cénomanién inférieur dans la mer alpine serait donc contemporain de la bauxite et enregistrerait, en domaine marin, la ferrallitisation des territoires émergés. De ce point de vue, les ocres de la région d'Apt et d'Uzès qui proviennent de l'altération de ces faciès glauconieux (Parron et Triat, 1976, 1977 ; Triat, 1982 ; Guendon et Parron, 1983) durant le cénomanién moyen, ne pourraient être considérés comme l'équivalent latéral des bauxites mais seraient dus à une émerision postérieure.

CONCLUSION

Dans les régions pyrénéennes, en Languedoc, Provence et Sardaigne, les bauxites, durant le Barrémien-Aptien-Albien-Cénomanién inférieur, se mettent en place sur les territoires émergés qui appartiennent aux plaques européenne et ibérique, à leurs marges passives et à l'Isthme durancien assurant une certaine continuité entre les deux dans la partie orientale.

Cette paléogéographie, contrôlée par les mouvements relatifs des deux plaques de part et d'autre du bassin axial pyrénéen, détermine la répartition et la typologie des gisements de bauxite. *Sur les plaques, en domaine intracratonique, se forment des bauxites de haut-niveau relatif (types Languedoc-Provence et Sardaigne) durant des lacunes assez longues caractérisant une émerision précoce et un recouvrement tardif. Sur les marges passives, en bordure des cratons, apparaissent des bauxites de bas-niveau (types Ariège et Pyrénées occidentales) durant de courtes lacunes, brèves périodes émergées dans une série littorale oscillante.*

Le contrôle structural s'exprime également dans le mode de formation. Les mouvements tectoniques, en distension ou compression, liés à la mobilité des plaques, ont provoqué des soulèvements verticaux et le fonctionnement de failles synsédimentaires dont le rôle dans le développement des altérations a été déterminant. *Sur les cratons, lorsque les soulèvements sont faibles, les gisements résiduels formés in situ (autochtonie) par ferrallitisation de roches mères alumineuses restent sur place comme pour le type Sardaigne sur des marnes du Purbéckien. Lorsque le taux de soulèvement est plus fort (type Languedoc-Provence) les profils résiduels sont détruits et leurs éléments s'accumulent dans les dépressions avec (autochtonie relative ou parautochtonie) ou sans (allochtonie) poursuite de l'altération selon les conditions locales et le degré d'altération atteint dans le site primaire. Un cas intermédiaire apparaît avec les substratums carbonatés. L'altération se développe en effet pendant que la masse en cours de bauxitisation se surimpose dans son propre mur par déplacement vertical et latéral sur les pentes des dômes (parallochtonie). Les roches mères alumineuses les plus fréquemment retenues sont les niveaux marneux*

de la série mésozoïque et les termes alumineux du socle paléozoïque. Sur les marges, l'enfoncement des gradins limités par des failles actives provoque une certaine instabilité et le dépôt de sédiments argileux ou marneux provenant de l'érosion des roches alumineuses et des altérites intracratoniques (types Sardaigne et Languedoc-Provence). Les oscillations du niveau marin, d'origine en grande partie eustatique, permettent, à plusieurs reprises, la ferrallitisation (parautochtonie) de ces sédiments (type Ariège). Sur les derniers gradins, probablement les plus instables, viennent s'accumuler (type Pyrénées occidentales) les produits de l'érosion des bauxites de la marge qui n'ont subi, après leur dépôt, qu'une chloritisation diagénétique (allochtonie dominante).

Ces différents types s'ordonnent dans un paysage sédimentaire synthétique bauxitogène où les soulèvements et jeux de failles de l'arrière-pays conditionnent l'altération et la mise en mouvement des altérites vers les dépressions et vers l'aval où, dernière étape, les apports alumineux ayant échappé aux pièges morphologiques et géochimiques viennent s'accumuler et achever leur évolution. Les paragenèses dans cette migration enregistrent, de l'amont vers l'aval, des conditions de drainage et d'oxydation décroissantes depuis les zones hautes du craton à gibbsite et/ou boehmite jusqu'aux marges de bas-niveau à boehmite et/ou diaspore, diaspore-chlorite. Enfin, à l'extrême aval, les marnes glauconieuses des bassins marins synchrones représentent les apports terrigènes en solution et en suspension, issus des territoires émergés en cours de ferrallitisation, dont l'organisation en cortèges sédimentaires (au sens de Vail) semble déterminée par l'eustatisme.

En définitive, dès lors que le climat - facteur essentiel de la géodynamique externe - est ferrallitisant, la genèse des bauxites apparaît sous la dépendance de la géodynamique interne correspondant, dans les régions étudiées, à l'établissement et au fonctionnement des marges passives européenne et ibérique. L'instabilité de ces marges et de leur arrière-pays cratonique proche a favorisé le démarrage de la ferrallitisation et l'évolution géochimique d'un manteau d'altérites vers le pôle alumineux jusqu'à son recouvrement par un toit protecteur.

DEUXIEME PARTIE

OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN

THEME GENERAL

Reconstitution d'une transversale allant du craton européen au bassin axial pyrénéen. Les principaux types de gisements de bauxite sont replacés dans le contexte géodynamique distensif de la marge passive européenne durant la période de rifting liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. Sédimentation carbonatée urgonienne à bauxites sur la plate-forme et marneuse dans le bassin, rôle de la tectonique synsédimentaire, analyse en termes de stratigraphie séquentielle.

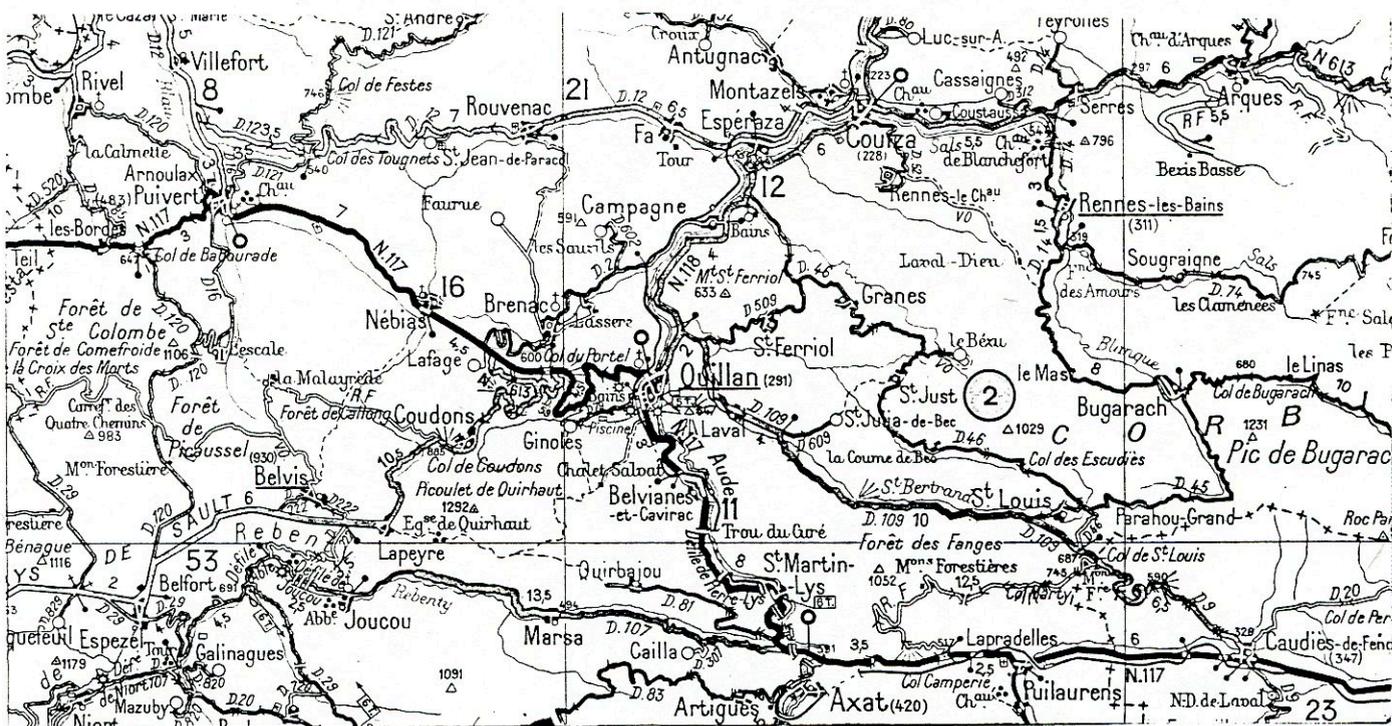
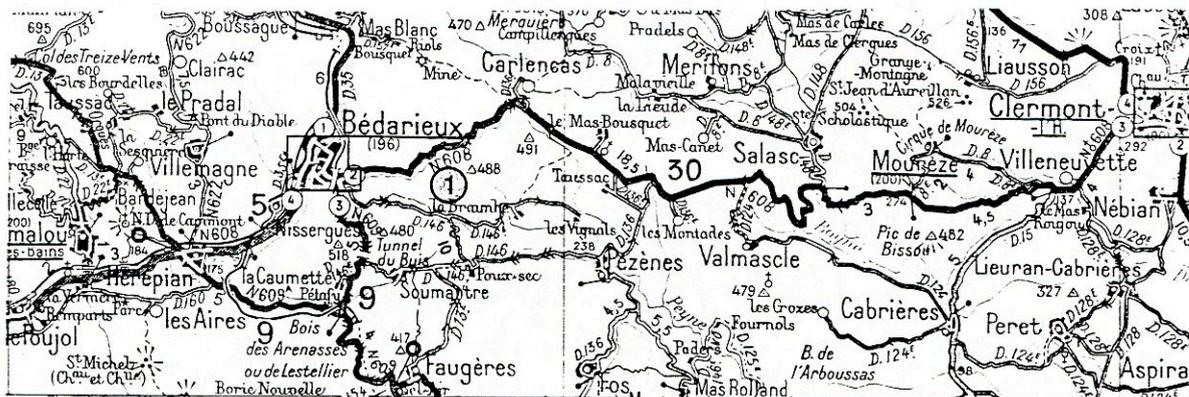
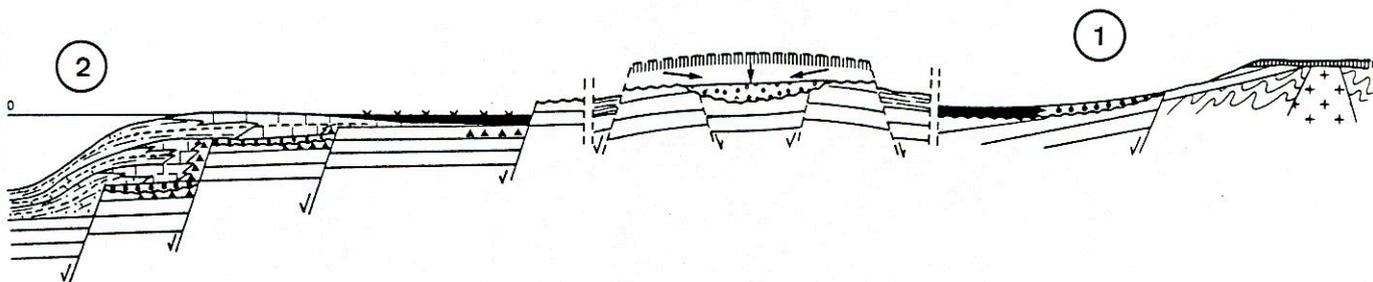
- 1^e jour : *L'arrière-pays intra-cratonique et le bassin axial pyrénéen.*
- 2^e jour : *Du bassin axial aux gradins de la marge européenne.*
- 3^e jour : *Les gradins de la marge européenne.*

PREMIER JOUR

De Montpellier à Quillan : l'arrière-pays intra-cratonique et le bassin axial pyrénéen.

1 - Les bauxites de Bédarieux

2 - Le "bassin" de Quillan



**LES BAUXITES A LONGUE LACUNE DU FOSSE DE BEDARIEUX :
UN GISEMENT COMPLEXE A MISE EN PLACE POLYPHASEE SUR LE CRATON
EUROPEEN**

Sur le craton européen, le gisement de Bédarieux montre que la continentalisation s'est manifestée précocément, dès la fin du Jurassique/début Crétacé, et s'est poursuivie durant la presque totalité du Crétacé puisque le toit de la bauxite est rapporté au Campanien. Durant cette longue lacune, une certaine instabilité tectonique s'est caractérisée par le soulèvement de la Montagne Noire méridionale (Monts de Faugères) le long de la faille de Mazamet-Les Aires et la constitution, en contrebas, de dépressions karstiques noyées en milieu lacustre, au Sud dans la région de St Chinian, au Nord dans la région de Bédarieux.

Ce contexte tectonique est favorable à la bauxitogenèse. Le soulèvement ménagé permet en effet le démarrage et la poursuite de la ferrallitisation formant des bauxites résiduelles, primaires ; une légère augmentation du taux de soulèvement détermine l'érosion de ces dernières et le dépôt de bauxites détritiques (allochtonie), ou celui de sédiments alumineux peu évolués qui poursuivront leur ferrallitisation dans le site secondaire (parautochtonie). Les variations discontinues dans cet équilibre amont-aval, pendant une bonne partie du Crétacé, ont contrôlé le détail de la mise en place du gisement où se succèdent bauxites détritiques, sédiments clastiques intercalés, éléments tectogènes, altérations sur place, surfaces d'érosion et karstification sous couverture.

ARRET 1 — ROUTE DE CARLENCAS ; CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL (fig.11,12 et 13)

Du village de Carlenças on a un point de vue d'ensemble sur le fossé de Bédarieux constitué de terrains secondaires et tertiaires. Il est limité:

- à l'Ouest par les formations anté-cambriennes et cambriennes appartenant à l'extrémité orientale de l'axe métamorphique de la Montagne Noire,
- au Sud par la série dévono-carbonifère des Monts de Faugères (partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire),
- au Nord par le bassin permien de Lodève.

Le contact se fait par des failles normales qui ont permis l'individualisation du fossé postérieurement au Lutétien. Ces failles sont très probablement un rejeu d'accidents hercyniens tardifs du socle. L'accident sud a fonctionné vraisemblablement durant le Jurassique et le Crétacé puis, lors de la phase pyrénéo-provençale (Eocène supérieur), s'est transformé en faille-pli permettant aux Monts de Faugères de chevaucher la partie méridionale du fossé (fig.13).

A l'intérieur du fossé la formation bauxitique repose sur une dolomie karstifiée représentant le Bathonien et, peut-être, une partie du Jurassique supérieur. Au toit on a une série argilo-conglomératique continentale considérée, à titre d'hypothèse, comme campanienne par comparaison avec les grès à Reptiles de St Chinian (P. Freytet, 1970).

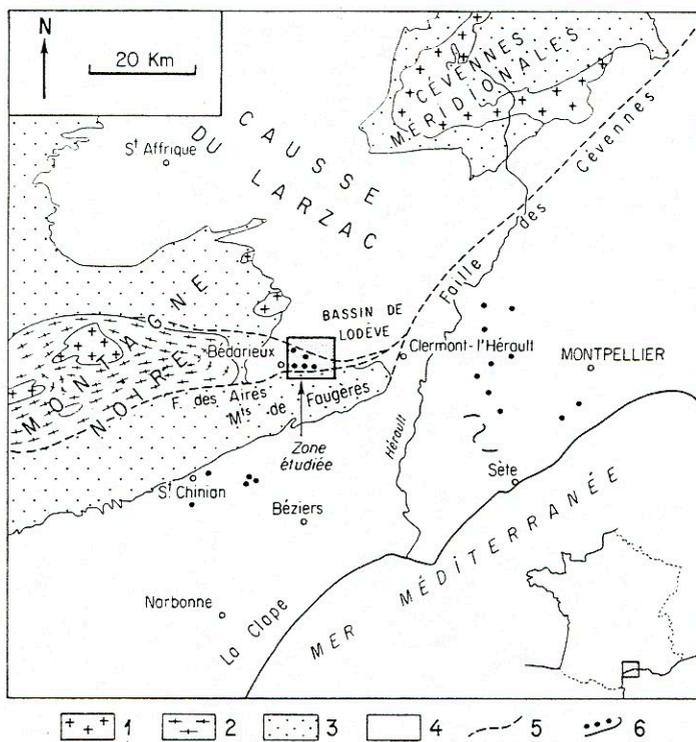


Fig. 11. — Cadre géologique des bauxites du fossé de Bédarieux
 1. Granite. — 2. Roches métamorphiques. — 3. Terrains antéhercyniens. — 4. Couverture post-hercynienne. — 5. Failles citées dans le texte. — 6. Bauxite.

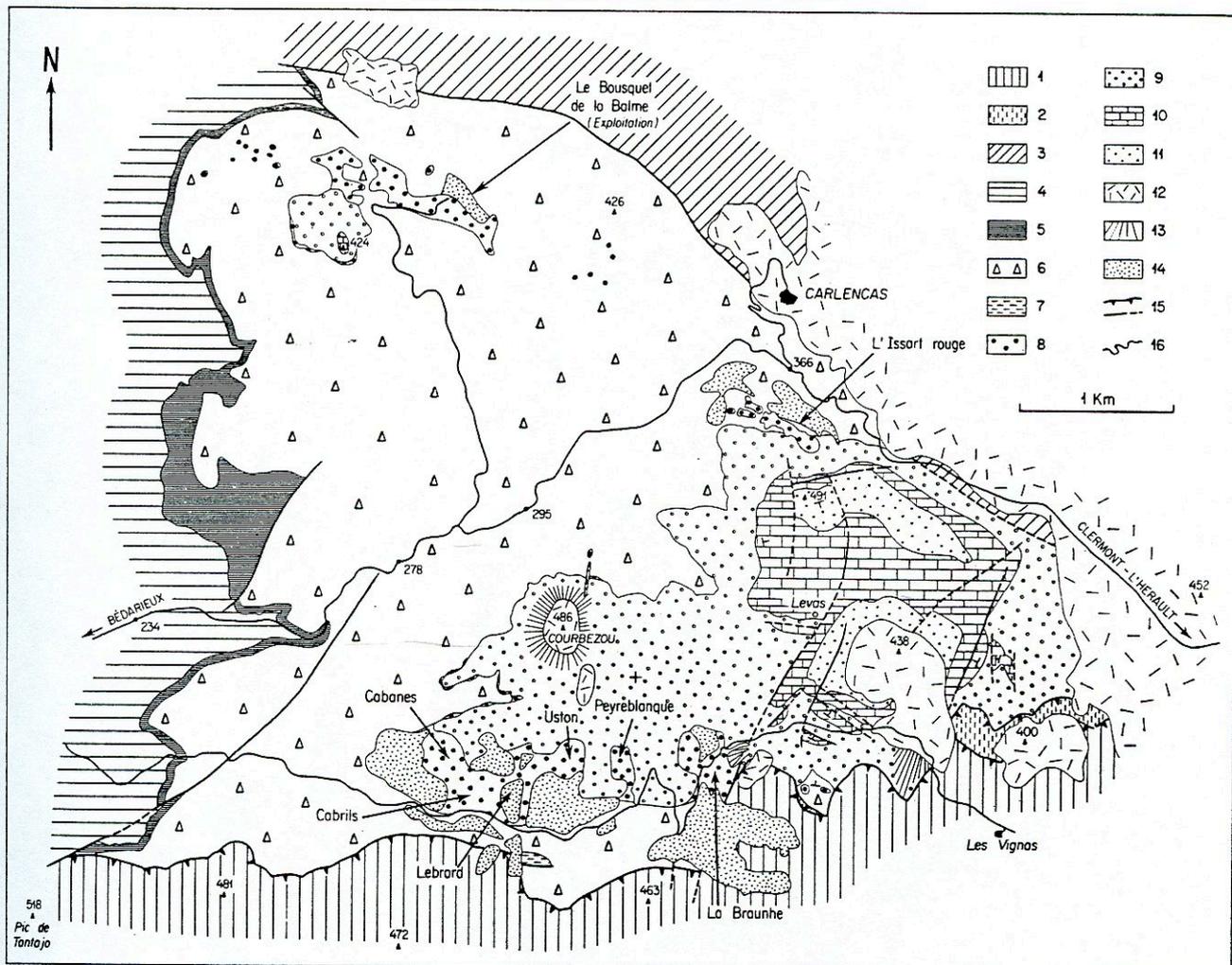


Fig. 12. — Carte géologique schématique de la partie orientale du fossé de Bédarieux. 1. Schistes et dolomies anté-hercyniens. — 2. Dolomie d'âge indéterminé. — 3. Conglomérats et pélites permien. — 4. Toarcien-Aalénien inférieur marneux. — 5. Aalénien supérieur-Bajocien calcaréo-dolomitique. — 6. Bathonien et Jurassique supérieur pro parte (?) dolomitique. — 7. Argilites noires berriasiennes. — 8. Bauxites indifférenciées. — 9. Campanien (?) argilo-conglomératique. — 10. Lutétien calcaire. — 11. Calcaires, argiles, conglomérats du Lutétien supérieur (?). — 12. Basalte plio-quadernaire. — 13. Eboulis. — 14. Déblais et remblais d'exploitation. — 15. Failles inverses et normales. — 16. Routes principales.

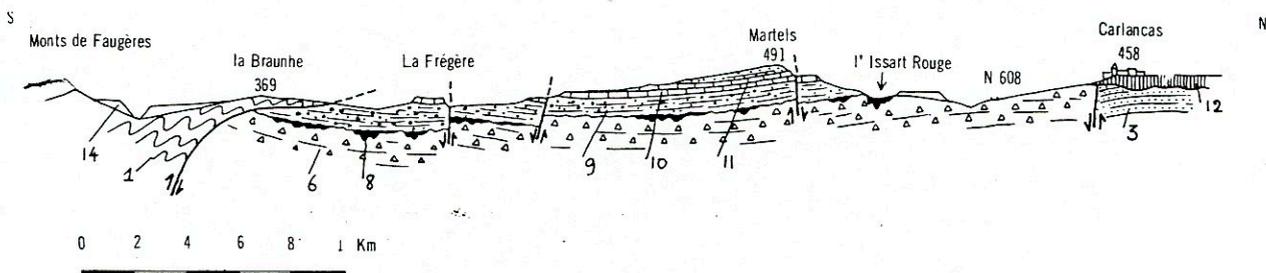


Fig. 13 - Coupe à travers la partie orientale du fossé de Bédarieux (même légende fig. 12).

ARRET 2 - EXPLOITATION DE L'ARBOUSSAS

POINT A - GISEMENT D'USTON-EST ; MORPHOLOGIE KARSTIQUE DU MUR, BAUXITE INFÉRIEURE DÉTRITIQUE (100 % ALLOCHTONE) (fig.14).

Le mur dolomitique présente une morphologie karstique avec des poches anastomosées qui peuvent atteindre 10-12 m de profondeur. L'une d'entre elles montre que la bauxite est nettement stratifiée avec de nombreuses lamines claires et rouges suivant la teneur en hématite. Des pisolithes plus ou moins fragmentés et des galets de bauxite hétérométriques (1-10 cm de diamètre) sont répartis irrégulièrement dans certains lits ou dans des lentilles allongées de bauxite alternant avec une argilite rouge finement feuilletée. On observe aussi des niveaux granoclassés ainsi que des chenaux et rigoles d'érosion.

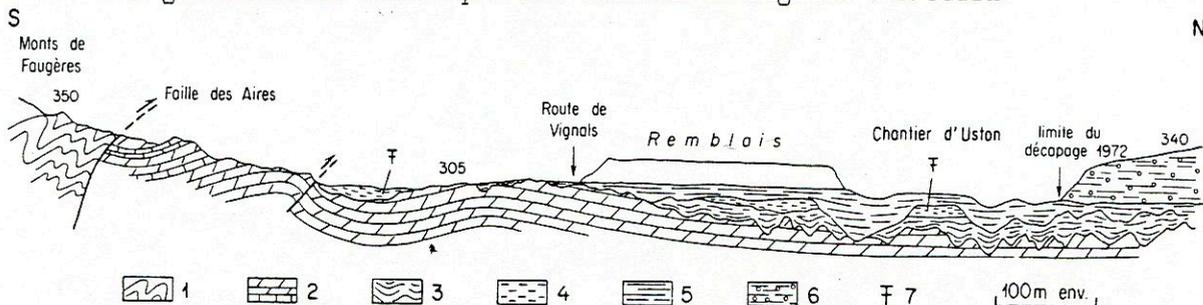


Fig. 14 - Coupe synthétique du gisement d'Uston et de la partie sud du fossé de Bédarieux, Echelle des hauteurs exagérée pour la formation bauxitique, 1 - Schistes ordoviciens ; 2 - Dolomies et calcaires du Dogger (et en partie du Malm ?) ; 3 - Bauxite inférieure ; 4 - Intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique ; 5 - Bauxite supérieure ; 6 - Toit argilo-conglomératique (Campanien ?) ; 7 - Présence de pollens, Ostracodes et Foraminifères,

Les faciès détritiques sont parfois grossiers (blocs de bauxite (10-80 cm) et polygéniques (blocs sub-anguleux de dolomie de 1-30 cm). Un exemple remarquable est fourni par un bloc de bauxite de forme sub-arrondie, de 1 m de diamètre environ, enfoncé jusqu'à mi-hauteur dans un niveau bauxitique à lamines qui a été déformé lors de l'impact. La partie supérieure du bloc est recouverte horizontalement par d'autres niveaux de bauxite stratifiée. Des blocs analogues, à structure pisolitique isotrope, sont connus seulement dans la partie sud du gisement. Ils sont interprétés comme des fragments de cuirasse d'une bauxite autochtone ou parautochtone proximale démantelée par les séismes liés au jeu de la zone de faille Mazamet-Les Aires, présente à quelques centaines de mètres au Sud. Ces éléments se seraient déplacés sur la paléopente jusqu'à leur

point de chute dans le karst noyé en partie comblé par la bauxite détritique encore pâteuse.

Les lamines contournées sont fréquentes et peuvent être dues à des glissements de la bauxite plastique pénécotemporains du dépôt dans le karst. La présence de blocs de bauxite pisolithique de forme oblongue enrobés de bauxite à lamines pourrait être attribuée à des fragments de berges effondrés et flottés sur de courtes distances en s'orientant avec leur grand axe nord-sud dans le sens du courant.

Toutes ces structures indiquent une sédimentation rapide et discontinue avec des apports répétés et violents de matériaux surtout bauxitiques déposés de façon épisodique sur une surface karstique inondée. Il est probable que durant le dépôt la karstification au mur continua à se développer en provoquant des glissements et des tassements de la matière bauxitique boueuse (structures contournées, structure fluidale).

Les surfaces de bancs étant rarement visibles dans les exploitations, les traces de courant sont peu nombreuses. Nous avons pu toutefois observer (dans la partie orientale du gisement) quelques flutecasts, cannelures, cupules en croissant, microplis déversés qui indiquent des apports du Sud vers le Nord. La bauxite primaire résiduelle devait donc se situer, au moins en partie, à l'emplacement actuel de la Montagne Noire méridionale.

Du point de vue géochimique et minéralogique, l'absence de variation verticale de $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$ et de la paragenèse (boehmite-hématite-goethite-kaolinite) montre qu'il n'y a aucune altération sur place après le dépôt. La grande irrégularité verticale des tracés (en dents de scie) (fig.20) correspond bien à de multiples apports discontinus (rythmes climatiques ou saisonniers) d'origine proximale, par opposition aux tracés réguliers des gisements détritiques distaux comme ceux de Grèce (Combes, 1980).

POINT B - GISEMENT D'USTON-EST ; BAUXITES SUPERPOSEES, INTERCALATION DE DOLOMIE DETRITIQUE, SURFACES D'EROSION (fig.15)

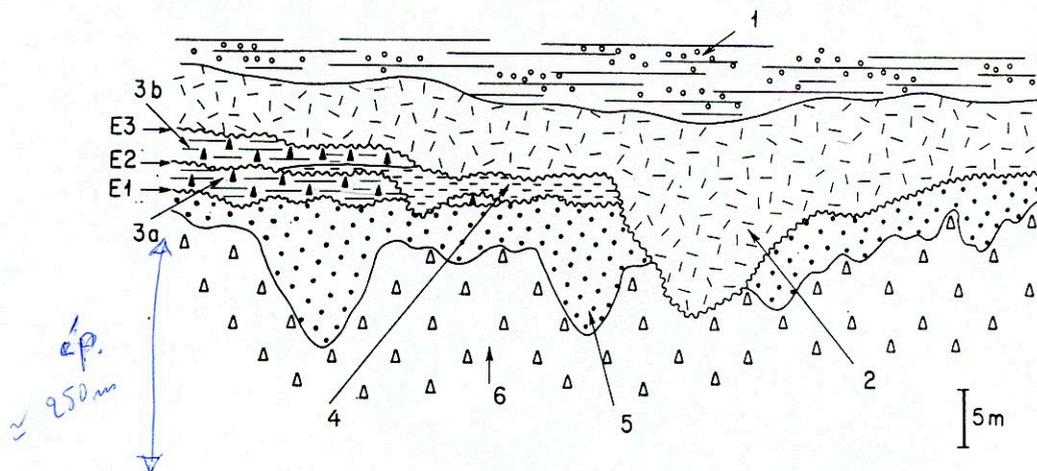


Fig. 15 - Reconstitution synthétique des relations entre les différentes formations bauxitiques à Uston et l'intercalation de dolomie détritique, 1 - Toit argilo-conglomératique campanien (?); 2 - Bauxite supérieure; 3 - Dolomie détritique (a, inférieure; b, supérieure); 4 - Argilites pollinifères du Berriasien supérieur; 5 - Bauxite inférieure; 6 - Mur dolomitique dogger-malm(?); E1, E2, E3 - Surfaces d'érosion.

a) La partie supérieure de la bauxite précédente (*bauxite inférieure*) est ravinée (surface d'érosion E1). Au-dessus vient une dolomie grossière plus ou moins recristallisée (fig.15, 3a), souvent conglomératique avec des éléments sub-anguleux (0,1-1 cm) de dolomie compacte dans un ciment dolomitique meuble. Au microscope, cette dolomie apparaît comme une roche détritique constituée essentiellement par l'accumulation de fragments dolomitiques très mal classés. L'analogie des microfaciès (dolomie à structure oolithique encore visible) entre ces éléments anguleux et la dolomie jurassique, permet de considérer que la dolomie inférieure provient principalement de l'érosion du substratum jurassique sur les bords de la cuvette de Bédarieux.

b) La dolomie 3a est nettement ravinée par une surface d'érosion E2 qui atteint même la bauxite inférieure. Sur cette surface viennent des marnes noires ou grises (4) qui ont fourni un spectre sporo-pollinique berriasien supérieur et des Foraminifères et Ostracodes remaniés, notamment du Toarcien-Aalénien inférieur (Combes et al., 1973). Ces marnes à calcite-illite-pyrite-quartz sont partiellement altérées en argilites ocre à violacées à kaolinite-goethite-hématite et, en un point, ont été préservées des empreintes de Brachiopodes. La dolomie 3a située sous ces argilites ocre est bariolée de ocre-rougeâtre avec début de nodulisation et rubanement dû à la diffusion de Fe-Mn dans la dolomie. Ces figures peuvent être attribuées à une hydromorphie temporaire. Il y a donc eu, sur la paléosurface E2, dépôt de marnes noires provenant de l'érosion de marnes liasiques, suivi d'un début de ferrallitisation sur place ne dépassant pas le stade d'argilite kaolinique ferrugineuse. Le mode de formation, dépôt de la roche mère (1^{er} temps), altération (2^e temps) est parautochtone.

D'autres témoins de marnes noires berriasiennes plus ou moins altérées s'observent à Uston-Est sur la bauxite inférieure. L'un d'entre eux contient un bloc de calcaire en partie dolomitisé, avec des Rhynchonelles déterminables : *Burmirhynchia ornithea* Buckman et *B. Turgida* Buckman, connues dans le Bathonien moyen d'Angleterre (détermination Y. Alméras). Un faciès analogue existe régionalement vers la base de la dolomie bathonienne du mur. Ce bloc, interprété comme un olistolithe, pourrait être en relation avec le fonctionnement de la faille de Mazamet-Les Aires au Sud, comme pour l'élément de cuirasse bauxitique décrit dans la bauxite inférieure. Signalons enfin qu'au S de l'exploitation de l'Arboussas (fig.14), les mêmes marnes noires berriasiennes (Lias remanié) forment un véritable affleurement (½ ha environ) directement sur le mur bathonien.

c) Au dessus, on retrouve une dolomie détritique (3b), comparable à la précédente (5 m d'épaisseur maximum). Toutefois, les faciès bréchiques à éléments dolomitiques anguleux sont beaucoup moins abondants, la granulométrie moyenne est plus faible, le classement assez bon. L'extension latérale des argilites du niveau précédent étant irrégulière, cette dolomie supérieure repose en grande partie directement sur la dolomie inférieure avec, au contact, une discontinuité occupée par un film d'argilites rouges ou ocre.

d) Les termes précédents sont recoupés par une importante surface d'érosion et de karstification (E3) qui atteint même, localement, le mur dolomitique bathonien avec des irrégularités de 10-15 m. Cette paléosurface très irrégulière est recouverte par la *bauxite supérieure* (fig.16). Les résidus de dolomie détritique intermédiaire forment des paléoreliefs qui ont maintenant été exhumés par l'exploitation.

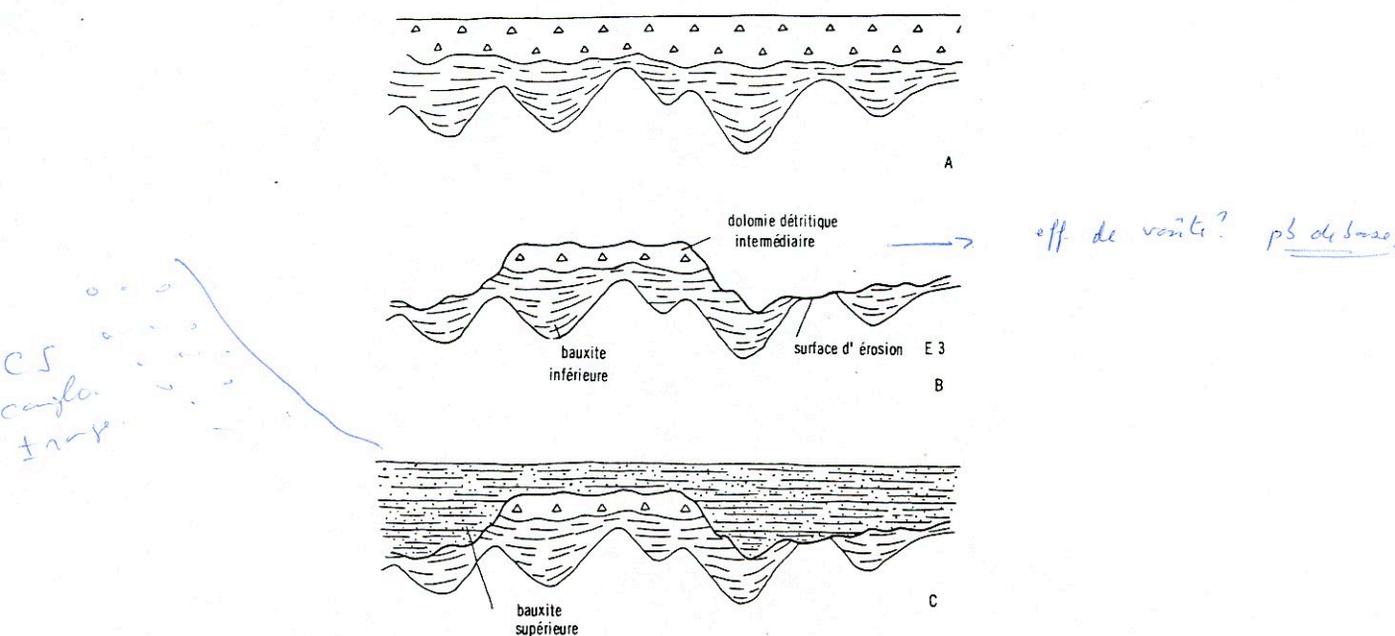


Fig. 16 - Schéma expliquant la mise en place du niveau de dolomie détritique intra-bauxitique.

POINT C - GISEMENT D'USTON-OUEST ; LA BAUXITE SUPERIEURE PARAUTOCHTONE.

Une vue générale sur le gisement montre des niveaux de bauxite supérieure superposés (vraisemblablement trois) qui viennent sur la paléosurface E3, généralement directement sur la bauxite inférieure, la dolomie intermédiaire n'ayant qu'une extension limitée. La distinction entre les deux bauxites peut se faire par le contraste entre le niveau inférieur à structure fluidale (karst fonctionnel pendant ou peu après le dépôt) et les niveaux supérieurs horizontaux.

Un de ces niveaux supérieurs est bien visible dans la partie nord où, sur une remontée de mur encroûté de Mn, des argilites rouges feuilletées à la base passent vers le haut à des argilites plus compactes puis à la bauxite (fig.17). Au dessus, des argilites rouges constituent la base d'un autre profil, le dernier, sous le toit argilo-conglomératique du Campanien.

L'évolution verticale, illustrée par les profils géochimique et minéralogique, montre une ferrallitisation sur place avec une augmentation de Fe_2O_3 au contact argilites/bauxite qui pourrait correspondre au niveau aquifère. Par comparaison avec les profils latéritiques actuels, l'altération se serait surtout effectuée dans la zone de battement de la nappe et au-dessus, elle aurait été faible dans la nappe aquifère. La roche mère correspond à l'argilite de base à kaolinite-goethite-hématite avec pas ou peu de boehmite, c'est-à-dire une roche partiellement ferrallitisée avant son dépôt. L'analogie de faciès entre ces argilites ferrugineuses et celles constituant de nombreuses intercalations dans la bauxite inférieure, permet de penser qu'elles ont la même origine méridionale. La ferrallitisation aurait débuté dans des profils résiduels primaires sur la Montagne Noire méridionale et, après érosion-transport-dépôt, se serait

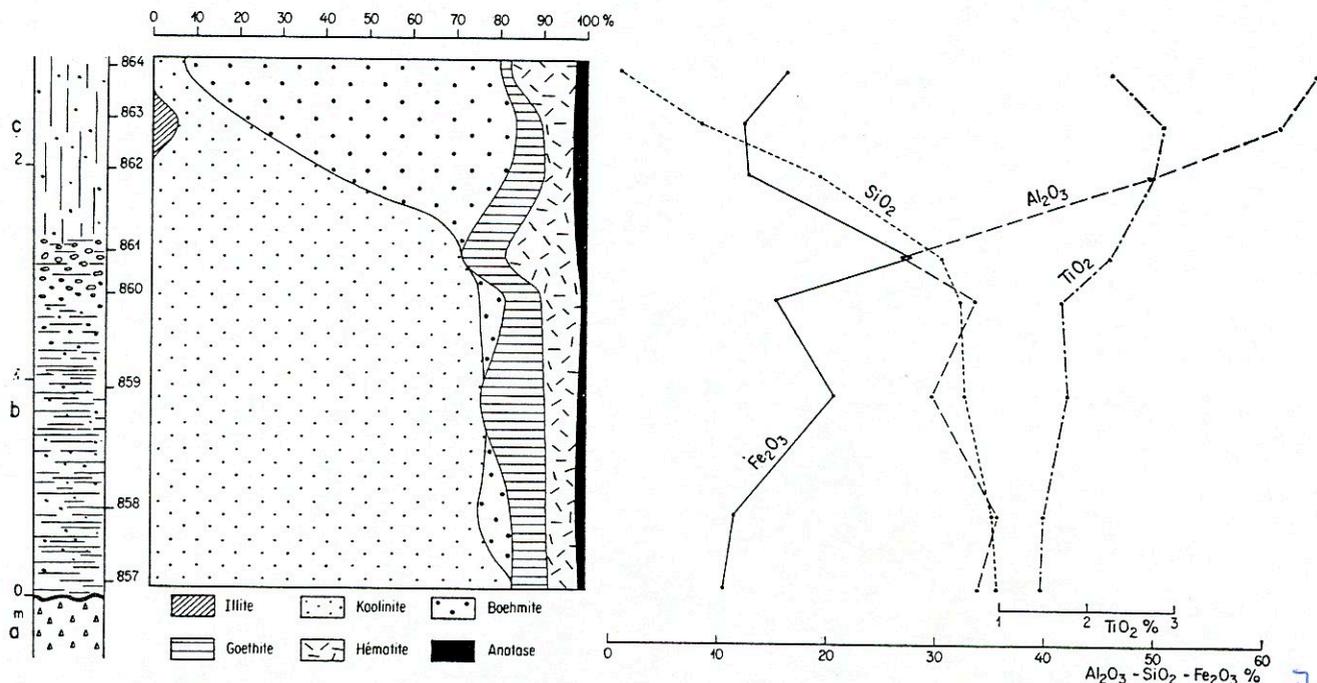


Fig. 17 — Gisement d'Uston-ouest, profil minéralogique et géochimique de la couche bauxitique du niveau moyen
 a) Dolomie jurassique à croûte centimétrique riche en manganèse. — b) Argilite feuilletée rouge sombre se chargeant vers le haut en pisolithes et concrétions hématitiques de forme souvent irrégulière (diamètre maximum 2-3cm). — c) Bauxite aphanitique rouge brique légèrement déferriée (veinules blanches, bariolage peu développé), quelques concrétions à cortex goethitique

poursuivie jusqu'au stade bauxite dans le gisement secondaire de Bédarieux. Cette évolution en deux temps caractérise la parautochtonie. On peut proposer qu'une augmentation du taux de soulèvement au Sud n'a pas permis à la ferrallitisation de se développer jusqu'à la bauxite comme pour le niveau inférieur. La poursuite de la ferrallitisation à Bédarieux se serait produite dans des plaines alluviales superposées, en contrebas de la Montagne Noire méridionale, sous le contrôle des nappes aquifères.

POINT D — GISEMENTS D'USTON-OUEST ET DE CABRILS ; DEVELOPPEMENT DE LA KARSTIFICATION SOUS COUVERTURE, APPARITION DE LA STRUCTURE BRÉCHIQUE.

Dans la partie occidentale d'Uston, les niveaux horizontaux de la bauxite supérieure se développent largement. Vers l'Est ils s'étendent sur la bauxite inférieure à structure souvent fluidale et sur la dolomie détritique intermédiaire, l'ensemble étant profondément disséqué par la paléosurface d'érosion E3.

Vers l'Ouest, dans le gisement de Cabrils, la bauxite supérieure a été affectée par une importante karstification qui par affaissement-dissolution, a accentué l'aspect hétérogène de la bauxite inférieure et provoque l'apparition d'une structure bréchique dans toute la masse bauxitique (30 m d'épaisseur maximum). Dans ces conditions et en l'absence de repère lithostratigraphique (par exemple la dolomie détritique intermédiaire), il n'est pas possible de distinguer les deux ensembles bauxitiques supérieur et inférieur.

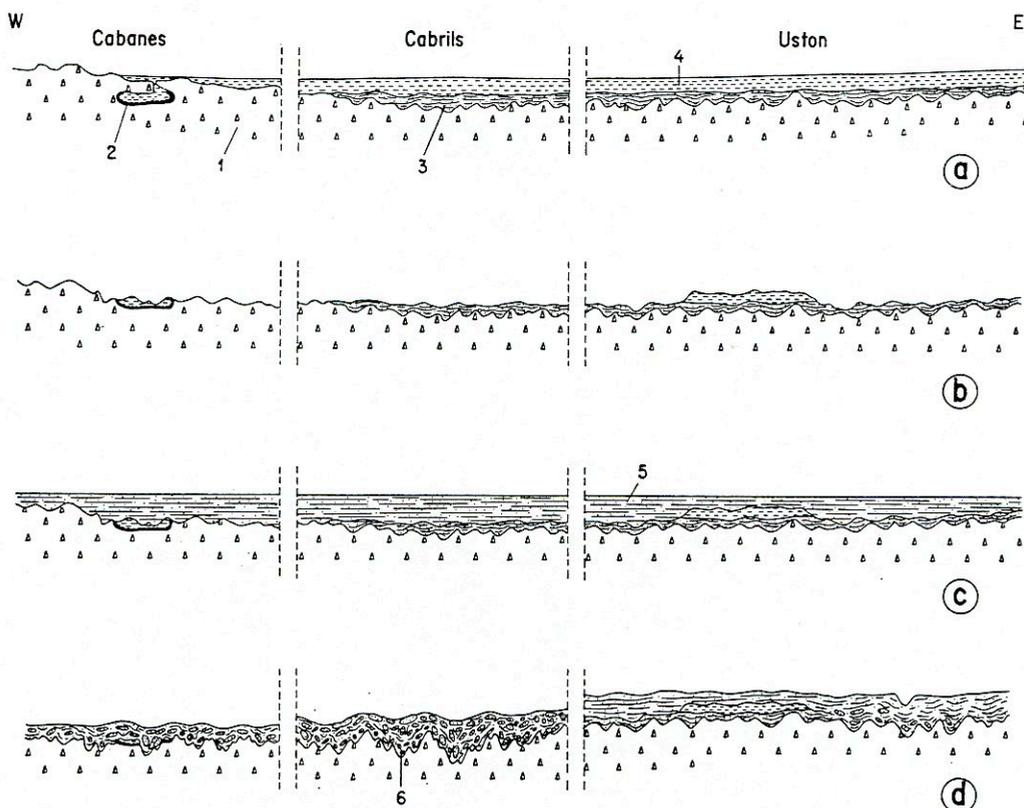


Fig. 18 — Reconstitution schématique des principaux stades de la mise en place de la bauxite à Uston, Cabrils, Cabanes

- a) Dépôt de la bauxite inférieure et de l'intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique, comblement des cavités karstiques à Cabanes. — b) Erosion E3. — c) Dépôt de la bauxite supérieure dépassant les limites de la bauxite inférieure. — d) Karstification, enfoncement important notamment à Cabrils et Cabanes, développement de la structure bréchique
1. Dolomie jurassique. — 2. Cavité karstique. — 3. Bauxite non-horizontale à structure souvent fluidale. — 4. Intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique. — 5. Bauxite disposée à peu près horizontalement (couche). — 6. Bauxite à structure bréchique et aussi, souvent, fluidale.

Cette karstification est antérieure au dépôt du toit puisque ce dernier n'est pas affecté. D'autre part, si l'on considère la cote des contacts bauxite/mur et bauxite/toit à Uston et Cabrils connus dans les sondages, on constate que le développement du karst à Cabrils correspond à un enfoncement moyen de 25 m environ.

La fig.18 tente de reconstituer d'une manière schématique les principales étapes qui amènent au gisement actuel. On voit qu'Uston se situait vers le centre d'une cuvette où la série bauxitique était la plus complète. La bordure occidentale était probablement au-delà de Cabanes. Le minerai y est en effet moins épais et ne comporte vraisemblablement que la bauxite supérieure. Cette dernière a donc une extension dépassant celle de la bauxite inférieure.

CONCLUSION

1) Conditions de mise en place

Les points d'observation retenus illustrent la succession des facteurs qui peuvent accumuler leurs effets lorsqu'on a affaire à une continentalisation intracratonique longue avec une certaine instabilité tectonique :

- apports bauxitiques détritiques multiples et de nature variable (allochtonie) ;
- contamination possible par des sédiments divers (dolomie détritique, marnes) ;
- érosions plus ou moins fortes durant les périodes de non dépôt ;
- apport d'éléments tectogènes à proximité de failles actives ;
- poursuite de l'altération sur place (parautochtonie) ;
- karstification pendant ou après le dépôt provoquant une modification parfois importante de la structure du minerai par effondrement -dissolution.

2) Origine de la bauxite

Les figures de sédimentation observées dans le minerai indiquent des apports alumineux en provenance du Sud, c'est-à-dire de l'emplacement actuel des Monts de Faugères. C'est sur cette zone haute que devait se situer (à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur) les bauxites résiduelles primaires formées aux dépens de toutes les roches alumineuses susceptibles de s'y trouver à cette époque : schistes paléozoïques, pélites du Permien, marnes du Trias et du Lias. Le diagramme Al_2O_3/SiO_2 (fig.19) montre en effet que ces roches, échantillonnées à peu de distance des bauxites, s'ordonnent de façon à peu près linéaire avec les principaux types de faciès bauxitiques de Bédarieux (argilites, bauxites argileuses, bauxites). Cette relation indique qu'il n'y a pas d'impossibilité géochimique pour que ces roches ou l'une d'entre elles aient été la roche mère. Les schistes viséens auraient pu jouer un rôle préférentiel : ils sont riches en Al_2O_3 (> 20 à 23 %) et leur teneur anormale en Mn pourrait expliquer la présence de cet élément (jusqu'à quelques pour-cent) particulièrement dans la bauxite supérieure.

3) Reconstitution synthétique et place dans l'histoire géologique régionale.

La fig. 20 schématise les principaux stades de la mise en place des bauxites. C'est en définitive le taux de soulèvement de la zone haute au Sud, avec fonctionnement de la faille bordière de Mazamet-Les Aires, qui a été le facteur prépondérant en permettant, selon le déséquilibre amont-aval, l'érosion des couvertures bauxitiques sur la Montagne Noire, le dépôt de bauxite, les érosions et les karstifications dans le bassin de Bédarieux.

Ce déséquilibre amont-aval, dans ce domaine orotique du paysage sédimentaire bauxitogène, s'accroît au cours du temps et s'intègre normalement dans l'histoire tectonique régionale :

- *Jurassique supérieur-Crétacé inférieur*, soulèvement faible à modéré permettant la coexistence de l'altération et de l'érosion : destruction partielle à de nombreuses reprises (peut-être même de manière plus ou moins continue) de la couverture altérée sur la zone haute, dépôt de bauxite en contrebas ou d'argilites

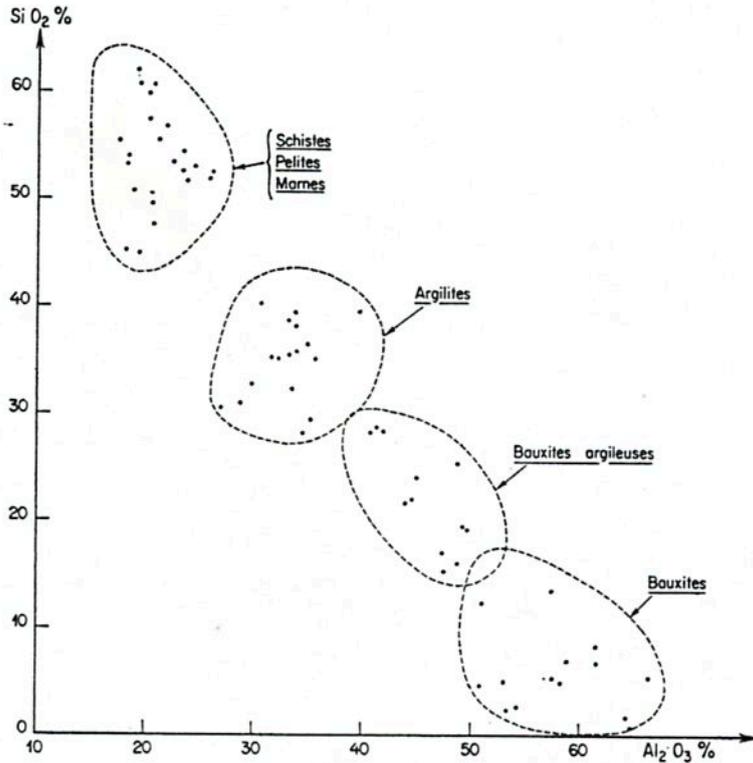


Fig.19. — Diagramme de variation $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ des roches alumineuses de la région de Bédarieux depuis les schistes-pélites-marnes jusqu'aux bauxites

poursuivant leur altération dans les intervalles calmes. (En partie phase antécénomaniennne).

