



est ainsi découpée en trois tronçons principaux, aux caractères stratigraphiques et structuraux spécifiques: Tronçon Basco-Béarnais, à l'Ouest; Navarro-Languedocien, au centre; Catalan, à l'Est.

Dans cette chaîne en éventail s'affrontent les marges continentales des cratons de l'Europe occidentale (aquitano-languedocien) et de l'Ibérie, déformées en unités amygdaloïdes, étirées en coin en profondeur, avec expulsion de massifs anciens rigides vers le haut, par compression, étirement et glissement sous l'effet d'un mouvement à la fois convergent et latéral des deux cratons bordiers (transpression).

L'histoire structurale est divisée en trois périodes principales. La première correspond à un stade de plate-forme jurassique et éocène (Peybernès, 1976); la seconde à la création d'un orogène aptien-albien, assimilable à un aulacogène (Peybernès et Souquet, 1975; Souquet et Médiavilla, 1976), par déchirure intercratonique sur croûte amincie (métamorphisme thermique) entre deux marges stables. La troisième se marque par une déformation continue contrôlant la sédimentation dès le Mésocrétacé et durant le Néocrétacé et le Tertiaire. Elle se traduit:

1) par l'installation et le comblement d'un bassin périphérique septentrional migrant, à partir de la marge méridionale, vers l'avant-pays aquitano-languedocien, en avant de la limite de compression des zones orogéniques successivement agrégées à la marge ibérique (Zone Interne au Crétacé moyen; Zones Nord-pyrénéennes au Sénonien; Zones Sous-pyrénéennes au Tertiaire);

2) par le soulèvement et le rétro-écaillage du bourrelet frontal du craton Ibérie (Haute Chaîne Primaire) (Souquet, 1967), progressivement et d'Est en Ouest. Ces phénomènes s'accompagnent du comblement d'un bassin cretonique méridional dont le flanc nord actif (Riba, 1974) est ainsi formé par le front de nappes de couverture ou de séries décollées (Seguret, 1972), amorties frontalement (Souquet, 1967; Garrido Megias, 1973; Seguret, 1972) dans des dépôts syntectoniques diachrones, étagés du Néocrétacé à l'Oligocène.

La présente note se rapporte au Tronçon Catalan et à la recherche de relations entre les zones isopiques crétacées et les zones structurales du cyclé alpin.

Le Tronçon Catalan ne comporte que des zones méridionales (fig. 2). Le bâti hercynien de la Haute Chaîne Primaire et le tégument de sa couverture post-hercynienne y sont impliqués dans une tectonique alpine en compression avec déversement vers le Sud Ouest (Els Banys d'Amèlia). Les termes plus élevés de la couverture, décollés, participent à une tectonique tangentielle avec plis couchés et nappes déversés vers le Sud en direction du synclinal d'Olot.

L'ensemble du territoire apparaît découpé (fig. 1) en une mosaïque de blocs par des discontinuités tectoniques et linéamentaires (images Landsat; Solé Sugrañes, 1978) de directions presque orthogonales, à N 40-50° / N 130-140°. Chacun d'eux présente des caractéristiques stratigraphiques propres du point de vue de l'âge et de la composition de la série mésozoïque. A cette mosaïque se superposent des nappes à séries stratigraphiques différentes que leurs faciès rattachent au Tronçon Navarro-Languedocien (Nappes de la Pedraforca ou à un domaine actuellement immergé dans le Golfe du Lion (Nappes du Alt Empordà).

## LE MASSIF CATALAN ET SON REVÊTEMENT (BAIX EMPORDÀ, BASSIN POTASSIQUE)

	TRONÇONS			
	Catalan	Basco-Béarnais	Navarro-Languedocien	
Craton aquitano-languedocien		Rides d'Aquitaine	Z. des Petites Pyrénées-Plantaurel-Fontaine salée	Z. sous-pyr.
		Unité d'Orthez	Z. des Ecaillés sous-pyrénéennes	Z. nord-pyrénéennes
		Z. des flyschs du Pays basque et de Bigorre	Z. subariégeoise	
			Z. ariégeoise	
		Z. Cinco Villas Labourd	Z. cummingeoise	Z. ultracummingeoise
Axe orocinéen		Nappe des Marbres	Zone Interne Métamorphique	
Craton Ibérie		Z. des Chaînes béarnais	Z. des Ecaillés bordières	Zones méridionales
		Z. Igouze Mendibelza	Haute Chaîne Primaire et son enveloppe	
	Nappes du Haut-Ampurdan	Unité Aldudes	Couverture méridionale décollée	

Fig. 2. Tableau récapitulatif des zones structurales en regard des trois tronçons principaux distingués dans la Chaîne Pyrénéenne.