- *Crétacé supérieur-Paléocène*, soulèvement fort, érosion dominante, les altérations ne peuvent se développer, destruction du substratum paléozoïque de la zone haute, dépôt du toit argilo-conglomératique. (Phase fini-crétacée).

- *Eocène supérieur*, compressions importantes, chevauchement du paléozoïque. (Phase pyrénéo-provençale).

Il y a donc une succession de phases aux manifestations chaque fois plus importantes, mais les bauxites n'apparaissent que lorsque des mouvements introduisent suffisamment d'instabilité, mais pas trop, pour favoriser l'altération bauxitique et l'érosion ménagée des profils.

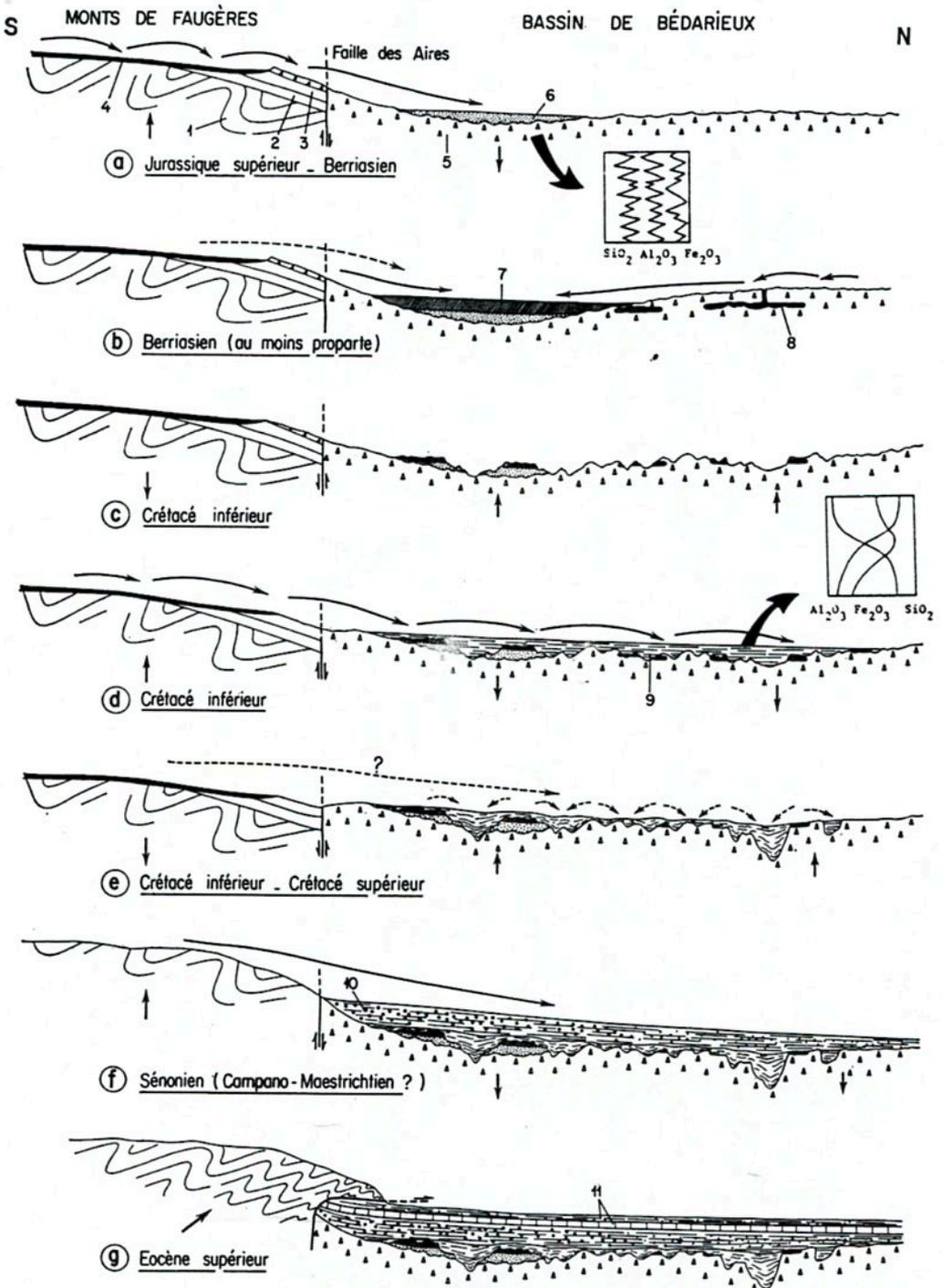


Fig. 20. — Schéma synthétique résumant les principales étapes de la mise en place des bauxites de la région de Bédarieux

- a) Dépôt de la bauxite inférieure sur la dolomie jurassique en partie karstifiée. — b) Dépôt de l'intercalation argilo-dolomitique intra-bauxitique et comblement des cavités karstiques dans le substratum. — c) Erosion E3 dans le bassin. — d) Dépôt de la bauxite supérieure. — e) Karstification, approfondissement des poches préexistantes, érosion et accumulation dans les zones actives en cours d'affaissement-dissolution, développement de la structure bréchique et/ou fluidale. — f) Mouvement positif des Monts de Faugères, l'érosion atteint le socle paléozoïque, dépôt argilo-conglomératique du toit de la bauxite. — g) Chevauchement des Monts de Faugères sur la partie méridionale du bassin de Bédarieux. — h) Chevauchement des Monts de Faugères sur la partie méridionale du bassin de Bédarieux. — i) Chevauchement des Monts de Faugères sur la partie méridionale du bassin de Bédarieux.
1. Dévono-carbonifère (schistes, dolomies). — 2. Permo-trias (pélites). — 3. Lias (marnes et calcaires).
 4. Bauxites primitives autochtones. — 5. Dogger et Malm (dolomies et calcaires). — 6. Bauxite inférieure.
 7. Intercalation argilo-dolomitique berriasienne (pro parte). — 8. Cavités karstiques du substratum.
 9. Bauxite supérieure. — 10. Toit argilo-conglomératique campanien (?) continental. — 11. Calcaire lutétien et marnes

(De c à f les indications chronostratigraphiques sont hypothétiques)

**ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE
DES ARRETS**

- Itinéraire* : Montpellier, N 109, Gignac, Clermont-l'Hérault, D908, hameau de Carlencas.
- ARRET 1** Point de vue sur le fossé de Bédarieux. Présentation du thème général de l'excursion, situation du gisement de Bédarieux dans ce cadre.
- Itinéraire* : Hameau de Carlencas, D908, Bédarieux, D146, carrière de l'Arboussas.
- ARRET 2** Carrières de l'Arboussas, bauxite détritique stratifiée à lamines remplissant les cavités karstiques anastomosées, contamination par des apports dolomitiques et marneux (Bathonien et Lias remaniés), paléosurfaces d'érosion ; altération sur place de type parautochtone, karstification sous couverture. Contrôle tectonique en relation avec le soulèvement du panneau de la Montagne Noire méridionale, nature de la roche mère. Comparaison du type Languedoc-Provence avec le type Sardaigne.
- Itinéraire* : Bédarieux, Béziers, Autoroute A9, Carcassonne, D118, Limoux, Quillan.

L'ALBIEN DU "BASSIN" DE QUILLAN
(avec la collaboration de J.C. Aragon et H. Calvez)

PRESENTATION GENERALE DU "BASSIN" DE QUILLAN

Le bassin de Quillan est une unité nord-pyrénéenne losangique (sous-zone ariégeoise *in* Peybernès, 1976) incluse dans la zone de relais de deux importants segments du Chevauchement Frontal Nord-pyrénéen (CFNP), le Chevauchement du Pays de Sault (CPS) au Nord, qui s'amortit vers l'Est dans l'accident de St Ferriol-Le-Bézu, jalonné par du Keuper (fig.21) et le

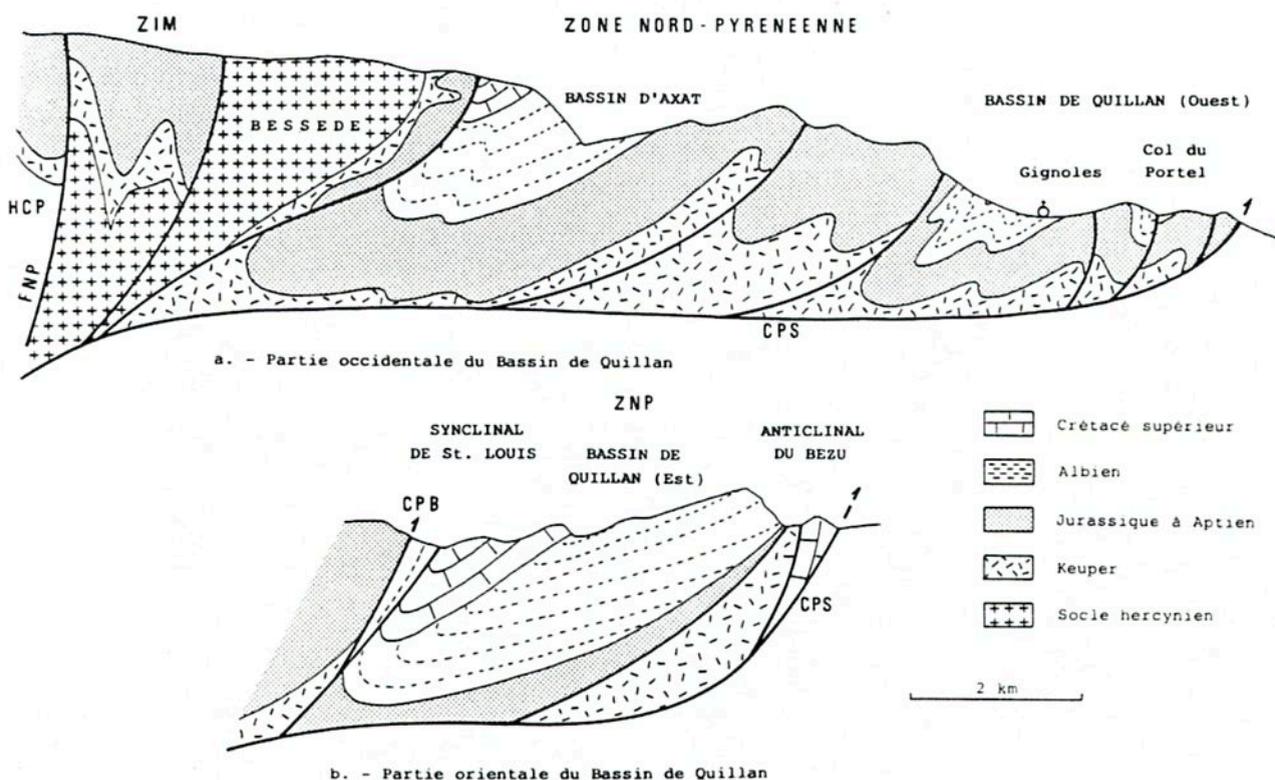


Fig. 21 - Coupes structurales dans le Bassin de Quillan ;
a - Coupe du versant nord des Pyrénées passant par la partie occidentale du Bassin de Quillan ;
b - Coupe de la partie orientale du Bassin de Quillan

Chevauchement du Pic de Bugarach (CPB) au Sud qui s'amortit progressivement vers l'Ouest au niveau de la vallée de l'Aude. En rive gauche de celle-ci, la partie occidentale du bassin, à remplissage albo-aptien, présente une structure synclinoriale avec des replis anticlinaux, atteignant l'Urgo-Aptien, à plongements axiaux vers l'Est (fig.21a). Sur la rive droite de l'Aude, la partie orientale du bassin, dont la série s'élève dans le Crétacé supérieur, comporte deux plis moyens : l'anticlinal du Bézu au Nord et le synclinal de St Louis au Sud (fig.21b et 22). L'épaisse série terrigène albienne (plus de 2000 m) qui constitue l'une des originalités du bassin de Quillan fait l'objet d'une analyse particulière au cours de cette excursion car elle permet de saisir la dynamique sédimentaire en

CARTE DE REPARTITION DES FORMATIONS ALBIENNES DANS LE BASSIN DE QUILLAN

(J. C. ARAGON, 1988 et Feuille de Quillan à 1/50 000 ème)

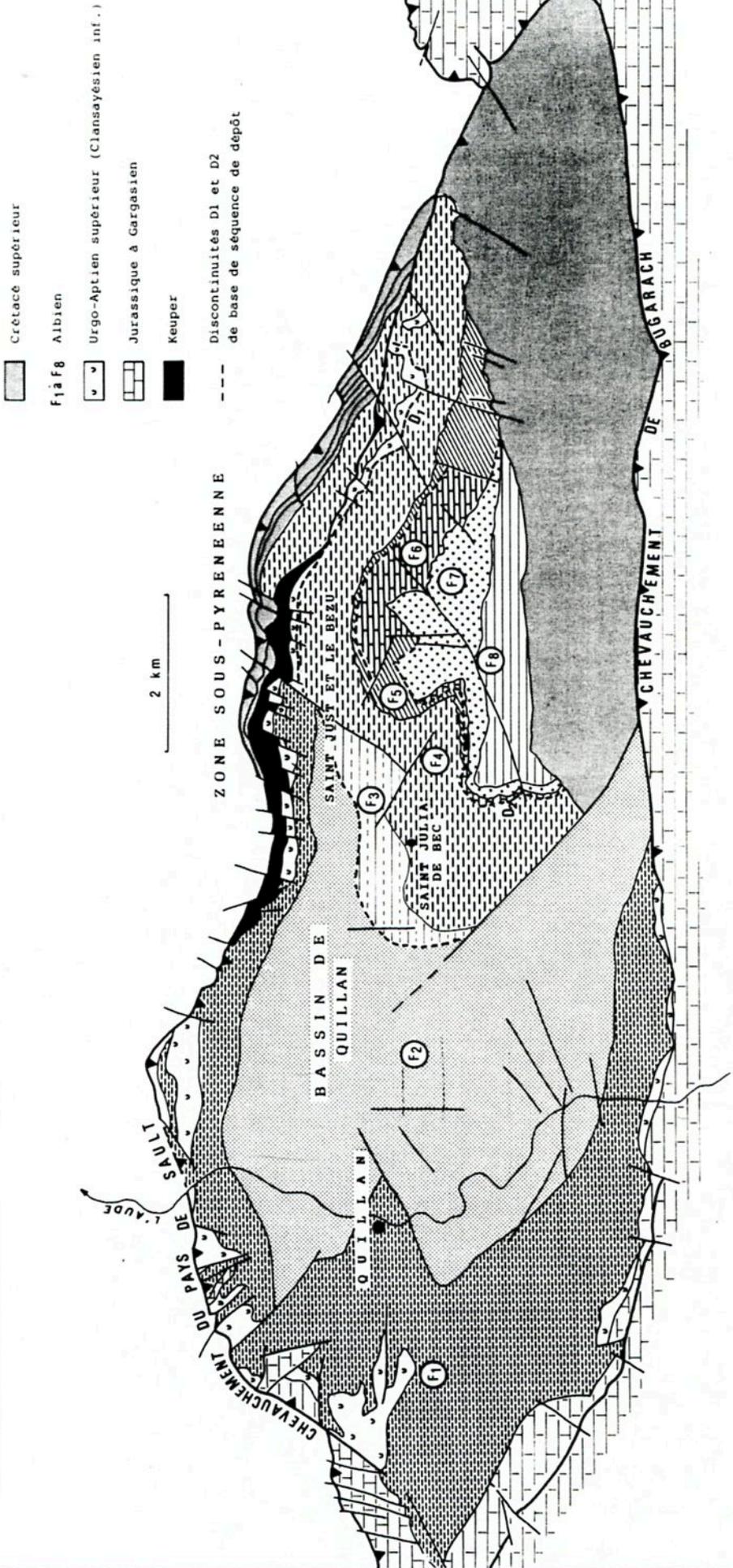


Fig 22 - Carte de répartition des formations albiennes dans le Bassin de Quillan (Aragon, 1988 et feuille de Quillan à 1/50000).

milieu de plate-forme distale bassin externe, c'est-à-dire en aval des profils bauxitiques de la marge européenne du domaine pyrénéen. Cette série a été étudiée en 1965 par J.P. Gélard qui en dressa une première carte de faciès puis en 1976 par B. Feybernès sur le plan stratigraphique. La synthèse nouvelle que nous présentons ci-après se fonde sur les travaux récents de J.C. Aragon (1988) portant notamment sur l'analyse des faciès et la stratigraphie séquentielle et de H. Calvez (1989) relatifs aux intercalations carbonatées et la chronostratigraphie.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE L'ALBIEN

La série "albiennaise" du bassin de Quillan débute en fait dans le Clansayésien moyen et ne semble pas s'élever au-dessus de l'Albien moyen. Elle s'articule en 3 séquences de dépôt au sens de P.R. Vail et al. (1987), C_1 à C_3 , limitées par des discontinuités de type 1 (érosion subaérienne et sous-marine) ou 2 (érosion subaérienne) ; deux d'entre elles sont corrélables avec les cycles eustatiques du 3ème ordre de B.U. Haq et al. (1987) correspondant à une montée suivie d'une descente du niveau de la mer. Dans chaque séquence de dépôt ont été définis des cortèges sédimentaires que délimitent des surfaces basales de progradation (marquées par des biseaux de progradation, type onlap, associés à des niveaux de condensation) et des surfaces de transgression (marquées par des biseaux d'agradation, de type onlap côtier). Ces 3 séquences regroupent 8 formations cartographiables représentées sur la carte de la fig.22.

1 - Séquence de dépôt C_1 (Clansayésien moyen à Albien basal)

Epaisse de plus de 1300 m et présentant une évolution granulométrique négative, cette séquence occupe les parties occidentale et centrale du bassin. Elle comporte deux formations F_1 et F_2 se succédant sans coupure majeure (fig.23 et 24).

A - Formation F_1 "Marno-calcaires et pelites de Ginoles" (300 m) correspondant aux "Marnes noires à *Hypacanthoplites*" connues dans l'ensemble des Pyrénées (Peybernès, 1976). Elle s'articule en 2 membres dont les faciès successifs et graduels traduisent un approfondissement du milieu de dépôt :

a) F_{1a} (100 m) : marno-calcaires de plate-forme reposant sur l'Urgo-Aptien supérieur ("Calcaires à Floridées encroûtantes" du Clansayésien inférieur in Peybernès, 1976) par un contact tranché (fond durci dans d'autres secteurs, notamment dans le synclinal de St-Paul de Fenouillet). Ce membre est bien développé dans la partie occidentale du bassin ; il livre ponctuellement, près du Col de Portel, des Ammonites de la sous-zone à *Rubricosus* (Clansayésien moyen) de la zone à *Jacobi* et, plus haut, des Ammonites de la zone à *Tardefurcata* (Albien basal) (Esquevin et al., 1971 in B.P., 1976).

b) F_{1b} (200 m) : pelites de plate-forme distale, débordant transgressivement F_{1a} vers le NE et succédant directement à l'Urgo-Aptien près de St Just et du Bézu (ce qui traduit une rétrogradation du continent vers le NE).

L'ensemble F_1 de plus en plus profond est donc interprété comme l'INTERVALLE TRANSGRESSIF (IT) de la séquence C_1 .

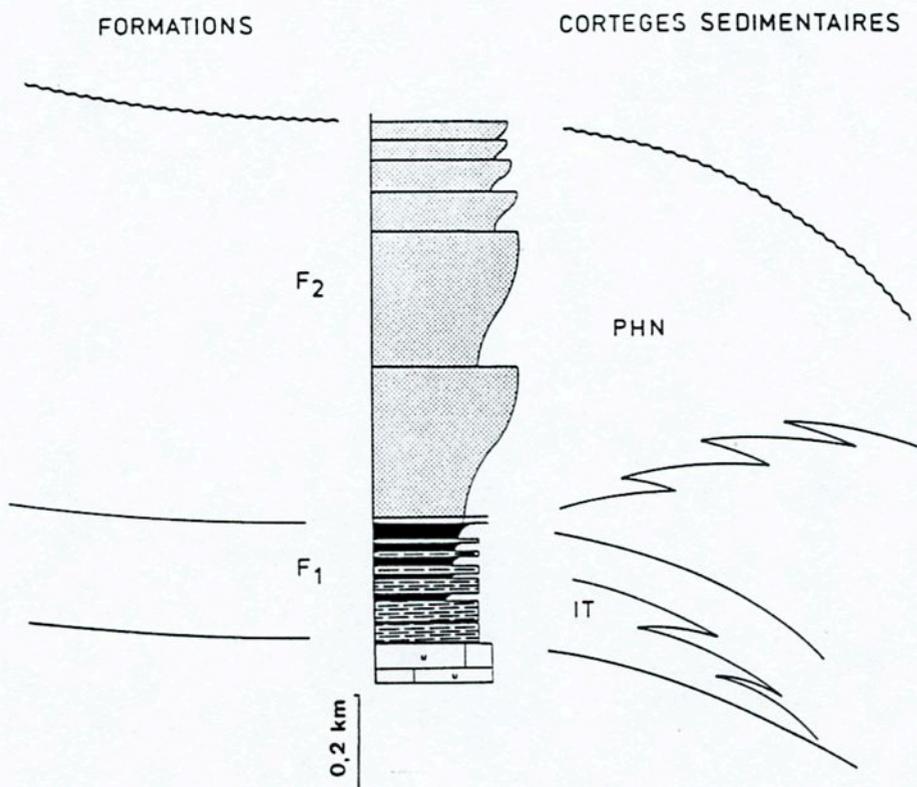


Fig. 23 - La séquence de dépôt C₁ et ses cortèges sédimentaires.

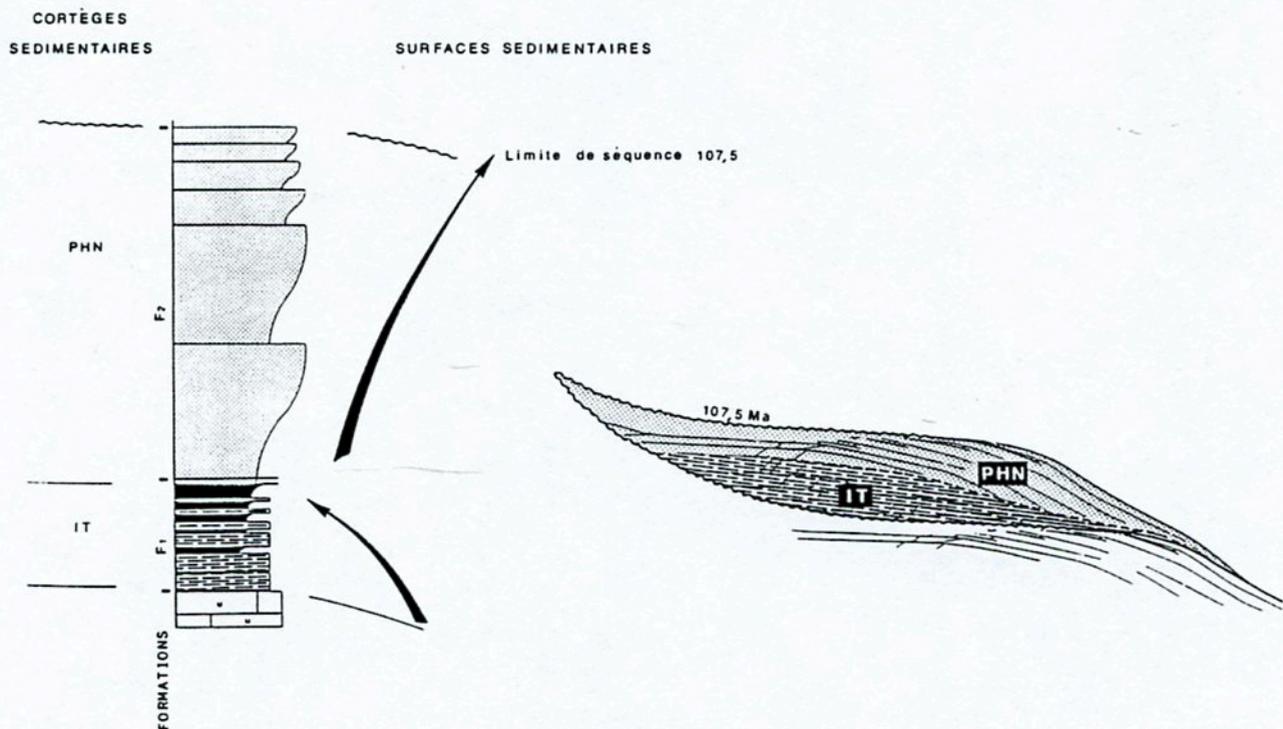


Fig. 24 - Séquence de dépôt C₁ ; cortèges et surfaces sédimentaires.

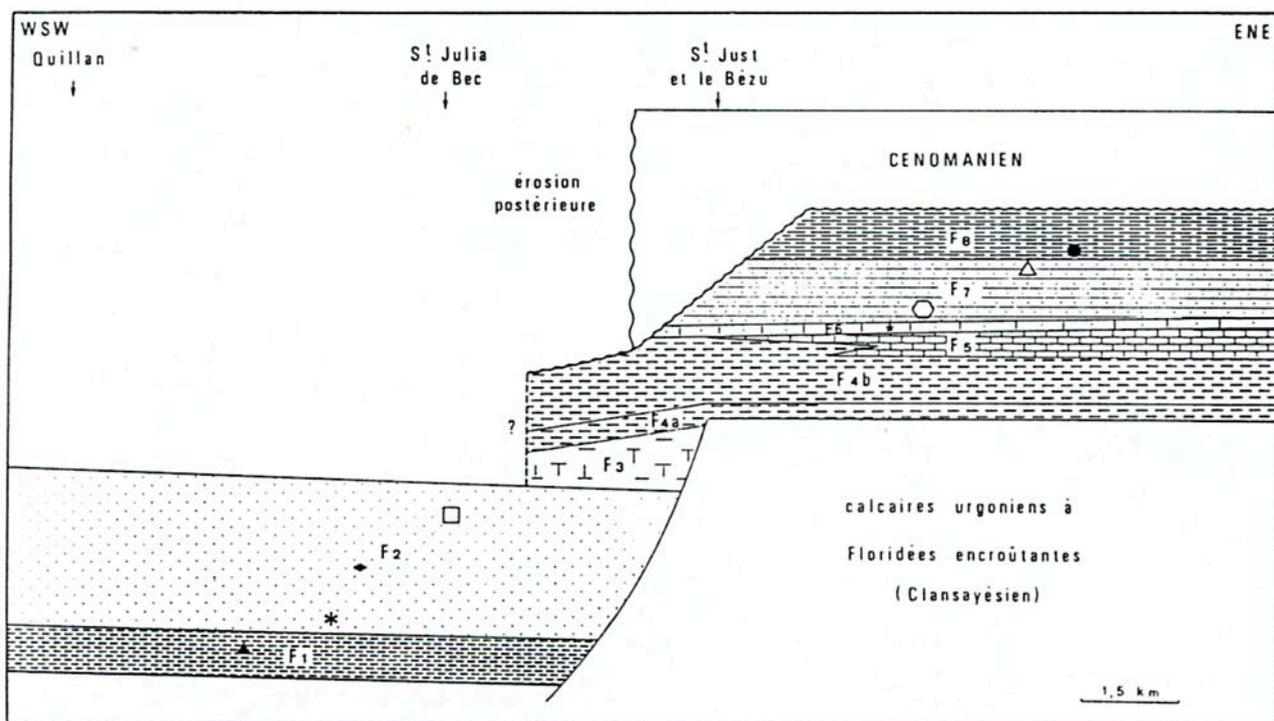


Fig. 25 - Schéma des faciès de l'Albien du Bassin de Quillan ; formation F1 à F8, relations géométriques et datations biostratigraphiques. Hauteurs sans échelle. Se reporter au tableau p.56 pour les marqueurs stratigraphiques (▲, *, ◆, □, •, ○, △, ●).

F - Formation F₂ "Grès de Laval", correspondant aux "Grès verts inférieurs" des Corbières (Peybernès, 1976). Il s'agit d'un épais (1000 m) ensemble grésopéltique et glauconieux, à taux de sédimentation très élevé, rapporté au système de dépôt deltaïque. Affleurant surtout le long de la rive droite de l'Aude, cette formation comporte des pélites et des siltites laminées, des pélites sableuses prodeltaïques et des grès glauconieux frontodeltaïques organisés en séquences négatives qui traduisent la *progradation* des dépôts vers le SW, c'est-à-dire vers le bassin. La limite supérieure D₁ de F₂ est fixée à l'apparition brusque des termes carbonatés et péltiques, à faciès de plate-forme distale, de F₃ surface marquée localement par une véritable *discordance angulaire*.

La formation F₂ livre des Ammonites de la zone à *Mammillatum* (sommet de l'Albien inférieur (Esquevin et al. in B.P., 1976).

Elle est interprétée comme le *FRISME DE HAUT NIVEAU MARIN* de la séquence C₁. Intercalée entre les cycles LZB-4.2 (Urgonien) et UZA-1.1 (séquence C₂), la séquence C₁ ne correspond à aucun des cycles eustatiques reconnus par B.U. Haq et al. (1987).

2 - Séquence de dépôt C₂ (Albien inférieur).

D'une puissance de 400 m, cette nouvelle séquence ne s'observe que dans la partie centrale et orientale du bassin et ne présente que des faciès de plate-forme distale et des cortèges sédimentaires de haut niveau marin. Elle

s'articule en 3 formations successives F_3 , F_4 et F_5 . F_3 disparaît dans la partie orientale du bassin où F_4 succède directement à l'Urgo-Aptien (fig.25). En voici le détail (fig.26 et 27).

A - Formation F_3 "Marno-calcaires et pélites du Moulin de Balance", renfermant surtout des séquences négatives métriques pélites-calcaires marneux (couronnés par des discontinuités mineures) avec, toutefois, une évolution générale positive marquée par une proportion de pélites de plus en plus importante vers le haut. Ce dernier fait indique un approfondissement du milieu et une *rétrogradation* de la plate-forme distale, d'où l'assimilation de F_3 à un *INTERVALLE TRANSGRESSIF*.

B - Formation F_4 "Pélites du Moulin du Roc". Affleurant dans l'anticlinal du Bèzu, cet ensemble à faible taux de sédimentation s'articule en 2 membres :

a) F_{4a} (10 m) : *tempestites* calcaires et niveaux de condensation (Trigonies, Turritelles). Il s'agit d'un *INTERVALLE CONDENSE* qui jalonne selon P.R. Vail et al. (1987) une surface basale de progradation, ici non visible sur le terrain. Grâce au jeu d'une faille synsédimentaire en distension (fig. 5), F_{4a} peut reposer directement sur l'Urgo-Aptien. Ces faciès, bien connus dans l'ensemble des Corbières sous le nom de "Marnes à Trigonies" (Peybernès, 1976), pourraient encore correspondre à la zone à *Mammillatum*.

b) F_{4b} (100 m) : pélites à intercalations calcaréo-gréseuses vers le sommet du membre. F_{4b} ainsi que F_5 sont considérés comme représentant le *FRLSME DE HAUT NIVEAU MARIN* car les calcaires F_5 sus-jacents s'amenuisent vers le Sud et passent latéralement aux pélites F_4 d'où *progradation* des calcaires vers le bassin dans cette direction.

C - Formation F_5 "Calcaires de la Pique de Bec". Ce sont deux puissantes barres calcaréo-gréseuses séparées par une vire pélitique. La formation se termine par un horizon bioconstruit, à Madréporaires tabulaires et Floridées, couronné par un fond durci. Les barres calcaires renferment une association de Foraminifères benthiques, d'abord circalittorale puis infralittorale, souvent résédimentée (*Simplorbitolina*, *Hensonina* etc...) ; l'évolution granulométrique y est négative. On peut corréler approximativement cette formation F_5 de PHN avec les "calcaires urgo-albiens moyens" (U_6) de l'Ariège déposés dans un environnement beaucoup plus proximal et liés aux séquences bauxitiques.

En conclusion, la séquence de dépôt C_2 pourrait correspondre au cycle eustatique VZA-1.1 de E.U. Haq et al. (1987).

3 - Séquence de dépôt C_3 (Albien inférieur à ? moyen)

Plus complète que les séquences précédentes, C_3 inclut successivement des cortèges sédimentaires de Prismes de Bordure de Plate-forme (F_6), d'Intervalle Transgressif (F_7) et de Prisme de Haut Niveau marin (F_8), se développant vers le SW. La surface basale D_2 se marque par un fond durci généralisé, corrélé avec la discontinuité eustatique à 106 MA grâce à la présence juste au-dessus de *Leymeriella* cf. *densicostata* (zone à *Tardefurcata*, s/zone à *Regularis*, Albien basal) (Calvez in Bonnemaïson et al., 1987). Cette dernière récolte, sous-réserve de confirmation de la diagnose de l'Ammonite, pourrait remettre en question la présence de la zone à *Mammillatum* dans les grès F_2 sous-jacents. Au sommet, la séquence est tronquée par une surface d'érosion située sous

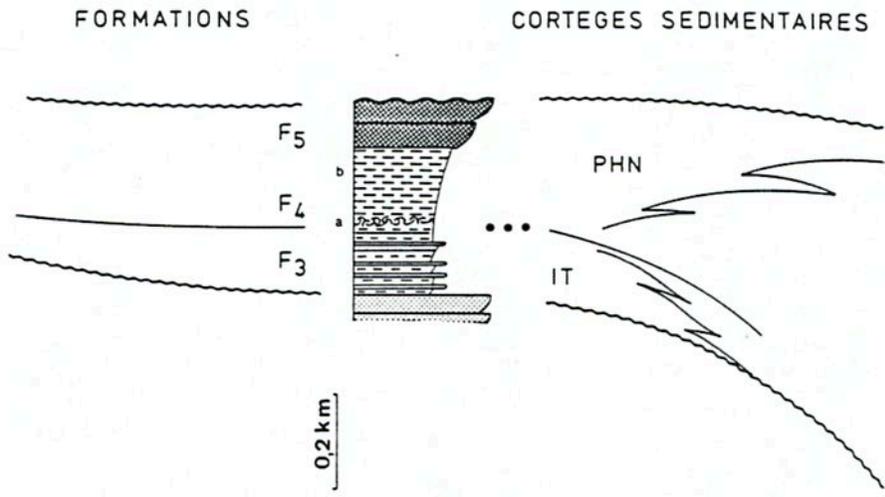


Fig. 26 - La séquence de dépôt C₂ et ses cortèges sédimentaires.

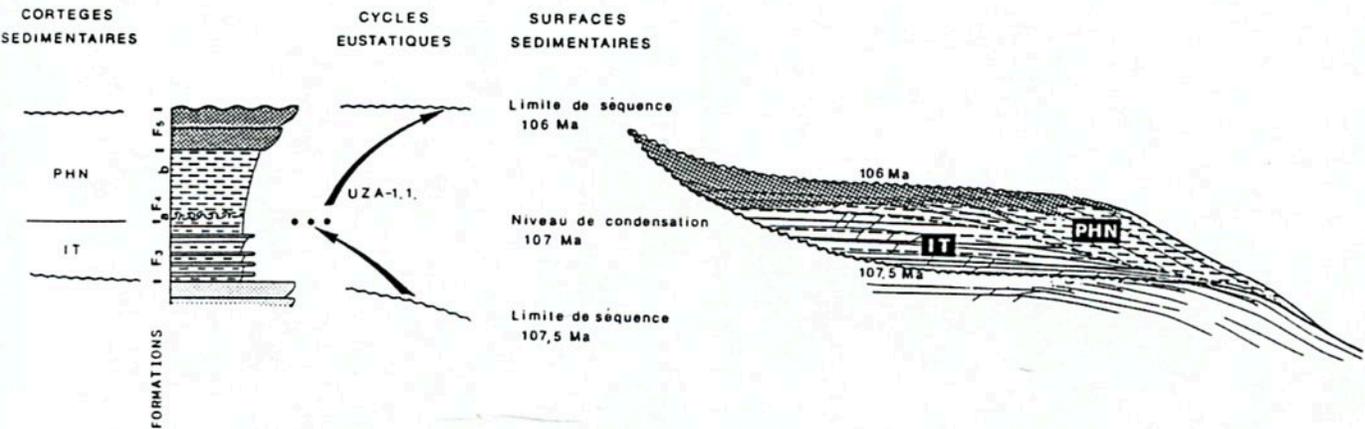


Fig. 27 - Séquence de dépôt C₂ ; cortèges et surfaces sédimentaires.

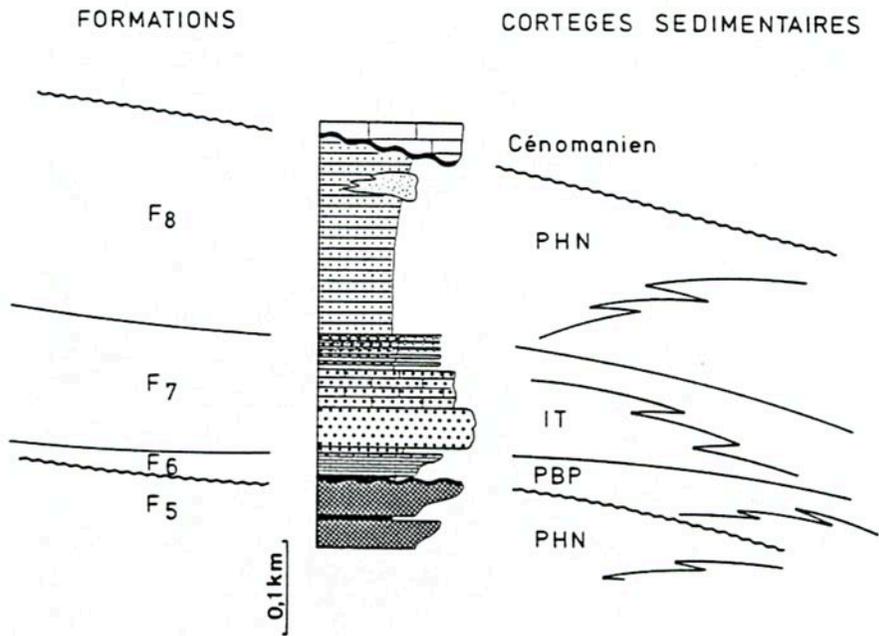


Fig. 28 - La séquence de dépôt C₃ et ses cortèges sédimentaires.

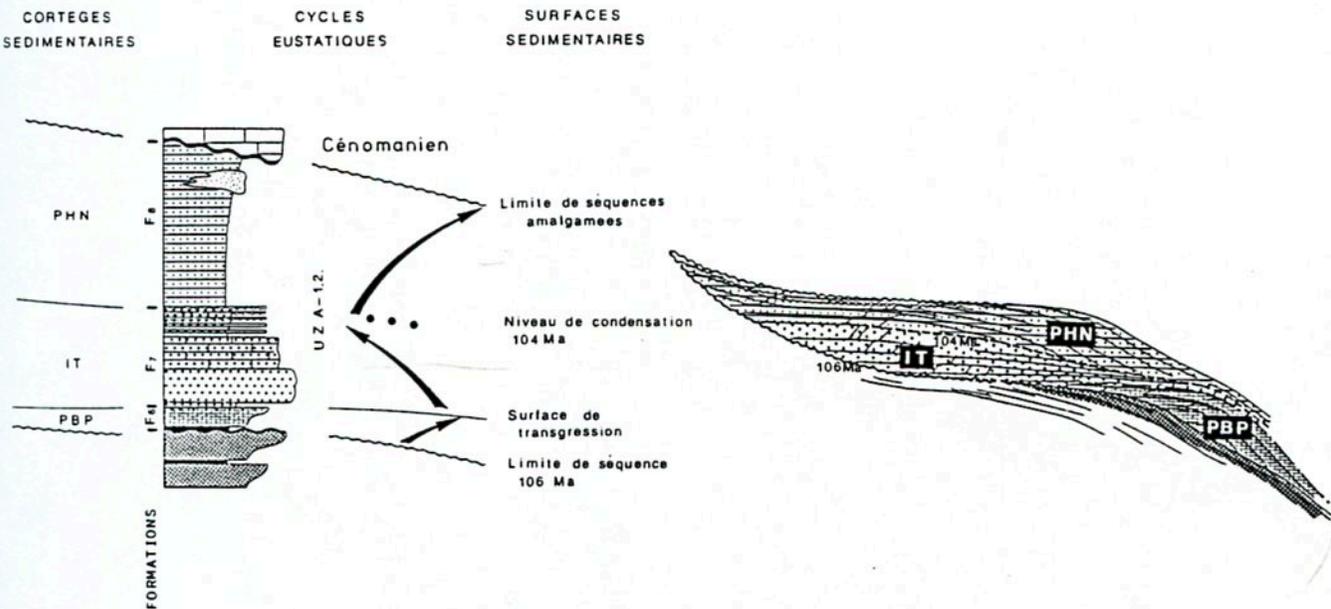
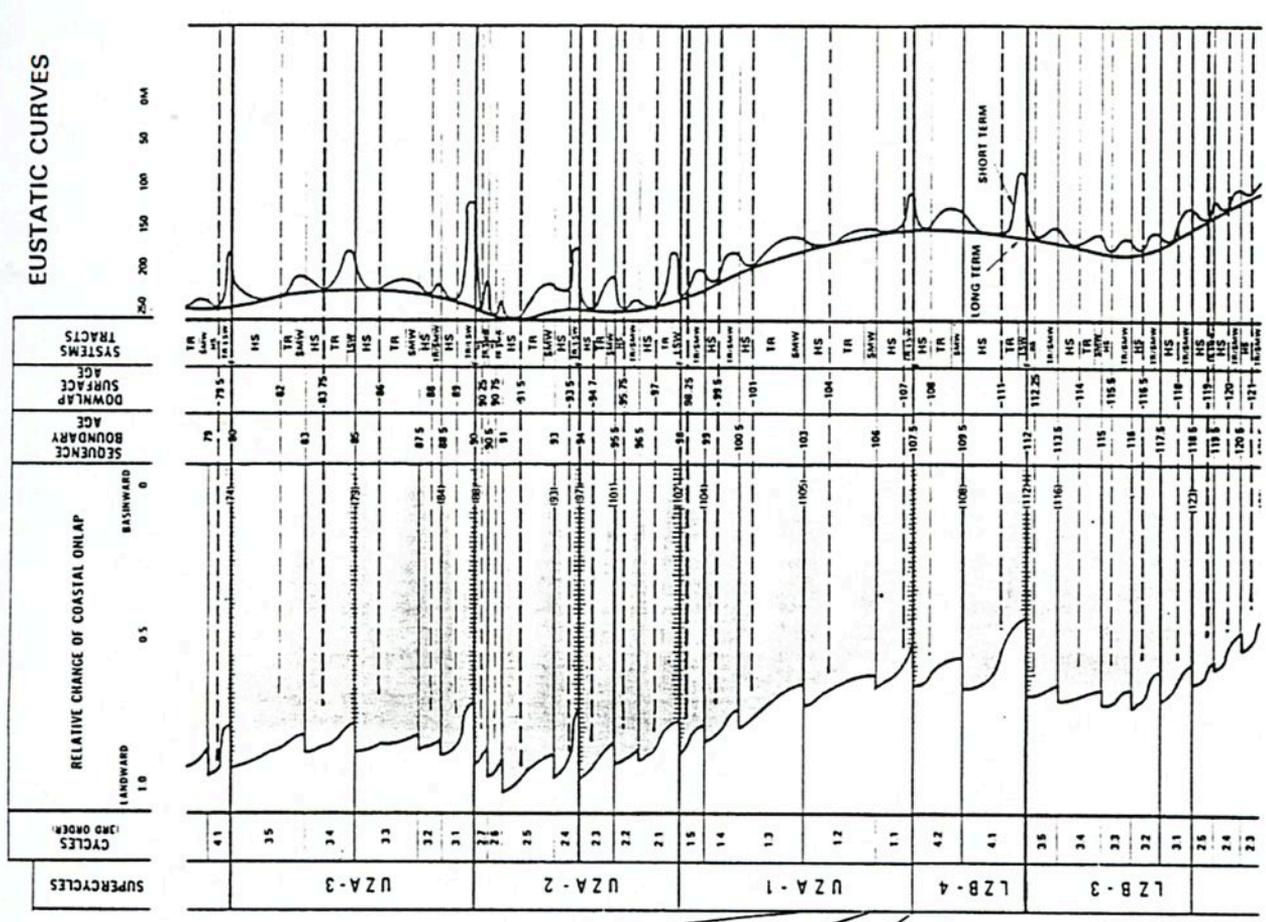


Fig. 29 - Séquence de dépôt C₃ ; cortèges et surfaces sédimentaires.

SEQUENCE CHRONOSTRATIGRAPHY



STANDARD CHRONOSTRATIGRAPHY

SYSTEM	SERIES	STAGES	EXTENT OF STAGE STRATOTYPE
CRETACEOUS	UPPER	CAMPANIAN	LOWER
		SANTONIAN	UPPER
		CONIACIAN	LOWER
		TURONIAN	UPPER
		CENOMANIAN	UPPER
	LOWER	ALBIAN	MIDDLE
		APTIAN	LOWER
		BARREMIAN	UPPER
		HAUTERIVIAN	LOWER
			UPPER

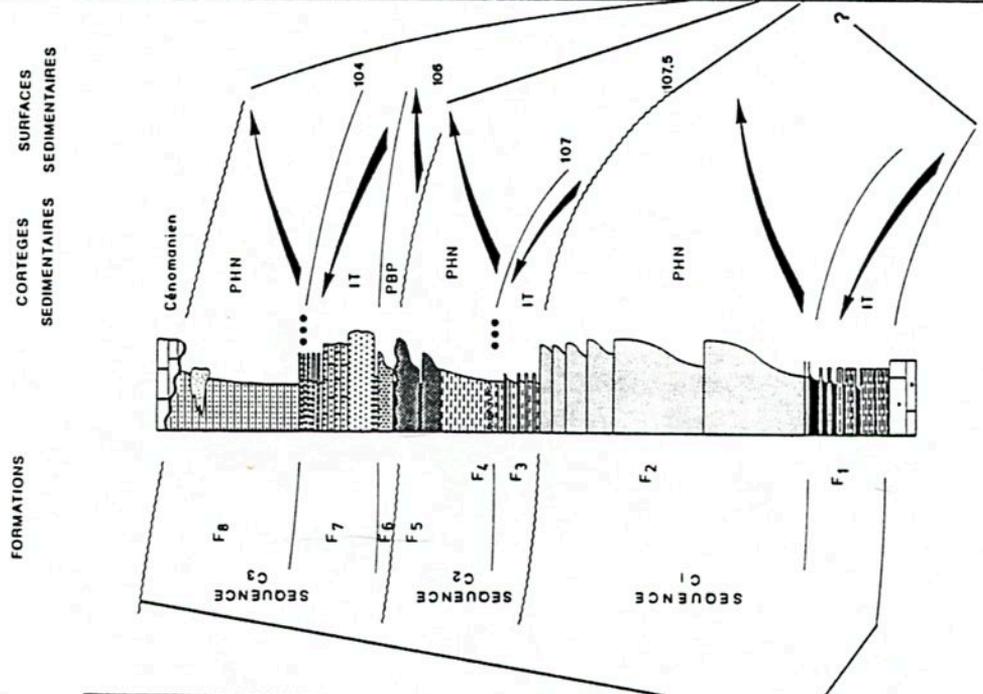


Fig. 30 - Stratigraphie séquentielle de l'Albien du Bassin de Quillan et corrélations avec les cycles eustatiques de Haq et al. (1987), R - Retrogradation ; F - Progradation.

les calcaires cénomaniens, transgressifs et discordants, du col des Escudiés. La succession des formations est la suivante (fig.28 et 29).

A - Formation F_6 "Calcaires gréseux de la Serre du Bec" (FRISME DE BORDURE DE PLATE-FORME). En surface structurale de la dalle du Bec, F_6 constitue aussi le relief qui, au S du ruisseau du Bec, domine St Julia où elle repose directement sur F_4 et disparaît sous la discordance du Cénomaniens (Bois du Lauzet). Quand F_6

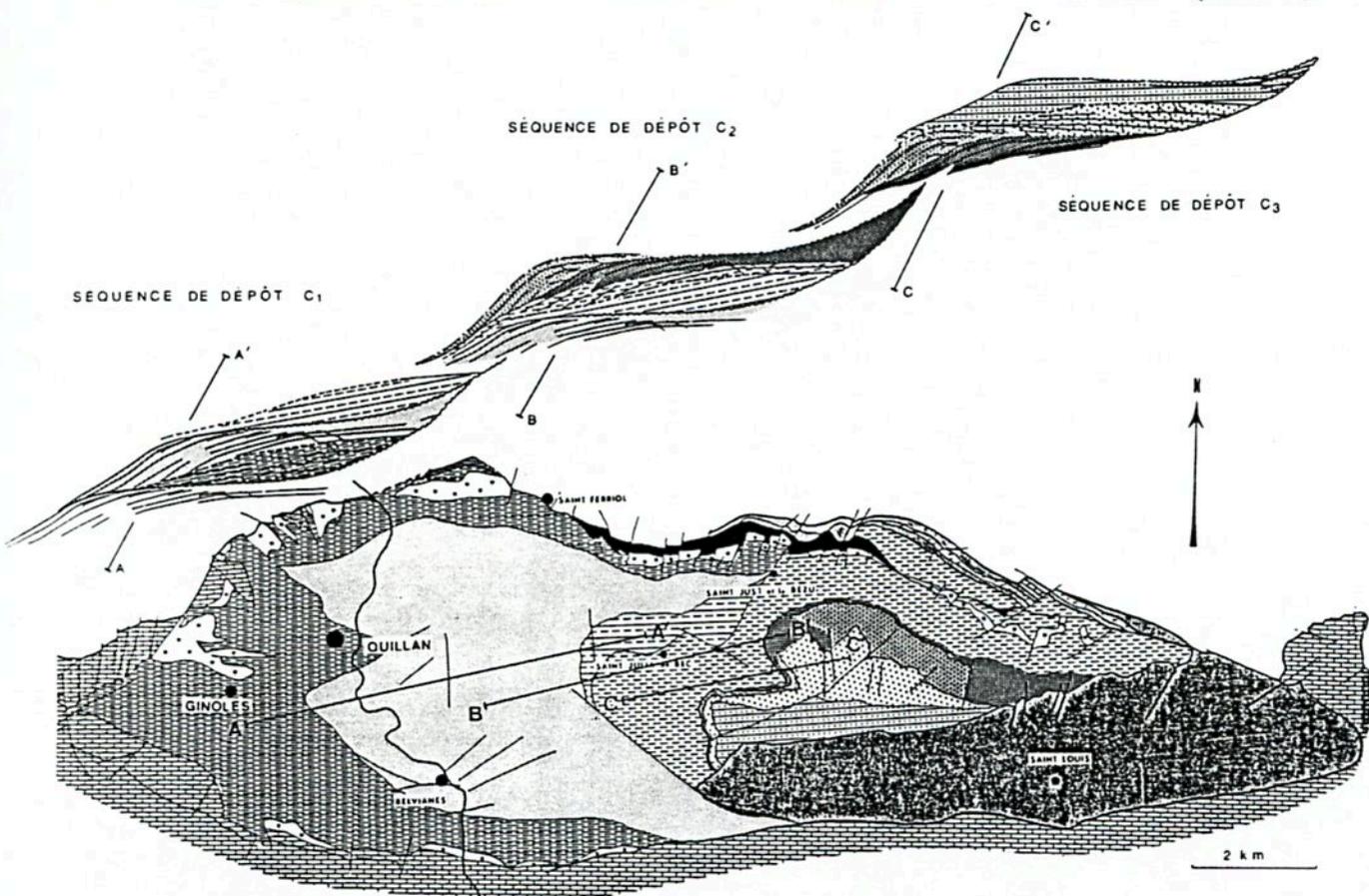


Fig. 31 - Cartographie des séquences de dépôt C_1 , C_2 et C_3 dans l'Albien du Bassin de Quillan, illustration d'une rétrogradation en direction du Nord-Est.

vient sur F_5 , un fond durci D_2 sert d'interface ; il peut être interprété comme une surface de *transgression*. La découverte d'un *Beudanticeras* sp. (Calvez in Bonnemaison et al., 1987) au sommet de F_6 pourrait indiquer (?) le passage à l'Albien moyen.

B - Formation F_7 "Grès des Tourrets" (INTERVALLE TRANSGRESSIF). Il s'agit d'une mésoséquence positive, de rétrogradation, montrant l'évolution vers une plateforme de plus en plus distale (approfondissement). Elle comporte successivement (et latéralement) des grès roux, des calcaires gréseux et des calcaires gréseux à intervalles pélitiques de plus en plus épars. Au sommet, l'intercalation d'horizons fortement perturbés suggère la possibilité d'un *INTERVALLE CONDENSE*. La limite supérieure de F_7 se marque par l'apparition brusque des pélites homogènes de F_8 .

C - Formation F_5 "Pélites de la Coume de Bec" (PRISME DE HAUT NIVEAU MARIN), épais de 200 m et incluant uniquement des faciès de plate-forme distale. Aucun argument décisif ne permet d'attribuer cette formation à une partie précise de l'Albien ; l'Albien supérieur semble toutefois exclu, étant représenté latéralement (Lame de Camps-Peyrepertuse in Peybernès, 1976) sous le faciès du Flysch noir à olistolithes.

La séquence de dépôt C_3 peut être parallélisée avec le cycle eustatique UZA-1.2 (fig.30). Elle clôt un remplissage albien qui ne présente que des faciès de plate-forme ouverte vers le SW vers ce qui reste du "Bassin Axial" aptien. Durant la période considérée, du Clansayésien moyen à l'Albien moyen, la succession des 3 séquences de dépôt C_1 , C_2 et C_3 révèle un approfondissement progressif du bassin de sédimentation et une retrogradation de ses marges vers le Nord, c'est-à-dire vers le "pays des bauxites" nord- et sous-pyrénéen (fig.31).

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DES ARRETS

Etude de la partie orientale du bassin de Quillan

Itinéraire : Quillan → Laval → St Julia-de-Bec → St Just-Le-Bézu-St Just → Col des Escudiés → St Louis et Parahou → Laval → Quillan.

ARRET 3 Carrières Jourdan près de Laval (D109). Formation F_2 , "Grès de Laval". Présentation générale du bassin de Quillan et observation de grès glauconieux fronto-deltaïques, à stratifications parallèles (rares petites obliques courbes) et rares lamellibranches (Pectinidés, Trigonies).

ARRET 4 Route D609 entre St Julia-de-Bec et le Moulin du Roc. Panorama vers le NE sur la séquence de dépôt C_2 , entière, avec les formations F_3 ("Marno-calcaires et pélites du Moulin de Balance", IT), F_4 ("Pélites du Moulin du Roc", PHN) et F_5 ("Calcaires de la Pique de Bec", PH?). Vers le SSW, passage des calcaires F_5 aux pélites F_4 (biseaux de progradation) et persistance sur les flancs du sommet de Mazuby des seuls calcaires F_5 venant sur F_4 .

ARRET 5 Route D46 entre St Just et le Bézu, talus de la route dans un grand virage avant Cayrol. Tempestites calcaires (IC) à la base de la formation F_4 ("Pélites du Moulin du Roc", PH?) ; banc décimétriques avec successivement (fig.32) :

- une base érosive ;
- un intervalle inférieur bioclastique (débris de coquilles, lithoclastes) gradé ;
- un intervalle moyen à laminations planes ;
- un intervalle supérieur très fin, sans laminations apparentes.

ARRET 6 Ruines de La Jacotte, 1 km à l'E du Bézu. Marche à pieds depuis le Bézu jusqu'aux bad-lands affleurant au S de l'embranchement de la cote 669. Observation de niveaux d'accumulation de Trigonies (IC) à la base de la formation F_4 (PHN). L'itinéraire permet

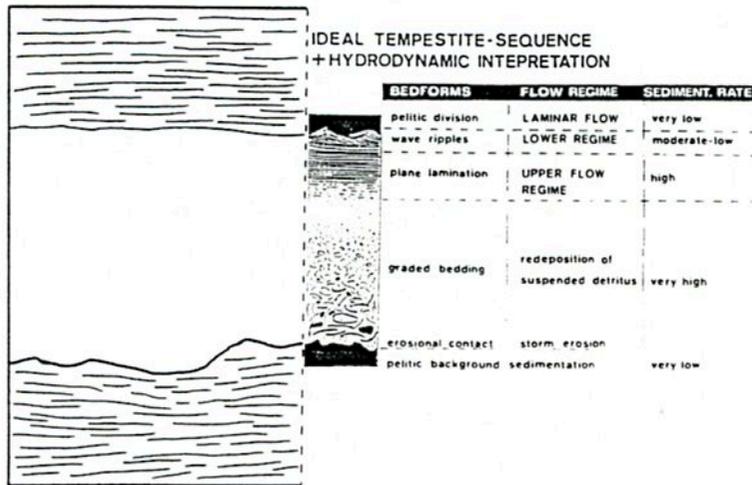


Fig. 32 - Formation F₄ des Pélites du Moulin du Roc à faciès de plate-forme distale ; Membre inférieur F_{4a}. Séquence de tempestite calcaire et comparaison au modèle d'Aigner (1982). Localisation : NE Saint-Just et le Bézu ; X : 440, Y : 4747.

également de recouper l'Urgo-Aptien et le Trias de l'Anticlinal du Bézu et de voir au loin le chevauchement du Pic de Bugarach.

ARRET 7 Col des Escudiés (D46). Panorama sur la séquence de dépôt C₃ avec les formations F₈ ("Calcaires gréseux de la serre du Bec", FBP ; F₇ "Grès des Tourrets", IT et F₆ "Pélites de la Coume de Bec", PHN), le Cénomaniens discordant et la partie orientale du bassin que Quillan.

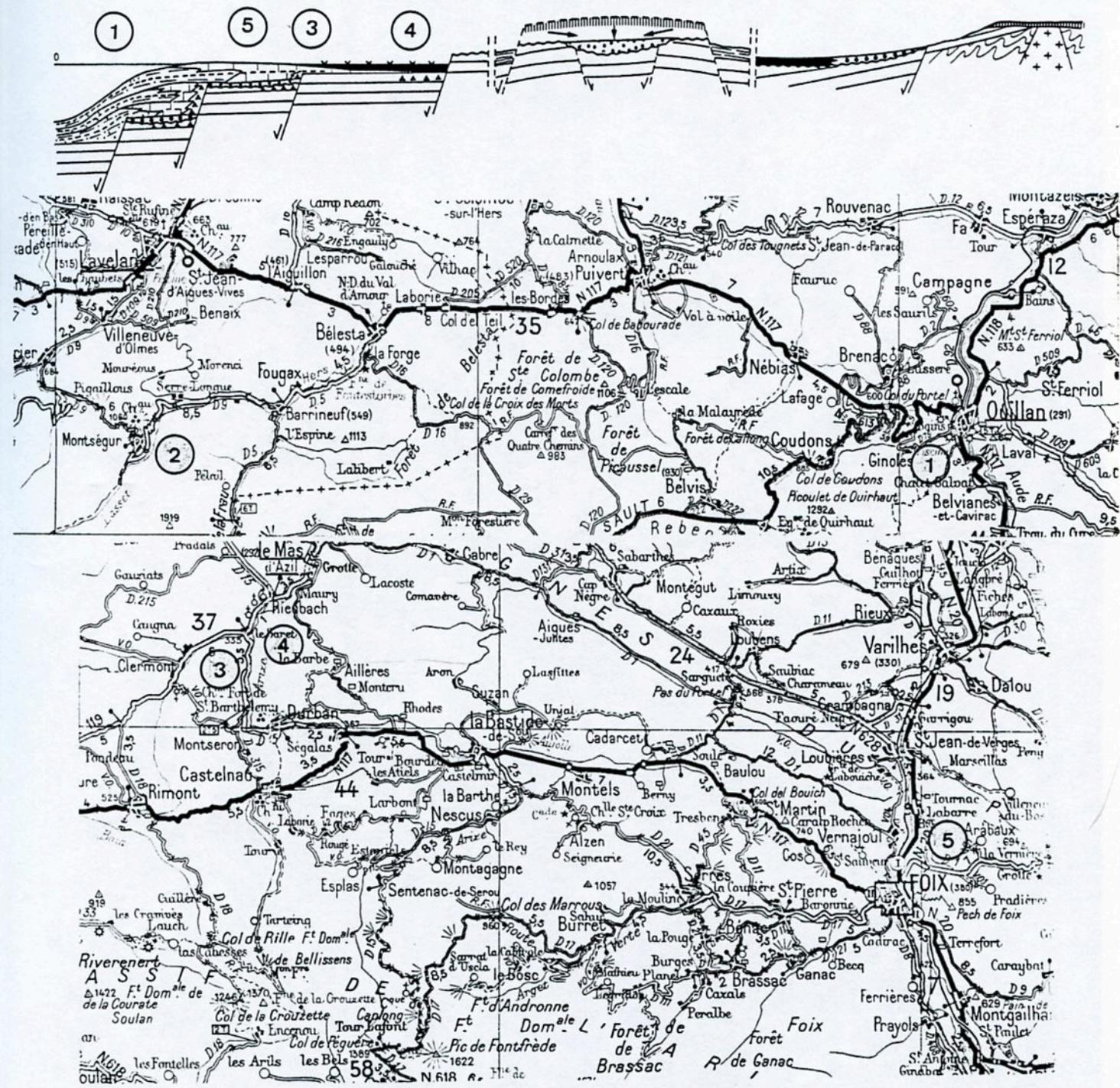
ARRET 8 (facultatif) Route D109 au-dessus de la Grange Raynaud, entre St Louis et Laval. Panorama sur la séquence de dépôt C₃ formant le sommet de Mazuby (calcaires F₆, grès F₇ et pélites F₈) ; belle discordance angulaire des calcaires cénomaniens du Bois du Lauzet.

FORMATIONS	EPAIS. MAX.	MARQUEURS STRATIGRAPHIQUES	AGES	ZONES A AMMONITES	LITHOLOGIE	ENVIRONNEMENT
F ₈	200	● Nannofossiles (cf. liste)	ALBIEN INFÉRIEUR	?	Pélites	Plate-forme distale
F ₇	150	△ Beudanticeras sp.			Calcaires gréseux	Plate-forme distale
F ₆	20	* Leymeriella cf. densicostata			Calcaires gréseux	P.-f. distale
F ₅	80	○ Beudanticeras cf. newtoni			Calcaires gréseux	P.-f. distale
F ₄	200				Pélites	Plate-forme distale
F ₃	120				Marno-calc. et Pélites	P.-f. distale
F ₂	1000	□ Hypocenthoplites mille-tienus, Douvilleiceras cf. æquinodum ◆ Douvilleiceras sp.	APTIEN	ZONE à TARDEFURCATA	Grès Pélites à Siltites laminées	Deltaïque
F ₁	300	* Hypocenthoplites corrugatus ou shepherdii ▲ Hypocenth. rubricosus Hypocenthoplites elegans Terebratula depressa			ZONE à JACOBI	Pélites Marno-calcaires

DEUXIEME JOUR

De Quillan à Foix : du bassin axial pyrénéen aux gradins de la marge européenne.

- 1 - Le bassin de Quillan (fin).
- 2 - Les grands traits structuraux de la zone nord-pyrénéenne.
- 3 - Le gisement de la Combe de Lé.
- 4 - Le secteur de Canals.
- 5 - La série carbonatée urgo-albienne de Laborie (Pech de Foix).

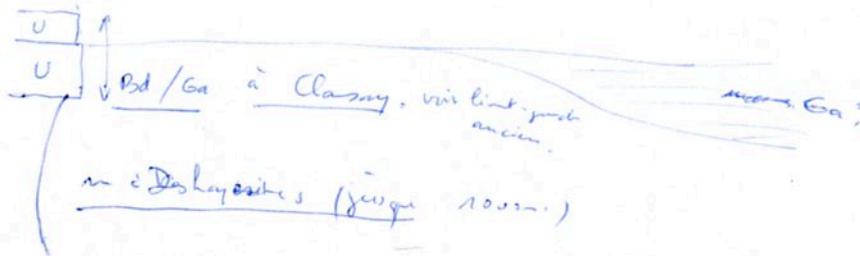


L'ALBIEN DU "BASSIN" DE QUILLAN (suite)

ETUDE DE LA PARTIE OCCIDENTALE, ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DES ARRETS.

Itinéraire : Quillan → La Jonquière → Col du Portel (D 117) → D 59 → D 117.

- ARRET 1 Chemin de la Deveze (réservoir d'eau de Quillan). Base de la formation F_2 ("grès de Laval", PHN), faciès prodeltaïques-deltaïques avec des alternances de pélites noires et de silts à lamines parallèles. En dessous, s'observent quelques nodules pouvant correspondre à un éventuel Intervalle de Condensation situé entre l'IT sous-jacent (F_1) et le PHN (F_2).
- ARRET 2 Quartier de la Jonquière. Membre F_{1b} de la formation F_1 "Marno-calcaires et pélites de Ginoules" (IT). Séquences métriques négatives pélites + calcarénites bioclastiques couronnées par des fonds durcis visibles latéralement.
- ARRET 3 Col du Portel-D 59. Panorama sur l'ensemble du Bassin de Quillan et sur le chevauchement du Pays de Sault.



GRANDS TRAITES STRUCTURAUX DE LA ZONE NORD-PYRENEENNE

ENTRE L'AUDE ET LA GARONNE

(P. Souquet et B. Peybernès)

Depuis 1972, nous considérons les massifs primaires nord-pyrénéens comme coupés de leurs racines, étirés en coin en profondeur et chevauchants, avec leur propre couverture, sur les terrains mésozoïques environnants. Ce dispositif structural avait été observé, à l'origine, dans le petit massif du Plantach (Peybernès et Souquet, 1972), avant d'être invoqué par déduction pour les grands massifs de l'Arize, des Trois-Seigneurs, du Saint-Barthélémy et de Castillon (Souquet et al., 1977). Il était décrit en termes de "massifs déracinés" et d'"écailles-nappes de serrage". Par la suite nous avons été amenés à conclure au charriage de l'ensemble de la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) sur la zone Sous-Pyrénéenne (ZSP), elle-même déplacée sur la Plate-forme d'Aquitaine (Peybernès et Souquet, 1984). Les surfaces de chevauchement, d'allure sigmoïde et jalonnées de Keuper, étaient reconnues dans le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP) et le Chevauchement Frontal Sous-Pyrénéen (CFSP) et prolongées très loin vers le Sud jusqu'à la "Faille Nord-Pyrénéenne" (FNP), à la limite de la Haute Chaîne Primaire. Cette interprétation allochtoniste qui s'opposa longtemps aux conceptions "verticalistes" alors en vigueur (Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976) s'accordait avec les profils sismiques réalisés aux deux extrémités du massif de l'Arize (Dubois et al., 1982). Des interprétations analogues ont, depuis, été présentées dans le cadre de modèles structuraux divers, actuellement en cours de discussion (Williams et Fischer, 1984 ; Deramond et al., 1985 ; Séguret et Daignères, 1986 ; de Saint Blanquat et al., 1986). De nouvelles recherches réalisées dans le cadre du *Programme de Géologie Profonde de la France* et les données de sismique profonde du profil E.C.O.R.S. (Peybernès et al., 1984 ; Souquet et Peybernès, 1987 ; Choukroune et al., 1988) amènent à compléter notre modèle de zone de chevauchement du versant nord des Pyrénées par la description d'une série de coupes tectoniques au niveau des massifs de l'Arize, des Trois-Seigneurs et du Saint-Barthélémy (fig.33 et 34).

INTERPRETATION DU SECTEUR ARIZE - TROIS-SEIGNEURS,

1 - *Extrémité occidentale du massif de l'Arize (coupes 1 et 2).*

a - Sur son bord nord, le massif de l'Arize est en contact anormal avec sa couverture décollée qui comporte des termes à faciès de plate-forme dominants, allant du Trias à l'Albien et incluant des bauxites, et un flysch d'âge Albien supérieur (Flysch noir). La série anté-flysch, réduite (série B), s'organise en lanières sigmoïdes NW-SE qui correspondent à autant d'unités isopiques de même direction, nées sur les gradins jurassiques et éocènes de la marge européenne (Peybernès et al., 1984 ; Combes et Peybernès, 1989). Ces unités sont séparées par des décrochements NW-SE qui se prolongent dans le socle de l'Arize (Soula et al., 1985). Mais, en direction de l'Est, elles sont recoupées obliquement puis chevauchées (fig.33 et 34, coupe 3) par le massif qui prend progressivement une position extrusive en accord avec sa terminaison orientale "flottante".

En position plus septentrionale, le Flysch Noir albien (série 1) présente une structure synclinale et s'appuie sur des petits copeaux de socle

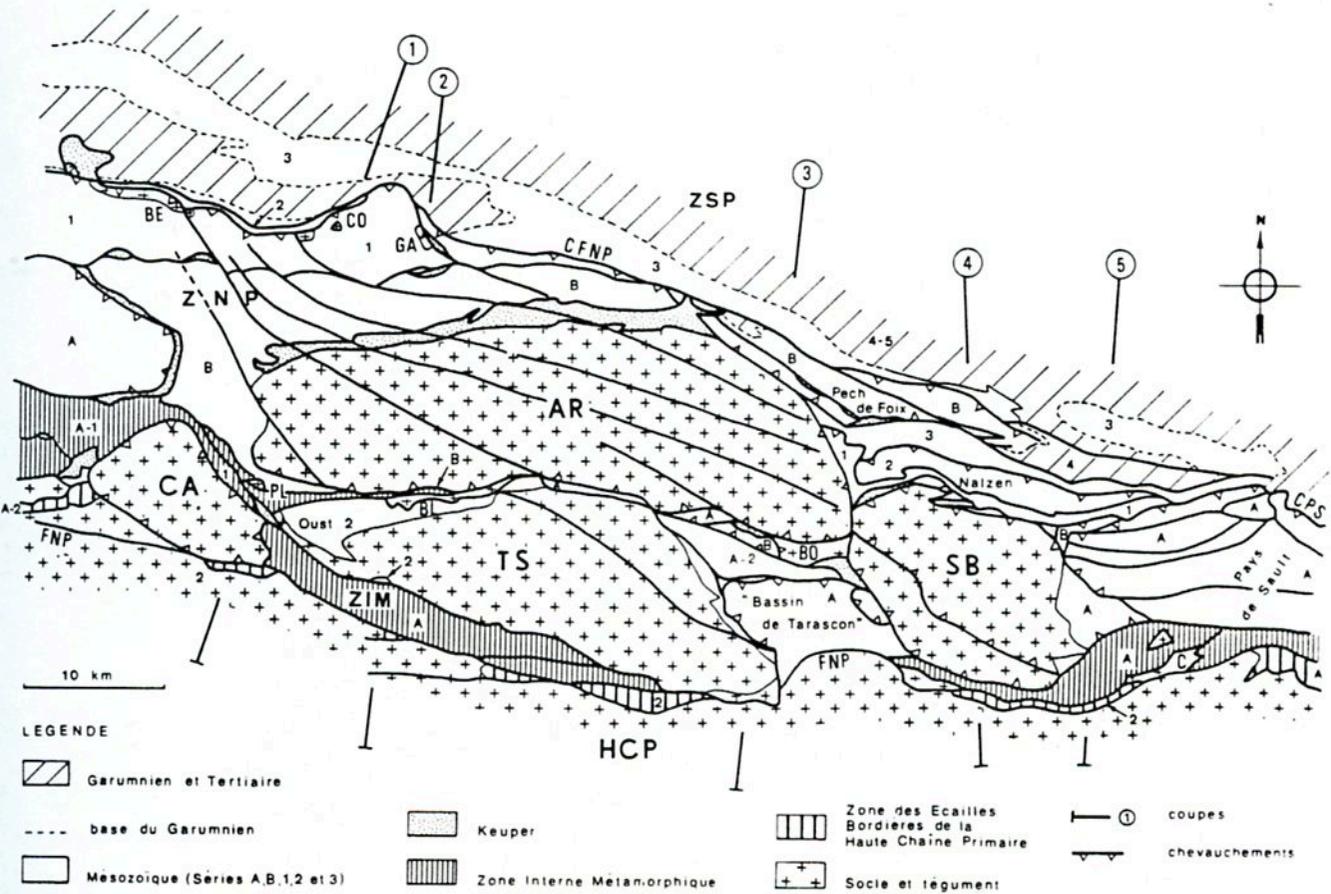


Fig. 33 - Carte géologique schématique indiquant la situation des massifs primaires nord-pyrénéens dans la zone de chevauchement du versant nord des Pyrénées Centrales. Massifs : CA, Castillon ; TS, Trois-Seigneurs ; PL, Plantach ; BL, Biech-Lirbat ; BE, Betchat-Bagert ; CO, Contrazy ; GA, Gausseran ; AR, Arize ; BO, Bompas ; SB, Saint-Barthélémy ; C, Camurac. Eléments structuraux : HCP, Haute Chaîne Primaire ; FNP, Faille Nord-Pyrénéenne ; CFNP, Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen ; CPS, Chevauchement du Pays de Sault ; ZSP, Zone Sous-Pyrénéenne ; CFSP, Chevauchement Frontal Sous-Pyrénéen. Types de séries sédimentaires : A, série à premiers terrigènes bédouliens ; B, série à premiers terrigènes gargaso-albiens ; 1, série à Flysch Noir (Albien supérieur) ; 2, série à Flysch à Fucoïdes (Sénonien inférieur) ; 3, série à terrigènes du Sénonien supérieur ; 4, Paléogène et Nummulitique ; 5, Poudingues de Palassou et Molasses ultérieures.

(Betchat - Bagert, Gausseran) déracinés et transportés le long du CFNP dans son segment Salies - Camarade. De minces écailles comportant un flysch sénonien inférieur (série 2, à Flysch à Fucoïdes) sont également pincées sur le tracé de cet accident, chevauchant ainsi le Sénonien supérieur (série 3, à Marnes de Flagne), le Paléocène et l'Eocène de la ZSP. Le matériel de ces écailles témoigne de l'existence d'un bassin turbiditique (Souquet et Pons, 1985) dont la signification est importante. On y reconnaît, notamment dans l'écaille de La Jeanne (Souquet et Peybernès, 1972), les restes de la partie axiale de ce bassin (paléocourants longitudinaux vers l'Ouest) dont la marge sud est représentée à l'affleurement au S de l'Arize : Oust - Massat et Ercé, sur le massif des Trois-Seigneurs (onlap turbiditique sur une surface d'érosion atteignant le socle et paléocourants vers le NE) ; Esbints, sur la Haute Chaîne Primaire (bas de talus). Quant à la marge nord, elle est inconnue et probablement située, sous le CFNP, dans la ZSP. Ce bassin turbiditique du Sénonien inférieur peut donc être "caché" dans la série chevauchée ou expulsé et érodé au front de la série chevauchante. Quelle que soit la solution, son étirement implique un raccourcissement au niveau du CFNP suffisant pour induire le déplacement vers le Nord de la ZNP, massifs primaires compris, sur la ZSP.

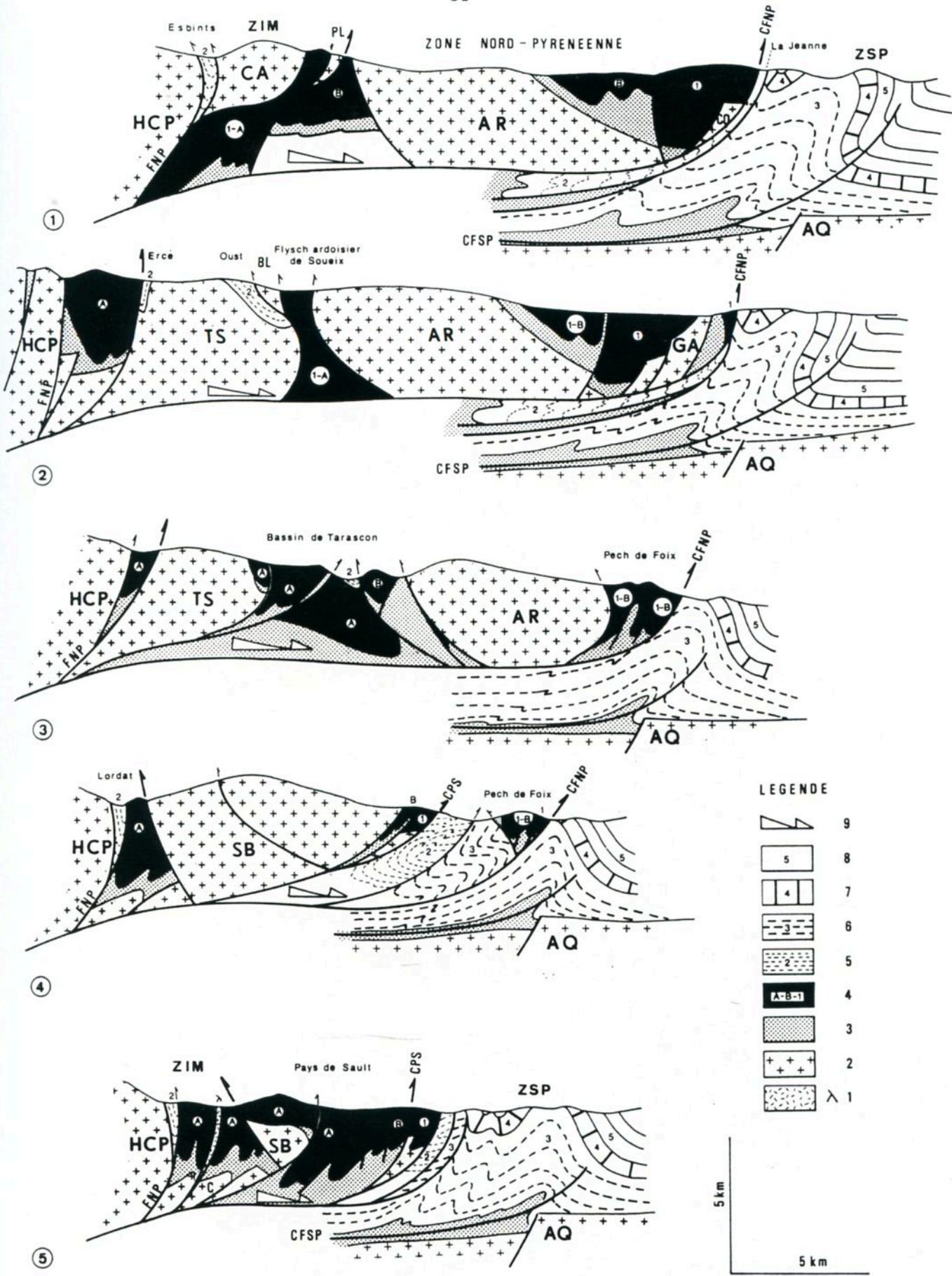


Fig. 34 - Coupes détaillées à travers la zone de chevauchement du versant nord des Pyrénées Centrales, 1 ; Lherzolites ; 2 ; Socle ; 3 ; Keuper ; 4 ; Séries à Crétacé inférieur de type A, B et 1 ; 5 ; Série néocrétacée de type 2 ; 6 ; Série néocrétacée de type 3 ; 7 ; Paléocène et Nummulitique (type 4) ; 8 ; Poudingues de Palassou et Molasses ultérieures (type 5) ; 9 ; Déplacements selon la surface de charriage principale. Voir localisation des coupes, types de séries sédimentaires et compléments de légende sur fig. 1.

b - Sur son bord sud, le massif de l'Arize est limité par une surface de décrochement sénestre inverse, plongeant au Nord, le long de laquelle il affronte soit des copeaux de sa couverture anté-flysch (série B, réduite), soit le Flysch Noir (Flysch Ardoisier) de Soueix (série 1). Le massif des Trois-Seigneurs lui-même et sa couverture néocrétacée sont chevauchés par l'échelle à matériel silurien de Biech - Lirbat, elle aussi à vergence sud. Dans les deux cas, il pourrait s'agir de chevauchements antithétiques par rapport à la surface de charriage basale, mais nous n'écartons pas l'hypothèse de chevauchements antérieurs, recoupés par cette dernière. Plus au Sud encore (coupe 1), la Zone Interne Métamorphique (ZIM), née sur la frontière des plaques à l'Albien supérieur (Souquet et al., 1977), renferme un massif ancien granulitique issu de la croûte profonde (Castillon) déraciné et chevauchant périphériquement sa "couverture" mésozoïque métamorphique. Il est donc logique de concevoir, avec Williams et Fischer (1984), que la ZIM et la FNP, qui la limite au Sud, soient recoupées et déplacées vers le Nord par le CFNP d'âge néocrétacé et cénozoïque. Cette interprétation est maintenant confirmée par le profil ECORS (fig.35 et 36). La FNP qui est une faille maîtresse de la zone transformante pyrénéenne au Crétacé moyen devient ainsi un élément structural superficiel et de moindre importance dans la zone de collision pyrénéenne (convergence oblique) à la fin du Crétacé et au Tertiaire.

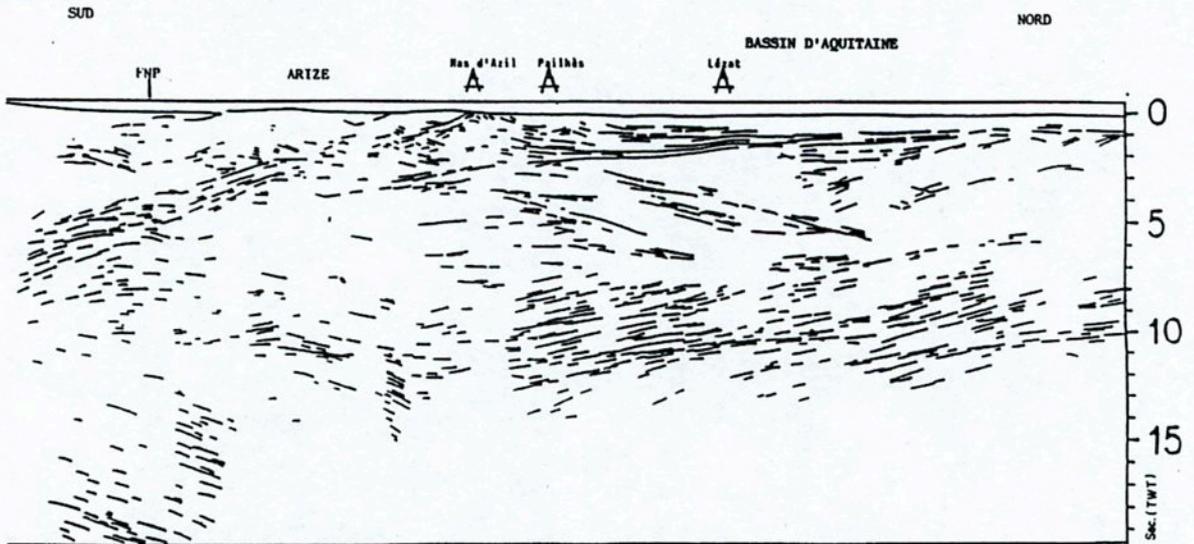


Fig. 35 - Profil ECORS du versant nord des Pyrénées (non habillé) d'après P. Choukroune et al., ECORS Pyrénées team, 1988) ; FNP ; faille nord-pyrénéenne,

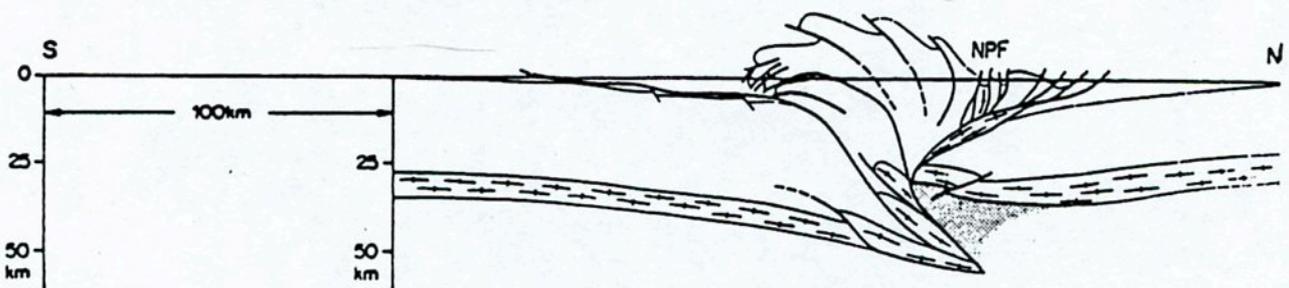


Fig. 36 - Coupe interprétative des Pyrénées réalisée à partir des données du profil ECORS (F. Roure et al., inédit) (NPF ; faille nord-pyrénéenne ; les croix correspondent à la croûte profonde litée),

2 - Extrémité orientale du massif de l'Arize (coupe 3).

A son extrémité orientale, l'Arize présente une terminaison périphérique que nous estimons flottante le long du Chevauchement de Croquié (Peybernès et al., 1984 ; Souquet et Pons, 1985). Sur sa bordure nord, le massif vient en contact anormal (rétrocharriage local à vergence sud) avec les lanières isopiques les plus septentrionales de la marge européenne éocrétacée (Combes et Peybernès, 1989) : Pech Saint-Sauveur (série B réduite à bauxites entre Jurassique et Gargasien). L'ensemble chevauche la ZSP, ici en l'absence de toute écaille frontale de flysch sénonien inférieur. A l'Est, le massif de l'Arize chevauche les écailles à matériel méso- et néocrétacé de Nalzen. Au Sud, il vient sur le Keuper de Bédeilhac (Peybernès et Souquet, 1974). Entre Arize et Trois-Seigneurs, le "bassin" de Tarascon comporte des unités mésozoïques type A hétéropiques à marnes aptiennes, séparées par des chevauchements décrochants à vergence sud (coin extrusif du Roc de Sédour à série réduite type B) ou nord (front de l'unité d'Ussat). Ceux-ci confèrent au "bassin" une allure générale triangulaire sous des chevauchements convergents (fig.33 et 34, coupe 3). Cette disposition s'accorde avec le caractère flottant et le transport de l'ensemble Arize - Tarascon - Trois-Seigneurs sur une surface de charriage qui émerge dans le segment Salies - Camarade du CFNP, au N des chaînons frontaux Pech Saint-Sauveur - Pech de Foix (fig.34 et 35).

INTERPRETATION DU SECTEUR SAINT-BARTHELEMY - PAYS DE SAULT,

Le massif du Saint-Barthélémy s'ennoie à l'Est sous sa couverture mésozoïque de la Frau (série A à terrigènes aptiens) et se relève à l'Ouest sur le "bassin" de Tarascon où il se termine par un chevauchement périphérique. Sur sa bordure nord, le massif chevauche des lambeaux de série mésozoïque anté-albienne (Montségur, Freychenet) et les écailles à flyschs méso- et néocrétaqués de Nalzen. Il y oblitère quasi complètement un bassin turbiditique sénonien inférieur couvert à l'Ouest (Souquet et Pons, 1985). La marge nord de celui-ci est enfouie sous l'une ou l'autre des deux surfaces de chevauchement qui émergent au Nord : l'une au front des écailles à flyschs elles-mêmes ; l'autre, plus externe et plus profonde, au N de l'anticlinorium à coeur jurassico-crétacé (série B, à bauxites) du Pech de Foix. Limité par deux chevauchements divergents et expulsé vers le haut, cet anticlinorium à double déversement dont nous avons déjà évoqué l'allochtonie (Bilotte et al., 1974) constitue une "zone triangulaire" qui marque l'"émergence" de la surface basale du CFNP au Nord et un rétrocharriage sur le Néocrétacé de Nalzen au Sud. Le bord sud du Saint-Barthélémy correspond aussi à un rétrochevauchement antithétique sur le "bassin" de Tarascon et sur la ZIM. Des structures comparables se retrouveraient à l'intérieur même du bloc hercynien où des zones de mylonites d'âge crétacé viennent d'être interprétées comme des surfaces de chevauchements alpins à vergence sud (de Saint-Blanquat et al., 1986). A l'Est de la zone d'ennoyage du massif, la série mésozoïque (type A) déjà affectée par le métamorphisme pyrénéen (Bonnemaison et al., 1987) des "Ecailles du Pays de Sault" est décollée sur le Trias et également en position allochtone (fig.34, coupe 5) au-dessus du "Chevauchement du Pays de Sault" (CPS). La série éocrétacée de plus en plus réduite vers le Nord mais dépourvue de bauxites y apparaît dans des écailles imbriquées, à structure synclinale, nées sur les gradins de la paléomarge européenne. Plus à l'Est, l'amplitude du raccourcissement s'accroît et, à l'Escaze, au S de Puivert, les unités paléogéographiques mésozoïques les plus méridionales viennent chevaucher directement la ZSP. Les

Serrelongue" (flysch noir albien) et les écaillés sous-pyrénéennes à matériel néocrétacé du "Bassin de Nalzen" ; elle est elle-même chevauchée par le massif primaire nord-pyrénéen de Saint-Barthélémy (feuille de Lavelanet à 1/50 000^m). La coupe du rocher (pog) de Montségur montre les "calcaires à *Iraqia*" (épisode U_{3c} in E. Peybernès, 1976) du passage Bédoulien - Gargasien reposant, directement, sur les dolomies noires kimméridgiennes. De faciès parfois dessalés (niveaux à Charophytes) ces calcaires correspondent à des dépôts de lagon marquant le sommet du PHN. Ils renferment *Iraqia simplex*, *Palorbitolina lenticularis* et *Choffatella decipiens*. Dans la couverture NW du massif de l'Arize comme à St Paul de Fenouillet, plus à l'W., ces mêmes "calcaires à *Iraqia*" fossilisent plusieurs poches de bauxite non-conservées à Montségur (faille ?). La série urgonienne atteint le Gargasien inférieur sur le flanc nord du rocher où ont été reconnus des témoins de "Calcaires à *Mesorbitolina parva*" (U_{4a} in E.P., 1976).

LE GISEMENT DE LA COMBE DE LE : UNE SERIE OSCILLANTE REDUITE SUR UN GRADIN INTERMEDIAIRE

Avec le gisement de la Combe de Lé nous quittons les bordures du bassin axial pyrénéen pour les gradins de la marge passive européenne qui, dans le paysage sédimentaire, occupent une position très favorable à la bauxitogénèse. En effet, plusieurs facteurs y sont réunis :

- la position aval dans le paysage est susceptible de favoriser des apports terrigènes de l'arrière-pays où existent déjà des altérites plus ou moins bauxitiques et des faciès alumineux ;

- l'instabilité de la marge, due au fonctionnement des failles synsédimentaires limitant les gradins, peut entretenir l'érosion en amont ;

- les environnements de dépôt littoraux et de plate-forme interne constituent un piège pour les sédiments ;

- les fluctuations du niveau marin, liées principalement aux oscillations eustatiques et aux interférences possibles avec les mouvements tectoniques le long de la marge, permettent la mise en place de la séquence bauxitique de type Ariège (cf. fig.9) ;

- la position à un niveau bas favorise l'incorporation et la protection des bauxites dans les séries sédimentaires carbonatées récifales (urgonien) et argilo-ligniteuses.

LE CADRE GEOLOGIQUE

Le gisement nord-pyrénéen de la Combe de Lé se situe dans la sous-zone ariégeoise des Pyrénées Navarro-Languedociennes (Peybernès, 1976) au sein de la couverture post-hercynienne du massif de l'Arize ou "Unité-Arize" (voir aussi feuille du Mas-d'Azil à 1/50 000). Légèrement décollée au niveau du Keuper aux abords de la vallée de l'Arize, cette unité chevauche vers le Nord l'unité sub-ariégeoise de Betchat-Gausseran (gradins paléogéographiques de Clermont, Gauziats et Camarade, cf. infra) (fig.38).

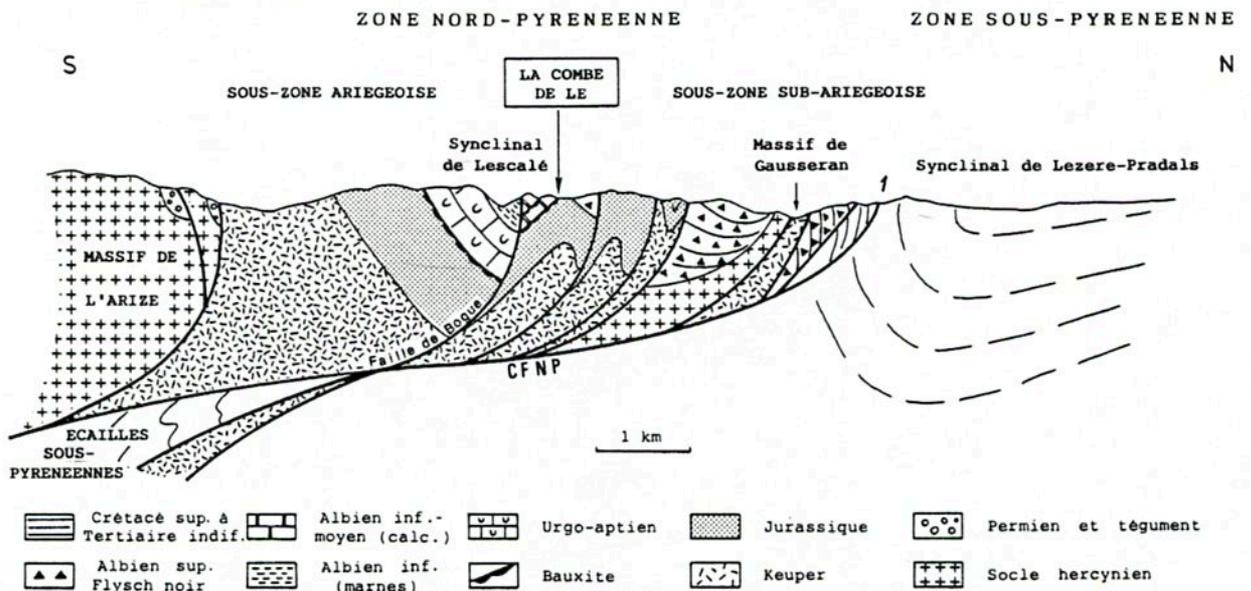


Fig. 38 - Coupe générale de la zone nord-pyrénéenne permettant de situer le synclinorium de Lescalé-Marillac.

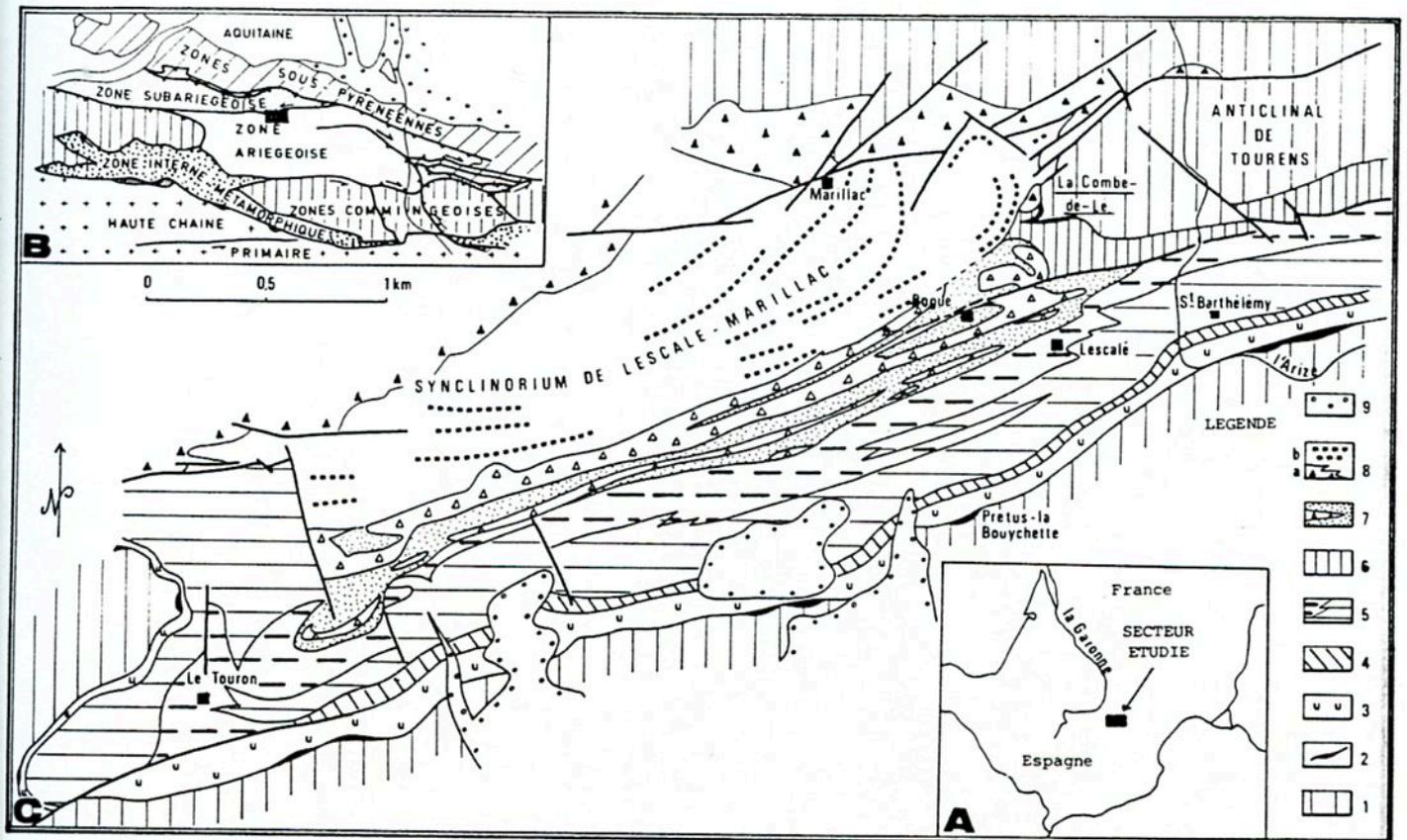


Fig. 39 - A et B : Schémas de situation de la région étudiée (rectangle noir), C : Carte géologique schématique du synclinorium de Lescafé (Zone Ariégeoise) et de l'anticlinal de Tourens situant le gisement de la Combe de Lé (d'après Combes, 1969 et Peybernès, 1976). 1 - Substratum jurassique indifférencié ; 2 - Bauxites indifférenciées ; 3 - "Calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri*" (Gargasien supérieur) ; 4 - "Marnes de Prétus-La Bouychette" (Clansayésien pro parte) ; 5 - "Calcaires urgo-albiens inférieurs" passant aux "Marnes noires à *Hypacanthoplites*" ; 6 - "Calcaires urgo-albiens moyens" (Albien inférieur élevé et Albien moyen) ; 7 - "Complexe calcaréo-marneux de Bogué-Roquebrune" (Albien inférieur élevé ? à Albien supérieur basal) ; 8 - "Brèche de Marillac" (a) et "Complexe flyschoidé à Floridées" (b) (Albien supérieur) ; 9 - Terrains récents (alluvions, placages).

Par rapport aux structures liées à la phase pyrénéenne tertiaire le gisement de la Combe de Lé appartient (fig.39 et 40) à la fois à la terminaison périclinale occidentale de l'anticlinal de Tourens et à la terminaison périclinale orientale du très complexe synclinorium de Lescalé-Marillac. Ce dernier correspond à une vaste structure longitudinale dont l'axe est occupé par l'épaisse formation du "Flysch noir" (Albien supérieur) et dont les flancs, hétérochrones et hétéropaches, sont constitués par un Albo-Aptien, transgressif vers le Nord, où alternent formations carbonatées de plate-forme (Urgonien), formations terrigènes de bassin (marnes à Ammonites) et formations tectogènes de type flysch liées au jeu de failles synsédimentaires bordant la marge méridionale stable du craton européen.