Il se caractérise par une lacune du Mésozoïque, le Paléogène surmontant directement le socle hercynien (L. Palli Buxó, 1972). Ce dispositif stratigraphique se maintient vers le Nord, dans le synclinal d'Olot, jusqu'au chevauchement de Ripoll-Olot.

## LA HAUTE CHAÎNE PRIMAIRE ET SON ENVELOPPE POST-HERCYNIENNE

### L'autochtone de la bordure méridionale

On y distingue deux types de séries:

- une série débutant avec le Garumnien. Elle s'observe à l'Est de la vallée du Llobregat (autochtone de Costoja, La Manera, etc...). Précédant un Ilerdien marin, le Garumnien se superpose à des niveaux détritiques rouges traditionnellement rapportés au Permien et au Stéphano-Permien.

Le Garumnien est en contact normal avec son substratum paléozoïque et participe avec lui, au niveau de la vallée du Freser, à des chevauchements et glissements au Sud, amortis frontalement (Vergely, 1970);

- une série débutant avec le Néocrétacé marin. La série précédente se complète par du Néocrétacé marin dans les Serres del Cadí, de Port del Compte et de Odèn, qui appartiennent à un même ensemble supportant les nappes navarro-languedociennes de la Pedraforca.

Le Néocrétacé surmonte directement le Stéphano-Permien jusqu'au méridien du Querforadat; au-delà, vers l'Ouest et le Sud-Ouest, il vient sur le Keuper en une série décollée et plissée indépendamment du substratum.

La succession (fig. 3-4) comporte, à la base, la formation



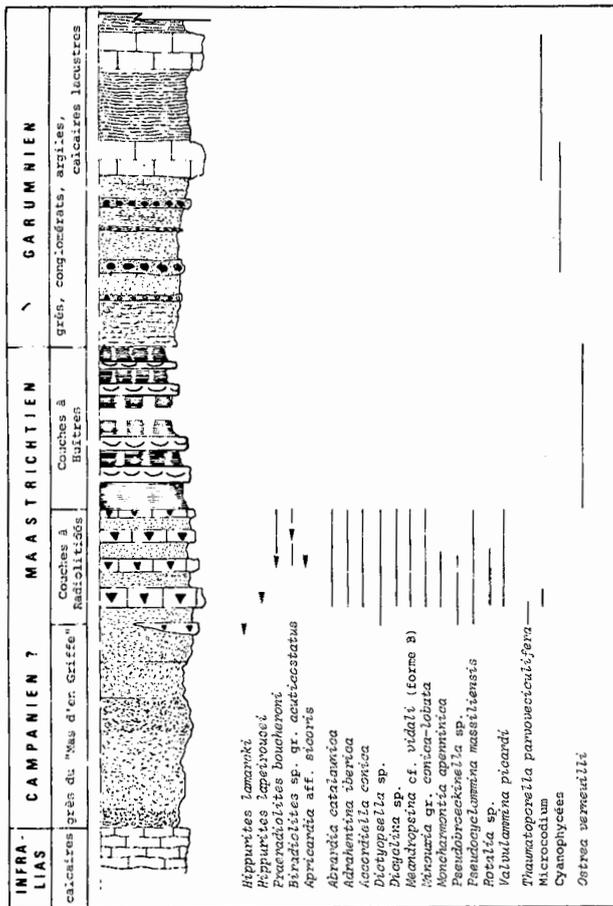


Fig. 5. Le Crétacé supérieur d'Amélie-les-Bains (Els Banys d'Amèlia) - Répartition des principaux fossiles.

Déplacées du NE vers le SW, elles se superposent au Garumnien et au Paléogène du revêtement autochtone de la Haute Chaîne Primaire (fig. 7).