Ces failles synsédimentaires dues aux mouvements antécénomaniens découpent une série de gradins (fig.41) à regards sud, à substratum de plus en plus ancien vers le Nord, recouverts et successivement scellée par la série albo-aptienne transgressive. La plus méridionale de ces failles, la faille de Bogue, limite les gradins de Lescalé et de la Combe de Lé/Marillac et détermine une variation brusque de faciès et d'épaisseur :

- dans le gradin de Lescalé au Sud, la série crétacée, épaisse de 500 m environ, s'étage du Gargasien supérieur ("calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri*"), transgressif sur les bauxites et les dolomies portlandiennes, à l'Albien supérieur ("complexe flyscholide à Floridées") ;

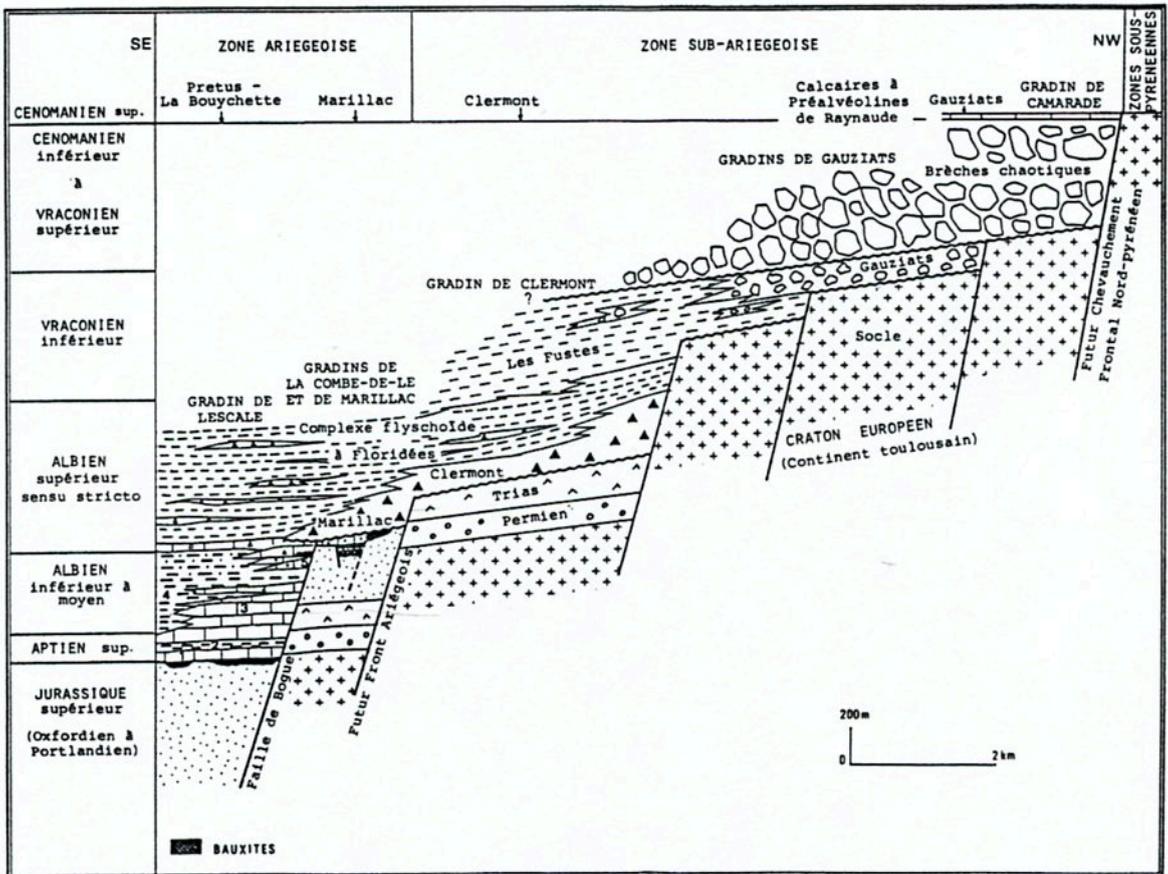


Fig. 41 - Essai de reconstitution de la marge européenne au Crétacé moyen et principales failles antécénomaniennes à jeu synsédimentaire limitant les gradins dans le secteur de la vallée de l'Arize. 1 - Calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri* ; 2 - Marnes de Prétus-La Bouychette ; 3 - Calcaires urgo-albiens inférieurs ; 4 - Marnes noires à *Hypacanthoplites* ; - 5 - Calcaires urgo-albiens moyens.

- dans le gradin de la Combe de Lé au Nord, la série crétacée, réduite à une trentaine de mètres, comporte des "calcaires urgo-albiens moyens" (à Simporbitolines), des terres argilo-ligniteuses et des bauxites surmontés par la brèche de Marillac, base du complexe flysché à Floridées (contact visible au niveau de l'exploitation). Dans le gradin suivant de Marillac la "brèche de Marillac" repose directement sur la dolomie jurassique (Oxfordien ?) et peut passer latéralement à des calcaires homogènes riches en Floridées de type Vimport.

Dans la reconstitution paléogéographique de la marge européenne des Pyrénées ariégeoises à l'Aptien-Albien (fig.5), le gradin de la Combe de Lé fait partie des gradins externes.

DESCRIPTION DU GISEMENT.

Ce gisement a été exploité jusqu'au début des années 1970 et a fait l'objet d'une description détaillée en 1969 (Combes) en tenant compte de l'avancement de la carrière à cette époque. Après l'arrêt de l'exploitation une autre présentation a été faite en 1981 (Combes et Peybernès) qui synthétise les observations anciennes (dont certaines ont été détruites) et nouvelles.

Les données actuelles sont fournies par la carte géologique (fig.42) et par une coupe SSW-NNE (fig. 43) qui permet d'avoir une vue d'ensemble sur le gisement et les principales formations. La colonne lithologique de la figure 44 détaille tous les niveaux observés depuis le début de l'exploitation et cités dans le texte.

1 - *Substratum*

D'âge Kimméridgien inférieur (Peybernès, 1976) il constitue le socle de la série bauxitique. Il apparaît en rares pointements à travers les déblais et résidus de bauxite dans la partie est et au sud-est sous forme d'une brusque remontée (10 m de hauteur environ) visible sur une cinquantaine de mètres est-ouest. Il s'agit d'une brèche à éléments subarrondis décimétriques à forme irrégulière de calcaire micritique gris clair, d'âge jurassique supérieur uniquement, cimentés par des argilites bauxitiques rouge sombre. Comme on a pu le proposer pour d'autres bauxites à substratum carbonaté (Combes, 1978 ; type 2 de Combes et Peybernès, 1987), une telle accumulation de blocs peut être attribuée à la dissolution karstique du substratum, commencée antérieurement à la mise en place des argilites et poursuivie peut-être postérieurement, avec accumulation sur place plus ou moins accentuée. L'importance de cette formation le long du relief au SE du gisement, est vraisemblablement due à une fracturation plus importante sur le tracé d'une paléofaille éocénocène EW dont les surfaces de glissement (80° environ vers le Sud) sont partiellement masquées par la bréchification.

2 - *Formation bauxitique inférieure* (fig.43,1 ; fig.44) (= "bauxites et intercalations calcaréo-argileuses" in Combes, 1969)

Correspond aux niveaux bauxitiques a, b, c, d et aux intercalations 1, 2-2', 3 d'argiles plus ou moins ligniteuses à Gastéropodes et de calcaires sombres à Polypiers et Huitres décrits antérieurement ("bauxites inférieures et intercalations calcaréo-argileuses". Combes, 1969). Partie médiane du gisement, dans le front de taille à regard est, la bauxite brun-rouge sombre

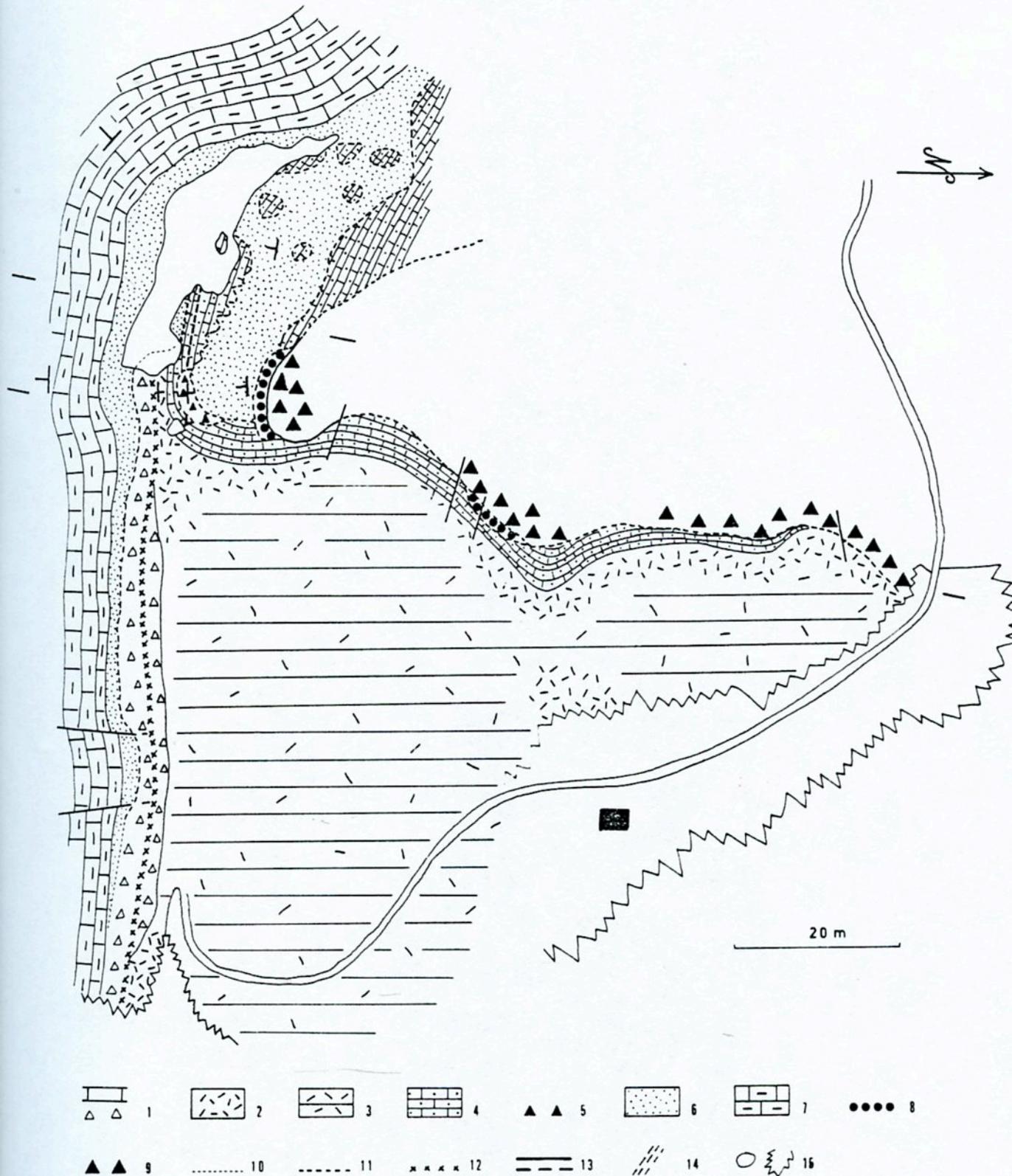


Fig. 42 - Carte géologique détaillée du gisement de la Combe de Lé, 1 - Substratum bréchiqne kimméridgien inférieur (mur) ; 2 - Formation bauxitique inférieure ; 3 - Résidus d'exploitation de la formation bauxitique inférieure en place ou en remblais, pointements de mur ; 4 - Calcaire à Simporbitolines inférieur ; 5 - Microbrèche et niveaux argilo-ligniteux à la base de la formation bauxitique moyenne ; 6 - Formation bauxitique moyenne ; 7 - Calcaire à Simporbitolines supérieur ; 8 - Bauxite supérieure ; 9 - Toit de la bauxite supérieure (brèche de Marillac) ; 10 - Subdivisions visibles dans les formations bauxitiques ; 11 - Surfaces d'érosion et/ou dissolution karstique ; 12 - Paléorelief de faille ; 13 - Failles visibles et probables ; 14 - Diaclases ; 15 - Eboulis, remblais.

(épaisseur 4-8 m) est assimilable aux niveaux a et b sans que l'on puisse observer l'intercalation ligniteuse 1 visible plus à l'est en 1967. Il est possible que l'intervalle centimétrique riche en illite signalé par Rebours (1978) à mi-hauteur de la paroi représente le contact entre les bauxites a et b.

Vers le haut, sur 2 m d'épaisseur environ, des niveaux ligniteux, marneux à débris de plantes, calcaires et bauxitiques verdâtres interstratifiés peuvent être équivalents aux horizons 2-2'-3, c et d (Combes, 1969). A proximité du paléorelief de faille au Sud, les bancs calcaires et marneux se chargent en éléments sub-anguleux (diamètre 2 cm maximum) calcaires et bauxitiques probablement dus au jeu de la faille à cette époque. La présence de Mollusques (Combes et Mongin, 1968, 1970) dans les argiles ligniteuses, de *Simplorbitolina manasi* (seule) dans les bancs calcaires et l'analyse palynologique des marnes permettent de placer ces termes élevés de la formation bauxitique dans le Gargasien supérieur-Albien inférieur (Peybernès, 1976). La bauxite proprement dite sous-jacente se serait donc formée antérieurement (Aptien-Barrémien ?).

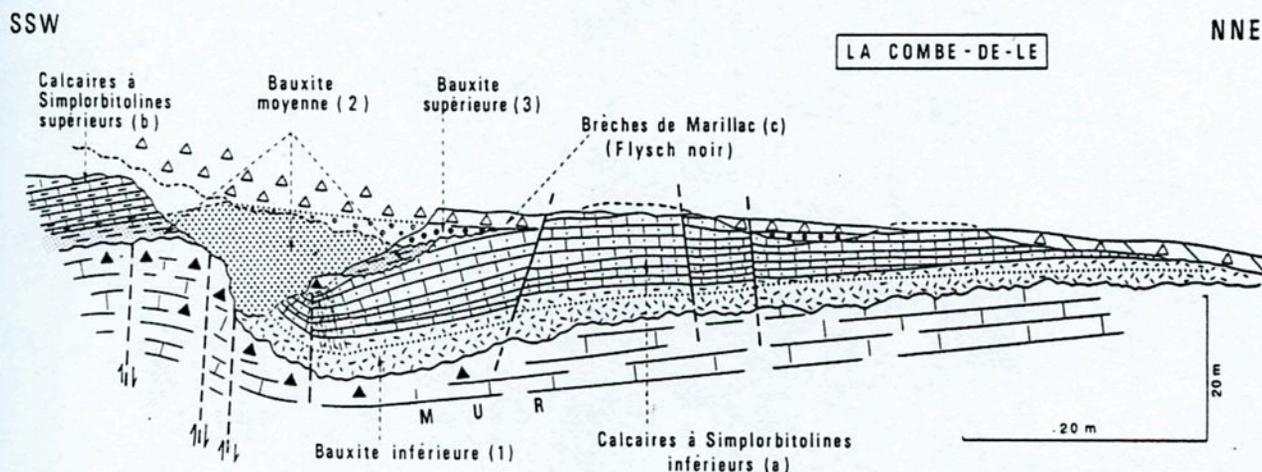


Fig. 43 - Gisement de la Combe de Lé, coupe à travers la zone centrale complétée avec la partie occidentale (en pointillés à l'arrière plan).

3 - *Calcaire à Simplorbitolines inférieur* (fig.43,a ; fig.44 et 45) (= "calcaire 4" in Combes 1969).

Il constitue, sur 12 m d'épaisseur maximum, le toit calcaire massif de la formation bauxitique inférieure. L'abondance des Orbitolinidés, notamment *Simplorbitolina manasi* et *Aragonella marginata* (Calvez, 1989), permet de dater cet ensemble de l'Albien inférieur et de le corréliser avec une partie des "Calcaires urgo-albiens moyens" bien développés plus à l'Est dans le chaînon du Pech de Foix. A l'approche du paléorelief méridional le pendage du calcaire et de la formation bauxitique inférieure se redresse nettement et brusquement pour atteindre 50° environ vers le Nord, en même temps qu'apparaît un système de diaclases est-ouest probablement lié à une faille verticale de faible rejet en partie masquée par des déblais. Une telle déformation à l'approche du paléorelief

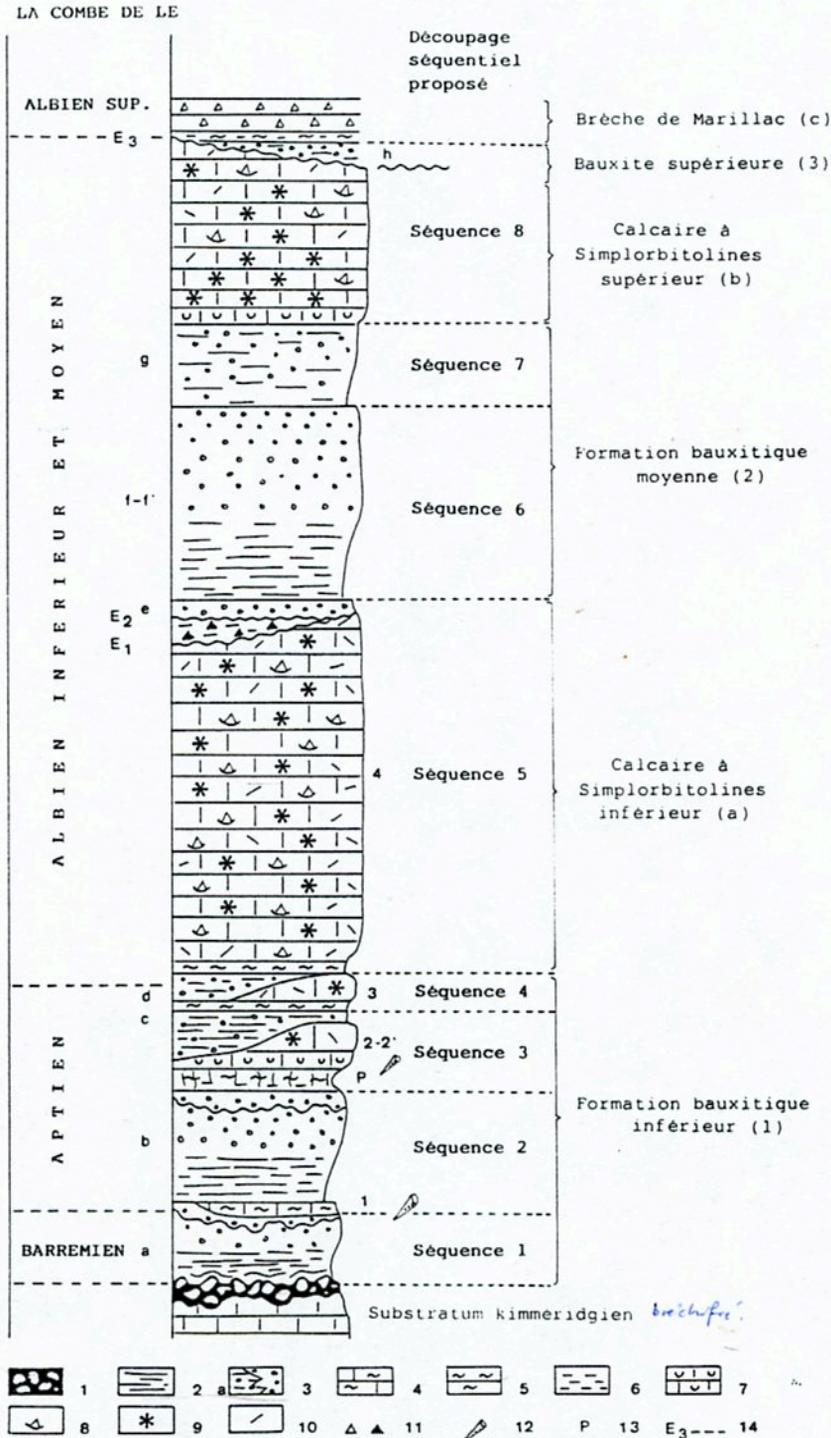


Fig. 44 - Colonne lithologique de la série bauxitique pour le gisement de la Combe de Lé synthétisant toutes les observations effectuées depuis 1969. Les chiffres et les lettres de a à f-f' renvoient à la précédente description du gisement (Combes, 1969) rappelée dans le texte (les bauxites g et h sont des observations nouvelles). On a indiqué à droite le découpage séquentiel proposé et la dénomination retenue dans la description actuelle du gisement. 1 - Brèche karstique au mur à ciment d'argilites ; 2 - Argilites brun-rouge ; 3 - Bauxite ou argilite partiellement bauxitisée (a) ; 4 - Argile carbonatée ; 5 - Argiles à plantes ; 6 - Argile ligniteuse et lignites ; 7 - Calcaire à Huitres ; 8 - Calcaire à Orbitolinidés ; 9 - Calcaire à Polypiers ; 10 - Calcaire à fragments de Rudistes ; 11 - Brèche sédimentaire ; 12 - Gastéropodes ; 13 - Présence de pollen ; 14 - Surface d'érosion-dissolution.

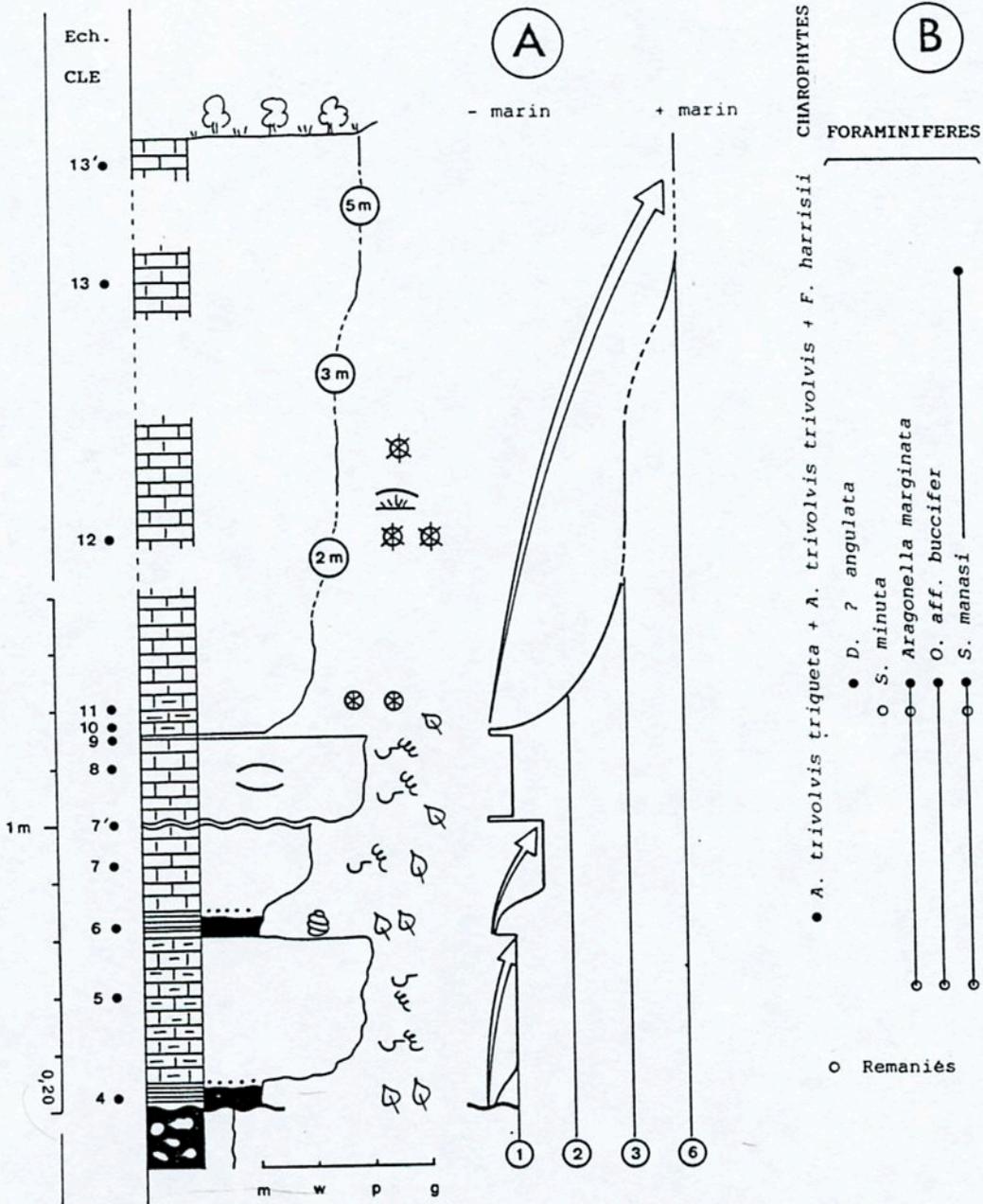


Fig. 45 - Coupe détaillée du "Calcaire à Simporbitolines inférieur" de l'exploitation de la Combe de Lé. Enchaînement des faciès (A) et distribution verticale des marqueurs stratigraphiques (B).

peut être attribuée à la réactivation de la paléofaïlle méridionale après le dépôt du calcaire à *Simplorbitolines* inférieur.

4 - *Formation bauxitique moyenne* (fig.43,2 ; fig.44) (= "bauxite supérieure intra-urgonienne", in Combes 1969).

Dans la partie médiane sud du gisement, le calcaire à *Simplorbitolines* inférieur est tronqué par une surface de ravinement irrégulière E1 qui semble aussi affecter la formation bauxitique inférieure (la présence de remblais ne permet pas de le déterminer avec certitude). Dans les parties les plus basses de cette surface s'observe une microbrèche à éléments de bauxite et de calcaires sub-anguleux (diamètre 1-2 cm maximum) associée à des niveaux argilo-ligniteux, reposant horizontalement sur le calcaire à *Simplorbitolines* (épaisseur 1,5 m maximum). Par l'intermédiaire d'une autre surface de ravinement E2, au-dessus des faciès précédents et, latéralement, directement sur le calcaire à *Simplorbitolines*, viennent un niveau (1) de bauxite pisolithique (20-50 cm) rougeâtre en partie déferrifié puis (2) des argilites brun-rouge sombre passant vers le haut à de la bauxite pisolithique (7 m).

Ces deux horizons de bauxite superposés correspondent aux bauxites e et f-f' précédemment décrites (Combes, 1969). Comme cela avait été déjà indiqué (Combes, 1969, p. 118 et 120) on retrouve constamment dans la partie sud-ouest du gisement des encroûtements à hématite-goethite, alumogel et gibbsite au contact du mur calcaire à *Simplorbitolines* inférieur, très vraisemblablement dus à l'altération de sédiments pyriteux peut-être lors de la formation du premier niveau (1) de bauxite.

Enfin, le front de taille sud permet d'observer, sur 1,5 m environ, un troisième niveau de bauxite (3) reposant sur le 2 par l'intermédiaire d'une discontinuité nette (Rebours, 1978).

Nous retiendrons donc que la formation bauxitique moyenne est constituée de trois niveaux de bauxite superposés, 1-2-3, bien observables dans la partie sud-ouest du gisement, avec un développement prépondérant du niveau 2. Ce dernier niveau, particulièrement développé il y a une vingtaine d'années et étudié en détail (niveau f ; Combes, 1969, p. 118-126), a donné un profil géochimique et minéralogique caractéristique d'une bauxite de type Ariège (annexe 1) indiquant l'altération sur place des argilites kaoliniques de la base qui constituent la roche mère.

5 - *Calcaire à Simplorbitolines supérieur* (fig.43,b ; fig.44 et 46) (= toit de la bauxite supérieure intra-urgonienne, in Combes 1969).

Représente le toit de la formation précédente et limite le gisement au Sud. Le contenu paléontologique, avec l'association *Simplorbitolina manasi* et *S. conulus*, est différent de celui du calcaire à *Simplorbitolines* inférieur. Il s'en distingue également par l'absence des niveaux marneux à plantes, calcaires et bauxitiques, signalés dans la partie haute de la formation bauxitique inférieure. Le toit débute en effet ici par un banc pétri d'Huitres associées à des Polypiers et des débris de Rudistes. La présence de *S. Conulus* place le calcaire à *Simplorbitolines* supérieur dans l'Albien inférieur-moyen.

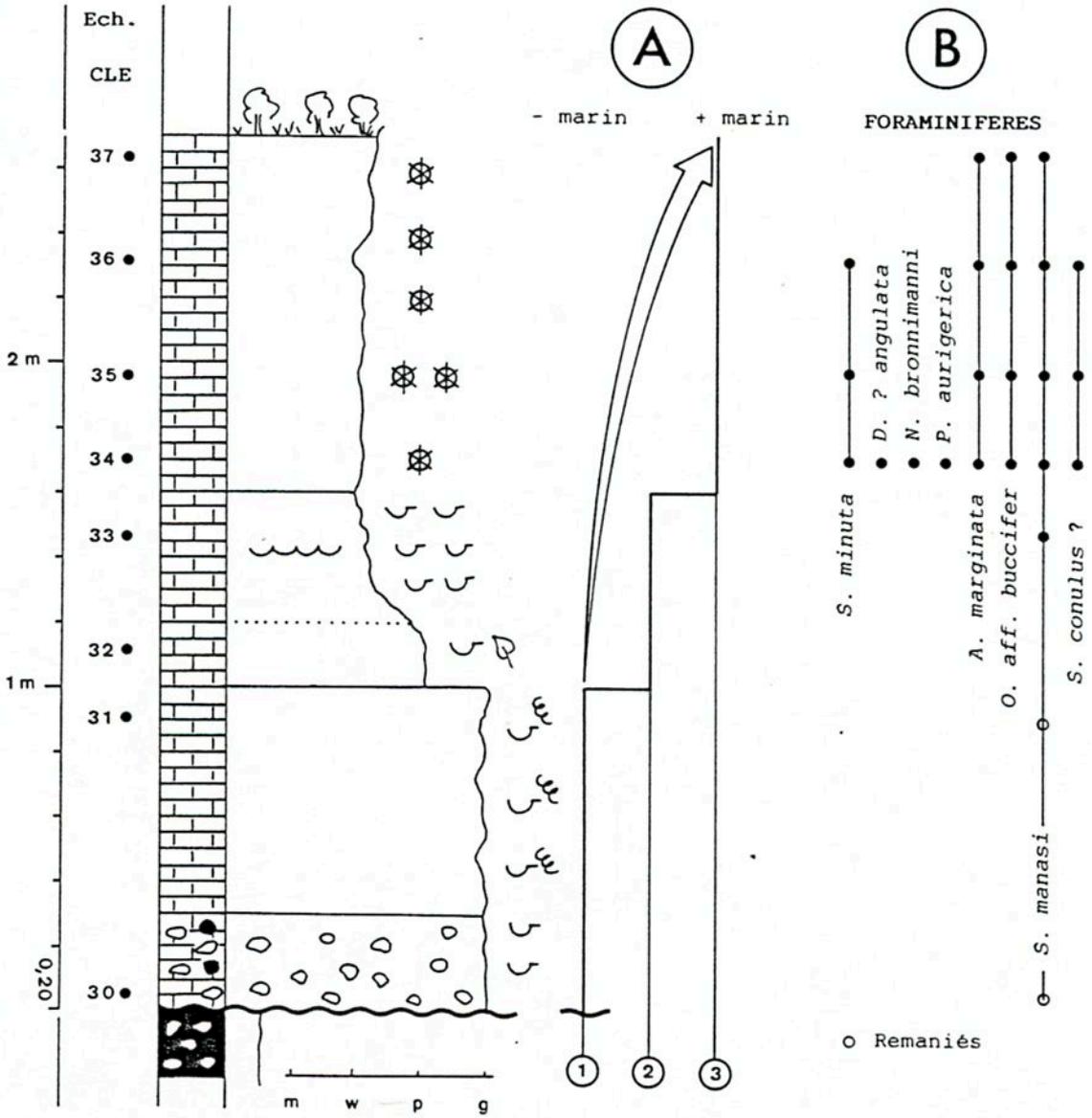


Fig. 46 - Coupe détaillée du "Calcaire à Simplorbitolines supérieur" de l'exploitation de la Combe de Lé, Enchaînement des faciès (A) et distribution verticale des marqueurs stratigraphiques (B).

6 - *Bauxite supérieure* (fig.43,3 ; fig.44)

Apparaît directement au-dessus de la formation bauxitique moyenne ou du calcaire à Simplorbitolines inférieur (Peybernès et Combes, 1980). Le contact est marqué par une discontinuité E3 bien apparente même sur la bauxite moyenne. Cette dernière, pisolithique de teinte gris-verdâtre, présente une nette induration en surface avec concrétionnement et cloisonnement hématitique compact probablement le long d'anciennes fissures. La bauxite supérieure, immédiatement superposée sur 1,2 m environ, est argileuse, tendre, friable, bariolée de blanc, rose et ocre, parcourue par de nombreux planchers hématitiques horizontaux (anciens niveaux hydrostatiques ?) et riche en pisolithes atteignant assez régulièrement 1 cm de diamètre. La composition minéralogique et chimique est présentée dans le tableau. On notera pour les échantillons récoltés dans la formation bauxitique moyenne (PCC 449) et dans la bauxite supérieure (PCC 450), de part et d'autre du contact, une variation brusque de la composition chimique notamment pour Si O₂, Co, Cr, Mn.

N° Echantillons	PF %	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	TiO ₂ %	CaO %	MgO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	Zn ppm	Co ppm	Cr ppm	Mn ppm	Composition minéralogique
PCC 444 Bauxite supérieure	16,37	16,33	57,43	6,34	0,34	0,75	0,29	0,49	1,46	0,07	35	<<20	50	<<10	D Chl. K Go B R
PCC 450 Bauxite supérieure	14,89	23,06	49,65	10,51	0,78	0,54	0,13	0,02	0,08	0,04	355	20	40	10	Chl. K B D Go R
PCC 449 Formation bauxitique moyenne	16,60	12,83	53,74	13,67	0,87	1,68	0,11	0,19	0,08	0,08	205	800	147	38	B Go K Chl. D R

7 - *Brèche au toit de la bauxite supérieure = brèche de Marillac* (fig.43, c ; fig.44)).

Vers le haut la bauxite précédente passe à une argile grise et ocre un peu ligniteuse (10-20 cm) surmontée, avec un très faible ravinement, par une brèche hétérométrique à éléments calcaires anguleux (calcaires kimméridgiens, calcaires urgo-albiens à Simplorbitolines, calcaires albiens à Floridées de Vimport) et pisolithes de bauxite. Cette formation s'étale largement vers le Nord, avec une discordance de ravinement d'abord faible puis plus accentuée, sur le calcaire à Simplorbitolines inférieur et, dans la partie septentrionale du gisement, directement sur la formation bauxitique inférieure. Par ailleurs, on peut observer dans le front de taille un niveau marneux altéré ocre rougeâtre intercalé à la partie inférieure de la brèche qui pourrait être un équivalent latéral de la bauxite supérieure. La position discordante de la brèche, sa progradation vers le Nord, son faciès et son passage latéral probable à la série bréchique datée de Marillac, permettent de la rattacher aux conglomérats de base du "complexe flyschöide à Floridées" de l'Albien supérieur largement développé vers l'Ouest (Peybernès, 1976) dans l'axe du synclinorium de Lescalé-Marillac (fig.39).

INTERPRETATION DES OBSERVATIONS

1 - Environnement de dépôt

Les faciès des calcaires de la série bauxitifère sont des mudstones-wackestones de teinte sombre à Simplorbitolines et rares Floridées étroitement associés à des argiles ligniteuses et pyriteuses à Gastéropodes, des marnes à débris de plantes, des bancs pétris d'*Ostrea* et des niveaux peu développés à Polypiers et Rudistes. Ces faciès indiquent un milieu de plate-forme confinée aux eaux calmes (milieu infralittoral proximal) passant périodiquement à un milieu margino-littoral lagunaire. Cet environnement de dépôt est en bon accord avec la situation géotectonique des panneaux de la Combe de Lé et de Marillac à l'Aptien-Albien (fig.45) entre le gradin septentrional de Clermont

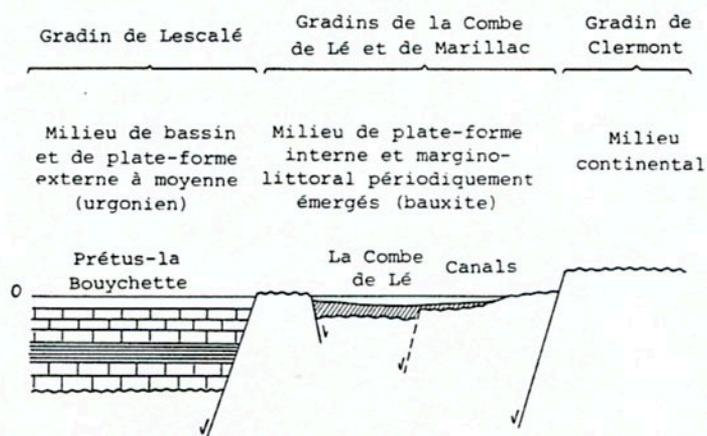


Fig. 47 - Situation structurale du gradin de la Combe de Lé et milieux de dépôt lors de la mise en place de la bauxite à l'Aptien-Albien. Les gisements et coupes de Canals et de Prétus-la-Bouychette indiqués au nord et au sud de la Combe de Lé sont décrits dans COMBES (1969) et PEYBERNÈS (1976).

alors émergé et celui méridional de Lescalé où s'observent des faciès urgoniens nettement plus ouverts (calcaires à Rudistes, calcaires bioclastiques à Floridées) et des marnes noires à Ammonites de plate-forme externe ou de bassin (Peybernès, 1976).

2 - Les niveaux bauxitiques dans une série oscillante

La variation du niveau relatif de la mer, quelle qu'en soit la cause, provoque la superposition de séquences bauxitiques dont l'expression complète est :

Sédiments marneux ou argileux $\xrightarrow{\text{Emersion}}$ Bauxite $\xrightarrow{\text{Enfoncement}}$ Argiles \pm ligniteuses ou lignites - Calcaire «urgonien»

Dans le gisement de la Combe de Lé les séquences, au nombre de 8 (fig.44) sont parfois incomplètes avec, par exemple :

argilite-bauxite-argile ligniteuse/argilite-bauxite-argile ligniteuse-calcaire
argilite-bauxite/argilite-bauxite

Le chronodiagramme de la fig. 48, synthétise l'enchaînement des faciès dans les 8 séquences observées et les environnements de dépôt correspondants. Il met clairement en évidence le caractère oscillant de la série bauxitique.

3 - La tectonique *syndimentaire*

Elle se manifeste au S du gisement :

- (1) et (a) se redressent fortement (60° vers le Nord) près du paléorelief au mur et les calcaires à *Simplorbitolines* inférieurs (a) se chargent en éléments calcaires et bauxitiques subanguleux.

- La formation bauxitique moyenne (2) se trouve en discordance angulaire nette sur (1) et (a) par l'intermédiaire des paléosurfaces E1 et E2.

Cette disposition et le dépôt d'éléments détritiques locaux pourraient être interprétés par la réactivation légèrement inverse des failles contrôlant le paléorelief du substratum, indiquant une compression avec vergence nord que l'âge des calcaires à *Simplorbitolines* permettrait de situer durant l'Albien inférieur-moyen. Ces mouvements ont pu réapparaître à la limite Albien moyen/supérieur expliquant le large étalement en discordance des brèches de Marillac (c) sur une importante paléosurface d'érosion (E3).

Par ailleurs, la paléofaille anté-bauxite inférieure qui a permis la formation du paléorelief du substratum et sa bréchification par dissolution, peut s'interpréter comme une faille secondaire sub-parallèle aux accidents principaux limitant les gradins de la marge.

4 - Principales étapes de la mise en place du gisement

La reconstitution de la mise en place du gisement fait apparaître la coexistence d'un environnement de dépôt oscillant et d'une instabilité tectonique qui se traduit par le fonctionnement de failles anté-bauxites et syn-bauxites, en distension et en compression, liées au fonctionnement de la marge. Dans cette reconstitution, des simplifications sont introduites pour limiter le nombre des schémas, particulièrement lors de la formation des différents horizons de bauxites pour lesquels nous n'avons pas chaque fois développé la séquence correspondante. Différentes étapes peuvent être distinguées (fig.49) :

a) Mise en place de la formation bauxitique inférieure par émergences successives de la cuvette de la Combe de Lé (milieu margino-littoral) dont l'individualisation est due au jeu de la faille qui la limite au Sud.

b) Enfouissement, dépôt du calcaire à *Simplorbitolines* inférieur en milieu marin interne confiné. Formation de brèche à proximité du paléorelief de faille.

c) exhaussement général, plus important au Sud par rejeu légèrement inverse de la faille méridionale le long de laquelle les termes précédents sont redressés. Erosion-dissolution (E1), dépôt de brèche dans les creux de la surface d'érosion près du paléorelief de faille.

d) Soulèvement, érosion et dissolution d'une grande partie de la brèche précédente (E2). Enfouissement et dépôt de la formation bauxitique moyenne (émergences successives).

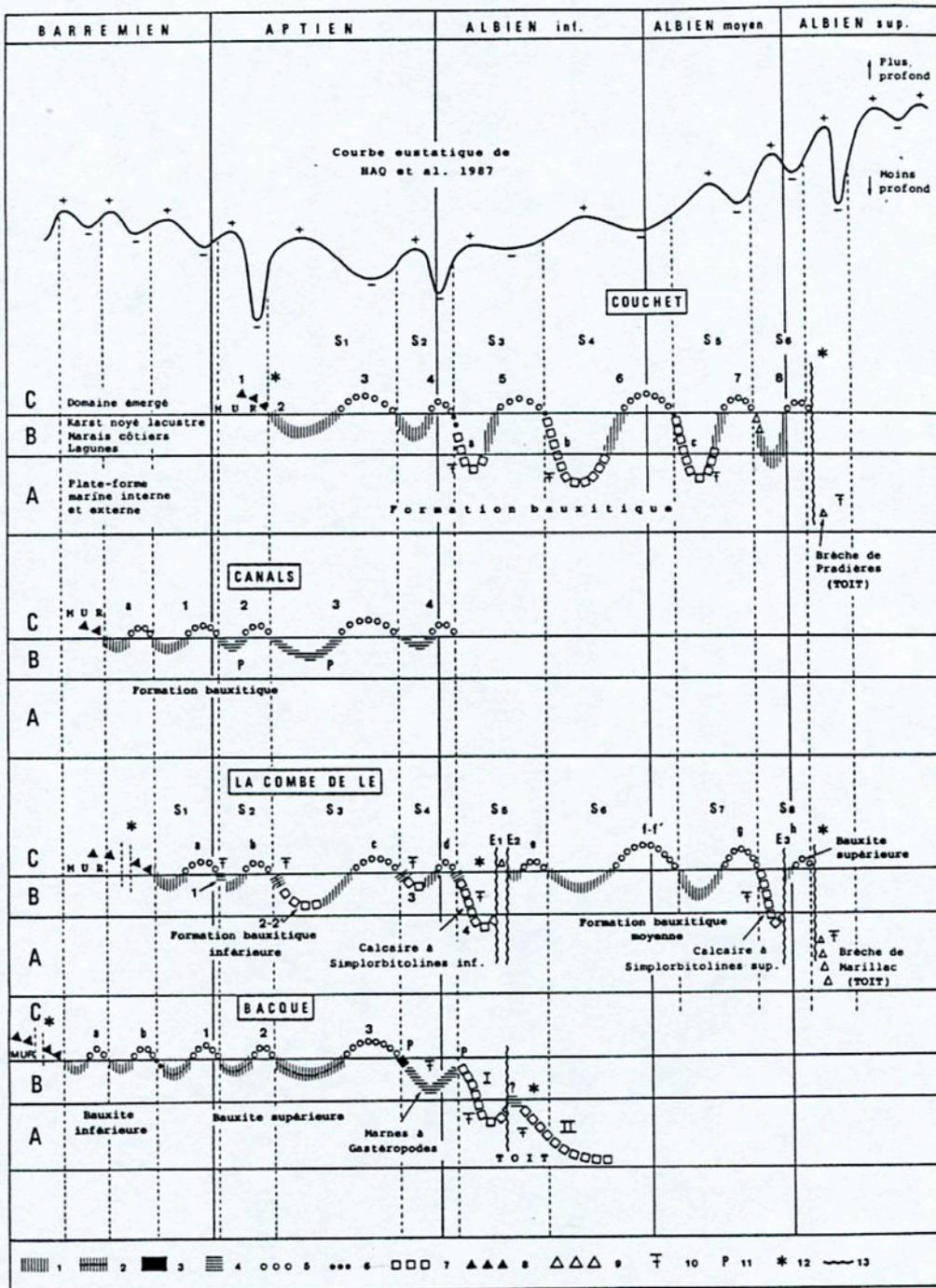


Fig. 48 - Chronodiagrammes montrant la succession des faciès, des phénomènes liés à l'émergence (altération, karstification, érosion) et les environnements de dépôt lors de la mise en place de la série bauxitique ariégeoise à Couchet, Canals, la Combe de Lé et Bacqué. Corrélation possible avec la courbe eustatique de Haq, Hardenbol et Vail (1987). Les chronodiagrammes indiquent une suite d'événements qui se traduisent par des oscillations (séquences bauxitiques). Pour faciliter la comparaison avec la courbe eustatique et dès lors que l'on a constaté une bonne correspondance des séquences, nous avons attribué aux séquences de chaque chronodiagramme la même longueur que celles de la courbe eustatique. Le calage chronostratigraphique entre les deux courbes a été effectué en utilisant les intercalations fossilifères ou pollinifères indiquées sur la figure. Dans la partie inférieure des gisements, entre la plus ancienne intercalation fossilifère et le mur jurassique supérieur, on ne dispose plus d'éléments de datation ; la courbe eustatique peut alors être utilisée pour dater les séquences bauxitiques. Cette méthode se justifie dans la mesure où, pour le reste de la courbe bien contrôlé stratigraphiquement, on a montré qu'une chronologie événementielle était applicable. 1 - Argillite ; 2 - Argillites à plantes et argiles ligniteuses ; 3 - Lignite ; 4 - Marnes ; 5 - Evolution en domaine émergé ; bauxitisation, oxydation, karstification, érosion ; 6 - Phénomènes épigénétiques précoces ; 7 - Calcaires ; 8 - Brèche karstique ; 9 - Brèche sédimentaire ; 10 - Présence de fossiles ; 11 - Niveau pollinifère ; 12 - Manifestations tectoniques ; 13 - Paléosurfaces d'érosion avec discordance. Les lettres et les chiffres se rapportent aux niveaux et séquences détaillés dans le texte.

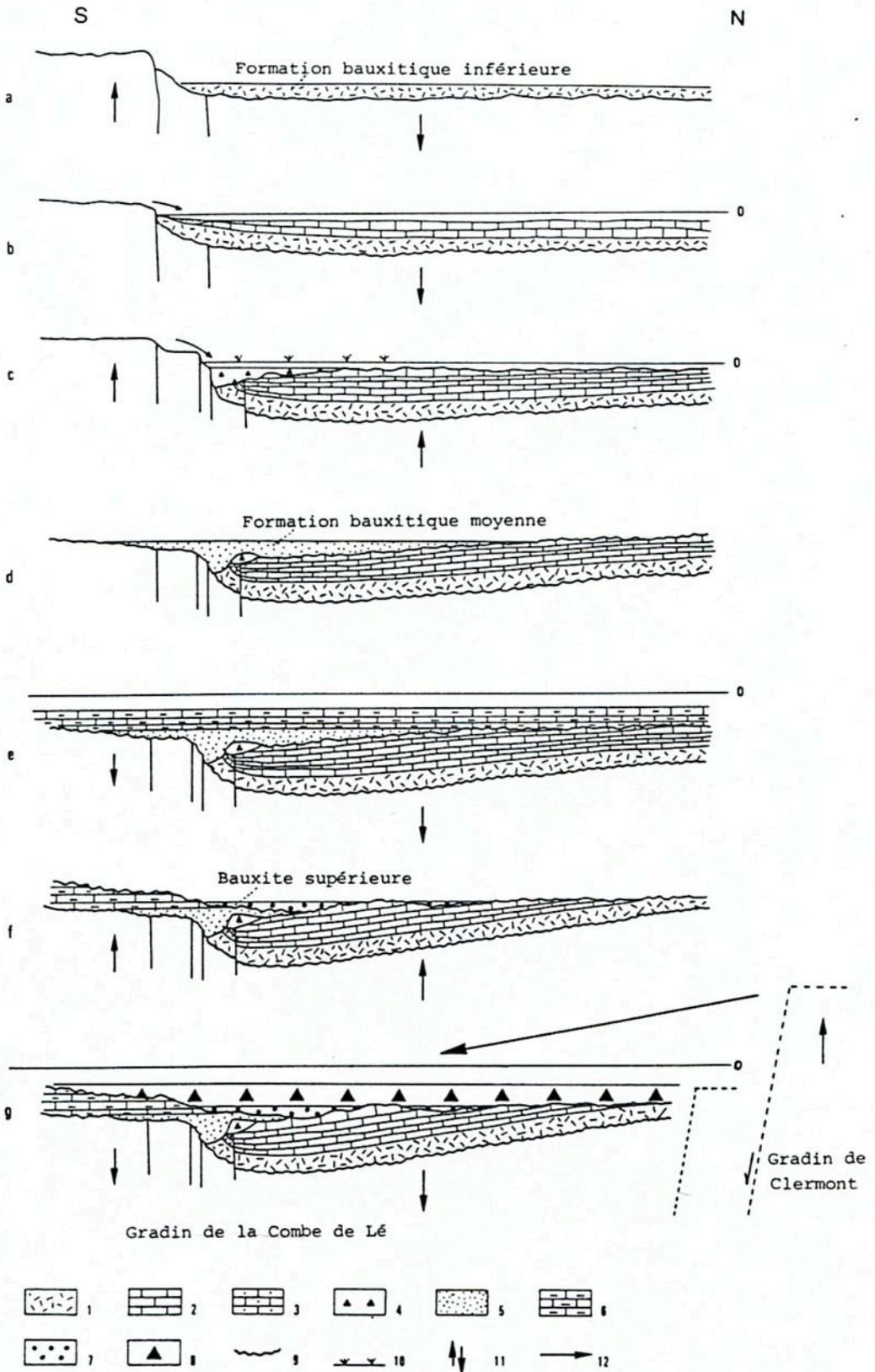


Fig. 49 - Principales étapes de la mise en place du gisement de la Combe de Lé (se reporter au texte pour le commentaire des schémas). 1 - Formation bauxitique inférieure ; 2 - Calcaire à Simplorbitolines inférieure ; 3 - Idem avec faciès bréchiq ; 4 - Brèche à proximité du paléorelief méridional ; 5 - Formation bauxitique moyenne ; 6 - Calcaire à Simplorbitolines supérieur ; 7 - Bauxite supérieure ; 8 - Brèche de Marillac ; 9 - Surface d'érosion et/ou karstification ; 10 - Milieu margino-littoral ; 11 - Sens du déplacement ; 12 - Mise en place de faciès bréchiq.

e) Enfoncement général, dépôt du calcaire à Simplorbitolines supérieur en milieu marin interne.

f) Emersion générale, érosion-dissolution importante (E3) ; enfoncement et dépôt de la bauxite supérieure dans les parties basses de la surface d'érosion.

g) Surélévation du gradin de Clermont, abaissement de celui de la Combe de Lé et de celui de Marillac, dépôt de la brèche de Marillac.

ORIGINE DES OSCILLATIONS ; TECTONIQUE ET EUSTATISME

1 - Sur le gradin de la Combe de Lé

Dans le gisement de la Combe de Lé nous avons comparé la courbe du chronodiagramme de la fig. 48 et la courbe eustatique de Haq et al. (1987) en utilisant comme repère stratigraphique :

- La brèche de Marillac (c), au toit de la bauxite supérieure (3), datée de l'Albien supérieur ;

- La partie supérieure de la formation bauxitique inférieure (1) et la base du calcaire à Simplorbitolines inférieur (a) qui se situent à la limite Aptien/Albien.

Dans cet intervalle se trouvent 4 bauxites que l'on peut corrélérer avec les 4 bas niveaux de la courbe eustatique. Les hauts niveaux correspondraient au dépôt plus ou moins complet des autres faciès de la séquence bauxitique : argiles ligniteuses ou lignites - calcaire urgonien - marnes ou argilites (roche mère de la bauxite). Cette corrélation entre deux suites d'événements oscillants - séquences bauxitiques et variations eustatiques - nous autorise, comme nous l'avons présenté sur le chronodiagramme, à attribuer aux séquences la même durée que sur la courbe eustatique. Vers le bas, les 4 séquences constituant la formation bauxitique inférieure correspondraient alors aux 3 oscillations aptiennes et à 1 oscillation du Barrémien supérieur indiquées par la courbe eustatique.

L'intervention des mouvements tectoniques, démontrée par 2 discordances auxquelles sont associées les 2 paléosurfaces E_1 - E_2 et E_3 , ne semble pas modifier la succession des oscillations. Par contre le faible développement des bauxites e et h peut être attribué à ces mouvements provoquant l'emersion précoce des calcaires à Simplorbitolines avec réduction du temps de dépôt de la roche mère argileuse ou marneuse dans la phase de retrait de la plate-forme carbonatée. La brèche de Marillac pourrait correspondre au haut niveau marin de la première oscillation eustatique de l'Albien supérieur, mais son faciès grossier, tectogène, est déterminé également par le fonctionnement des gradins de la marge.

En résumé, il semble que dans la série condensée du gradin de la Combe de Lé les oscillations mises en évidence par la superposition des séquences bauxitiques puissent être corrélées avec les fluctuations eustatiques. L'intervention des mouvements tectoniques ne paraît pas suffisamment importante pour modifier ce contrôle eustatique.

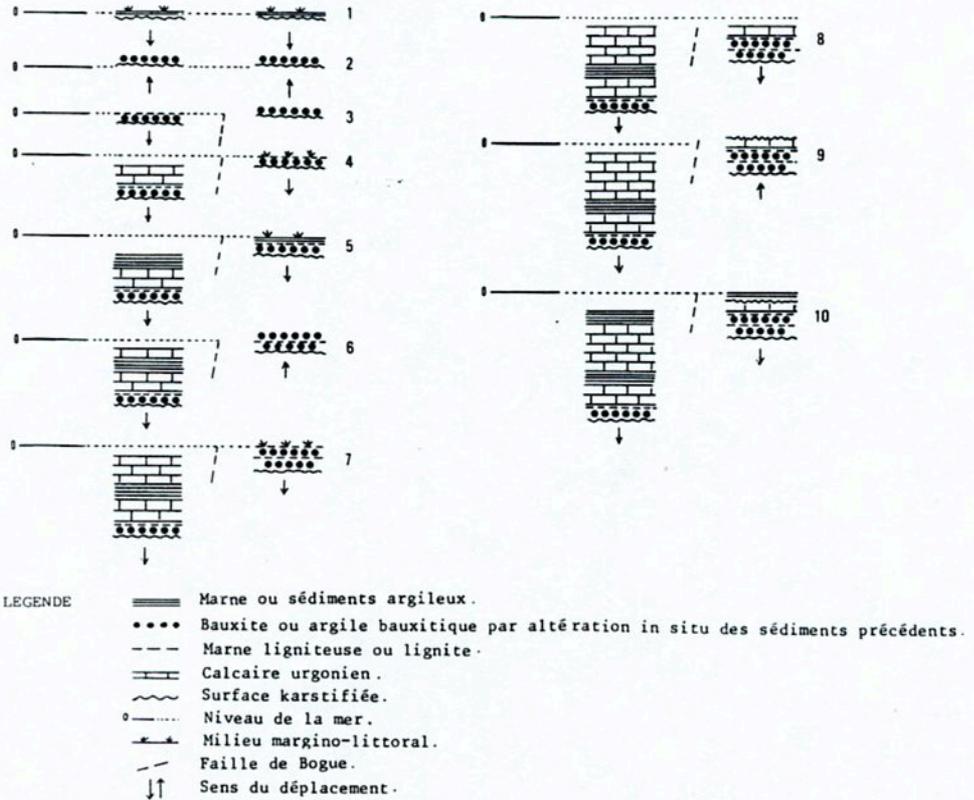


Fig. 50 - Mise en place de séquences bauxitiques et marnes-calcaires urgoniens superposées dans les gradins de la Combe de Lé et de Lescalé en faisant intervenir des mouvements relatifs par rapport à la faille de Bogue. Ce schéma correspond aux séquences 1, 2 et 3 pro parte de la figure 51.

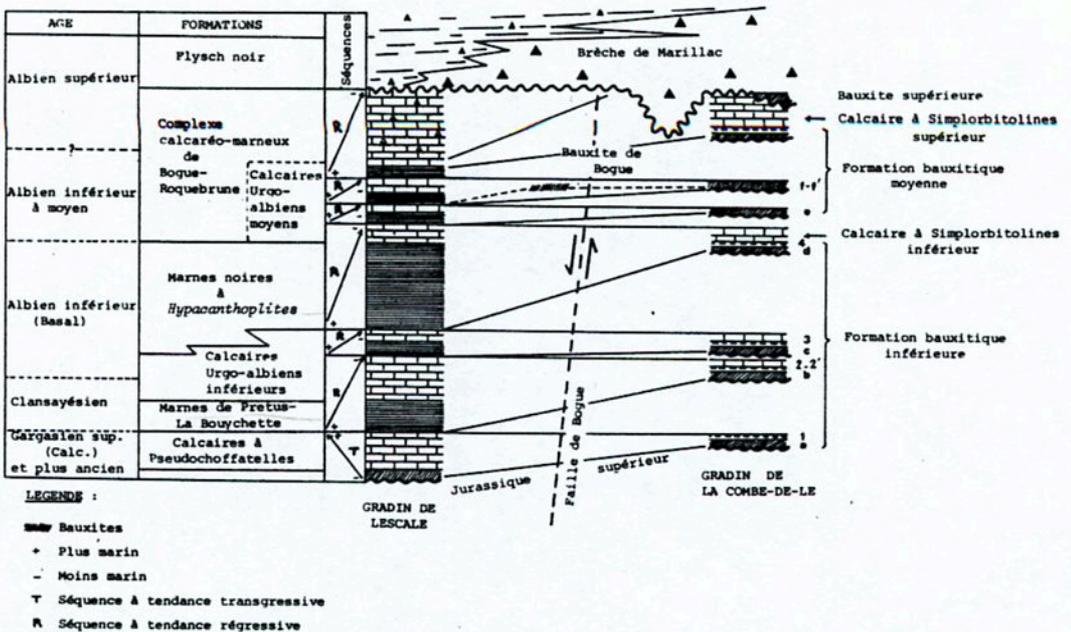


Fig. 51 - Corrélation séquentielle des gradins de la Combe de Lé (série à bauxites) et de Lescalé (marnes à Ammonites de bassin et calcaires urgoniens de plate-forme) de part et d'autre de la faille de Bogue sous la brèche de Marillac. Dans la partie droite de la figure, on a indiqué (lettres et chiffres) les indices utilisés dans la précédente description du gisement de la Combe de Lé (COMBES 1969) ainsi que la dénomination actuellement retenue. Dans la colonne de droite l'épaisseur des éléments dissociés de la série bauxitique a été fortement augmentée.

2 - Sur le gradin de Lescalé

Au S de la faille de Bogue, la série synchrone de celle de la Combe de Lé est épaisse de 500 m environ avec une alternance de faciès carbonatés de plate-forme (urgonien) et de marnes à Ammonites de bassin. Cet épaissement de la série durant l'Aptien-Albien par enfoncement du gradin de Lescalé est particulièrement sensible si on considère que la bauxite la plus basse de la série de la Combe de Lé et celle, très vraisemblablement du même âge (Aptien-Barrémien ?), présente à la base de la coupe de Prétus-La Bouychette (gradin de Lescalé), se sont formées à la même cote.

Nous pouvons essayer d'établir une relation entre ces deux séries à sédimentation rythmée en utilisant la tectonique (jeu de la faille) ou l'eustatisme.

a - Application du modèle tectonique

La figure 50 montre qu'aux séquences bauxitiques superposées dans le gradin de la Combe de Lé peuvent correspondre les séquences marnes-calcaires urgoniens dans le gradin de Lescalé en faisant intervenir les mouvements relatifs par rapport à la faille de Bogue. Si on applique cette possibilité de corrélation (fig.51) à la série complète dans les deux gradins, on constate effectivement une bonne correspondance.

Les mouvements le long de la faille de Bogue semblent donc pouvoir expliquer les oscillations qui, dans le domaine margino-littoral ou infra-littoral interne, permettent des émerSIONS bauxitogènes périodiques et, en domaine plus profond, la superposition de faciès de plate-forme urgonienne et de faciès marneux de bassin.

b) - Application de l'analyse stratigraphique séquentielle.

L'application du modèle de la fig. 9 concernant les cortèges sédimentaires de la séquence bauxitique du côté de la bordure de la plate-forme et du bassin a été faite sur la série des deux gradins de la fig. 51. Cet essai d'analyse stratigraphique séquentielle (fig.52) montre qu'il est possible de corréler les 8 séquences bauxitiques avec les marnes et calcaires du gradin de Lescalé.

Par contre, la corrélation stratigraphique n'est possible que pour une partie des séquences : l'âge des séquences bauxitiques déterminé en corrélant le chronodiagramme des oscillations et la courbe eustatique (fig.48) ne correspond pas toujours à celui des cortèges sédimentaires synchrones sur le gradin de Lescalé.

- Pour S1, d'âge présumé barrémien, le contrôle stratigraphique n'est pas possible. L'équivalent probable est la bauxite de la Bouychette dont le cortège sédimentaire synchrone est hypothétique.

- Pour S2-S3-S4, l'âge par la chronologie eustatique est Aptien, les hauts niveaux eustatiques se trouvant à peu près au Bédoulien inférieur (S2), au Bédoulien supérieur/Gargasien inférieur (S3) et au Clansayésien (S4). Les cortèges sédimentaires correspondants couvrent le Gargasien-Clansayésien (S2), le Clansayésien-Albien inférieur basal (S3-S4). Il y a donc un décalage sensible de la sédimentation vers le haut dans le gradin de Lescalé.

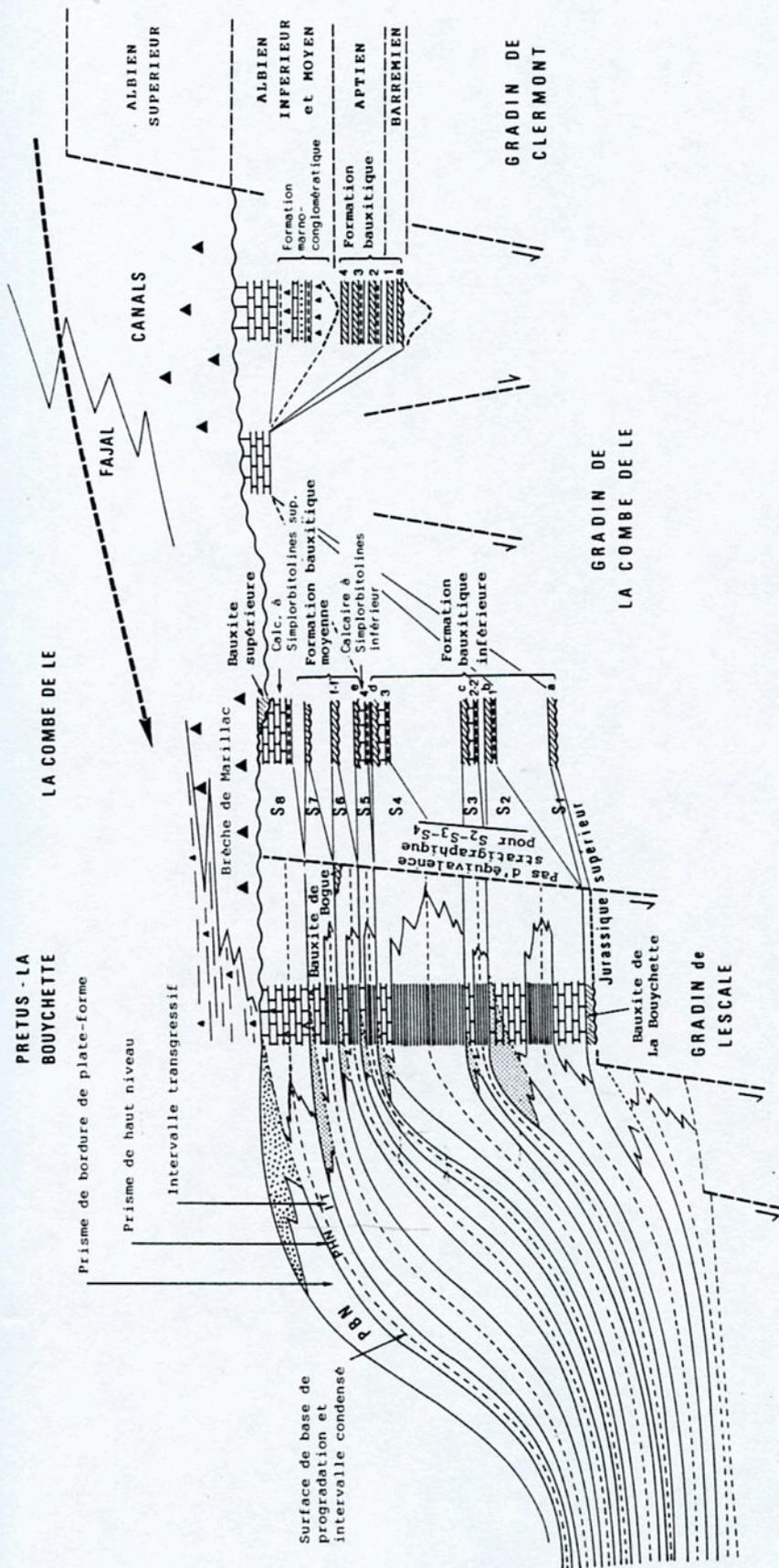


Fig. 52 - Corrélation stratigraphique des gisements du gradin de la Combe de Lé, Essai d'interprétation stratigraphique séquentielle de la série condensée (30 m. d'épaisseur) à bauxites de la Combe de Lé et de celle, synchrone, à séquences marnes à Ammonites-calcaire urgonien (500 m d'épaisseur) de Lescale, de part et d'autre de la faille de Bogue. Pour cette interprétation on a utilisé le modèle de reconstitution de la séquence bauxitique du type Ariège proposé fig. 9, Pour la clarté de la figure les séquences bauxitiques du gisement de la Combe de Lé ont été dissociées et l'échelle exagérée ce qui supprime l'important décalage dû à la faille de Bogue. Le passage à une série condensée de bassin, proposé à gauche comme possible, n'est pas observable par manque d'affleurement. De même, le gradin et le cortège sédimentaire correspondant à la bauxite de la Bouychette sont hypothétiques.

- Pour S5-S7-S8 il y a une bonne corrélation entre l'âge fourni par la courbe eustatique et celui des cortèges sédimentaires correspondants sur le gradin de Lescalé (Albien inférieur-moyen et début de l'Albien supérieur).

3 - Discussion

Il semble que le gradin constamment surélevé de la combe de Lé a enregistré toutes les oscillations eustatiques. Même si des enfoncements dans le gradin de Lescalé, dus au jeu de la faille, ont créé des espaces disponibles pour la sédimentation (accommodation) susceptibles de modifier le contrôle purement eustatique, les oscillations eustatiques continuent à s'exprimer sur le gradin surélevé.

Cette création d'espace disponible dans le gradin de Lescalé, par fonctionnement de la faille de Bogue, est probablement nettement supérieure aux oscillations eustatiques pour les séquences S2-S3-S4 et le synchronisme avec les séquences eustatiques de la Combe de Lé n'apparaît pas. Il est probable également que l'existence d'un taux élevé de subsidence provoque l'épaississement de la série marneuse observée à ce niveau (notamment les marnes noires à *Hypacanthoplites*).

Pour les séquences suivantes S5 à S8, la subsidence créée par l'enfoncement du gradin de Lescalé est probablement inférieure aux oscillations eustatiques qui peuvent alors s'exprimer avec un bon synchronisme dans les deux gradins.

4 - Conclusion

Les séquences bauxitiques superposées du gisement de la Combe de Lé démontrent l'existence d'une série réduite oscillante à l'Aptien-Albien sur un gradin de la marge, en environnement infra-littoral interne ou margino-littoral périodiquement émergé. Ces événements oscillants étant, dans cet intervalle de temps, égal au nombre d'oscillations connues sur la courbe eustatique, le rôle moteur de l'eustatisme paraît justifié. Sur le gradin de la Combe de Lé les mouvements tectoniques déterminant des exhaussements (avec surfaces d'érosion intercalées) dus à l'activité de failles secondaires ne modifient pas de manière importante le fond continu eustatique oscillant.

L'existence de ce contrôle eustatique autorise à effectuer une analyse stratigraphique séquentielle de l'épaisse série synchrone au S de la faille majeure de Bogue, sur le gradin de Lescalé. A partir des données lithologiques antérieures (Combes, 1969 ; Peybernès, 1976 ; Combes et Peybernès, 1981) l'application du modèle proposé fig.9 montre que les séquences bauxitiques du gradin de la Combe de Lé peuvent être corrélées avec les séquences marnes-calcaires urgoniens du gradin de Lescalé interprétées comme intervalles transgressifs, prismes de haut niveau, prismes de bordure de plate-forme.

Le fort épaississement de la série serait dû au fonctionnement de la faille de Bogue. Toutefois pour une partie des séquences le contrôle tectonique semble l'emporter puisque la corrélation stratigraphique basée sur la chronologie eustatique, de part et d'autre de la faille de Bogue, n'est plus possible. Dans ce cas le taux d'enfoncement du gradin est très probablement supérieur aux fluctuations eustatiques.

Des travaux sont encore nécessaires pour approfondir cette lecture nouvelle du gisement de la Combe de Lé, particulièrement sur l'analyse séquentielle du gradin de Lescalé. Cette première approche est néanmoins encourageante puisqu'elle montre, dans le contexte des gradins de la marge, la coexistence d'un contrôle eustatique et tectonique de la sédimentation.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DES ARRETS

Itinéraire : D9 - D117 - N20 - D117 - D315. Montségur → Foix, La Bastide-de-Sérou, Castelnau, Le Pleich, Bogue.

ARRET 6 Chemin montant de la ferme de Bogue au gisement de la Combe de Lé (marche de 10'). Présentation du cadre géologique, rôle de la faille de Bogue, gradins de la marge européenne, jeu synsédimentaire des failles qui les limitent. Paysage sur la série albo-aptienne transgressive sur la marge, comparaison entre le gradin de Lescalé (série épaisse) et celui de la Combe de Lé (série réduite à bauxites).

ARRET 7 Ancienne exploitation de la Combe de Lé. Structure du gisement, différentes formations bauxitiques et calcaires urgoniens intercalés, environnement de dépôt pararécifal à margino-littoral à émersons multiples, tectonique synsédimentaire, reconstitution de la mise en place du gisement. Signification des niveaux de bauxites dans une série oscillante, chronodiagramme de l'enchaînement des faciès, comparaison avec la courbe eustatique. Proposition d'un modèle reconstituant le cortège sédimentaire bauxitique dans le domaine interne de la plate-forme urgonienne et son prolongement possible côté bassin : la série épaisse marnes-calcaire urgonien du gradin de Lescalé pourrait être interprétée en termes de stratigraphie séquentielle. Interférence avec la tectonique sur le gradin de Lescalé pour une partie de la série (accommodation liée à la subsidence due au fonctionnement de la faille de Bogue > fluctuations eustatiques), le gradin ascendant de la Combe de Lé semble enregistrer toutes les oscillations eustatiques indépendamment des mouvements tectoniques.

Itinéraire : Descente à pied (30') vers la D15 (Gorges de l'Arize) jusqu'au Moulin de Gourné ou l'on récupère le car.

ARRET 8 ("itinérant" en descendant vers les gorges). Vue sur le gradin (à série épaisse) de Lescalé, faciès des marnes noires à *Hypacanthoplites*, faille de Bogue.

**LE GISEMENT DE CANALS : SERIE REDUITE A
SON MAXIMUM, APPARITION DE FACIES DETRITIQUES
EN AMONT DU GRADIN**

Le gisement de Canals appartient au même gradin que la Combe de Lé (fig.52), à 2 km environ au Nord-Est. Il se caractérise par une série bauxitique encore plus réduite et l'apparition de faciès nettement détritiques : en amont du gradin les apports terrigènes fluviatiles de l'arrière-pays altéré commencent à s'exprimer.

DESCRIPTION DU GISEMENT (fig.53)

A l'WSW de la ferme de Canals on peut observer, sur 200 m environ EW avec un fort pendage vers le Nord, au-dessus des mudstones du Kimméridgien inférieur :

- une *formation bauxitique* constituée par la superposition de niveaux de marnes ou d'argilites partiellement ferrallitisées ;
- une *formation marno-conglomératique* superposée où dominent largement les éléments détritiques.

Ces deux formations remplissent une dépression d'une quinzaine de mètres dont la bordure est présente une remontée assez brutale. Ce paléorelief creusé dans le mur kimméridgien peut être assimilé à une ébauche de paléovallée, comparable au type 1 connu en Grèce (Combes, 1978a), vue en section transversale, l'orientation étant approximativement NS. Les conditions d'observation ne permettent pas de préciser si le flanc oriental, abrupt, est contrôlé par une paléofaille comme c'est très fréquemment le cas en Grèce. Ces deux formations sont surmontées par une centaine de mètres de calcaire urgonien de l'Albien inférieur-moyen.

1 - La formation bauxitique

a - Description des faciès

Les observations peuvent être faites dans une tranchée (tranchée 1, fig.53 et 54) prolongée dans le Jurassique par une courte galerie, de bas en haut :

a) Petites cavités karstiques pluridécimétriques dans le mudstone calcaréodolomitique du mur, remplies par une argilite ferrugineuse brun-rouge feuilletée (409), recoupées par une courte galerie de reconnaissance.

1 - Blocs de calcaire argileux gris-ocre à débris de Lamellibranches, quelques fragments ligneux, traces de pyrite. Certains blocs sont très fortement rougis. Le ciment est fait par une argile calcaire ferrugineuse compacte (413) contenant des empreintes de test de Mollusques et des cailloux dolomitiques à contours émoussés. 30 à 50 cm.

2 - Au-dessus de la surface irrégulière du niveau 1, viennent quelques centimètres de marne grise (414) finement stratifiée qui passe vers le haut (415, 416) à une argile calcaire compacte rouge sombre (417). Tous les stades

Gisement de Canals

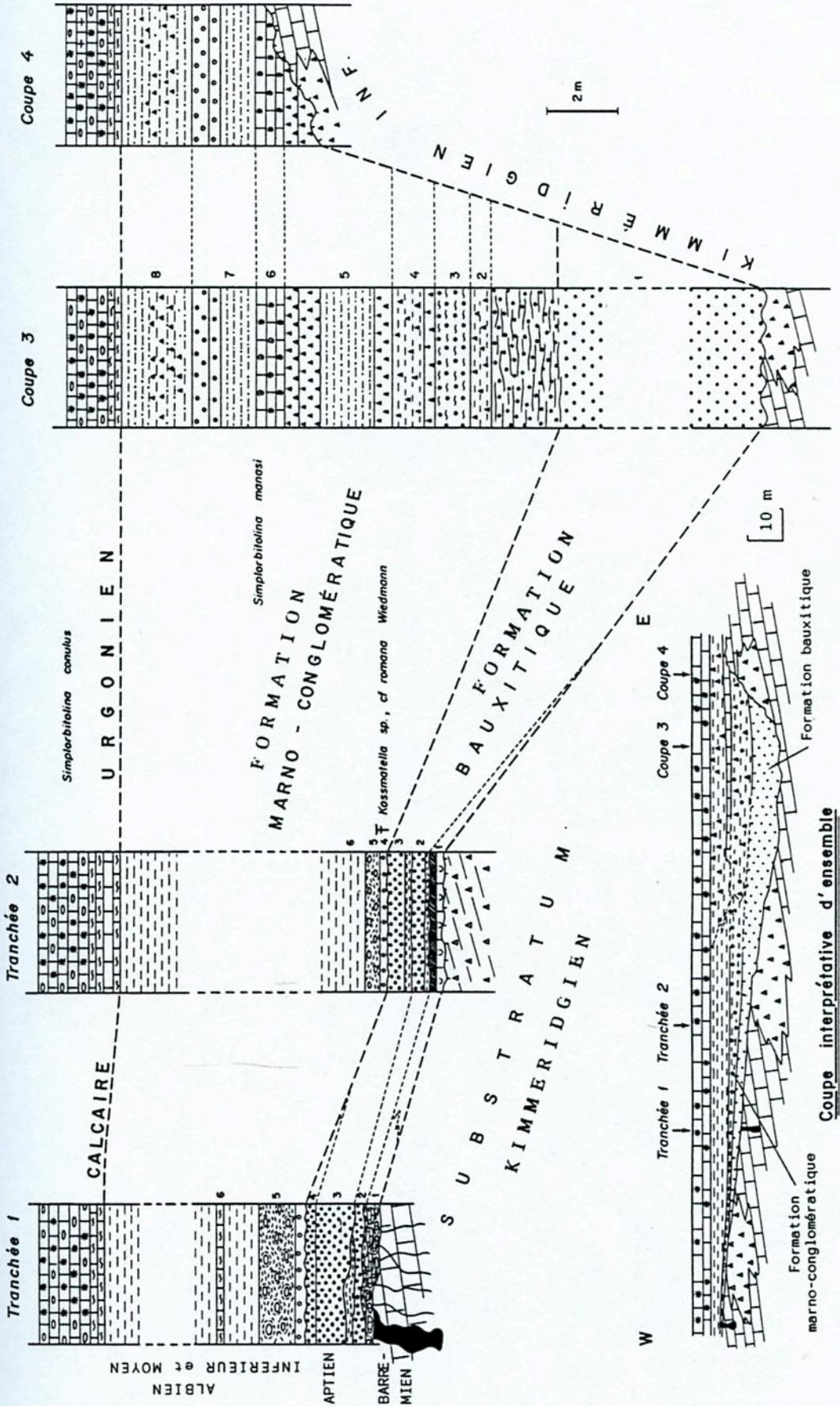


Fig. 53 - Gisement de Canals, corrélations possibles entre les coupes décrites. Les différents faciès et les niveaux détaillés sont décrits dans le texte. (D'après Combes, 1969).

intermédiaires existent, aisément discernables par l'apparition et l'accentuation progressive de la teinte rouge. Les échantillons 414, 415, 416, contiennent de nombreux débris ligneux noirs, des fragments de test de Lamellibranches et de Gastéropodes, un radiole d'Oursin, quelques entroques et de rares Orbitolines. En se rapprochant de 417, terme de l'évolution progressive, on observe l'oxydation des débris végétaux et la disparition des tests carbonatés de Mollusques. Le stade 417 ne contient plus de végétaux mais conserve encore l'empreinte des anciens tests carbonatés. 35 cm.

3 - Sur 416 ou 417, vient une marne à fragments ligneux (418) à peu près identique à 414. Vers le haut s'observent les mêmes faciès et les mêmes transformations que précédemment (419-420). Toutefois, dans ce profil, le stade d'argile ferrugineuse compacte passe à une véritable argilite ferrugineuse feuilletée à toucher onctueux (421) tout à fait analogue aux argilites que l'on trouve à la base de la plupart des bauxites ariégeoises. 1 m.

4 - Au sommet se trouve une argilite bauxitique ferrugineuse (422-423) dont la moitié supérieure se charge en accumulations de petits pisolithes (1 à 3 mm) parfois aplatis, irrégulièrement disposés dans une matrice argileuse rouge sombre. Entre 421 et 422, il semble y avoir une solution de continuité marquée par quelques centimètres d'argilite plus finement feuilletée. La surface de séparation est soulignée par une légère décoloration de la base de ces argilites feuilletées et également par quelques tubulures (2 à 3 cm de diamètre) de calcite pulvérulente peu cohérente qui pénètrent sur une dizaine de centimètres à l'intérieur des argilites 421 (organisme fouisseur, trace de racine ?). 30 cm.

Du point de vue stratigraphique les marnes grises à débris ligneux 414 ont livré un spectre sporo-pollinique que l'on peut attribuer au Bédoulien. Les marnes grises 418 sont riches en spores du Gargasien-Albien inférieur (détermination J. Médus).

b - Données géochimiques et minéralogiques

L'étude détaillée géochimique et minéralogique (Combes, 1969) a montré que les faciès précédents correspondent à un début d'altération de sédiments argileux et marneux. Il s'agit d'une ébauche de ferrallitisation qui porte avant tout sur une décarbonatation et une ferruginisation avec une alitisation plus discrète (fig.54 et 55).

c - Variations latérales

Vers l'Est, des faciès analogues à 1, 2, 3 (4 semble avoir disparu) sont visibles dans une ancienne tranchée de reconnaissance (tranchée 2) à une trentaine de mètres de la précédente. Au-delà on retrouve la série bauxitique à une soixantaine de mètres le long du chemin Canals-Camp Bataillé, aujourd'hui quelque peu dégradé par le passage des troupeaux, où l'affleurement ne permet pas d'effectuer le relevé précis d'un profil. Néanmoins on peut observer, sur 6 m environ (1, coupe 3), des argilites brun-rouge sombre et des niveaux plus compacts à pisolithes alumineux et concrétions hématitiques (diamètre maximum 1 cm) qui pourraient correspondre à une ferrallitisation plus accentuée des marnes et argilites décrites dans la tranchée 1. Latéralement, vers l'Est, la formation bauxitique se termine contre le versant oriental fortement incliné de la paléovallée.

F. K. ...
 ←

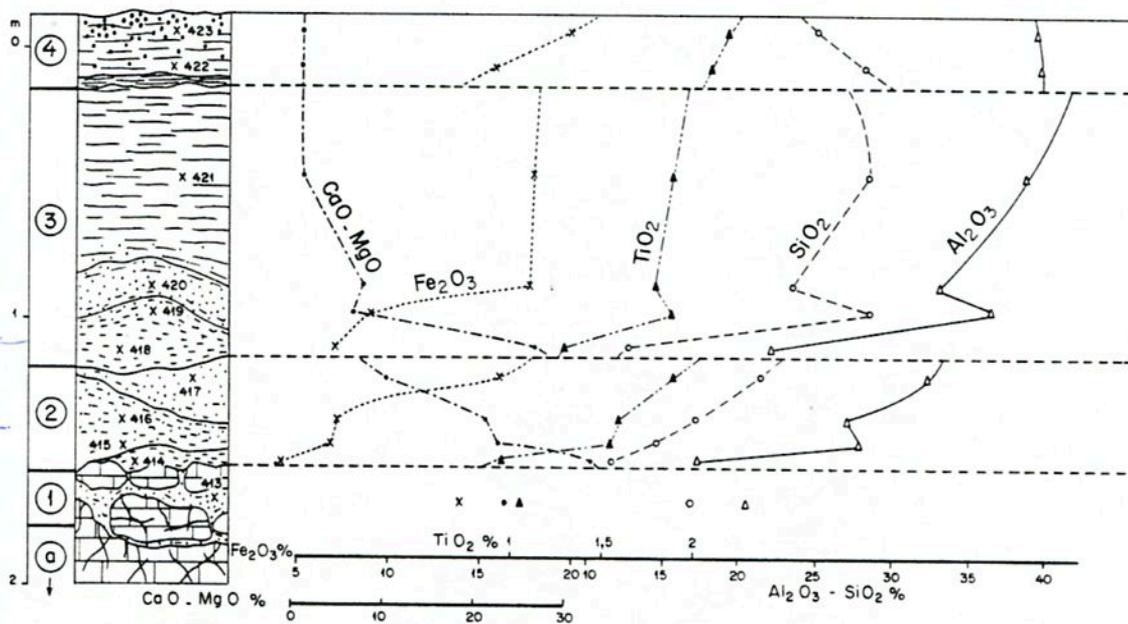


fig. 54 - Gisement de Canals (tranchée 1), profil géochimique concernant les composants majeurs (Combes, 1969). Les niveaux (a à 4) et les échantillons prélevés (413 à 423) sont décrits dans le texte.

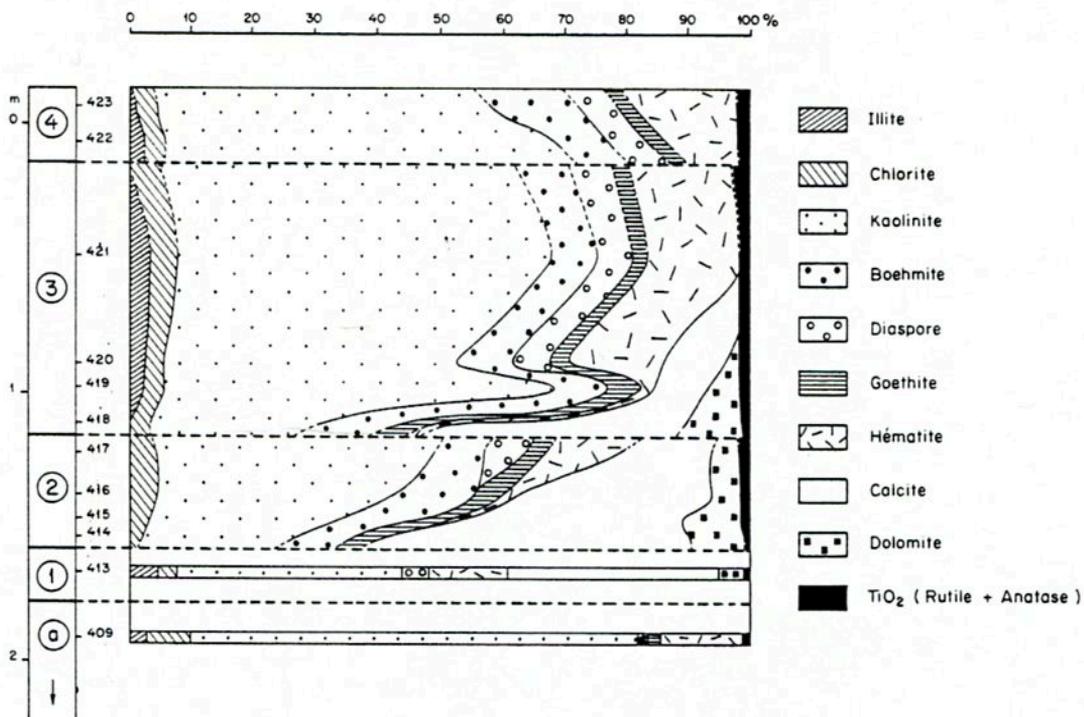


Fig. 55 - Gisement de Canals (tranchée 1) profil minéralogique (Combes, 1969).

2 - La formation marno-conglomératique

a - Description des faciès

Tranchée 1 - La coupe décrite se poursuit vers le haut avec apparition brusque de sédiments nettement détritiques (fig.53) :

5 - La surface légèrement ravinée du niveau précédent est recouverte par des marnes grises ou ferrugineuses à débris de bois, petits Gastéropodes altérés et éléments clastiques ou bioclastiques divers. On reconnaît des cailloux émoussés de calcaire et de dolomie, des concrétions hématitiques, des pisolithes bauxitiques, quelques Orbitolines usées, des fragments de test de Lamellibranches et des petits amas (1-2 cm maximum) de résine jaune-acajou. Ce sédiment complexe emballe des blocs arrondis (10-20 cm de diamètre) conglomératiques ou microconglomératiques constitués des mêmes éléments cimentés par une matrice calcaréo-argileuse compacte plus ou moins ferrugineuse. 1,20 m.

6 - Marnes grises à petits débris ligneux coupées par un banc de calcaire argileux cryptocristallin chargé d'oxydes de fer en grains ou en trainées. Nombreux débris de Gastéropodes et de Lamellibranches, Miliolidés, Cunéolines, *Pseudocyclamina* sp., *Coskinolinella daguini*, *Orbitolinopsis* sp., 5 m environ.

Tranchée 2 - Des faciès détritiques viennent également sur la formation bauxitique (fig.53) :

4 - Conglomérat à ciment argilo-calcaire ferrugineux peu compact. Les éléments très hétérogènes dépassent rarement le centimètre et comprennent des débris de Lamellibranches, des petits Gastéropodes, des débris de bois, des pisolithes bauxitiques, des concrétions hématitiques, des cailloux dolomitiques. Les tests de Mollusques étant presque totalement décalcifiés, la roche a un aspect caverneux. Nous avons trouvé en outre une Ammonite partiellement préservée par la décalcification. Cet exemplaire a été examiné par R. Busnardo qui a bien voulu en effectuer la diagnose. Il s'agit du genre *Kossmatella* sans aucun doute car les bourrelets caractéristiques sont bien conservés. L'espacement des sillons et l'allure de la section permettent de la ranger dans le groupe de *Kossmatella agassiana* Pictet. Elle se rapproche assez de *K. Romana* Wiedmann, mais l'identification n'est guère possible. On peut par conséquent conclure : *Kossmatella* sp. cf. *romana* Wiedmann. 15 cm.

5 - Conglomérat à ciment calcaréo-argileux compact. Les éléments, de 2 à 10 mm, sont constitués par des concrétions hématitiques, des cailloux émoussés de calcaire et de dolomie, des fragments de bois, quelques débris de Mollusques, de rares Orbitolines usées. 30 cm.

6 - Les sédiments détritiques précédents sont recouverts par des marnes grises à débris ligneux, quelques fragments ferrugineux. Certaines passées sont plus riches en cailloux émoussés calcaréo-dolomitiques. 8 m en partie masqués par la couverture végétale.

Coupe 3 - La partie supérieure de la formation bauxitique précédente, sur 1 à 2 m, présente des traces nettes de remaniement : orientation des pisolithes et concrétions, stratification. L'apparition du détritisme s'accroît dans la formation marno-conglomératique :

2 - Le sommet remanié (fig.53) de la bauxite sous-jacente passe vers le haut à une marne rouge ou grisâtre à débris clastiques et à fragments ligneux. Certaines passées sont bréchiques avec des éléments anguleux de calcaire dolomitique du mur, des morceaux de bauxite, et contiennent des Gastéropodes en mauvais état de conservation. 0,60 m.

3 - Argile sableuse très ferrugineuse à éléments bauxitiques passant à un véritable conglomérat à ciment argilo-sableux rouge sombre et éléments essentiellement bauxitiques : concrétions hématitiques, pisolithes alumineux (0,5 à 1 cm). On note aussi quelques petits Gastéropodes et des débris de tests de Lamellibranches presque complètement décalcifiés. La structure est nettement stratifiée. 1 m.

4 - Marne sableuse grise contenant des cailloux calcaréo-dolomitiques émoussés, des débris ligneux et des éléments bauxitiques. La base présente un banc bréchique à éléments calcaréo-dolomitiques anguleux et à matrice marno-ferrugineuse. 1,20 m.

5 - La partie inférieure (0,50 m) est constituée par un banc bréchique à éléments calcaires ou dolomitiques (2 à 20 cm de diamètre) ; ciment ferrugineux assez peu important. On passe ensuite à une marne calcaréo-sableuse grise (1,50m) à débris de bois et éléments bauxitiques, surmontée par une nouvelle brèche (1 m) identique à la précédente et dont certains blocs atteignent 30 cm. 3 m.

6 - Calcaire gris sombre ou ocre, argilo-ferrugineux, micrograveleux. On y rencontre des entroques, des fragments de tests de Lamellibranches, des Ostracodes, *Simplorbitolina manasi*, *Orbitolinopsis* sp. cf. *aquitana*, *Orbitolinopsis* sp., *Pseudocyclamina* sp. *Cuneolina* sp., *Miliolidés*, *Agardhiellopsis cretacea*. 0,80 m.

7 - Marne sableuse ferrugineuse à débris de bois et pisolithes de bauxite, surmontée d'un banc conglomératique à éléments calcaires de 1 à 10 cm de diamètre. Le ciment (souvent très riche en matériel bauxitique) est gréseux et contient un grand nombre de petits grains de quartz. On trouve également des amas de résine brun-rougeâtre. 1,80 m.

8 - Marne calcaréo-gréseuse gris-jaunâtre à débris de bauxite, pisolithes, cailloux émoussés calcaires ou dolomitiques, fragments ligniteux. Certains horizons sont largement bréchiques avec des éléments calcaires de 1 à 10 cm de diamètre. 2 m.

Vers l'Est (coupe 4), à une vingtaine de mètres, les niveaux 5 et 6 reposent directement sur la remontée du mur calcaréo-dolomitique assez fortement rubéfié et portant des traces de perforation. Au delà un accident SW-NE et la couverture de terrains récents ne permettent pas l'observation.

La formation marno-conglomératique passe rapidement aux "calcaires urgo-albiens moyens" de l'unité U6 (Albien inférieur élevé à moyen) (Peybernès, 1976) épais de 120 m. Ce sont des intramicrites bioclastiques massives, parsemées de chailles sombres et très riches en Floridées branchues (*Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum*). La microfaune également abondante comporte *Simplorbitolina conulus*, *S. Manasi*, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*), *Texana*, *Orbitolina* (*M.*) *minuta*, *Coskinolinella daguini*, *Haplophragmoides greigi*,

Cuneolina gr. pavonia, *Pseudochofatella* sp., *Pseudocyclammina* sp., *Sabaudia minuta* et *Hensonina lenticularis*. Des Brachiopodes ont été recueillis : *Rhynchonella regularis* R. cf. *contorta*, *Gemmarcula leymeriei*, *Terebratula delbosii*. Vers le haut, les calcaires deviennent argileux et riches en spicules. Ils sont tronqués par l'accident limitant au Nord la couverture septentrionale du massif de l'Arize (zone ariégeoise).

INTERPRETATION DES DONNEES

1 - Attributions stratigraphiques

Le toit calcaire urgonien, bien daté de l'Albien inférieur élevé à moyen (unité U6), constitue un bon repère stratigraphique.

La formation marno-conglomératique contient (intercalation calcaire 6, coupe 3) *Simplorbitolina manasi*, connue en Ariège (Peybernès, 1976) du Clansayésien à l'Albien moyen et, à sa base (niveau 4, tranchée 2), *Kossmatella* cf. *romana* Wiedmann dont le genre est confiné dans l'Albien inférieur-moyen et dans sa stricte acception n'existe pas dans l'Aptien (données fournies par R. Busnardo). D'autre part le spectre sporo-pollinique du niveau marneux 6 (tranchée 1) peut exister dans l'Albien inférieur (détermination J. Médus). Cette formation est donc assimilable à l'Albien inférieur.

La formation bauxitique sous-jacente dont les spectres sporo-polliniques fournissent un âge bédoulien (niveau 2, tranchée 1) et gargasien-albien inférieur (niveau 3, tranchée 1) (détermination J. Médus) serait attribuable, au moins en partie, à l'Aptien. Les niveaux a et 1 pourraient être, en effet, plus anciens (Barrémien ?).

2 - Environnements de dépôt

Le premier banc (10-20 cm) visible à la base de la formation bauxitique dans la tranchée 2 est un calcaire ferrugineux pétri d'Huitres de petite taille associées à quelques Polypiers, plaqué sur la paléosurface karstifiée du Kimméridgien. Ce faciès inaugure une série où l'on a de très nombreux niveaux de marnes ou argilites à débris de bois, fragments de résine, Lamellibranches et Gastéropodes, présence de pollens et spores, coupée d'intercalations carbonatées à Foraminifères. Dans la formation bauxitique, l'observation de terrain et les données chimico-minéralogiques montrent que des émergences successives ont permis un début de ferrallitisation. Ce contexte correspond à un environnement littoral de plate-forme interne confiné ou margino-littoral périodiquement émergé. L'apparition, dans la formation marno-conglomératique, de nombreux éléments bauxitiques détritiques associés à des conglomérats et des fragments de résine, indique la proximité de reliefs continentaux ferrallitisés et supportant un couvert végétal comme en Nouvelle-Calédonie où la résine secrétée par les Araucarias se rassemble en quantité suffisante dans les sols latéritiques pour justifier de petites exploitations (gomme de Kaori). Les apports fluviaux en provenance de ces territoires ferrallitisés venaient alimenter en sédiments terrigènes la partie interne du lagon et les lagunes ou mangroves bordières. Les faciès conglomératiques peuvent être mis en relation avec le fonctionnement des failles synsédimentaires limitant le gradin de Clermont à quelques centaines de mètres au Nord. La présence

exceptionnelle, à la base de la formation, d'une Ammonite avec des Mollusques (sous forme d'empreintes, les tests étant presque totalement décalcifiés) peut être interprétée comme une coquille flottée dans le lagon et incorporée au conglomérat.

3 - *Corrélation avec le gisement de la Combe de Lé (fig.52)*

Les attributions stratigraphiques permettent de corréler la formation bauxitique de Canals avec la formation bauxitique inférieure de la Combe de Lé. La formation marno-conglomératique correspondrait, au moins en partie, au calcaire à Simplorbitolines inférieur et à la formation bauxitique moyenne. Les calcaires urgoniens au toit du gisement à Canals seraient équivalents au calcaire à Simplorbitolines supérieur. La bauxite supérieure de la Combe de Lé n'est pas connue à Canals mais cela pourrait être dû aux conditions médiocres d'affleurement et aux accidents bordant la zone ariégeoise.

Du point de vue paléogéographique, Canals se situe en amont sur le gradin de la Combe de Lé près de l'arrière-pays ferrallitisé alimentant la marge en sédiments argileux, marneux ou bauxitiques. Les faciès détritiques de la formation marno-conglomératique sont un témoin des apports d'origine fluviatile qui à l'aval, à la Combe de Lé, ont fourni les argilites roches mères de la formation bauxitique moyenne. L'altération plus accentuée à la Combe de Lé est probablement due aux soulèvements liés aux mouvements tectoniques synsédimentaires observés dans le gisement.

4 - *Contrôle eustatique et analyse stratigraphique séquentielle*

La série oscillante de Canals, comme celle de la Combe de Lé est connue depuis 20 ans (Combes, 1969) et attribuée à l'époque aux mouvements tectoniques précédant la phase anté-cénomaniennne. Durant la période barrém-albienne la transgression marine vers le Nord aurait en effet interféré avec ces mouvements créant des émerisions périodiques, sans exclure que "certaines d'entre elles pourraient également être provoquées par des variations négatives momentanées du niveau marin lui-même" (p. 169). Les connaissances sur l'eustatisme ne permettaient pas d'aller plus loin.

L'analyse détaillée de ces séries bauxitiques oscillantes, déjà ancienne, présente néanmoins, à posteriori, un avantage : elle a été effectuée sans le risque d'être influencée par la "révolution eustatique" qui n'était pas encore faite. Il est donc maintenant possible de tester l'eustatisme avec des faits établis bien antérieurement, de procéder à une relecture des séries et, bien évidemment, d'approfondir les connaissances en utilisant les concepts actuels.

a - *Comparaison avec la courbe eustatique (fig.48)*

La formation bauxitique comporte 5 séquences sous la formation marno-conglomératique, assez bien datée de l'Albien inférieur, que l'on peut prendre comme repère. Dans ces conditions les séquences 2, 3, 4 correspondraient aux 3 oscillations eustatiques connues à l'Aptien ce qui est en accord avec les données de la palynologie. Les séquences a et 1, sur lesquelles on ne possède pas de données biostratigraphiques, se situeraient au Barrémien comme nous l'avions proposé antérieurement.

Les données actuelles et les conditions d'affleurement ne permettant pas de déterminer des séquences dans la série marno-conglomératique, la comparaison avec la courbe eustatique n'est pas possible. On peut penser toutefois que l'envoyage de la formation bauxitique a coïncidé avec la remontée du niveau marin au début de l'Albien inférieur.

b - *Situation dans le cortège sédimentaire de la séquence bauxitique*

Dans le modèle de reconstitution du cortège sédimentaire correspondant à la séquence bauxitique (fig.9) Canals se situerait en position amont. Pour la formation bauxitique les séquences sont d'épaisseur très réduite et ne présentent pas les termes carbonatés qui apparaissent en aval dans le gisement de la Combe de Lé. L'érosion de la partie supérieure de la formation bauxitique, la superposition des faciès détritiques de la formation marno-conglomératique, leur épaissement avec augmentation du détritisme au niveau de la coupe 3, pourraient correspondre à un remplissage de vallée. Dans cette hypothèse cette dernière, peu prononcée, aurait pu se creuser lors du bas niveau de la séquence 4 tronquée par la surface d'érosion au sommet de la formation bauxitique. Elle aurait été ensuite envoyée et comblée par la formation marno-conglomératique. Le paléorelief karstique au mur, de même orientation probable dans le quart nord, serait antérieur à la formation bauxitique.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DES ARRETS

Itinéraire : Moulin de Gouarné, D15, Camp Bataillé, montée à pied à Canals (AR 45').

ARRET 9 Vieux travaux de prospection et coupe de Canals. Description du gisement et apparition de faciès détritiques proximaux en amont du gradin de la Combe de Lé en domaine très interne de la plate-forme, mise en évidence de profils d'altération superposés à partir de marnes. Comparaison avec la courbe eustatique et corrélation avec la Combe de Lé, situation dans le cortège sédimentaire de la séquence bauxitique (remplissage de vallée ?).

LA SERIE CARBONATEE URGO-ALBIENNE
DE LABORIE (PECH DE FOIX)

Sur le schéma reconstituant la mise en place de la séquence bauxitique de type Ariège (fig.9), la série de la carrière de Laborie se situe dans la partie moyenne de la plate-forme carbonatée urgonienne dans une position:

- suffisamment "externe" pour ne pas être atteinte par les apports terrigènes ni affectée par des épisodes avec émerision-bauxitisation ;
- pas assez "externe" ou en bordure de plate-forme pour que des prismes et intervalles marneux viennent s'intercaler (IT, PHN, PBP).

La série analysée dans les fig. 56 et 57 présente donc un faciès urgonien (albien inférieur à ? moyen)entièrement carbonaté sans intercalation argileuse, argilo-ligniteuse, bauxitique ou marneuse.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DE

L'ARRET

Itinéraire : D 117, Foix, D 1, arrêt en bordure de route ou dans la carrière de Laborie, retour et coucher à Foix.

ARRET 10 Carrière de Laborie, présentation de la série lithologique, biostratigraphie et succession des séquences de faciès dans l'urgonien, corrélations séquentielles, perspectives de recherche.

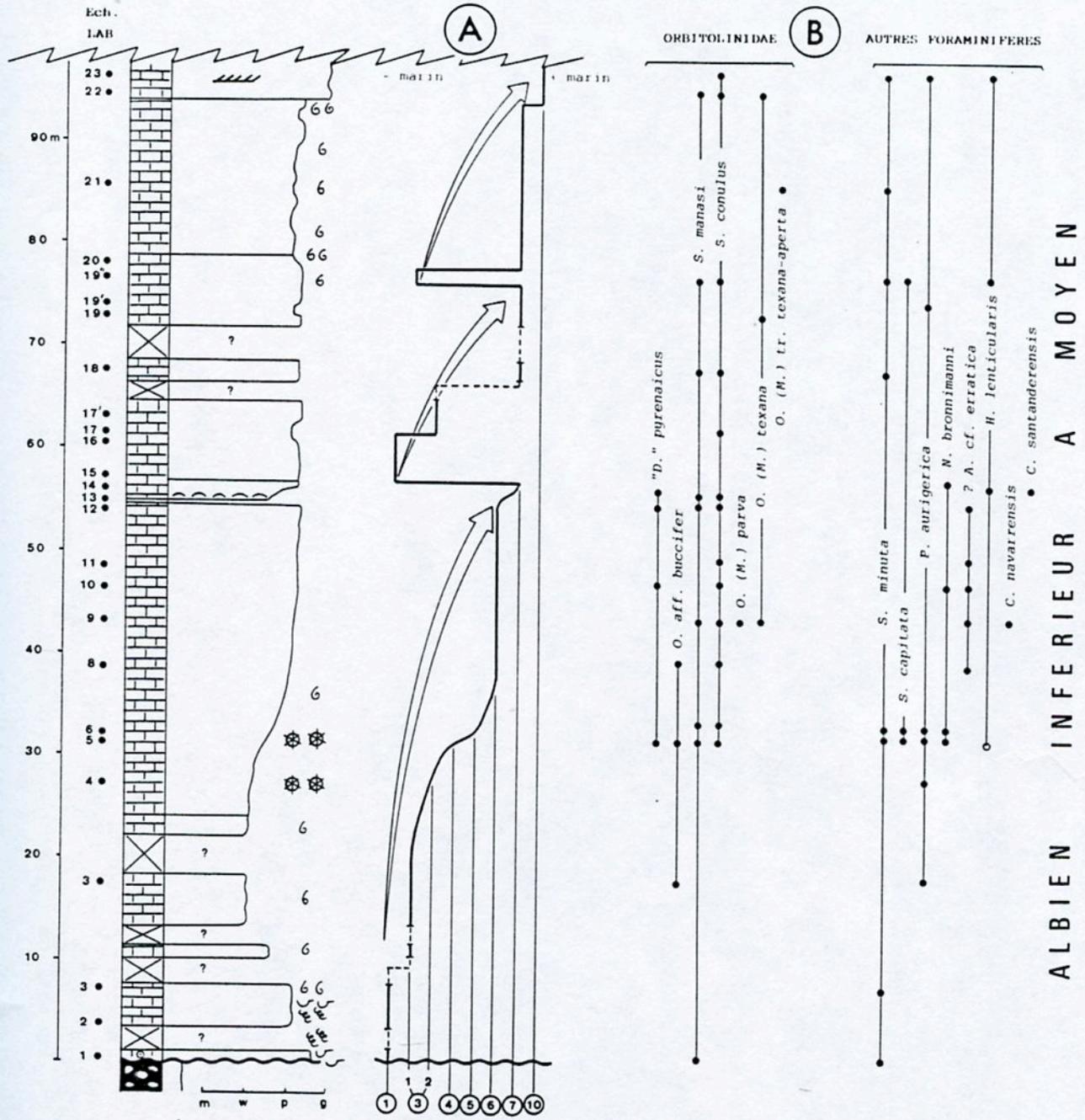


Fig. 56 - Coupe de la carrière de Laborie (partie basale), Enchaînement des faciès (A) et distribution verticale des marqueurs stratigraphiques (B),

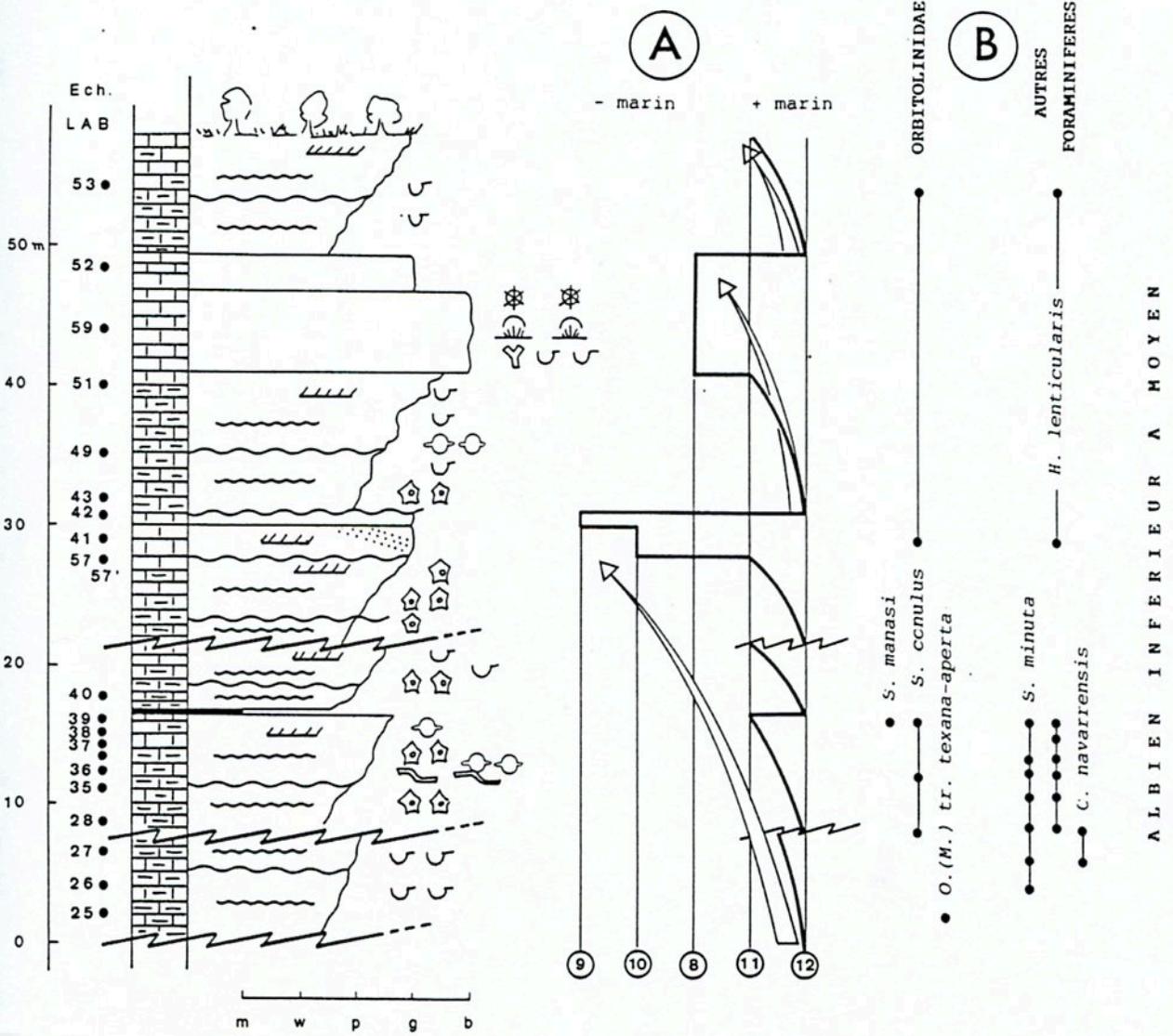
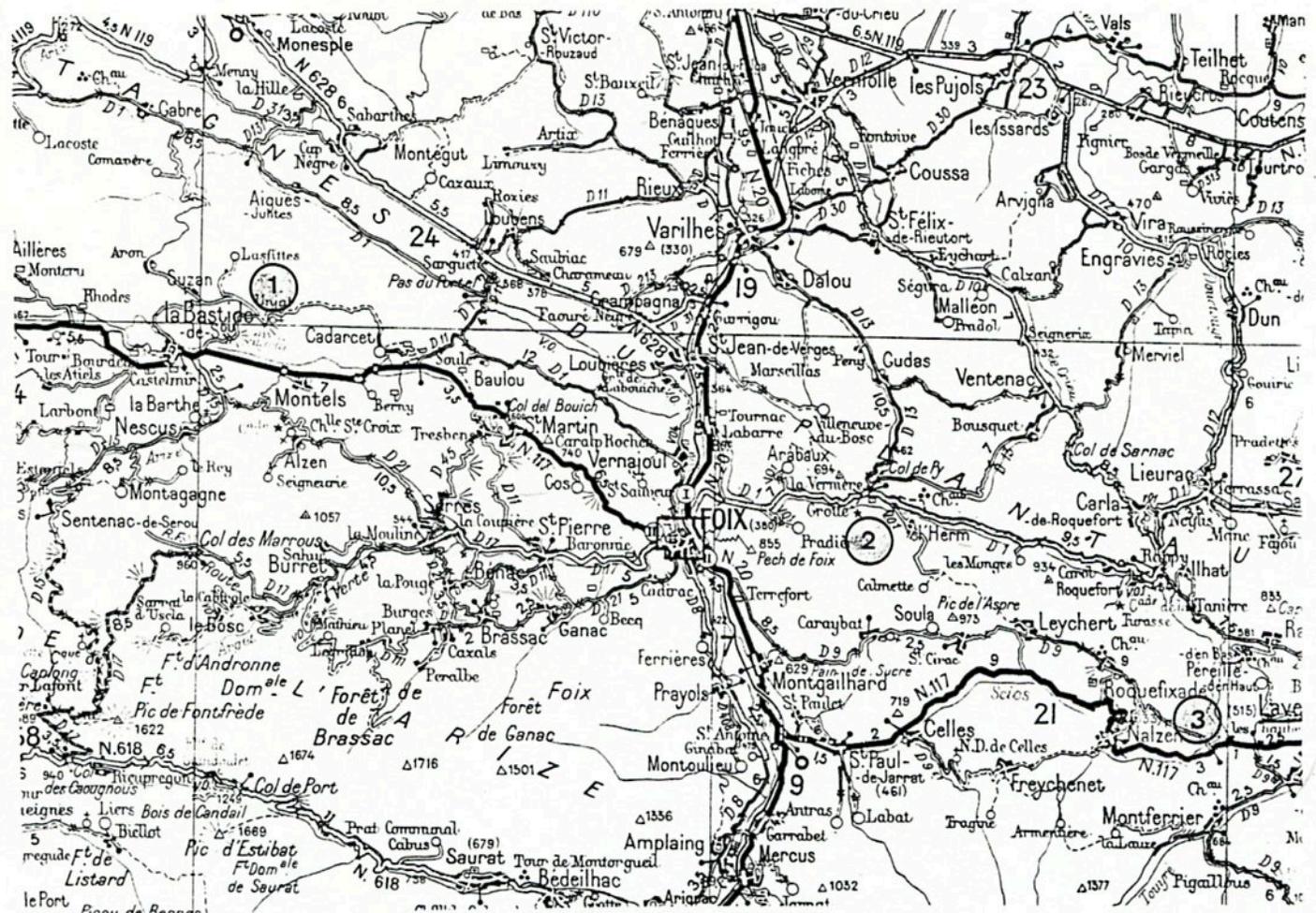
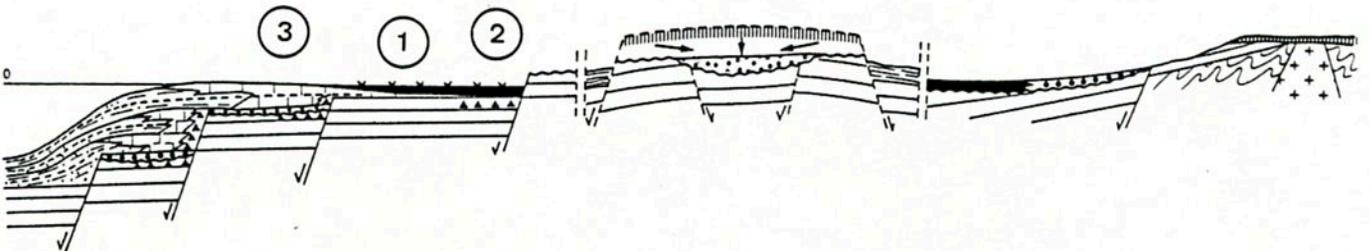


Fig. 57 - Coupe de la carrière de Laborie (partie sommitale), Enchaînement des faciès (A) et distribution verticale des marqueurs stratigraphiques (B).

TROISIEME JOUR

Région de Foix : Les gradins de la marge (suite) ; tectonique intra-albienne et oscillations eustatiques dans les gisements et sur la plate-forme urgonienne

- 1 - Le gisement de Bacqué
- 2 - Le gisement de Couchet
- 3 - La série carbonatée urgonienne de Péréille



LE GISEMENT DE BACQUE :
FAILLES NORMALES ET INVERSES ANTE ET SYN-BAUXITES DANS UNE
SERIE MARGINO-LITTORALE OSCILLANTE
 (avec la collaboration de J. Médus et D. Mongin)

Le gisement de Bacqué est un des derniers gisements ariégeois exploités au début des années 70. Il permet de reconstituer l'envoyage progressif de la paléosurface karstique par un domaine margino-littoral. La présence d'horizons riches en gastéropodes et en palynoflore amène à préciser les environnements de dépôt dont le caractère oscillant est contrôlé principalement par les fluctuations eustatiques. La présence de failles normales et inverses anté et syn-bauxites témoignent du fonctionnement des gradins de la marge européenne déjà sensible à la Combe de Lé et qui s'accroîtra encore dans le gisement de Couchet.

Le gisement de Bacqué vient d'être décrit dans une récente publication (Combes et al., 1989) à laquelle on pourra se référer pour une étude plus complète.

LE CADRE GEOLOGIQUE

Le gisement de Bauxite de Bacqué se situe dans la zone nord-pyrénéenne, 3 km au NE de La Bastide-de-Sérou et 2,5 km au NW d'Unjat (fig.58), à proximité immédiate de la ferme du même nom. Il appartient à la sous-zone ariégeoise, couverture mésozoïque du massif de l'Arize décollée sur le keuper. L'ensemble Arize-couverture est entièrement charrié vers le Nord sur la surface

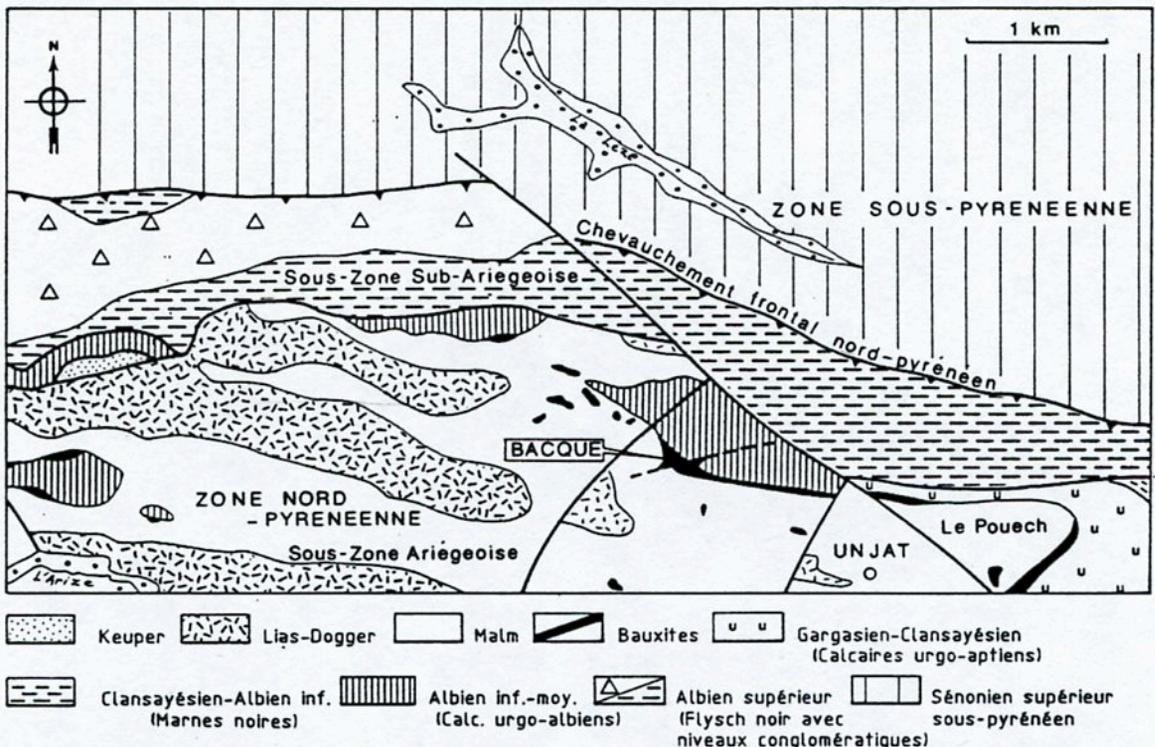


Fig. 58 - Carte géologique de la région de Bacqué et localisation du gisement.

concave et émergente du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (fig. 37, coupe 2). Le gisement de Bacqué présente des bauxites intercalées entre un mur jurassique et un toit urgonien d'âge albien inférieur/moyen (équivalent des calcaires à Simplorbitolines de la Combe de Lé), il fait donc partie de l'un des blocs les plus externes de la marge européenne du domaine pyrénéen (Combes et Peybernès, 1989) caractérisé par la présence des prismes urgoniens les plus jeunes de la série éocène. Dans le secteur de Bacqué, la sous-zone ariégeoise correspond à une succession de petits plis de direction NW-SE, conforme à l'allongement de la chaîne, dont les axes anticlinaux se marquent dans les dolomies et les calcaires du Lias-Dogger. La sous-zone sub-ariégeoise qui la flanque plus au Nord s'étire ici considérablement par rapport à la coupe plus orientale de la Combe de Lé (fig.38).

DESCRIPTION DU GISEMENT

Il forme une vaste excavation (fig.59) dont le pendage général est de l'ordre de 40° vers le Nord-Est. Le gisement est affecté par des failles N 110° à 130° E qui ont fonctionné d'une manière polyphasée : en distension avant le dépôt de la bauxite (fig.60c-d) et durant sa mise en place (fig.60a), en compression avant le dépôt du niveau calcaire II du toit (fig.60c-d). Une faille distincte, N 80° E 75° S, légèrement inverse et à rejet latéral sénestre, divise l'exploitation en deux gradins (fig.60c-d) décalés d'une dizaine de mètres. La fig.60c permet de présenter les différentes formations que nous allons maintenant décrire.

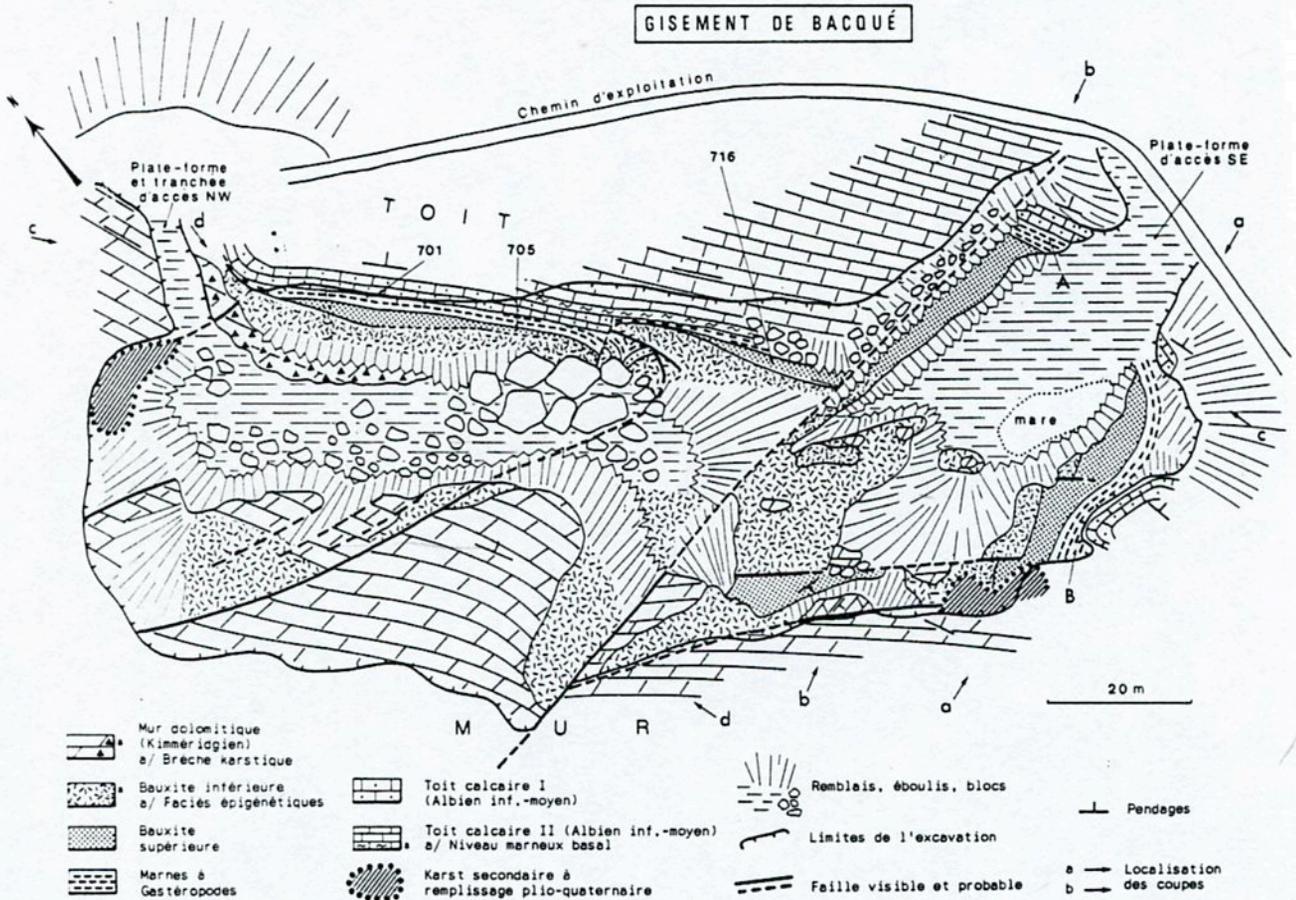


Fig. 59 - Carte géologique du gisement de Bacqué et localisation des coupes de la fig. 60.

1 - Le mur

La morphologie karstique se caractérise par des poches irrégulières (2 à 8 m) anastomosées de karst primaire ante-bauxite, retouchées par un karst secondaire récent (parfois rempli par des argiles quaternaires à galets quartzeux) pouvant provoquer un soutirage ponctuel du minerai (fig.60a, partie WSW). En plusieurs points la surface du mur présente une brèche d'effondrement-dissolution à blocs dolomitiques subarrondis (5 à 40 cm) emballés par des argilites rouges ou grises pyriteuses, particulièrement épaisse près des failles antérieures au dépôt de la bauxite (fig.60d). Cette brèche, comparable à celle de la Combe de Lé, présente un litage fruste et une orientation grossière des éléments vers le panneau effondré qui indiquent un début de destabilisation et de glissement sur la paléopente.

2 - La bauxite inférieure

Se subdivise en 2 bauxites superposées a et b :

a) Le mur, ou la brèche le recouvrant, sont surmontés en plusieurs points, sur 1 m maximum, par une argilite ou une argilite bauxitique grise à pisolithes pulvérulents ou scoriacés rougeâtres; la présence de zones cavernueuses goethitiques ocre et de nombreux débris ligneux indique, ce qui est fréquent en Ariège (Combes, 1969), qu'il s'agit d'une ancienne argilite bauxitique pisolithique rouge en partie déferrifiée et réduite (pyritisation) sous l'action d'un milieu marécageux riche en matière organique végétale. L'oxydation de la pyrite a ensuite produit la structure scoriacée de la goethite néoformée. La présence, contre le mur carbonaté, d'encroûtements centimétriques ferrugineux (goethite-hématite), fréquents également en Ariège, est due à la neutralisation des solutions sulfatées provenant de l'oxydation de la pyrite.

b) Au-dessus se développe une masse bauxitique qui peut atteindre 7 m dans la partie centrale du gisement. Elle débute par des argilites brun-rouge à kaolinite-hématite passant assez rapidement à une bauxite pisolithique à boehmite-hématite-kaolinite. Dans la majeure partie du gisement, la bauxite a subi une profonde transformation épigénétique. Elle est en effet partiellement déferrifiée, de teinte dominante ocre et ocre rougeâtre, à structure scoriacée ou cloisonnée par un réseau de filonnets goethitiques et hématitiques. Les pisolithes boehmitiques deviennent pulvérulents, teintés en ocre par la goethite. Le minerai peut être envahi par des vacuoles (0,2 à 1 mm) partiellement occupées par de la goethite pulvérulente. Des auréoles de diffusion traduisent une nette redistribution du fer. Ces structures, beaucoup plus développées que dans le niveau a), déjà décrites en Ariège (Combes, 1969), montrent que la bauxite brun-rouge originelle a été : 1) fortement réduite et pyritisée ; 2) oxydée, ce qui a provoqué une redistribution anisotrope du fer.

3 - La bauxite supérieure

Elle repose sur la bauxite inférieure dont le sommet présente une surface indurée à encroûtement ferrugineux. Dans le gradin sud-est, la bauxite inférieure, inclinée de 30° environ vers le NE, est décalée de 3 à 4 m par deux failles N 130° E à peu près verticales (fig.60a-b). La bauxite supérieure est, dans sa moitié inférieure, affectée par ces failles mais, dans sa moitié supérieure, elle les recouvre progressivement (fig.60a). Le fonctionnement de ces accidents est donc syn-bauxite supérieure.

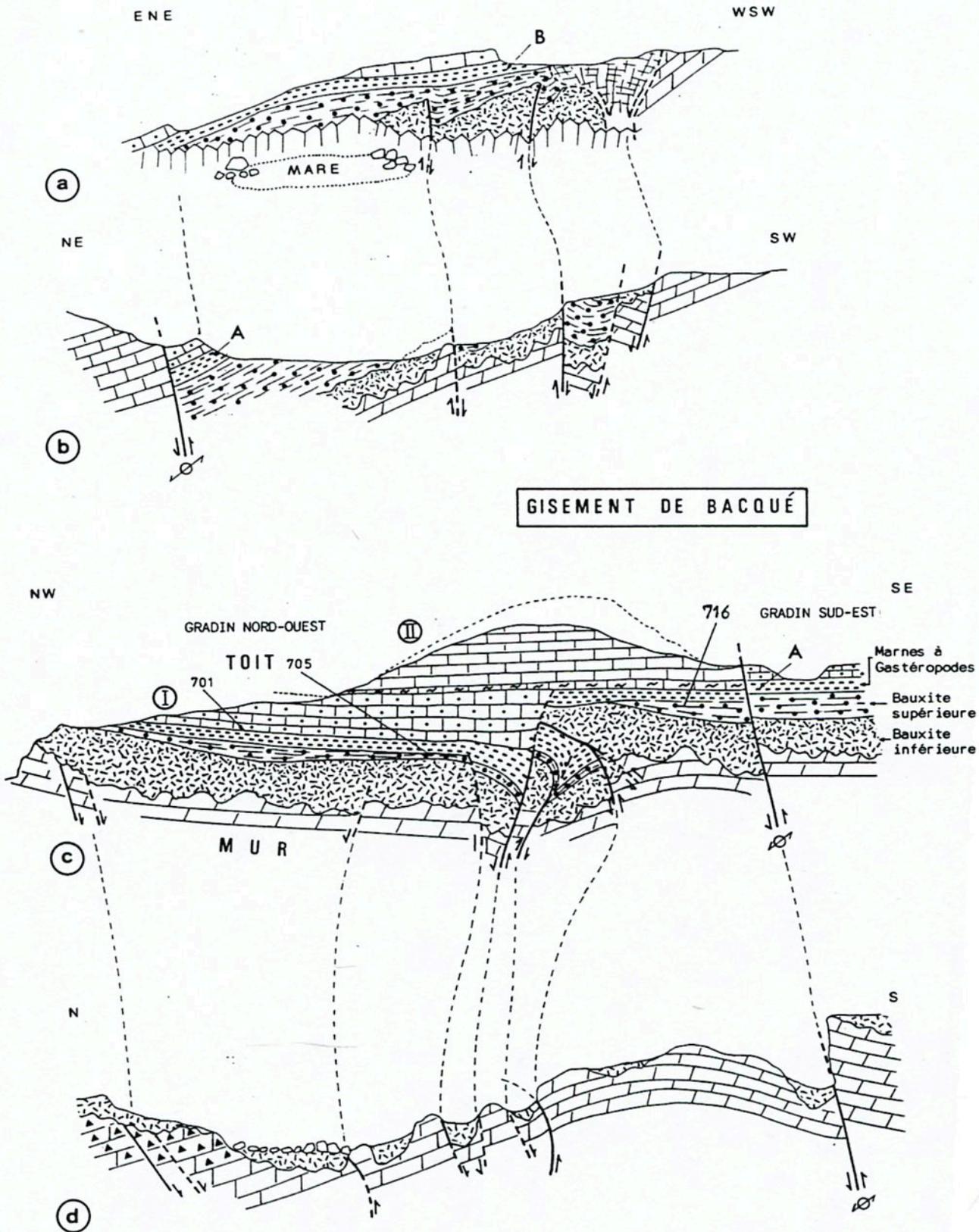


Fig. 60 - Coupes géologiques dans le gisement de Bacqué (localisation sur la fig. 59) : a-b, gradin sud-est ; c-d, gradin nord-ouest, 701, 705, 716 échantillons à palynoflore décrite dans le texte ; A-B, gisements de mollusques (en majorité gastéropodes).

La bauxite supérieure a une épaisseur irrégulière : 0 à 1,5 m dans le gradin nord-ouest en raison de sa disposition lenticulaire, 3 à 6 m dans le gradin sud-est à cause du fonctionnement des failles synchrones. C'est dans ce dernier panneau qu'elle a été largement dégagée par l'exploitation.

Deux faciès dominant :

a - *Bauxite et bauxite argileuse*, tendres, à pisolithes homogènes (boehmite-goethite) souvent abondants, régulièrement répartis (diamètre 0,2 à 1 cm), de teinte ocre, dans une matrice gris clair (kaolinite-chlorite-boehmite). La roche est traversée par de nombreux niveaux millimétriques goethitiques ocre à structure ligneuse encore visible. Des auréoles rougeâtres à contours diffus et une marmorisation discrète (taches ocre dans la matrice argileuse gris clair), indiquent une forte mobilisation du fer.

b - *Argilite grise ou brunâtre* (kaolinite-boehmite-gibbsite-chlorite-goethite), tendre à compacte, souvent pétrie de traces végétales en niveaux horizontaux ou verticaux sur 10-30 cm (probablement anciennes racines). Ces traces peuvent être ferrugineuses (goethite), charbonneuses noirâtres ou paraître, à la loupe binoculaire, constituées de matériel végétal finement strié ou cannelé à cellules allongées occupées (ou remplacées) par un minéral blanc ou miel translucide (gibbsite ?). Des niveaux centimétriques argilo-ligniteux noirâtres s'observent également.

Dans le gradin sud-est ces faciès s'organisent en 3 séquences 1, 2, 3 :

- La séquence 1 montre le faciès (a) de bauxite pisolithique (1,10 m), directement sur la discontinuité au sommet de la bauxite inférieure, passant progressivement à 1,9 m d'argilites (b).

- Les séquences 2 et 3 (3m d'épaisseur) sont surtout constituées par le faciès bauxitique argileux pisolithique (a). La discontinuité de base est nette, celle limitant 2 et 3 moins apparente. Vers le haut, le sommet de la séquence 3 passe progressivement aux marnes à gastéropodes sus-jacentes. L'organisation interne de ces séquences n'apparaît pas nettement.

Il faut enfin noter qu'en deux points du gradin sud-est deux niveaux pisolithiques indurés (10 à 20 cm), à éléments hétérogènes grossièrement orientés, sont probablement d'origine détritique.

4 - Les marnes à gastéropodes

Le niveau précédent passe à des argiles gris-brunâtre peu compactes contenant des pisolithes épars (vers la base), des débris de plantes et des passées plus sombres argilo-ligniteuses. Vers le haut, la teinte s'éclaircit et apparaît un faciès argilo-carbonaté (kaolinite-calcite) avec quelques ostracodes et un grand nombre de mollusques, surtout des gastéropodes, dans le gradin sud-est. Le gradin nord-ouest n'a livré que quelques individus. L'épaisseur varie de 0,5 à 2 m environ.

5 - Le toit

a) Un premier niveau de calcaire I, bien visible dans le gradin nord-ouest sur 4 m d'épaisseur maximum, vient sur les marnes à gastéropodes par l'intermédiaire d'un banc (0,5 m) de wackestone argileux gris à rares ostracodes, tubes d'annélides, débris de lamellibranches et : *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Glomospira urgoniana*, *Melathrokerion valserinensis*, *Glomospira aff.*

gaultina, *Sabaudia cf. minuta*, *Valvulineria ? sp.*, *Earlandia sp.*, *Cuneolina sp.* miliolles, *Gryphoporella ? aurigerica*, *Permocalculus*. Le fond est riche en petits éléments bauxitiques ferrugineux qui s'expriment aussi par des fragments anguleux ou quelques pisolithes de grande taille (1 cm maximum). Certains niveaux sont plus riches en grands débris de lamellibranches subanguleux (1 cm maximum) et de bois (3 cm maximum). Ce lithofaciès indique un milieu assez confiné, peu agité et de faible profondeur, sensible aux apports continentaux, de type margino-littoral.

Au-dessus on passe rapidement à des packstones gréseux gris à pellets et nombreux microfossiles : *Glomospira watersi*, *Glomospira glomerosa*, *Coskinolinella daguini*, *Everticyclammina hedbergi*, *Quinqueloculina robusta*, *Marinella lugeoni*. Présence de fragments de mollusques (une nérinée visible en surface), spicules de spongiaires et d'éléments bauxitiques épars. Vers le haut, les débris usés de lamellibranches augmentent (1 cm), en association avec des entroques et quelques floridées (*Agardhiellopsis cretacea*, *Paraphyllum primaevum*, *Archaeolithothamnium sp.*) indiquant un milieu pérorécifal agité. Ces lithofaciès correspondent à une nette ouverture marine.

Vers le Sud-Est (fig.60c) le calcaire I s'arrête sur une zone faillée qui a vraisemblablement joué durant le dépôt en soulevant un étroit panneau puisque ce même calcaire réapparaît dans le gradin sud-est.

b) Un deuxième niveau calcaire II (12 m visibles) vient sceller les deux panneaux et la zone faillée du gradin nord-ouest (fig.60c). On distingue de bas en haut :

- Sur un niveau marneux (0,40 m) inaccessible (réapparition de faciès peu profond ?), un wackestone-packstone à pellets et lithoclastes micritiques arrondis, débris organiques de grande taille (0,2, 0,8 cm) ; lamellibranches, bryozoaires, entroques, orbitolines usées. Nombreux fragments de quartz anguleux (0,1 mm), matrice micritique presque totalement sparitisée. Microfossiles : *Glomospira watersi*, *Glomospira glomerosa*, *Coskinolinella daguini*, *Everticyclammina hedbergi*, *Quinqueloculina robusta*, *Marinella lugeoni* (3 m) ;

- Un wackestone à pellets, nombreux petits débris (0,1-0,2 mm) organiques, subanguleux (entroques, lamellibranches) et quartz anguleux. Microfossiles : *Simplorbitolina sp.*, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Melathrokerion sp. ?* et *Marinella lugeoni* (3 m) ;

- Un wackestone à orbitolines, débris irréguliers de lamellibranches, entroques, bryozoaires. Microfossiles : *Simplorbitolina manasi* (très abondante), *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta*, *Orbitolina (Mesorbitolina) texana*, *Coskinolinella daguini*, *Glomospira urgoniana*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Mayncina bulgarica*, *Quinqueloculina sp.*, *Melathrokerion sp.*, *Charentia sp.* et *Sabaudia sp.* (3 m) ;

- un wackestone à grands débris (1 cm) sub-arrondis de lamellibranches (dont rudistes), polypiers, gastéropodes, bryozoaires, ossicules ou otolithes de poissons ; localement packstone à lithoclastes micritiques arrondis. Microfossiles : orbitolines indéterminées, *Simplorbitolina manasi*, *Ethelia alba*, *Hensonina lenticularis*, *Melathrokerion sp. ?* et *Bacinella irregularis* (3 m).

La biophase des niveaux I et II du toit appartient à l'Albien, probablement inférieur-moyen, par comparaison avec d'autres séries ariégeoises (Unité U₆ in Peybernès 1976). Les lithofaciès montrent qu'à part l'extrême base de I (peut-être aussi de II inaccessible), l'approfondissement semble rapide, particulièrement pour II qui présente une nette parenté avec les calcaires à caractère externe intercalés dans le Flysch noir albien (Peybernès, 1976). Cette instabilité (marquée aussi par les failles anté-calcaire II) est très probablement liée au fonctionnement de la marge européenne qui a provoqué un

enfoncement brusque de la plate-forme bauxitifère dont l'environnement de dépôt va être maintenant précisé.

LES NIVEAUX A GASTEROPODES ET PALYNOFLORE LIES A LA BAUXITE

La présence d'une palynoflore dans la bauxite supérieure et à la base du toit et de gastéropodes dans les marnes intercalées, fournit des informations stratigraphiques permettant de préciser le cadre paléogéographique indiqué par l'analyse des lithofaciès de la bauxite.

1 - Les niveaux à palynoflore (par J. Médus)

Trois échantillons se sont révélés favorables (fig.60c) : 705 et 716 dans un niveau noir à pisolithes gris clair (0,5 cm) correspondant à la bauxite supérieure ; 701 dans le premier banc du calcaire I au toit.

a) Le contenu sporo-pollinique

L'échantillon 705 est dominé par les biaillés ; *Farvisaccites* (*F. radiatus* Couper, *F. rugulatus* Brenner), *Alisporites* (*A. elongatus* Kemp, *A. microsaccus* Brenner) ou *Pinuspollenites* (cf. *P. spherisaccus* Brenner). Dans cet ensemble gymnospermien, *Classopollis obidosensis* Groot & Groot est assez fréquent ; mais l'on peut rencontrer quelques grains de *Lobelina psilata* Médus. Le groupe des spores trilètes vient ensuite ; sa composition est variée, néanmoins les formes les plus fréquentes sont du type *Matonisporites*, *Densoisporites*, *Gleicheniidites senonicus*, *Cyathidites minor*, *Cicatricosisporites*. Les grains de pollen angiospermiens, en faible nombre (4-6 %), sont des formes semblables à *Clavatipollenites hughesi* et *Feromonolites reticulatus* Brenner. L'échantillon 716 a une composition floristique différente. Les biaillés, représentés par les mêmes formes que dans 705, sont moins nombreux que les spores trilètes parmi lesquelles peuvent être cités, *Densoisporites* (*D. rugulatus*, *D. microrugulatus*), *Aequitriradites* sp., *Cicatricosisporites* ou *Plicatella* tels *C. type C. furcatus* Deak, *F. cf. P. tricornitata* (Weyland & Greifeld) Deak & Combaz ; secondairement, il faut noter que *Gleicheniidites senonicus*, *Matonisporites equixinus* et *Patellasporites distaverrucosus* sont présents et que l'on trouve aussi *Eucommiidites type troedsonni* et *Vitreisporites pallidus* (Reissinger) Nilsson.

L'échantillon 701 a un rapport entre grains biaillés et spores trilètes plus équilibré. Dans les biaillés, les genres *Farvisaccites*, *Alisporites* sont toujours présents mais il s'y ajoute les genres *Phyllocladidites*, *Fristinuspollenites* et *Rutrilobatus* ; *Classopollis obidosensis* est toujours présent en compagnie de *Lobelina psilata* et *Eucommiidites* est un peu plus fréquent. Les spores trilètes sont plus variées que dans les palynoflores précédentes. *Cicatricosisporites proxiradiatus* Kemp, *Coronatispora* sp., *Heliosporites* sp., *Plicatella baconicus* (Deak) Davies, *Polypodiaceoisporites* sp., *Polypodiaceoisporites foveolatus* (Couper) Kemp, *Stereisporites* sp., *Uvaeisporites glomeratus* Doring apparaissent ; *Aequitriradites* sp., *Densoisporites perinatus* Couper, *D. microrugulatus* Brenner, *Cyathidites minor*, *Matonisporites equixinus* et *Gleicheniidites senonicus* (avec les formes *delcourti*, *triplex* ou *latifolius* de Doring 1965) demeurent. Parmi les grains de pollen angiospermiens avec *Clavatipollenites* se trouvent des grains du type *Retisulcites*.

b) Interprétation biostratigraphique

Ces palynoflores sont tout à fait comparables à ce que nous montrent tous les travaux, aujourd'hui assez nombreux, effectués sur les formations de l'Aptien et de l'Albien en Europe. Toutefois, dans le Sud de

l'Angleterre, Batten (1979, 1980) et Kemp (1970) ont bien mis l'accent sur la continuité floristique que présentent ces étages ; le faible renouvellement observé rend problématique les corrélations. Or, dans le Sud de la France, celles-ci ont jusqu'à présent été fondées sur des groupes morphologiques (Médus, 1970 ; Arnaud-Vanneau & Médus, 1977) ; aussi paraît-il important d'insister sur l'aspect probabiliste de la détermination biostratigraphique proposée (Hay, 1972 ; Caro et al., 1975).

Par leurs compositions, abondance des grains biaillés de gymnospermes, fréquence de *Classopollis obidosensis* et représentation faible ou nulle de *Lobelina psilata*, les spectres sporo-polliniques de 705 et 716 ressemblent beaucoup à celui reconnu dans un niveau de lignite, attribué à l'Aptien, situé au toit de la bauxite de Péreille (Médus & Pons, 1967 ; Médus, 1970). La palynoflore de l'échantillon 701 comporte en revanche des éléments plus typiquement albiens. En effet, la présence dans le même spectre de *Phyllocladidites*, *Rugubivesiculites*, *Fristinuspollenites*, de différentes *Polyodiaceoisporites* ou de *Uvaesporites glomeratus* permet d'attribuer cet ensemble à l'Albien inférieur sans toutefois complètement interdire un âge Aptien terminal.

c) Reconstitution du paysage végétal

Ces spectres sporo-polliniques pourraient traduire un environnement de marais à végétation herbacée de sols lourds à dominance de Lycophytes-Pteridophytes. La première ceinture végétale l'entourant immédiatement contient des producteurs de biaillés avec certaines fougères des types *Aneimia*, *Mohria*, *Cyathea* et *Gleicheniaceae*. Au-delà devait exister une végétation plus ouverte, complexe, dominée par les *Gleicheniaceae* occupant des milieux mieux drainés, puis, en arrière-plan, se développaient probablement les producteurs de grains de pollen du type *Classopollis*.

Ces données sont en accord avec les informations faciologiques fournies par la bauxite supérieure où l'abondance de traces végétales indiquant un enracinement et de niveaux d'accumulation ligneuse dans une roche fortement oxydée correspondent à une lagune ou un marais envahis par la végétation, soumis à une nappe oscillante permettant l'oxydation des sulfures (en hématite-goethite). La plus grande richesse en carbone des échantillons 705 et 716, situés au sommet de la bauxite supérieure, pourrait être due à un enfoncement des marais favorisant l'anoxie et la maturation lente de la matière organique. L'échantillon 701, à la base du toit calcaire, correspond bien à une transgression marine avec apparition d'une microfaune abondante : la zone de marécages s'ouvre plus nettement sur la mer tout en gardant des traces de très faible profondeur. La diversité du contenu sporo-pollinique indique la proximité du continent.

2 - Le niveau à gastéropodes (par D. Mongin)

Ce niveau a fourni dans le gradin sud-est (fig.60a-b, A et B), un grand nombre de mollusques, surtout des gastéropodes (environ 300 spécimens), où ont pu être identifiées 12 espèces de gastéropodes et 4 espèces de bivalves.

a) Etude paléontologique

Gastéropodes : *Proconulus esquerae* (Verneuil & Lorieux), 2 individus ; *Cimolithium tourneforti* (Verneuil & Lorieux), 3 individus juvéniles ; *Nerineopsis excavatum* (Pictet & Roux), 2 spécimens ;

Pyrazus valeriae (Verneuil & Lorigere), 1 spécimen ; *Paraglauconia (Diglauconia) picteti* (Coquand), très nombreux individus ; *Cassiope* sp., 1 individu ; *Gymnentome vilanovai* nov. nom. (= *Vycaria helvetica* Vilanova (non Pictet et Renevier), 4 individus ; *Nerinella arigoï* (Vilanovai) 29 spécimens ; *Nerinella* sp., 2 individus incomplets ; *Ampullina utrillacensis* (Verneuil & Lorigere), 2 individus.

Bivalves ; *Gervillia rostrata* Soweby (in Woods), 4 individus et 23 moules internes ; "*Callucina*" (?) *lunata* (Coquand), 3 coquilles juvéniles fixées sur des *Paraglauconia* ; 1 petit bivalve taxodonte de très petite taille, 3 individus ; *Yoldia* sp. 1 moule.

Le niveau à gastéropodes dans le gradin nord-ouest (fig. 60c, C) est très pauvre et n'a livré que quelques Trochidés et Cérithidés dont un spécimen de *Cimolithium lamanonis* (Coq.).

b) Interprétation biostratigraphique

Le tableau de répartition des principaux mollusques de Bacqué (tab.) montre que la plupart des espèces de gastéropodes sont les mêmes que cel-

TABL. : Répartition des principaux mollusques de l'Aptien-Albien de Bacqué

Espèces découvertes	"niveaux d'Utrillas" (Espagne)	Ariège (la Combe-de-Lé)	Bassin de Paris	Alpes	Allemagne	Divers
TROCHIDAE : <i>Proconulus esquerae</i> (Vern. Lor.)	X					
PROCERITHIIDAE : <i>Nerineopsis excavatum</i> (Pict. R.)				X		
<i>Cimolithium lamanonis</i> (Coq.)	X	X				
<i>Cimolithium tourneforti</i> (Coq.)	X	X				
CERITHIIDAE : <i>Pyrazus valeriae</i> (Vern. Lor.)	X					
NERINEIDAE : <i>Nerinella arigoï</i> (Vilan.)	X					
CASSIOPIDAE : <i>Paraglauconia picteti</i> (Coq.)	X				X	X (Tunisie)
<i>Gymnentome vilanovai</i> (= <i>Vic. helvetica</i> Vilan.)	X	X				X (Vrac.Pyr.)
EUSPIRIDAE : <i>Ampullina utrillacensis</i> (Vern. Lor.)	X					
BAKEVELLIIDAE : <i>Gervillia rostrata</i> Sow. (in Woods)			X (1)			X (G.B.)
LUCINIDAE : " <i>Callucina</i> " <i>lunata</i> (Coq.)	X					

(1) Barrémien sup.-Aptien inf., Haute-Marne

les décrites dans les séries dites d'"Utrillas" en Espagne (Coquand, 1865 ; de Verneuil & de Lorigere, 1968). *P. esquerae*, *P. picteti*, *G. vilanovai* et *A. utrillacensis* de ces auteurs devaient vraisemblablement se trouver dans les niveaux à *Trigonia* et *Glauconia*, d'âge bédoulien-gargasien, décrits par Canérot (1974, p. 261), *Pyrazus valeriae* est cité dans les grès noirs à lignites (Aptien supérieur-Albien). *C. lamanonis*, *C. tourneforti*, déjà recueillis dans les niveaux bauxitiques ariégeois à la Combe-de-Lé (Combes & Mongin, 1970), et *C. lunata* sont décrits à Utrillas sans indication d'âge par les anciens auteurs. Ailleurs en Espagne *P. picteti* existe dans l'Albien inférieur et moyen à Chert et dans la province de Castellon (Canérot & Collignon, 1981), *G. Vilanovai* (*G. helvetica*) dans le Vraconnien de Bonansa (Mongin et al., 1983).

En dehors de l'Espagne, *N. excavatum* se trouve dans l'Aptien-Albien des Alpes du Nord et de l'Ain, *G. rostrata* dans le Barrémien-Aptien de Haute-Marne et des "Upper Greensands" d'Angleterre, *F. picteti* dans l'Aptien d'Allemagne et l'Albien de Tunisie.

Il apparaît ainsi que l'éventail stratigraphique des mollusques de Bacqué est centré sur l'Aptien supérieur-Albien. Cet intervalle s'accorde avec l'attribution stratigraphique probable basée sur l'étude palynologique du niveau au-dessous (705-716, Aptien) et au-dessus (701, Aptien terminal-Albien inférieur) et avec les données fournies par les foraminifères du toit carbonaté (Albien inférieur-moyen).

c) Interprétation paléocéologique

Du point de vue paléocéologique, le niveau à gastéropodes semble représenter une ancienne communauté où dominent *Paraglauconia picteti* et *Nerinella arigoi*, association classique d'un milieu lagunaire, calme et vaseux, temporairement confiné par suite d'une régression locale. L'accumulation des coquilles de *Paraglauconia* peut être due à ce confinement gênant le renouvellement de l'eau en oxygène ou à une variation de température de l'eau. Au point de vue éthologique, les gastéropodes découverts étaient herbivores (alguerales, herbiers et autres végétaux) ou détritiformes sur un fond vaseux. Cela correspond bien à la roche où ils se trouvent, riche en débris et empreintes de végétaux et dont le faciès marneux tendre est celui d'une ancienne boue à calcite-kaolinite. Par ailleurs les coquilles de *Naticacea* (*Ampullina utrillacensis*), prédateurs des autres petits mollusques, sont fréquentes dans les étangs. Ce milieu lagunaire restreint pouvait également s'ouvrir sensiblement et favoriser le développement de *Gervillia* de petite taille, avec quelques *Nerinella*, *Yoldia*, Luninidé et petit taxodonte qui indiquent un milieu plus aéré mais temporaire.

EVOLUTION D'ENSEMBLE DU MILIEU DE DÉPÔT DE LA BAUXITE, TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE ET VARIATIONS EUSTATIQUES.

1 - Le cadre de dépôt : envahissement du karst par le domaine margino-littoral

L'interprétation des lithofaciès de la bauxite, les données paléontologiques et paléocéologiques nous permettent de préciser les conditions de mise en place dont on peut suivre l'évolution en portant sur un chronodiagramme (fig.48) la succession des événements et les environnements correspondants :

- La paléosurface karstique, avec brèche d'effondrement-dissolution (contrôlée par des failles synchrones) et des cavités anastomosées atteignant 7-8 m, indique une franche évolution continentale à quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau de base marin ;

- La bauxite inférieure (a) enregistre l'envasement des parties basses du karst permettant le dépôt d'argilites suivi de leur bauxitisation partielle pendant la période de retrait de la nappe. L'installation d'une végétation et l'apparition d'un confinement provoquent ensuite déferrification, réduction (pyritisation) et oxydation lors de l'assèchement périodique du karst (épigenèse précoce) ;

- La bauxite inférieure (b), beaucoup plus développée, traduit un ennoyage complet de la morphologie karstique recouverte par des argilites rouges bauxitisées, comme précédemment, après émerision, selon le modèle ariégeois (Combes, 1969) au-dessus et dans la zone de battement de la nappe aquifère karstique. Les teintes brun-rouge dues à l'hématite montrent que le milieu était oxydant ou proche de la neutralité ;

- La bauxite supérieure correspond à un nouvel ennoyage du karst et au dépôt d'argilite dans un milieu à hydromorphie périodique permettant l'apparition d'une abondante végétation enracinée et l'accumulation de débris végétaux. Les nombreuses discontinuités sont attribuables à des arrêts de la sédimentation durant lesquels la bauxitisation a pu se produire ainsi que l'oxydation de la pyrite néoformée lors des épisodes hydromorphes d'une manière comparable aux mangroves actuelles (Viellefont, 1974). L'apparition périodique d'un milieu acide, par oxydation de la pyrite et par la présence d'acides organiques liés à la végétation, a pu favoriser l'altération de la kaolinite en gibbsite et boehmite, disséminée ou dans les pisolithes, et redistribuer le fer. Ces conditions de marais côtier oscillant peuvent être rapprochées de celles décrites pour les bauxites du Guyana et du Surinam (Moses & Mitchel, 1963 ; Harden & Bateson, 1963 ; Cate, 1964). Les nombreuses oscillations produisent un télescopage des altérations qui tendent à uniformiser les faciès et rendent difficile une analyse faciologique détaillée des séquences, vraisemblablement au nombre de trois, entre les discontinuités principales. L'installation de cet environnement de dépôt alternant réducteur-oxydant a provoqué également une profonde modification épigénétique de la bauxite inférieure avec une redistribution spectaculaire du fer (circulation d'acides organiques, pyritisation et oxydation de la pyrite). Notons enfin que les niveaux à pisolithes détritiques intercalés pourraient être en relation avec le fonctionnement des failles syn-bauxite supérieure qui auraient pu déterminer l'érosion de la bauxite inférieure à proximité ou, plus en amont, sur d'autres gradins de la marge ;

- Les marnes à gastéropodes indiquent un enfoncement général des marais littoraux et le passage à un environnement lagunaire comme le montrent la disparition de la végétation enracinée, des traces d'altération et les données paléocéologiques fournies par les mollusques. La transgression se produit progressivement sans discontinuité majeure et les oscillations ne permettent pas l'altération des marnes à kaolinite qui se déposent dans la lagune comme on peut le voir, ailleurs en Ariège, dans le gisement de Canals (Combes 1969) ;

- La transgression s'accroît ensuite avec le calcaire I du toit, d'abord lagunaire sub-émergé, puis caractérisant une nette ouverture marine.

L'évolution d'ensemble montre que les séquences bauxitiques (ennoyage - dépôt de la roche mère argileuse - émerision - bauxitisation) se forment lors de l'envahissement progressif et oscillant d'un domaine émergé et karstifié. Cette évolution démarre vraisemblablement dans un domaine lacustre : la remontée de la nappe aquifère (elle-même liée à l'élévation du niveau de base marin) est la première manifestation de la transgression marine, enregistrée par le dépôt d'un sédiment, comme on a pu l'observer également en Grèce (Combes, 1977). Puis les principales irrégularités karstiques étant recouvertes, un domaine de marais côtiers, à végétation abondante, s'installe. Dans cet ensemble transgressif, les oscillations permettent le dépôt de la roche mère argileuse kaolinique, la bauxitisation et, lorsque l'environnement est marécageux, les

réductions-oxydations associées ainsi que l'épigenèse précoce des niveaux antérieurs. Ensuite les lagunes et la mer ouverte envahissent le domaine côtier.

2 - La tectonique synsédimentaire

Dans le gradin nord-ouest du gisement les manifestations de la tectonique synsédimentaire sont nettes. Plusieurs failles N 110 à N 130° E, dont une nettement inverse à vergence nord, affectent tous les termes sauf le calcaire II nettement discordant. Ces accidents et le plissement de la bauxite pourraient être dus à la compression d'anciennes failles normales analogues à celles de la bordure nord-ouest. Les calcaires I et II contenant une microfaune de l'Albien inférieur-moyen, la compression serait apparue durant cette période. La faille inverse limitant les deux gradins (N 80° E - 75° S), à rejet vertical (10 m environ) et latéral senestre, a joué (ou rejoué) postérieurement lors de la compression pyrénéenne.

3 - Les oscillations et les variations eustatiques

On peut utiliser comme repère stratigraphique le niveau de marnes à gastéropodes assez bien daté de l'Aptien supérieur/Albien inférieur et comparer les oscillations sur le chronodiagramme (fig.48) avec la courbe eustatique. On se rend compte que les événements oscillants mis en évidence par l'étude de la bauxite sont en bonne coïncidence avec les variations périodiques du niveau de base marin. Néanmoins, l'existence de failles synsédimentaires actives liées au fonctionnement de la marge passive européenne, montre que des mouvements tectoniques peuvent interférer, peut-être en modifiant, en plus ou en moins, l'amplitude de certaines oscillations ou en introduisant des pulsations d'un ordre différent qui pourraient se traduire par les discontinuités mineures ou par les apports détritiques observés. Par exemple l'enfoncement assez rapide du toit en milieu marin, qui ne correspond pas à une variation absolue importante sur la courbe eustatique, pourrait être attribuée au fonctionnement de la marge puisque, dans le gisement, les failles qui y sont liées ont joué après la bauxite et avant le calcaire II. De même, l'importante régression correspondant à la bauxite supérieure 2 aurait pu être atténuée par le jeu de ces failles signalé au sein de la bauxite supérieure. Cependant il semble, à Bacqué, que cette activité tectonique ne masque pas le rythme eustatique en raison probablement de la différence d'échelle ; dans l'intervalle considéré la période des fluctuations varie de 1 à 3 millions d'années alors que le jeu des failles et de la marge est probablement plus rapide.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE

DES ARRETS

Itinéraire : Foix, D 117, La Bastide-de-Sérou, D 211, ferme de Bacqué, montée à pied au gisement (20' AR), retour à la D 117.

ARRET 1 Ancienne exploitation de Bacqué. Cadre géologique, paléogéographique et structural, bauxites superposées, niveaux pollinifères et à mollusques, environnement de dépôt, tectonique synsédimentaire en distension et compression. Encochage d'un paléokarst par une série oscillante, contrôle eustatique.

**LE GISEMENT DE COUCHET (SYNCLINAL DE
PRADIERES) : SEDIMENTS BAUXITIQUES TECTOGENES
A MISE EN PLACE POLYPHASEE COMPLEXE**

Le gisement de Couchet a de nombreux points communs avec les gisements de la Combe de Lé, Canals, Baoqué. On retrouve en effet plusieurs bauxites superposées, des intercalations carbonatées para-récifales, des surfaces d'érosion et de karstification qui caractérisent une série oscillante. La comparaison avec la courbe eustatique montre également le rôle joué par les fluctuations du niveau de base marin. De plus, dans ce gisement, l'intervention des mouvements tectoniques syncédimentaires est plus accentuée que dans les autres gisements ariégeois avec des compressions plus importantes et l'apparition de sédiments bauxitiques tectogènes.

LE CADRE GEOLOGIQUE

Le gisement de bauxite de Couchet se situe dans la zone nord-pyrénéenne 2 km au SW de Lherm (feuille de Foix à 1/50 000), à l'W de la ferme de La Borde. Il appartient à la sous-zone ariégeoise et fait partie du chaînon calcaire du Pech de Foix. Le matériel mésozoïque de ce dernier correspond à des éléments de couverture post-hercynienne du massif de l'Arize décrochés vers le SE dans une étroite zone de cisaillements anté-laramiens et agencés en une sorte de coin extrusif (limités par des chevauchements de vergence opposée) entre des unités sous-pyrénéennes (bassin de Nalzen au S, Plantaurel au N). Les poches de bauxite de Couchet marquent le flanc méridional de l'anticlinal du Cap des Ginestes (fig.60'), à coeur jurassique, enveloppé périclinalement par les brèches

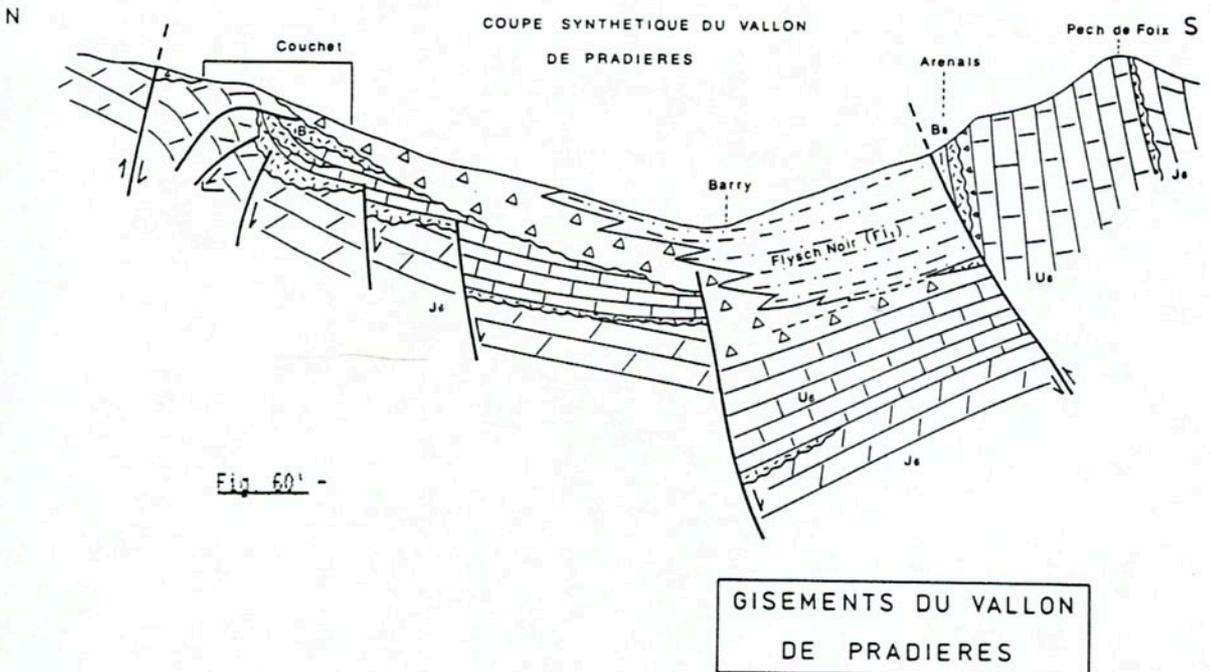


Fig. 60' -

du Flysch Noir albien nettement discordantes qui ne laissent subsister que quelques lambeaux de calcaires urgo-albiens. Plus au Sud se développe le synclinal de Pradières, structure orientée à N 120° emplie de Flysch Noir dont le flanc méridional (Pech de Foix) apparaît très redressé voire renversé. Comme les gisements de Bacqué et de Péreille, le gisement de Couchet fait partie de l'un des blocs les plus externes de la marge européenne du domaine pyrénéen (présence de calcaires urgo-albiens, à Simplicoritolines, au toit des Bauxites).

DESCRIPTION DU GISEMENT (fig.61)

Sur le flanc nord du synclinal de Pradières le gisement de Couchet forme une excavation de 40x20 m environ dans la formation bauxitique sensiblement EW avec un pendage de 80°S à vertical. Cette cavité en partie

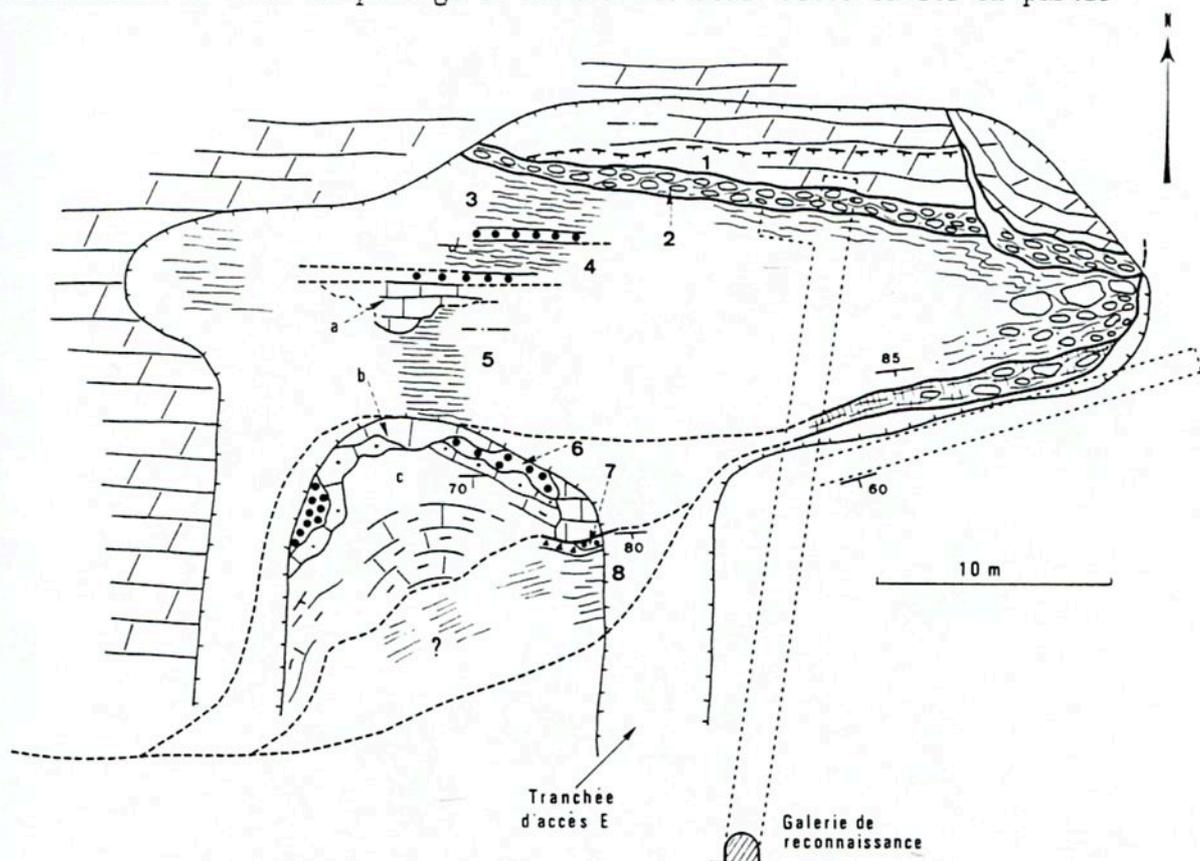


Fig. 61 - Carte géologique du gisement de Couchet. Les lettres et les chiffres correspondant aux différents niveaux sont indiqués fig. 62.

comblée peut être atteinte par deux tranchées dont une seule à l'Est est praticable. Une galerie de reconnaissance a été effectuée à une dizaine de mètres en contrebas pour reconnaître l'extension de la bauxite en profondeur et latéralement. La formation bauxitique, en raison du pendage très redressé, est visible en coupe, avec base au Nord, entre le mur kimméridgien dolomitique subvertical et les brèches du flysch noir du toit (Albien supérieur), inclinées à 60°S, discordantes sur l'ensemble.

1 - La série lithologique

Cette série complexe peut être observée dans la partie ouest de l'excavation, on distingue de bas en haut (fig.62) :

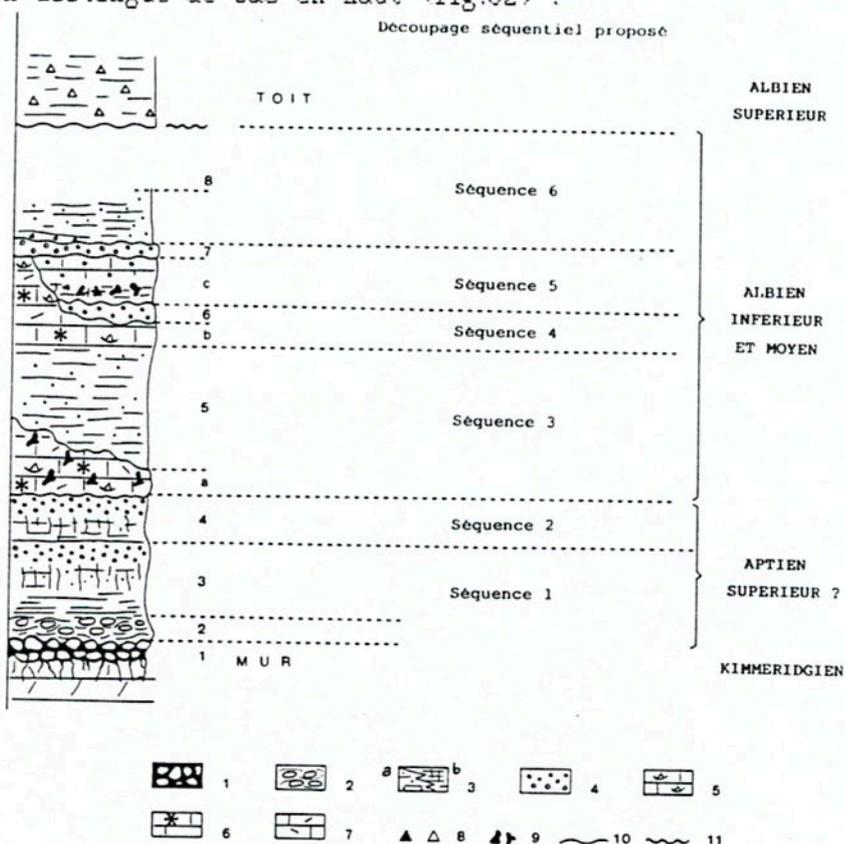


Fig. 62 - Colonne lithologique de la série bauxitique pour le gisement de Couchet. Les chiffres et les lettres à droite de la colonne correspondent aux niveaux décrits dans le texte. 1 - Brèche karstique sur le mur kimméridgien à ciment argilo-carbonaté ; 2 - Brèche à éléments subarrondis kimméridgiens et matrice argileuse grise pyriteuse ; 3 - Argilites brun-rouge, (a) à concrétions hématitiques, (b) bariolées ; 4 - Bauxite pisolithique ; 5 - Calcaire à Orbitolinidés ; 6 - Calcaire à Polypiers ; 7 - Calcaire à débris de Rudistes ; 8 - Brèche sédimentaire ; 9 - Cavités de dissolutions microkarstiques ; 10 - Paléosurface d'érosion-dissolution ; 11 - Paléosurface d'érosion avec discordance angulaire.

1 - Brèche d'effondrement-dissolution à éléments décimétriques subarrondis de dolomie kimméridgienne, ciment argilo-carbonaté masquant partiellement une ou deux failles faiblement inclinées au Nord.

2 - Brèche à matrice argileuse grise à noirâtre, pyriteuse, emballant des blocs subarrondis décimétriques du mur. (1 m).

3 - Argilites brun-rouge contenant encore à la base quelques blocs subarrondis de Kimméridgien, passant vers le haut à un faciès bariolé avec quelques pisolithes et éléments hématitiques puis à une bauxite rouge peu développée (30 cm) à pisolithes répartis de manière isotrope. (3 m).

4 - Argilites bariolées rougeâtres et bauxite grise riche en pisolithes (1 cm maximum) disposés régulièrement. La partie supérieure à irrégularités décimétriques est scellée par le faciès suivant. (1,5 m).

a - Mudstone-wackestone mal stratifié riche en bioclastes et intraclastes, débris bauxitiques. Nombreux Polypiers isolés, fragments de Rudistes (0,5 à 2 cm), quelques Nérinées et : *Simplorbitolina manasi* (fréquente), *S. conulus* (assez rare), *Orbitolinopsis* sp. aff. *buccifer*, *Coskinolinella daguini*, *Cuneolina pavonia-parva*, *Acicularia* sp., *Melathrokerion* sp., Miliolles, *Cylindroporella barnesii*, *Neomeris cretacea*, *Boueina* sp.. Le calcaire est traversé par des cavités (probablement de dissolution) pluricentimétriques irrégulières, plus ou moins anastomosées, remplies d'oxydes de fer, à aspect caverneux, et montre des traces de bariolage ferrugineux (marmorisation). La surface à irrégularités pluridécimétriques est partiellement encroûtée de fer. Vers l'Est et l'Ouest cette masse carbonatée se termine en biseau. (2-3 m maximum).

5 - Argilite brun-rouge faiblement pisolithique à la partie supérieure. Le contact avec (b) est mal visible. (4 m).

b - Mudstone-wackestone à petits intraclastes et pellets, microfossiles abondants comparables à (a), notamment *Simplorbitolina manasi* et *S. conulus*. Cet intervalle calcaire est fortement affecté par la dissolution karstique qui a creusé une cavité de 3 m environ remplie par les niveaux suivants. (4 m maximum).

6 - Bauxite argileuse gris-verdâtre peu compacte, riche en pisolithes (0,5 à 1 cm) isotropes, gris clair ou rougeâtres, traversée par un réseau cloisonné de fissures ferrugineuses ocre ; quelques débris ligneux vers la base. Surface de ravinement à la partie supérieure avec irrégularités de 50 cm. (1 m).

c - Wackestone riche en algues (*Marinella lugeoni*, *Cylindroporella barnesii*), irrégulièrement imprégné d'oxydes de fer (diffus ou sous forme de petits cristaux d'hématite) à nombreux fragments subanguleux de Rudistes (0,1 à 0,5 cm), recoupé par des cavités de dissolution pluricentimétriques anastomosées remplies de goëthite ocre-rouge scoriacée conférant à la roche un aspect caverneux. Ce faciès est recouvert par un packstone, localement grainstone, à bancs mal marqués, à petits intraclastes et bioclastes usés, notamment des *Simplorbitolines*, quelques débris subarrondis de Rudistes millimétriques. (2 m).

7 - Bauxite compacte ocre-verdâtre à pisolithes ocre-rougeâtres dont le sommet présente une surface de ravinement à irrégularités de 10-20 cm. Ce résidu de bauxite remplit la surface irrégulière de (b) et probablement (c) mais les conditions d'affleurement ne permettent pas de le vérifier. (10-20 cm).

8 - La surface irrégulière (paléosurface karstique à irrégularités pluridécimétriques) au sommet de (b) et de (c) et la bauxite 7, sont recouvertes par une brèche argileuse grise à débris de bois, quelques pisolithes de bauxite et contenant des blocs (1 à 10 cm) de calcaires (b) ou (c). Cette brèche peu épaisse (10 à 30 cm) passe à une argilite feuilletée brun-rouge. 2 m inférieurs visibles.

2 - Les variations latérales, reconstitution synthétique

Les observations dans l'exploitation vers l'Est (fig.61) et dans la galerie de reconnaissance permettent de proposer une reconstitution de la série dans l'ensemble du gisement (fig.63) et de comprendre l'organisation dans l'espace des différents niveaux relevés sur la coupe précédente.

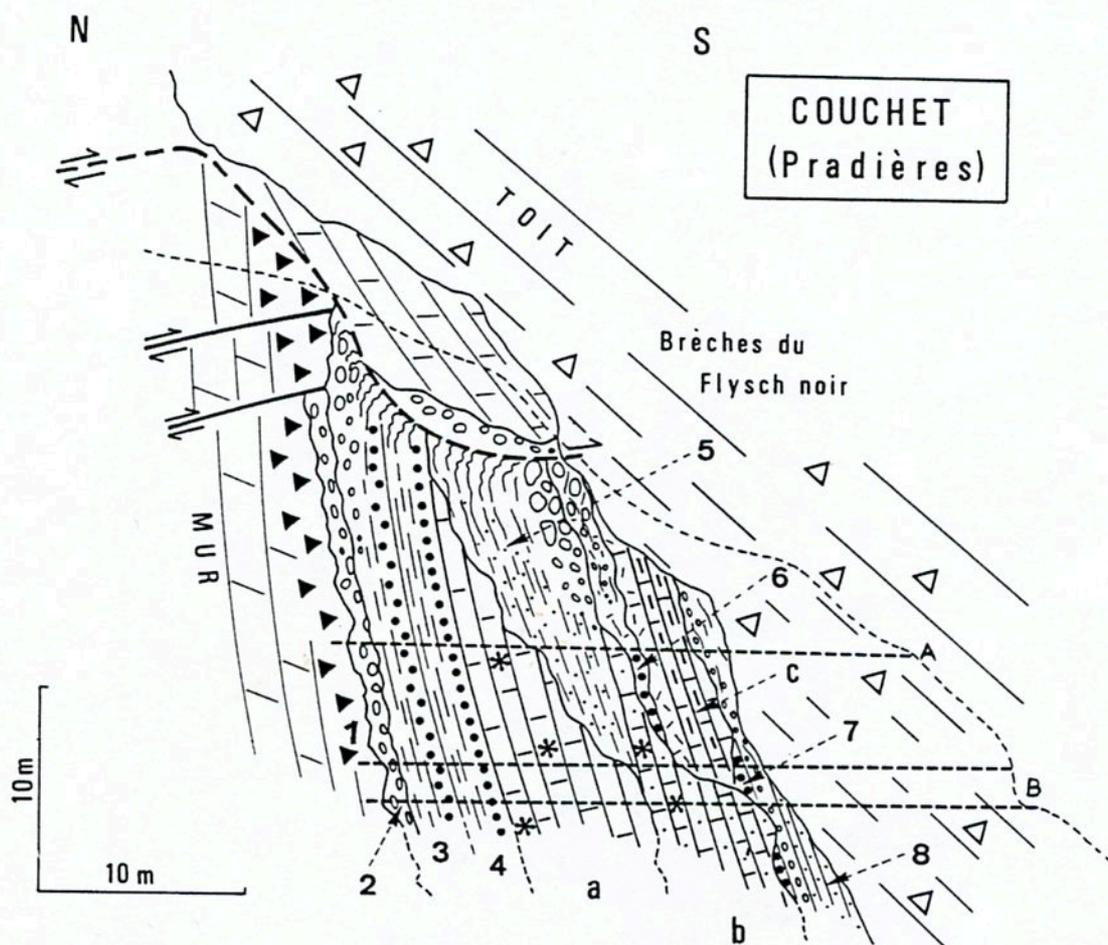


Fig. 63 - Coupe synthétique à travers le gisement de Couchet. Les tirets fins indiquent le profil E ; les lignes en tirets gras la tranchée d'accès (A) et la galerie de reconnaissance (B). Les chiffres et les lettres correspondent aux différents niveaux des fig. 61 et 62.

- Vers le bas, c'est-à-dire vers le Sud anté-tectonique, la masse calcaire observée dans la galerie NS pourrait correspondre à la superposition des niveaux (a), (b), (c), marquant un rapide épaississement.

- Vers l'Est, (a) diminue d'épaisseur et disparaît. Le niveau (b) ne se retrouve pas dans la partie est de l'excavation où les bauxites (5) et (6) sont superposées. De même le calcaire (c) et les bauxites (7) et (8) disparaissent probablement à cause de la paléosurface karstique au sommet de (b)-(c) et de la discordance du toit bréchifié bien visible dans la galerie.

- Vers l'Ouest (a) disparaît, (b)-(6)-(c) existent le long de la tranchée ouest mais les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer la nature du contact avec le substratum kimméridgien (faille postérieure, paléorelief de

faille antérieur ?) qui fournirait des informations sur la nature du piège morphologique ayant contrôlé le dépôt de la série bauxitique. Il est probable que la brèche du flysch noir vient comme à l'Est en discordance au toit du gisement.

- Dans la partie haute de l'excavation et vers l'Est (fig.63), les niveaux bauxitiques (2), (5), (6) se chargent en blocs dolomitiques kimméridgiens subarrondis atteignant 50 cm de diamètre. La taille et le nombre de blocs augmentent vers le haut et vers l'Est de manière nette.

- Dans la partie est du gisement, un lambeau de mur et de brèche argileuse de base (2) repose, par l'intermédiaire d'un contact anormal, sur la formation bauxitique verticale à nombreux microplis d'entraînement déversés vers le Sud. Dans le gisement et, cartographiquement, à proximité, les différents termes sont recouverts par la brèche du toit discordant.

INTERPRETATION DES OBSERVATIONS

1 - Age de la formation bauxitique et environnement de dépôt

Les intercalations calcaires (a)-(b)-(c) contiennent une micro-faune, particulièrement *Simplorbitolina manasi* et *S. conulus*, caractéristique de l'Urgonien U6 d'âge albien inférieur-moyen. Au toit du gisement les brèches à la base du flysch noir, largement développé dans le synclinal de Pradières, sont bien datées de l'Albien supérieur (Peybernès, 1976) et correspondent aux brèches de Marillac recouvrant en discordance le gisement de la Combe de Lé. Le gisement de Couchet est donc bien localisé stratigraphiquement dans l'Albien inférieur-moyen pour les bauxites (5), (6), (7), (8) ; l'absence, dans cet intervalle, de marqueurs biostratigraphiques plus précis ne permet pas d'affiner la datation des niveaux bauxitiques. Une imprécision demeure pour les horizons (2)-(3)-(4) compris entre l'Albien inférieur et le Kimméridgien, les recherches palynologiques sur les argiles noires pyriteuses de (2) ayant été négatives.

Les intercalations calcaires à Polypiers isolés, débris de Rudistes, Nérinées et la biophasse sont caractéristiques du faciès para-récifal urgonien. Les teintes plus claires, l'absence de niveaux ligniteux, la présence de packstones-grainstones avec des mudstones-wackestones, indiquent un environnement moins confiné qu'à la Combe de Lé et une agitation temporaire modérée. Les nombreuses paléosurfaces de dissolution (sommet de a, b, c), les cavités de dissolution remplies d'oxydes de fer (a, c), les surfaces de ravinement (sommet de 4, 6, 7), caractérisent des émerSIONS avec karstification et érosion. Les niveaux bauxitiques (3, 4, 6, 7) montrent, dans leur totalité ou à la partie supérieure des argilites, un faciès à gros pisolithes abondants répartis de manière isotrope et des niveaux bariolés ou flammés dus à l'hydromorphie périodique liée au battement d'une paléonappe, caractérisant une ferrallitisation sur place comme dans la plupart des bauxites de type Ariège. Toutefois, l'existence dans les argilites de lamines, d'éléments dolomitiques kimméridgiens de toutes tailles (1 à 50 cm), de concrétions hématitiques ou de pisolithes discrètement alignés, démontrent l'apport constant d'un matériau argileux ferrugineux provenant de l'érosion d'un arrière-pays altéré.

Le gisement de Couchet correspond donc à un environnement infratidal peu profond de plate-forme interne para-récifale contaminée, côté continent, par des apports terrigènes argileux. Des émerSIONS multiples ont permis la poursuite plus ou moins poussée de la ferrallitisation commencée dans l'arrière-pays et la constitution de paléosurfaces d'érosion-dissolution.

2 - La tectonique synsédimentaire

L'instabilité tectonique se manifeste au mur par la présence de failles subverticales dont la fracturation connexe a très probablement joué un rôle déterminant dans la mise en place de la brèche d'effondrement-dissolution (1) et de la brèche argileuse de base (2). Des observations comparables ont été faites à la Combe de Lé et à Baoqué.

Ensuite, durant le dépôt de la série bauxitique, l'intervention des mouvements tectoniques est nette :

- durant l'Albien inférieur-moyen par l'apport N ou NE, proximal, de blocs de Kimméridgien probablement dû au fonctionnement de failles analogues à celles du mur ;

- à la fin de cette période et avant l'Albien supérieur, par l'arrivée du lambeau allochtone, sur des termes déjà sensiblement inclinés vers le Sud, qui pourrait être attribuée à une reprise en compression, avec vergence sud, de failles normales antérieures (hypothèse retenue dans la reconstitution de la fig.63).

Le dépôt transgressif de la brèche du flysch noir au toit correspond à un approfondissement général dans le contexte également instable de la marge provoquant la destruction de la plate-forme urgonienne U6 et des bauxites associées. Les éléments constitutifs de la brèche, bien visibles dans la galerie de reconnaissance, sont en effet riches en blocs décimétriques à Floridiées et Simplorbitolines (U6) avec quelques fragments bauxitiques.

3 - Le contrôle eustatique des oscillations et analyse stratigraphique séquentielle de la série bauxitique

Le chronodiagramme (fig.48) présentant l'enchaînement des faciès observés et des environnements de dépôt correspondants met en évidence le caractère oscillant de la série bauxitique. Les données stratigraphiques montrent que cette dernière est située dans l'Albien inférieur-moyen à partir du calcaire (a), avec 4 oscillations (séquences 3-4-5-6 de la fig.62) que l'on peut corrélérer avec les 4 oscillations connues dans cet intervalle sur la courbe eustatique. Cette correspondance étant établie, on peut utiliser la courbe eustatique pour dater les séquences 1 et 2 : elles se seraient développées à l'Aptien supérieur et à la limite Aptien/Albien.

Il est remarquable de constater que, comme dans les autres gisements étudiés, l'instabilité tectonique n'affecte pas l'expression des oscillations.

Dans le modèle de cortège sédimentaire proposé fig. 9 pour la plate-forme carbonatée à bauxites de type Ariège, on se situerait côté interne avec des lentilles ou terminaisons en biseau de calcaires urgoniens (intercalations a-b-c s'épaississant vers le Sud) et à proximité de failles actives de la marge dont le fonctionnement a permis le dépôt de blocs tectogènes kimméridgiens. On remarquera le faible développement des argiles ligniteuses, l'environnement étant dans l'ensemble moins confiné qu'à la Combe de Lé, Canals ou Baoqué. Toutefois, la présence (4, 6, 7, 8) de bauxite blanchâtre, à traces

d'oxydation, de débris de bois, indique l'existence discrète d'un stade réducteur qui pourrait être plus important latéralement et fournir des argiles ligniteuses.

Par ailleurs, deux interprétations peuvent être fournies pour expliquer les paléosurfaces karstiques sous les bauxites (5), (6) et (7) :

- Karstification en période de bas niveau, durant l'altération des argilites en bauxite. Il s'agirait donc d'une *dissolution sous couverture* des sédiments précédemment déposés sur la plate-forme interne. Latéralement peut s'effectuer le passage à un exokarst stérile de type lapiaz dans les zones demeurées à l'écart des apports terrigènes.

- Formation d'une *paléosurface exokarstique* en début de bas niveau sur laquelle viennent se déposer les argilites ensuite ferrallitisées. L'évolution se ferait donc en environnement continental.

Dans la reconstitution du cortège sédimentaire proposée (fig.9) nous avons retenu la première interprétation car les argilites ou marnes les moins altérées connues en Ariège (la Combe de Lé, Canals, Bacqué) se sont déposées en domaine de plate-forme interne ou margino-littoral comme le montrent la présence de fossiles (gastéropodes, lamellibranches, orbitolines) et les spectres spore-polliniques (Combes, 1969 ; Combes et al., 1989). Nous n'avons jamais rencontré de conditions continentales de type fluviatiles par exemple. En un seul point, la formation marno-conglomératique de Canals, l'influence fluviatile est nette avec une forte prédominance de niveaux détritiques à éléments grossiers et polygéniques. Le dépôt se fait pourtant sur la plate-forme interne comme l'indique la présence de *Simplorbitolines*. Il est probable que le cortège sédimentaire continental éventuel, synchrone des bauxites ariégeoises, formait une frange au N de Canals, gisement le plus interne connu en Ariège.

4 - *Reconstitution de la mise en place du gisement*

La fig.64 reconstitue schématiquement les principales étapes de la mise en place du gisement de Couchet. Ce dernier illustre bien les conditions de formation des bauxites de type Ariège puisque les principaux facteurs s'y trouvent rassemblés :

- *L'instabilité tectonique* liée au fonctionnement de la marge européenne : le jeu de failles dans le proche amont permet l'apparition d'éléments tectogènes (blocs de Kimméridgien) proximaux. Certaines de ces failles ont pu jouer en compression.

- *Les oscillations eustatiques* qui ont permis la ferrallitisation lors d'émersions périodiques de la plate-forme interne urgonienne et du domaine margino-littoral.

- *Le fond continu d'apports terrigènes* provenant de l'érosion des altérites et roches alumineuses de l'arrière-pays. Ces apports dans la partie aval du paysage sédimentaire se manifestent périodiquement en stade de haut niveau marin où ils peuvent s'étaler sur la plate-forme urgonienne. En stade de bas niveau marin ils alimentent directement la sédimentation marneuse de bassin ou de bordure de plate-forme.

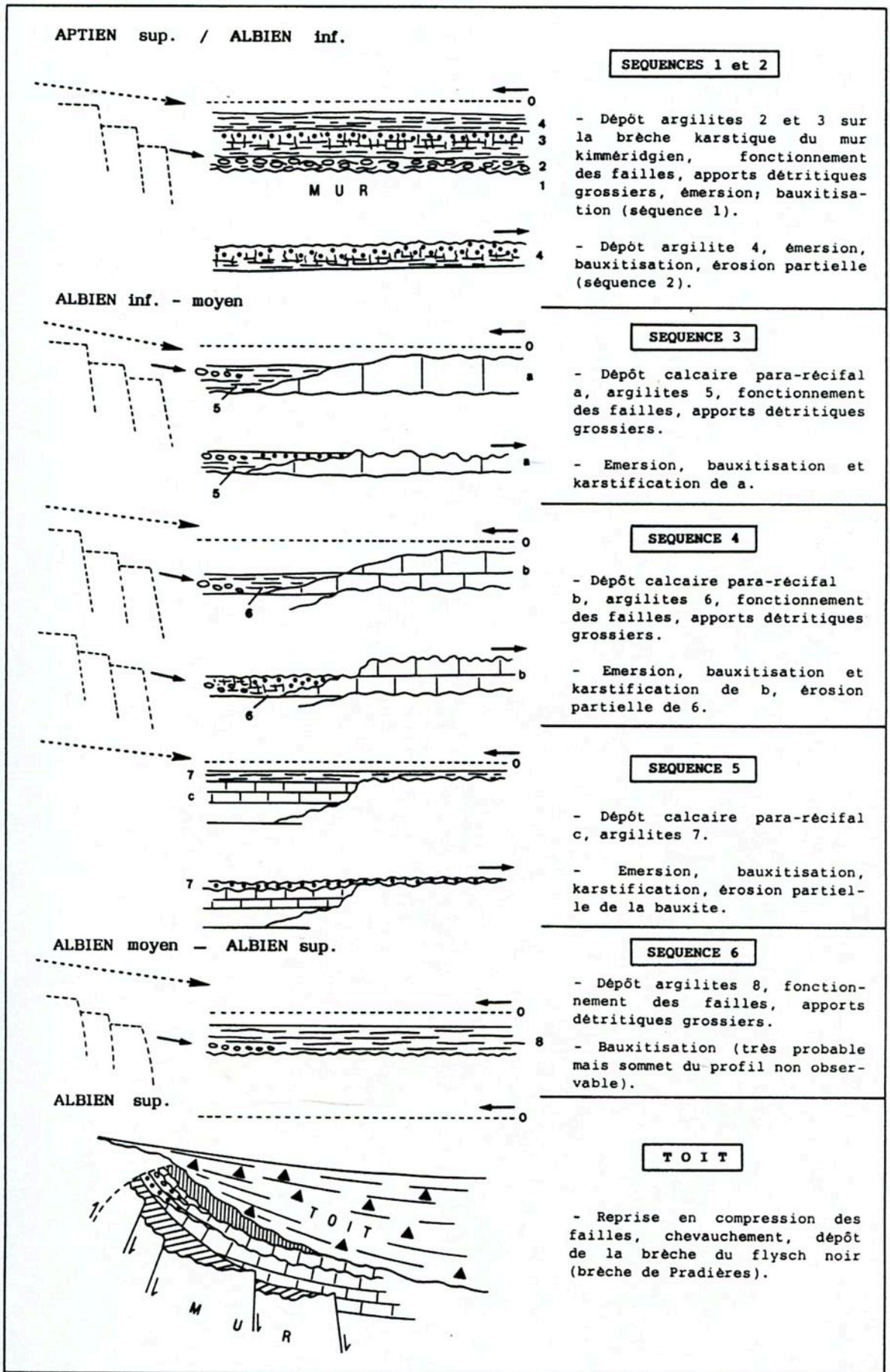


Fig. 64 - Reconstitution des principales étapes de la mise en place du gisement de Couchet.

ANNEXE AU GISEMENT DE COUCHET ; LA BAUXITE D'ARENALS

La bauxite d'Arenals se trouve à 1,8 km à l'W de Couchet, sur le flanc sud du synclinal de Pradières (fig.60), vertical ou renversé vers le Nord, sous les faciès argilo-gréseux du flysch noir constituant le coeur du pli. Le contact au toit n'est toutefois pas visible. Au mur s'observent des brèches et calcaires para-récifaux à Polypiers, débris de Rudistes et *Simplorbitolina manasi* correspondant au calcaire urgonien U_e (Albien inférieur-moyen) qui constitue le flanc sud de la structure et l'ossature principale du Pech de Foix. Sur 200 m, plusieurs vieilles tranchées de reconnaissance ont recoupé la bauxite qui présente constamment, dans les blocs éboulés, un beau faciès à gros pisolithes (1,5 cm maximum) répartis d'une manière isotrope. Deux tranchées montrent la succession suivante, de bas en haut :

- Au mur un wackestone à nombreux débris de petits Rudistes (1-2 cm), quelques Polypiers et *S. Manasi*.

- Brèche d'effondrement-dissolution à éléments subarrondis (0,5-3 cm), ciment carbonaté ferrugineux. (0,3 m).

- Argilite ocre remplissant les irrégularités de la brèche sous-jacente, passant à un faciès ocre-verdâtre un peu bariolé, plus compact. Présence de quelques pisolithes. (0,7 m).

- Le faciès précédent s'enrichit progressivement en pisolithes rougeâtres dans une matrice ocre-beige. Vers le haut les pisolithes deviennent très abondants (50-60 %, 0,5 à 1,5 cm). Au sommet, les derniers décimètres visibles montrent un début de déferrification. (1,4 m).

Bien que la partie supérieure du profil n'affleure pas, ce qui est observable correspond nettement à une bauxite caractéristique du type Ariège avec altération sur place des argilites déposées sur le substratum faiblement karstifié. L'apparition progressive des pisolithes et leur disposition régulière sans traces de stratification ou d'orientation démontrent plus particulièrement cette évolution *in situ*.

Par sa situation stratigraphique au sommet du calcaire urgonien U_e (équivalent de a,b,c à Couchet), la bauxite d'Arenals peut être corrélée avec les bauxites 7 ou 8 de ce gisement.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DES ARRETS

Itinéraire : D117, Foix, sortie S de Foix sur la N20, D1, Pradières, hameau de Minjou, montée à pieds par un sentier jusqu'à Couchet (35' AR).

ARRET 2 Un point de vue au-dessus de Minjou permet de présenter le cadre géologique.

ARRET 3 Gisement de Couchet, bauxites superposées et intercalations para-récifales, tectonique synsédimentaire, sédimentation tectogène, contrôle eustatique et analyse stratigraphique séquentielle de la série oscillante. Signification des mouvements tectoniques synsédimentaires dans la géodynamique pyrénéenne.

**LA SERIE CARBONATEE URGONNIENNE
AU TOIT DE LA MINE DE PEREILLE**

Le gisement de bauxite de la cluse de Péreille fait partie, comme celui de Couchet, et la carrière de Laborie, du chaînon calcaire du Pech de Foix (sous-zone ariégeoise, feuilles de Foix et Lavelanet à 1/50000), donc de la couverture mésozoïque du massif de l'Arize décalée vers l'ESE par un décrochement anté-laramien. Il se situe sur le flanc méridional de l'anticlinorium de Péreille, succession de plis serrés orientés N 120, tronqués par des accidents verticaux et longitudinaux qui affectent du Jurassique et du Crétacé inférieur. L'ensemble de la structure correspond à un coin extrusif entre le chevauchement de Leichert au Sud et le chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen au Nord (voir 2ème partie, "grands traits structuraux de la zone Nord-Pyrénéenne"). Le synclinorium de Péreille s'ennoie vers l'Est sous une voûte garumnienne et éocène régulière et peu faillée (discordance laramienne).

La bauxite, qui se termine par une surface d'érosion nette, est profondément transformée sous l'action des niveaux ligniteux de la base du toit atteignant une épaisseur de 3 à 5 m, exceptionnelle en Ariège. L'altération épigénétique a provoqué :

- la réduction avec pyritisation d'une bauxite brun-rouge pisolithique antérieure (visible dans les galeries de mine vers la base du gisement) ;
- l'oxydation de la bauxite pyritisée avec migration du fer (sous forme de sulfates) dont une partie est restée dans le gisement exprimée en rubans, filonnets, auréoles de diffusion de goethite et d'hématite.

Cette altération secondaire, classique dans l'Ariège (Combes, 1969) et dans le Monde, a fortement modifié la bauxite originelle dont le faciès pisolithique est plus ou moins complètement déferrifié.

L'horizon ligniteux superposé, dont la base contient encore un niveau de bauxite pisolithique grise pyriteuse, a fourni des spectres sporo-polliniques de l'Aptien (Médus et Pons, 1967) et du Barrémien supérieur-Aptien inférieur (Boulouard, *in* Peybernès, 1976). Le pouvoir réflecteur de la vitrinite (P.R. de 0,45 %) indique un faible degré de maturation (Bonnemaison *et al.*, 1987).

L'analyse biostratigraphique et l'enchaînement des faciès de la série carbonatée albiennaise sus-jacente sont synthétisés dans les fig. 65 et 66. La bauxite de Péreille peut être corrélée avec la bauxite inférieure de Bacqué, rapportée au Barrémien en utilisant la courbe eustatique. L'intervalle ligniteux, avec un niveau bauxitique à la base, correspondrait à la bauxite supérieure et aux marnes à gastéropodes (Barrémien supérieur à Aptien terminal) dans une équivalence latérale plus riche en matière organique. Il n'y aurait pas, à Péreille même, une formation bauxitique synchrone des bauxites albiennes de la Combe de Lé et Couchet. Cette formation existe néanmoins à Baychet, 1 km à l'W (Combes, 1969 ; Peybernès, 1976). La présence d'une faille synsédimentaire séparant deux gradins de la marge européenne (fig. 3) explique probablement la présence de la plate-forme carbonatée à Péreille et de bauxite à Baychet.

ITINERAIRE ET DESCRIPTION SOMMAIRE DE L'ARRET

Itinéraire : Pradières, D201, D1, Foix, N20, Montgaillard (vue sur la brèche chaotique de l'Albien supérieur), traversée du "bassin de Nalzen", route de Péreille, marche à pied (30'AR) jusqu'à l'ancienne mine de Péreille.

ARRET 4 Mine de Péreille, cadre géologique, faciès épigénétique de la bauxite, toit ligniteux, corrélation possible avec les autres gisements ariégeois, biostratigraphie, enchaînement des faciès et environnement de dépôt du toit urgonien.

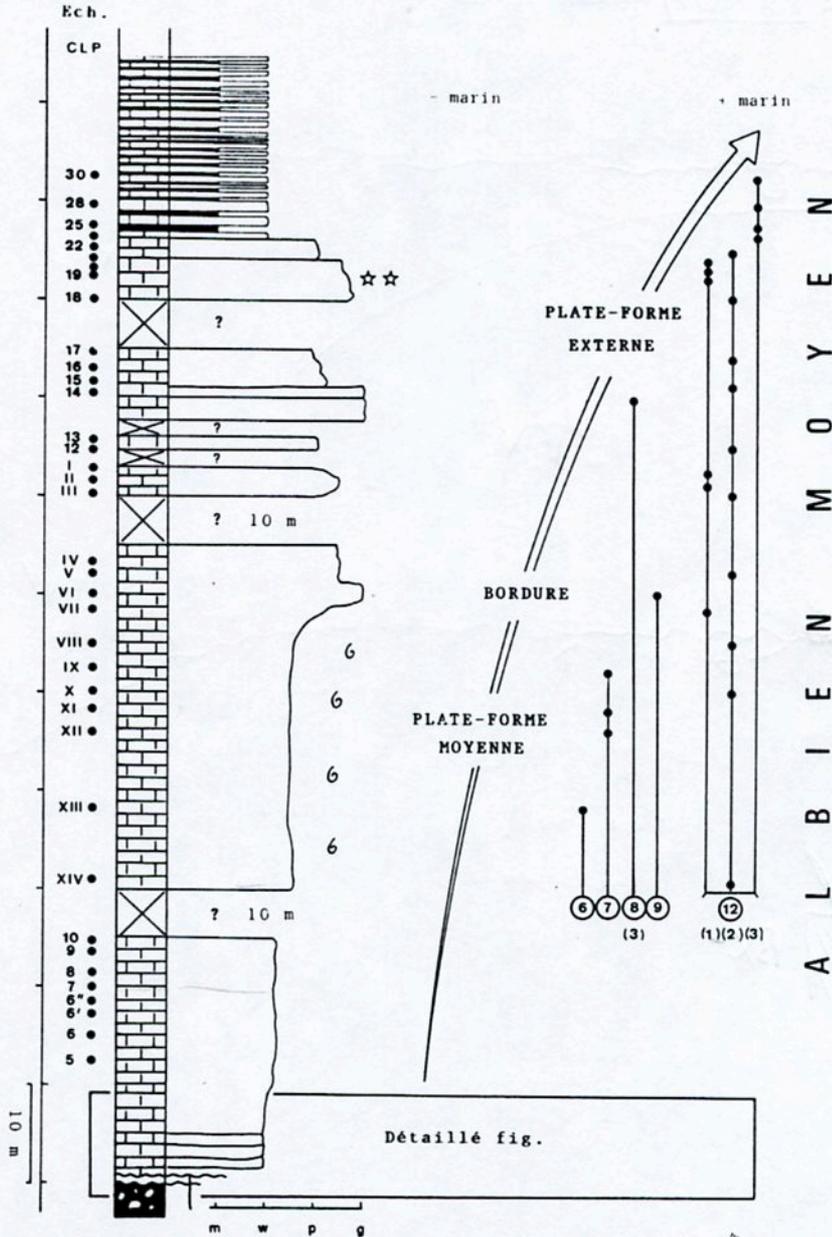


Fig. 65 - Coupe de la cluse de Péreille, Enchaînement des faciès,

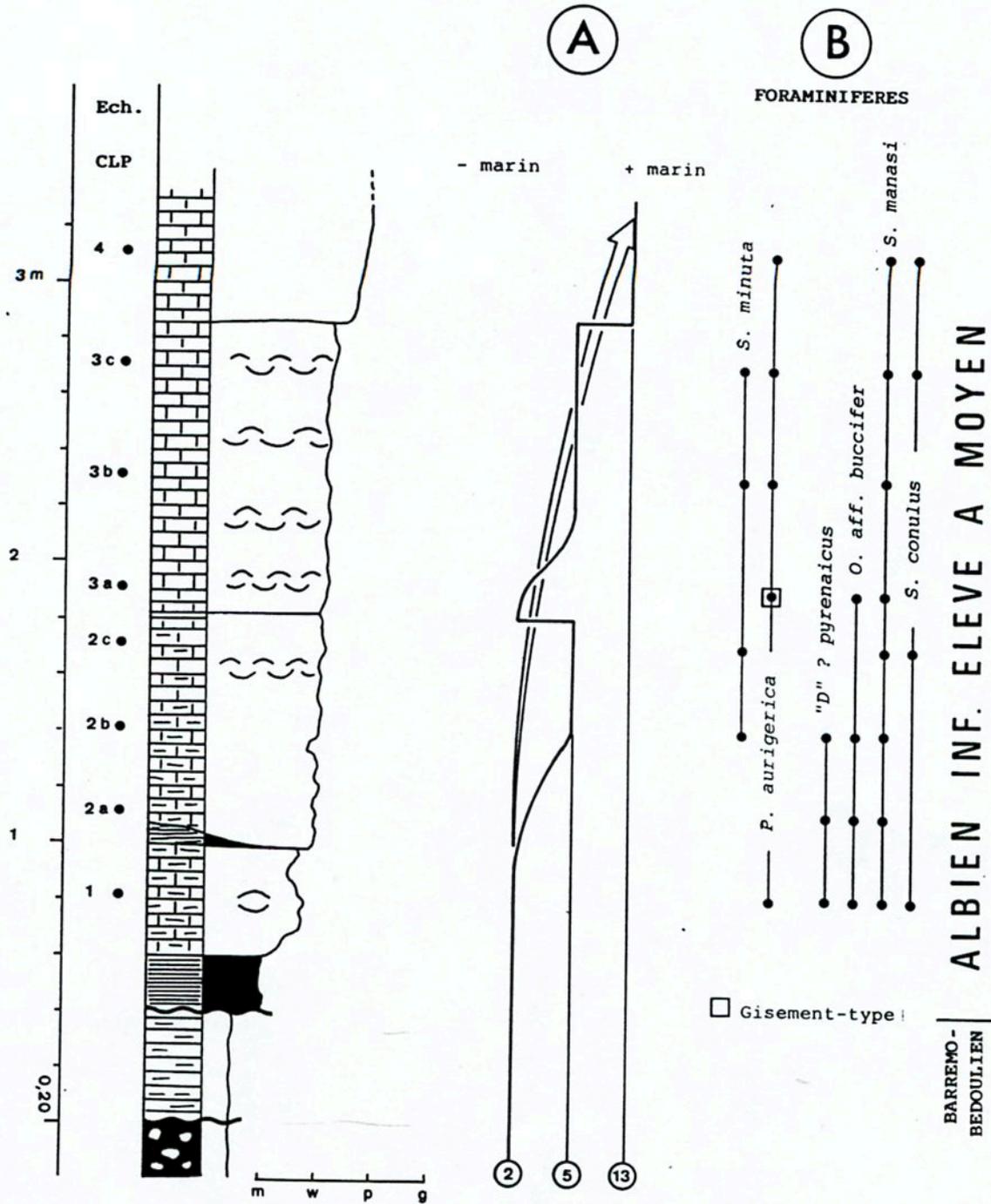


Fig. 66 - Coupe de la cluse de Péreille (détail de la partie basale), Enrichissement des faciès (A) et distribution verticale des marqueurs stratigraphiques (B).

ANNEXE 1

**GISEMENT DE LA COMBE DE LE
PROFILS GEOCHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES**

La séquence 6 (fig.44) de la Formation bauxitique moyenne constitue un bon exemple de profil de type Ariège dont l'analyse détaillée a été effectuée antérieurement (niveau f, in Combes, 1969).

- *Du point de vue pétrographique* le profil se caractérise par des argilites brun-rouge feuilletées, un peu bariolées à la partie supérieure, passant vers le haut à la bauxite pisolithique. A la base, présence d'un encroûtement ferrugineux contre le calcaire à Simplorbitolines inférieur ; décoloration du sommet de la bauxite.

- *Du point de vue minéralogique* (fig. 67) s'observe une diminution de la kaolinite des argilites et une augmentation du diaspore et de la boehmite dans la partie bauxitique. L'hématite et la goethite augmentent aussi vers le haut avec un maximum à la base de la bauxite. La décoloration au sommet du profil est enregistrée par une baisse des minéraux ferrifères et la néoformation de goethite. L'encroûtement de la base est riche en goethite-hématite.

- *Du point de vue géochimique* (fig.68) on vérifie les données minéralogiques : diminution de la silice, enrichissement en Al_2O_3 au niveau de la bauxite, augmentation du fer qui se concentre à la base de la bauxite avec une sensible déferrification de la masse bauxitique et une nette déferrification dans les horizons supérieurs. Au sommet et à la base du profil, enrichissement en Fe_2O_3 , resilicification de la partie supérieure de la bauxite.

Ces résultats montrent qu'il y a eu ferrallitisation des argilites inférieures avec constitution d'un profil comparable à ceux observés dans les bauxites de type latéritique. L'altération a été contrôlée par les fluctuations de la paléonappe aquifère : le niveau de la nappe devait se situer à la limite argilite/bauxite (maximum en Fe par précipitation d'hydroxydes à l'interface vadose/phréatique) avec préservation des argilites dans la zone phréatique, altération en bauxite dans la zone vadose et dans la zone de battement de la nappe. Les phénomènes épigénétiques se traduisent par :

- une réduction avec pyritisation du sommet de la bauxite suivie d'une oxydation. Les solutions sulfatées fournies sont en partie exportées (déferrifications du sommet du profil), le reste est oxydé et fixé sous forme de goethite néoformée en imprégnation ou filonnets. Ces solutions acides peuvent être neutralisées au contact du mur carbonaté avec formation d'encroûtement à goethite-hématite (avec parfois également de la gibbsite et un alumogel).

- la formation d'un encroûtement gibbsitique et ferrugineux (231) qui vient recouvrir le sommet du profil. Il peut être provoqué par la précipitation d'alumine et de fer à partir des solutions acides sulfatées et sulfuriques dues à l'oxydation de la pyrite probablement accélérée par l'assèchement périodique des marécages réducteurs au toit.

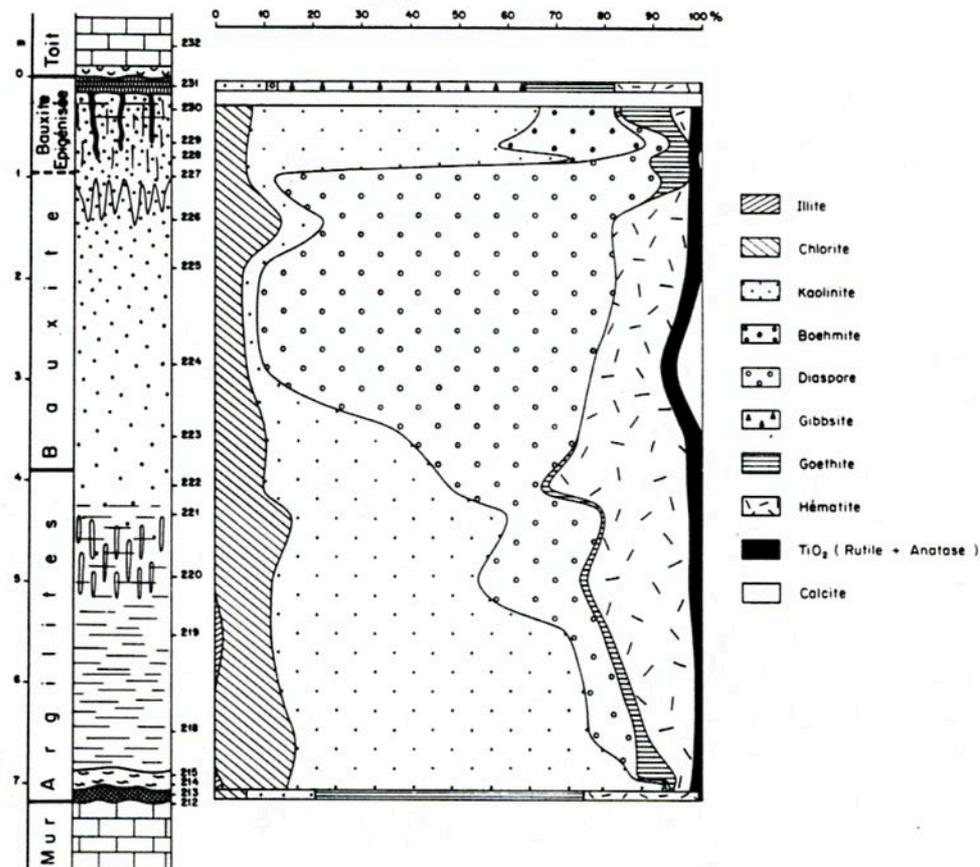


Fig. 67 - Exemple de bauxite de type Ariège, profil minéralogique de la séquence 6 à la Combe de Lé (= bauxite f, *in* Combes, 1969).

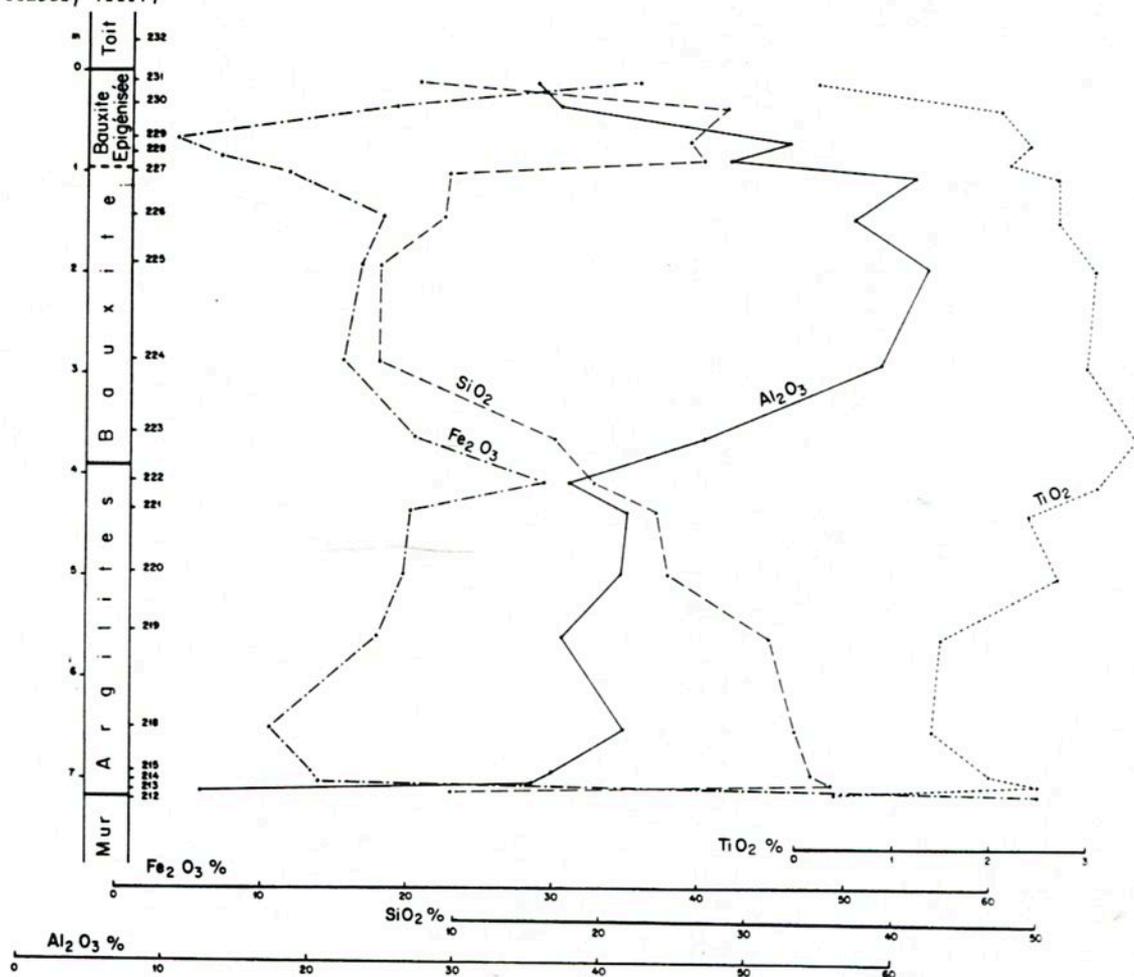


Fig. 68 - Exemple de bauxite de type Ariège, profil géochimique de la séquence 6 à la Combe de Lé (= bauxite f, *in* Combes, 1969).

RELATION ENTRE L'ALTERATION ET L'EUSTATISME

Deux remarques peuvent être faites :

- la formation d'un profil de type Ariège, comme celui de la séquence 6 à la Combe de Lé, correspond à un cycle de 3^e ordre de Vail dont la durée est de l'ordre de 1 à 3 millions d'années.

- l'altération elle-même comprend la ferrallitisation proprement dite et une épigénèse précoce (pyritisation et oxydation de la pyrite). Ces deux altérations mettent en oeuvre des oscillations : fluctuations du niveau de la nappe, assèchement périodique des marécages réducteurs au toit. Ces oscillations, de courte période, permettant l'altération, pourraient en partie être assimilables aux para-séquences de Vail.

Le cycle de 3^e ordre mettrait donc en place le cadre de l'altération (haut niveau marin, dépôt de la roche mère ; bas niveau émerision) et les oscillations paraséquentielles contrôlèrent l'altération elle-même.

ANNEXE 2

SERIE ALBIENNE DU BASSIN DE QUILLAN

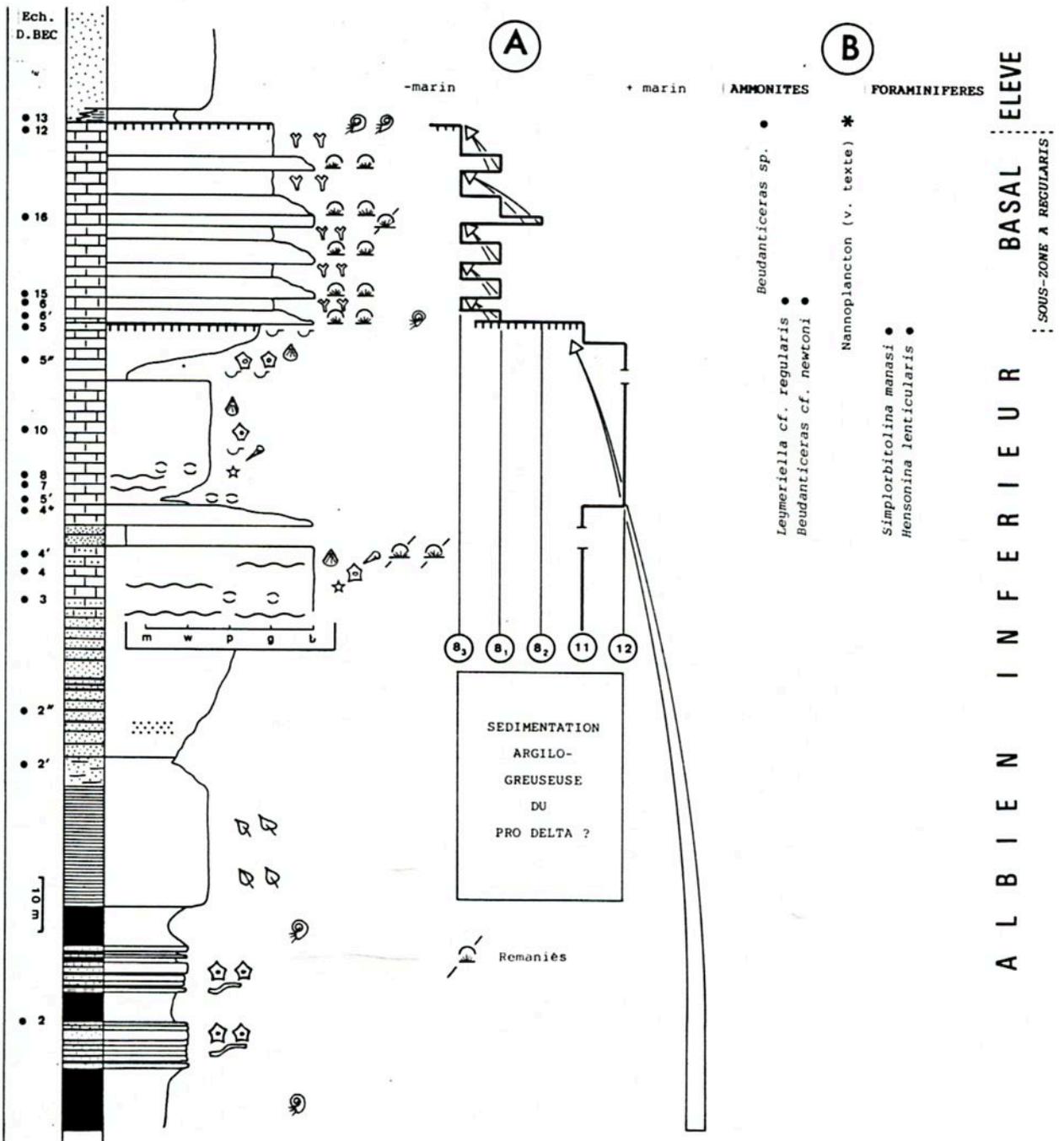


Fig. 69 - Coupe de la Serre-de-Bec. Enchaînement des faciès carbonatés (A) et position des marqueurs stratigraphiques (B).

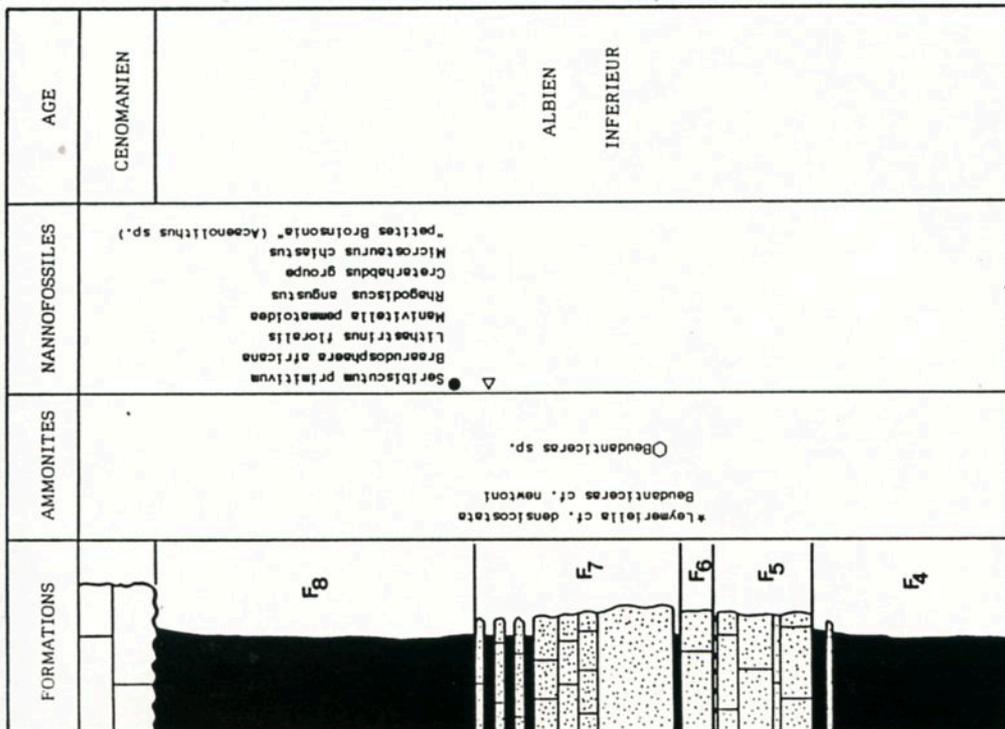


Fig. 71 - Position des marqueurs stratigraphiques dans les Formations F6, F7 et F8.

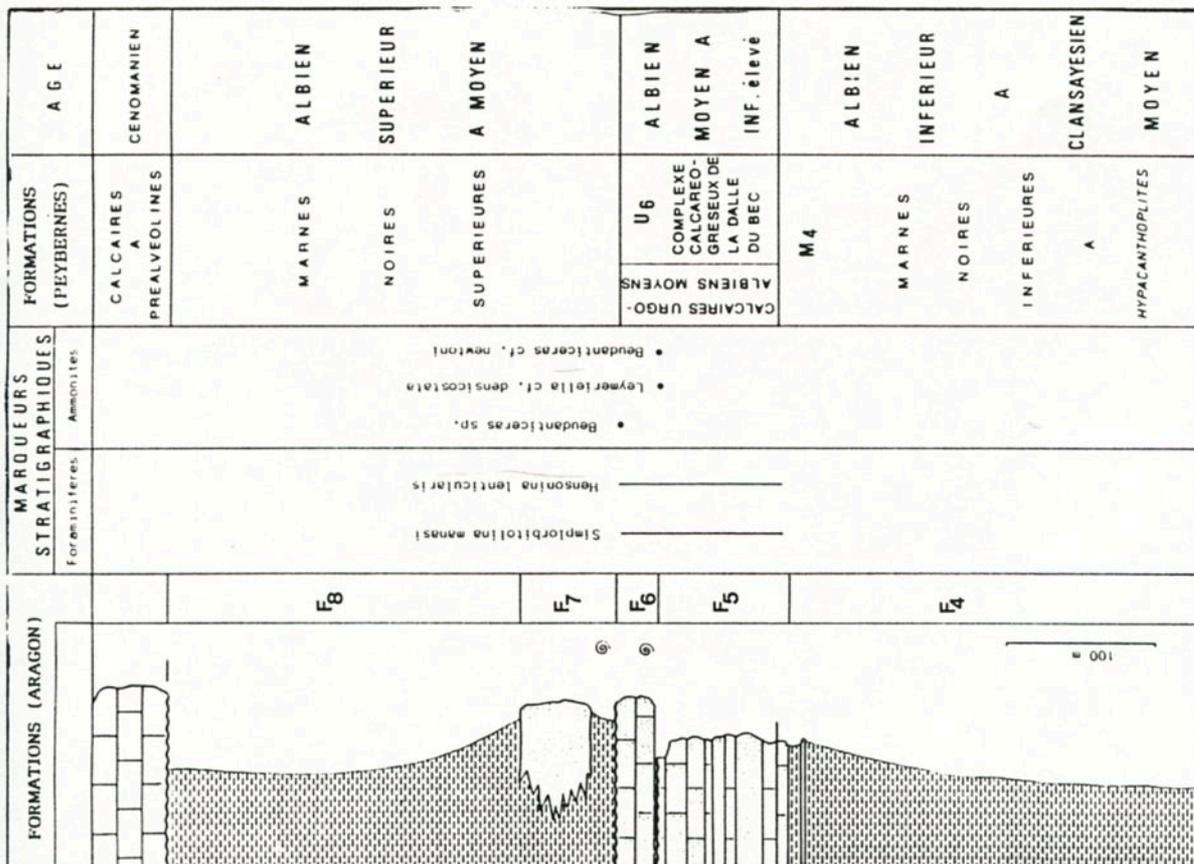


Fig. 70 - Colonne stratigraphique du complexe albien dans la partie orientale du Bassin de Quillan. Stratigraphie d'après Calvez (in Bonnemaison et al., 1987). Les attributions stratigraphiques proposées sont indiquées fig. 71.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD-VANNEAU A. & MEDUS J. (1977). - Palynoflores de la plate-forme urgonienne (barrémo-aptienne) du Vercors. - *Géol. Alp.*, 53, 35-55.
- ARAGON J.C. (1988). - Sédimentologie et stratigraphie séquentielle de l'Albien dans le bassin de Quillan et le synclinorium d'Axat (zone nord-pyrénéenne, Aude). - Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. de Toulouse III, 141 p.
- ARTHAUD F., OGIER M. & SEGURET M. (1980-1981). - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. - *Bull. B.R.G.M.*, 1, 3, 175-193.
- ARTHAUD F. & SEGURET M. (1981). - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion (Sud de la France). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXIII, 1, 51-63.
- BARDOSSY G. (1982). - Karst bauxites, bauxite deposits on carbonate rocks. - Elsevier, Amsterdam, 441 p.
- BATTEN D.J. (1979). - Microspores and other acid-resistant microfossils from the Aptian-Albian of holes 400A and 402B, DSDP-IPDD LEG 48, Bay of Biscay. - Montadert L. & Roberts D.G. (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 48*, 579-587.
- BATTEN D.J. (1980). - Aptian and Albian palynomorph assemblages from southern England. - *IV Int. Palynol. Conf., Lucknow (1976-77)*, 2, 403-408.
- BERTHIER P. (1821). - Analyse de l'alumine hydratée des Baux, département des Bouches-du-Rhône. - *Ann. des Mines*, 6, 531-534.
- BILLOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNES B., REY J. & SOUQUET P. (1975). - Révision de la tectonique des zones externes pyrénéennes ; le "Bassin de Nalzen" (Pyrénées Ariégeoises). - *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280, 2821-2824.
- BLEACKLEY D. & PHIL D. (1964). - Bauxites and laterites of British Guiana. - *Geol. Surv. British Guiana*, 34, 156p.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. (1984). - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. - Masson Ed., Paris, 342 p.
- BONNEMAISON M., GIOT D., SOUQUET P., PEYBERNES B., CALVEZ H. & ARAGON J.C. (1987). - Evolution diagénétique de la matière organique dans le Crétacé du versant nord des Pyrénées Centrales ; contribution à la caractérisation des paléoflux thermiques ; nouveaux arguments en faveur de l'allochtonie des massifs nord-pyrénéens. - *Bull. B.R.G.M.*, n° 143.
- BONTE A. (1958). - Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. - *C. R. 83^e Congr. Soc. Sav.*, 147-165.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., MARCHAND J. & MATTE Ph. (1984). - Inverted metamorphic zonation and large-scale thrusting in variscan belt ; an example in the French Massif Central. - *In "Variscan tectonics of the north atlantic region"*, *Geol. Soc., Blackwell Scientific publ.*, Hutton & Sanderson Ed., 47-61.

- CAILLERE S., POBEGUIN Th., & de PEYRONNET Ph. (1973). - Géologie et minéralogie de l'Aramonite. I.C.S.O.B.A., 2 Congr. int. (Nice 1973), 81-88.
- CALVEZ H. (1989). - Analyse micropaléontologique et stratigraphie séquentielle de l'Albien carbonaté des Pyrénées franco-espagnoles à l'Est de la Garonne. - Thèse Doct. Univ. Toulouse III (sous-presse).
- CANEROT J., PEYBERNES B., & CISZAK R. (1978). - Présence d'une marge méridionale à l'emplacement de la zone des Chainons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XX, 5, 673-676.
- CANEROT J. & COLLIGNON M. (1981). - La faune albiennne de Traiguera (Espagne). - Doc. Lab. Lyon, Mém. Collignon, n.5, 6, 227-249.
- CANTINOLLE P., DIDIER P., MEUNIER J.D., PARRON C., GUENDON J.L., BOCQUIER G., & NAHON D. (1984). - Kaolinites ferrifères et oxy-hydroxydes de fer et d'alumine dans les bauxites des Canonnettes (SE de la France). - Clay Min., 19, 125-135.
- CATE R.B.Jr. (1964). - New data on the chemistry of submerged soils : possible relationship to bauxite genesis. - Econ. Geol., 59, 1, 161-162.
- CECCARINI C., OGGIANO G., & SALVADORI I. (1984). - Nurra (Sardinia, Italy) bauxite deposit. - In "Bauxite", L. Jacob Ed., A.I.M.E., Soc. Min. Eng., 525-538.
- CHERCHI A. & TREMOLIERES P. (1984). - Nouvelles données sur l'évolution structurale au Mésozoïque et au Cénozoïque de la Sardaigne et leurs implications géodynamiques dans le cadre méditerranéen. - C.R. Acad. Sci. Paris, 298, II, 20, 889-894.
- CHERCHI A. & SCHROEDER R. (1987). - Biostratigraphie du Crétacé de la Nurra. - In "Groupe Français du Crétacé", Livret-guide excursion mai 1987 en Sardaigne, 26-60.
- CHOUKROUNE P. (1976). - Structure et évolution de la zone nord-pyrénéenne. - Thèse Doct. Etat Univ. Montpellier, 300 p.
- CHOUKROUNE P. & MATTAUER M. (1978). - Tectonique des plaques et Pyrénées ; sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne ; comparaison avec des modèles actuels. - Bull. Soc. Géol. Fr. 7, XX, 5, 689-700.
- CHOUKROUNE P. *et al.* (ECORS Pyrenees team) (1988). - Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt, the ECORS Pyrenees profile. - Nature, 331, 506-511.
- COCCO G. & PECORINI G. (1959). - Osservazione sulle bauxiti della Nurra (Sardegna nord-occidentale). - Atti Acc. Naz. Lincei, 5, 175-214.
- COLLOT L. (1887). - Age des bauxites du Sud-Est de la France. - Bull. Soc. Géol. Fr., 3, 15, 331-345.
- COLLOT J. (1890). - Les terrains crétacés de la Basse-Provence. - Bull. Soc. Géol. Fr., XVIII, 3, 49-102.
- COMBES P.J. (1965). - Remarques sur un type particulier de failles normales dans le massif de la Gardiole (Hérault). - C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, 55-56.

- COMBES P.J. (1969). - Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de L'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). - Thèse Doct. Etat Univ. Montpellier ; Mém. C.E.R.G.H., 3-4, 375 p.
- COMBES P.J. (1972). - Les différents types de bauxites sur substratum carbonaté dans le Languedoc et l'Ariège. Remarques sur la notion d'allochtonie et d'autochtonie. - C.R. Acad. Sc. Paris, 274, D, 1613-1616.
- COMBES P.J. (1973). - Etude géologique sur les conditions de mise en place d'une bauxite allochtone à substratum carbonaté ; le gisement de Bédarieux (Hérault, France). - I.C.S.O.B.A., 2^e Congr. Int. (Nice, 1973), 89-108.
- COMBES P.J. (1977). - Observations et remarques sédimentologiques, paléogéographiques et géochimiques sur les bauxites du 3^e horizon dans la zone du Parnasse (Grèce). - C.R. Acad. Sc. Paris, 284, D, 871-874.
- COMBES P.J. (1978a). - Nouvelles données sur les relations entre la paléogéographie et la géologie des bauxites du troisième horizon dans la zone du Parnasse (Grèce). - I.C.S.O.B.A., 4th int. Congr. (Athens 1978), 1, 92-100.
- COMBES P.J. (1978b). - Karst précoce et Karst secondaire du troisième horizon de bauxite dans la zone du Parnasse (Grèce). - I.C.S.O.B.A., 4th int. Congr. (Athens 1978), 1, 101-113.
- COMBES P.J. (1980). - Source material and sedimentary environment of bauxite formation on a karst topography ; some examples. - Int. Ass. Sedim., 1st europ. Meet. (Bochum, 1980), 140-142.
- COMBES P.J. (1984). - Regards sur la géologie des bauxites ; aspects récents sur la genèse de quelques gisements à substratum carbonaté. - Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 8, 1, 251-274.
- COMBES P.J. & MONGIN D. (1968). - Sur la présence de Mollusques dans des niveaux argileux intra-bauxitiques près de Lescalé (Ariège). - C.R. Acad. Sc. Paris, 266, 1553-1555.
- COMBES P.J. & MONGIN D. (1970). - Les Mollusques infra-crétacés du gisement de bauxite de Lescalé (Ariège). - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XII, 1, 137-145.
- COMBES P.J., GLACON G., GREKOFF N., MEDUS J., & SIGAL J. (1973). - Etude micropaléontologique d'une argilite associée à la bauxite de Bédarieux (Hérault, France). Nouvelles données sur l'âge de mise en place du minerai. - C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, 1669-1672.
- COMBES P.J. & PEYBERNES B. (1981). - Le gisement de la Combe de Lé (Pyrénées ariégeoises) en 1981 ; description, observations et remarques nouvelles sur une bauxite de type Ariège à mise en place polyphasée. - Eclogae Geol. Helv., 74, 3, 587-602.
- COMBES P.J. & PEYBERNES B. (1987). - Les altérites et les brèches des Pyrénées Basco-Béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. - C.R. Acad. Sci., Paris, 305, II, 49-54.
- COMBES P.J., PEYBERNES B., MEDUS J. & MONGIN D. (1989). - Bauxites, horizons à Mollusques et palynoflore dans le gisement de Bacqué (Pyrénées ariégeoises) ; situation sur la marge européenne au Crétacé inférieur, environnement de dépôt, rôle de l'eustatisme. - Eclogae Geol. Helv., à paraître.

- COMBES P.J. & PEYBERNES B. (1989). - Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. - C.R. Acad. Sc. Paris, à paraître.
- COQUAND H. (1865). - Monographie paléontologique de l'étage Aptien d'Espagne. - Mém. Soc. Emul. Provence III.
- DEBROAS E.-J. (1987). - Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albocénomanien de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). - Bull. Soc. Géol. Fr., 8, III, 5, 887-898.
- DEMANGEON P. (1965). - Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif Central dans les bauxites de l'Isthme durancien. - C.R. Acad. Sc. Paris, 261, 2685-2688.
- DEMANGEON P. (1969). - Sur le matériau initial de la bauxite des gisements occidentaux de l'Isthme durancien. - Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 54, 3, 387-390.
- DEMANGEON P. (1975). - A propos du matériel initial des bauxites de l'Isthme durancien. - C.R. Acad. Sc. Paris, 280, D, 237-238.
- DEMANGEON P., GLACON G. & MATTAUER M. (1962). - Nouvelles données sur la paléogéographie de l'Oligocène dans le Languedoc. - C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7, 209-210.
- DENIZOT G. (1961). - La composition et la genèse des bauxites de Provence et Languedoc. - Bull. B.R.G.M., 2, 35-46.
- DERAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P. & CROUZET G. (1985). - Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, III, 1213-1216.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A., GRANDJACQUET Cl., SBORSHCHIKOV I.M., BOULIN J., SOROKHTIN D., GEYSSANT J., LEPVRIER Cl., BIJU-DUVAL B., SIBUET J. Cl., SAVOSTIN L.A., WESTPHAL M. & LAVER J.P. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20000000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. - Bull. Soc. Géol. Fr., 8, I, 5, 637-652.
- DEREGNAUCOURT D. & BOILLOT G. (1982). - Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. - C.R. Acad. Sc. Paris, 294, D, 219-222.
- DIENI I. & MASSARI F. (1965). - Le Crétacé inférieur d'Orosei (Sardaigne) et ses analogies avec celui du Sud-Est de la France. - Mém. B.R.G.M., 34, 795-799.
- DUBOIS P., JEAN F. & GAILLARD M. (1982). - Allochtonie des massifs paléozoïques nord-pyrénéens (Pyrénées Ariégeoises, région de Foix-St Giron). - Doc. B.R.G.M., 39, 301-304.
- ESQUEVIN J., FOURNIE D. & de LESTANG J. (1971). - Les séries de l'Aptien et de l'Albien des régions nord-pyrénéennes et du Sud-Aquitain. - Bull. Centre Rech. Pau, SNPA, 5, 1, 87-151.
- ESTERLE M. (1970). - Mode de gisement des bauxites : guides de recherche. - Mines et Géologie, Rabat, 12, 32, 7-42.
- FOURCADE E., AZEMA J., CHABRIER G., CHAUVÉ P., FOUCAULT A. & RANGHEARD Y. (1977). - Liaisons paléogéographiques au Mésozoïque entre les zones externes bétiques, baléares, corso-sardes et alpines. - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., 2, XIX, 4, 377-388.

- FREYET P. (1970). - Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. - Thèse Doct. Etat, Univ. Paris, 484 p.
- GELARD J.P. (1969). - Structure de la région située entre Quillan et le Pech de Bugarach (Corbières occidentales). - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XI, 345-353.
- GEORGE P. (1935). - La région du Bas-Rhône. - Thèse Lettres, Doct. Etat, Univ. Paris, Baillière et Fils éd., Paris 691 p.
- GIGNOUX M. (1925). - Géologie stratigraphique. Masson et Cie, Paris.
- GIRESSÉ P. (1965). - Observations sur la présence de "glauconie" actuelle dans les sédiments ferrugineux peu profonds du bassin gabonais. - C.R. Acad. Sc. Paris, 260, 21, 5597-5600.
- GIRESSÉ P. & ODIN G.S. (1973). - Nature minéralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. - Sedimentology, 20, 457-488.
- GORDON M.Jr., TRACEY J.I. & ELLIS M.V. (1958). - Geology of the Arkansas bauxite region. - U.S. Geol. Surv. prof. Pap., 299, 268 p.
- GOTTIS M. (1957). - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. - Thèse Doct. Etat Univ. Montpellier, 5 vol. Ronéot. 796 p. et Ed. Tex Bordeaux (1964).
- GRUBB P.L.C. (1973). - Genesis of the Weipa bauxite deposits, N.E. Australia. - Mineral. Dep. 6, 265-274.
- GUENDON J.L. & PARRON C. (1983). - Bauxites et ocres crétacées du Sud-Est de la France. Mécanismes de l'altération de roches sédimentaires. - Trav. Lab. Sc. Terre, Univ. Marseille-Saint Jérôme, B, 23, 142 p.
- GUIEU G. & ROUSSET C. (1978). - Structures, paléostrutures, paléogéographie et genèse des bauxites de Provence. - Bull. B.R.G.M., Fr. II, 4, 311-322.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Sciences, Washington, 235, 1156-1167.
- HARDEN G. & BATESON J.H. (1963). - A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. - Econ. Geol., 58/8, 1301-1308.
- HAY W.W. (1972). - Probabilistic stratigraphy. - Eclogae geol. Helv., 65, 225-266.
- KEMP E.M. (1970). - Aptian and Albian microspores from southern England. - Palaeontographica B, 131, 73-143.
- KOMLOSSY G. (1978). - Minéralogie, géochimie et génétique des bauxites du Vietnam du Nord. - Acta géol. Acad. Sci. hung., 20, 3-4, 199-244.
- LAJONIE J.P. & LAVILLE P. (1979). - Les formations bauxitiques de Provence et du Languedoc. Dimensions et distribution des gisements. - Mém. B.R.G.M., 100, 142 p.
- LAPPARENT J. de (1930). - Les bauxites de la France méridionale. - Mém. Carte géol. Fr., 186 p.

- LAPPARENT J. de (1935). - Raisons géologiques de la formation des trois hydroxydes d'aluminium naturels. - Congr. Intern. Mines, 7, I, 375-381.
- LAVILLE P. (1981). - La formation bauxitique provençale (France), Séquence des faciès chimiques et paléomorphologie crétacée. - Chron. Rech. min., 461, 51-68.
- MASSE J.-P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien à Aptien inférieur), Stratigraphie, paléontologie ; les environnements et leur évolution. - Thèse Doct. Etat, Univ. Marseille, 445 p.
- MASSE J.-P. & Philip J. (1976). - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence. Révision du concept d'isthme durancien. - Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., 2, XVIII, 1, 49-66.
- MASSE J.-P. & ALLEMANN J. (1982). - Relations entre les séries carbonatées de plate-forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. - Cretaceous Res., 3, 19-33.
- MASSON D.G. & MILES P.R. (1984). - Mesozoic seafloor spreading between Iberia, Europe and North America. - Mar. Geol., 56, 279-287.
- MATTAUER M. (1968). - Les traits structuraux essentiels de la Chaîne pyrénéenne. - Rev. Geogr. phys. Géol. dynam., 10, 3-12.
- MEDUS J. (1970). - A palynological method for stratigraphical correlation. - Grana 10, 149-158.
- MEDUS J. & PONS A. (1967). - Etude palynologique du Crétacé pyrénéo-provençal. - Rev. Palaeobot. Palynol., 2, 111-117.
- MONGIN D., PEYBERNES B., SOUQUET P. & THOMEL G. (1983). - Le gisement vraconien de la Selva de Bonansa. - Palaeo 3, Amsterdam, 41, 43-63.
- MOSES J.H. & MITCHELL W.D. (1963). - Bauxite deposits of British Guiana and Surinam in relation to underlying unconsolidated sediments suggesting two-step origin. - Econ. Geol. 58/2, 250-252.
- NICOLAS J. (1968). - Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du Sud-Est de la France. - Miner. dep., I, 3, 18-33.
- NICOLAS J. (1969). - Problème de la genèse des bauxites à mur karstique de France. - Ann. Inst. Geol. Publ. hung., 54, 3, 135-164.
- NICOLAS J. & LECOLLE M. (1968). - Essai de reconstitution paléogéographique de la Provence au Crétacé supérieur. Position et âge possible de la roche mère de la latérite d'où provient la bauxite. - C.R. Acad. Sc. Paris, 266, D, 445-448.
- ODIN G.S. (1975). - Les glauconies : constitution, formation, âge. - Thèse Doct. Etat., Univ. Paris VI, 245 p.
- OGGIANO G., SANNA G. & TEMUSSI I. (1987). - Caractères géologiques, géologiques et géochimiques de la bauxite de la Nurra. - In "Groupe Français du Crétacé", Livret-guide excursion mai 1987 en Sardaigne, 72-124.

- PARRON C. & TRIAT J.M. (1976). - L'ocrification des sables glauconieux albo-cénomaniens du Gard et du Vaucluse. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, XVIII, 1, 21-25.
- PARRON C. & TRIAT J.M. (1977). - Nouvelles conceptions sur le Crétacé supérieur du Gard. Répercussions sur la stratigraphie, la paléogéographie et la tectonique de la découverte de trois phases d'altérations continentales. - Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., 2, XIX, 3, 241-250.
- PECORINI G. (1956). - La facies bauxitica del Cretaceo della Nurra. - Rend. Acc. Lincei, 20, 2, 232-239.
- PECORINI G. (1965). - Stratigrafia e distribuzione della bauxiti nella Nurra (Sardegna nord-occidentale). - Symp. Ass. Min. Sarda, 1, B6, 15p.
- PEYBERNES B. (1976). - Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. - Thèse Doc. Etat Univ. Toulouse, 459 p.
- PEYBERNES B. (1979). - L'Urgonien des Pyrénées ; essai de synthèse. - Geobios, Mém. sp. n° 3, 79-87.
- PEYBERNES B. (1982a). - Création puis évolution de la marge nord-ibérique des Pyrénées au Crétacé inférieur. - Cuadernos Geol. Iber., 8, 987-1004.
- PEYBERNES B. (1982b). - Evolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé des Pyrénées franco-espagnoles. - Cret. Res., 3, 1-2, 57-68.
- PEYBERNES B. & SOUQUET (1972). - Etude géologique de la région de Saint-Girons à l'articulation des massifs de l'Arize, du Plantach, des Trois Seigneurs et de Castillon. - Bull. B.R.G.M., 1, 2^e sér., 2, 1-14.
- PEYBERNES B. & SOUQUET (1974). - Nouvelles données sur la géologie de la région de Tarascon-sur-Ariège (Pyrénées Centrales). - C.R. Acad. Sc. Paris, 278, 569-572.
- PEYBERNES B. & COMBES P.J. (1980). - Découverte de nouvelles bauxites dans les Pyrénées Navarro-Languedociennes. - 8^e R.A.S.T. Marseille, p. 281.
- PEYBERNES B. & GARDT B. (1984). - Les brèches d'écroulement aptiennes témoins de la paléomarge nord-ibérique du domaine pyrénéen dans la zone des Chainons Béarnais. - Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 120, 51-60.
- PEYBERNES B. & SOUQUET P. (1984). - Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrénées during mesozoic times. - Geol. Mag., 121, 4, 397-539.
- PEYBERNES B., PONS Ph., ROUX J.C. & SOUQUET P. (1984). - Apports de l'étude des terrains secondaires à l'appréciation du degré d'allochtonie du massif de l'Arize. Doc. B.R.G.M., 81/6, 23-37.
- PEYBERNES B. & COMBES P.J. (1987). - Le problème de la limite Jurassique-Crétacé dans les Pyrénées occidentales entre Lourdes et Saint-Jean-Pied-de-Port ; cadre stratigraphique et géodynamique des bauxites basco-béarnaises. - Strata, 1, 3, 5-25.

- PHILIP J. (1970). - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. - Thèse Doct. Etat Univ. Marseille, 438 p.
- PHILIP J., CHERCHI A., SCHROEDER R., SIGAL J., & ALLEMANN J. (1978). - Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur de Sardaigne. Données stratigraphiques et paléobiogéographiques. - C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 2, 83-85.
- PHILIP J., MASSE P.J.-L. & MACHHOUR L. (1987). - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). - Bull. Soc. Géol. Fr., 8, III, 3, 541-550.
- PORRENGA D.H. (1967). - Glauconite and chamosite as marine depth indicators. - Marine Geology, 5, 495-501.
- PUIGDEFABREGAS C. & SOUQUET P. (1986). - Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. - Tectonophysics, 129, 173-203.
- REBOURS H. (1978). - Contribution à l'étude géologique, minéralogique et géochimique des bauxites de l'Ariège. Paléogéographie, évolution. - Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI., 198 p.
- ROCH E. (1956). - L'origine alluviale de certaines bauxites du Bas-Languedoc. - C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. 6, 218-219.
- ROCH E. (1959). - La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. - Ann. Hébert et Haug, Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Paris, 9, 11-78.
- ROCH E. (1962). - A propos des bauxites françaises. - Bull. B.R.G.M., 4, 35-39.
- ROSAS G.H. (1976). - Estudio sobre los depositos de bauxita en Cauca y Valle, especialmente el area de Morales y Cahibio. - Bol. Geol. Colombia, 22, 1, 57-84.
- ROUSSET Cl. (1968). - Contribution à l'étude des karsts du Sud-Est de la France ; altérations morphologiques et minérales. - Thèse Doct. Etat, Univ. Marseille, 533 p.
- ROUSSET Cl. (1969). - Le bombement varois ; relations entre la bauxitisation au Crétacé moyen, en Provence, et l'évolution originale de la région en régime karstique. - C.R. Acad. Sc. Paris, 268, D, 2331-2334.
- ROUSSET Cl. (1975). - Apports de la méthode rétro-tectonique à la connaissance de la paléogéographie régionale ; l'exemple des bauxites de Provence. C.R. Acad. Sc. Paris, 281, D, 375-378.
- SAINT-BLANQUAT M. de, BRUNEL M. & MATTAUER M. (1986). - Les zones de cisaillement du massif nord-pyrénéen du Saint-Barthélémy témoins probables de l'extension crustale d'âge Crétacé. - C.R. Acad. Sc. Paris, 103, II, 4, 1339-1344.
- SAMAMA J.C. (1986). - Ore fields and continental weathering. - Van Nostrand Reinhold Company Ed., 326 p.
- SANNA G. & TEMUSSI I. (1986). - La miniera di bauxite di Olmedo. - Industria miner., 6, 7-42.

- SEGURET M., DAIGNIERES M., & équipe profil ECORS Pyrénées (1985). - Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, II, 5, 341-346.
- SEGURET M., & DAIGNIERES M. (1986). - Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees : discussions. - Tectonophysics, 129, 303-318.
- SOULA J.C., VIALARD P. & BESSIERE G. (1985). - Analyse et interprétation de la structure du massif nord-pyrénéen de l'Arize. - Doc. B.R.G.M., 95-6, 7-18.
- SOUQUET P. & PEYBERNES B. (1972). - Le Crétacé de la zone du Flysch nord-pyrénéen entre la Garonne et le méridien de Saint-Girons (Pyrénées Centrales). - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 68-70.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILLOTTE M. & DEBROAS J. (1977). - La chaîne alpine des Pyrénées. - Geologie Alpine, 53, 2, 193-216.
- SOUQUET P. & PONS Ph. (1985). - Allochtonie du massif nord-pyrénéen de l'Arize. Hypothèse d'un chevauchement sur une série turbiditique d'âge sénonien. - Doc. B.R.G.M., 95-6, 19-27.
- SOUQUET P., DEBROAS E.-J., BOIRIE J.-M., PONS Ph., FIXARI G., ROUX J.-cl., DOL J., THIEULOUY J.P., BONNEMAISON M., MANIVIT H. & PEYBERNES B. (1985). - Le groupe du flysch noir (albo-cénomannien) dans les Pyrénées. - Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine, 9, 1, 185-252.
- SOUQUET P. & PEYBERNES B. (1987). - Allochtonie des massifs nord-pyrénéens des Pyrénées Centrales. - C.R. Acad. Sc. Paris, 305, II, 733-739.
- TEMPIER C. (1987). - Modèle de mise en place des structures provençales. - Bull. Soc. géol. Fr., 8, III, 3, 533-540.
- THIEBAUT J., DEBEAUX M., DURAND-WACKENHEIM C., SOUQUET P., GOVRINARD Y., BANDET Y. & FONDECAVE-WALLEZ M.J. (1988). - Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du chevauchement frontal nord-pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France). - C.R. Acad. Sc. Paris, 307, II, 1535-1540.
- TRIAI J.M. (1982). - Paléoaaltérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. - Thèse Doct. Etat, Univ. Marseille ; Sciences géol., mém. 68, 202 p.
- VAIL P.R., COLIN J.P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1985). - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostatigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, III, 1301-1321.
- VALETON I. (1965). - Fazies probleme in Südfranzösischen bauxitlagerstätten. - Beitr. Mineral. Petrogr. Dtsch., II, 3, 217-246.
- VALETON I. (1966). - Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, VIII, 5, 685-701.
- VALETON I. (1976). - Criteria for autochthonous and allochthonous source material of bauxitic ores on carbonaceous rocks. - Travaux I.C.S.O.B.A., 13, 21-36.
- VALETON I. (1983a). - Palaeoenvironment of lateritic bauxites with vertical and lateral differentiation. - Geol. Soc. Spec. Publ. n°11, 776-90.

- VALETON I. (1983b). - Klimat perioden lateritischer verwitterung und ihr abbild in den synchronen sedimentations räumen. - Z. dt. Geol. Ges., 134, 413-452.
- VERNEUIL E. de & LORIERE G. de (1868). - Description des fossiles du Néocomien supérieur d'Utrillas et ses environs (prov. de Teruel). - Mater. Paléont. Espagne, Imp. Monnoyer, Le Mans.
- VIEILLEFON J. (1974). - Contribution à l'étude de la pédogenèse dans le domaine fluvio-marin en climat tropical d'Afrique de l'Ouest. - Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI, 362 p.
- WEISSE G. de (1948). - Les bauxites d'Europe centrale (province dinarique et Hongrie). - Mém. Soc. vaudoise Sc. nat., Lausanne, 9, 1, 162 p.
- WEISSE G. de (1949). - Les bauxites d'Europe centrale et leur genèse. - Bull. Ass. Suisse Géol. et Ing. Pétrole, 15, 49, 19-28.
- WILLIAMS G.D. & FISCHER M.W. (1984). - A balanced section across the Pyrenean Orogenic belt. - Tectonics, 3, 773-780.

L E G E N D E

A. ORGANISMES

-  Débris végétaux
-  Charophytes
-  Gastéropodes
-  Ostréidés
-  Rudistes
-  Polypiers isolés à muraille lisse
-  Polypiers isolés à muraille costulée
-  Polypiers coloniaux
-  Brachiopodes
-  Annélides
-  Entroques
-  Spongiaires
-  Floridées
-  Ammonites
-  Bioturbations

C. STRUCTURES SEDIMENTAIRES

-  Lumachelle
-  Chailles
-  Stratification ondulée
-  Stratification oblique
-  Litage lenticulaire
-  Débit noduleux
-  Conglomérat
-  Laminations obliques
-  Contact progressif
-  Contact net, net et ondulé
-  Contact érosif
-  Fond durci
-  Discordance cartographique
-  Faille

B. LITHOLOGIE

- | | | | |
|---|---|--|------------------|
|  Calcaires | ⊙ : oolithes | ● : pisolithes | ☞ : lithoclastes |
|  Calcaires marneux |  Calcaires gréseux |  Grès | |
|  Marnes |  Lignites |  Bauxites | |