### 1) Les lambeaux charriés de Costoja

A la série autochtone de Costoja se superposent deux unités hétéropiques (Casteras et Auriol, 1958 a, b, c):

- à la base, la klippe du Mas Gaus est constituée par du Garumnien décollé sur une semelle de Keuper;
- au-dessus, celle du Pic del Capell est formée de plusieurs écailles qui comportent, quant à elles, du Maastrichtien marin (grès à intercalations de calcaires à Rudistes, marnes à Huitres) et du Garumnien.

Par leur composition et leurs faciès, l'unité inférieure se rapproche de l'autochtone de Coustouges, l'unité supérieure de celui de Els Banys d'Amèlia.

### 2) Les lambeaux charriés du Bac de Grillera

Estevez (1968) y a distingué cinq écailles. Le Néocrétacé y est comparable par sa succession à celui de Els Banys d'Amèlia; mais il en diffère par des faciès plus ouverts (Foraminifères à test hyalin). Deux types de succession peuvent y être reconnus d'après la présence (écaille supérieure) ou la lacune (écaille inférieure) du Lias.

ESQUISSE GÉOLOGIQUE  
DU SERRAT DE L'ALTREIRA

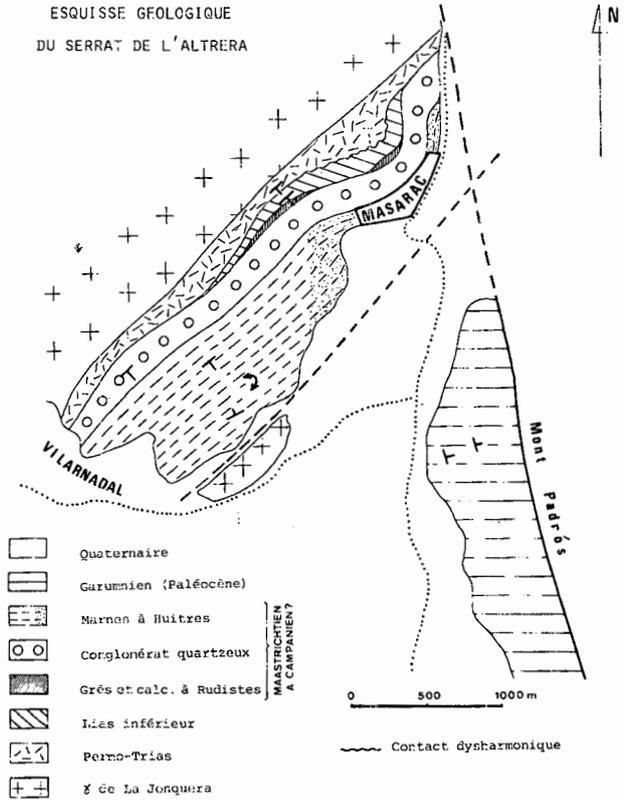


Fig. 6. Esquisse géologique du Serrat de l'Altrera (lambeau de Masarac) (d'après Bilote in Peyberès, 1978).

### 3) Le lambeau de Viure

Ce lambeau de recouvrement, mis en évidence par Ashauer (1934) au Nord de Figueres, doit être séparé du lobe de Figueres proprement dit qui appartient aux nappes du Alt Empordà étudiées plus loin.

Le lambeau de Viure (fig. 8) chevauche, au Nord, le Garumnien de la couverture de la Haute Chaîne Primaire et, au Sud, le Paléogène du synclinal d'Olot. Il comporte deux unités principales superposées. L'inférieure est constituée par un complexe de dolomies, de cargneules et de calcaires du Lias inférieur. L'unité supérieure, séparée de la précédente par une semelle de Keuper, est exclusivement formée d'une série néocrétacée détritique (Marnes à *Cyclolites*, à intercalations de calcaires bioclastiques, à Rudistes et Foraminifères benthiques (*Siderolites* sp., *Orbitoides* sp.)).

Par son caractère marin affirmé, le Néocrétacé de Viure se rapproche de celui du Bac Grillera. Il se différencie par contre de celui moins ouvert et plus terrigène de Els Banys d'Amèlia, de Masarac et du Pic del Capell.

### Les nappes du Alt Empordà

Ces lambeaux de charriage ont été reconnus, d'abord dans le massif de Montgri (San Miguel de la Càmara et Solé Sabaris, 1932), ensuite, dans les environs de Figueres (Solé

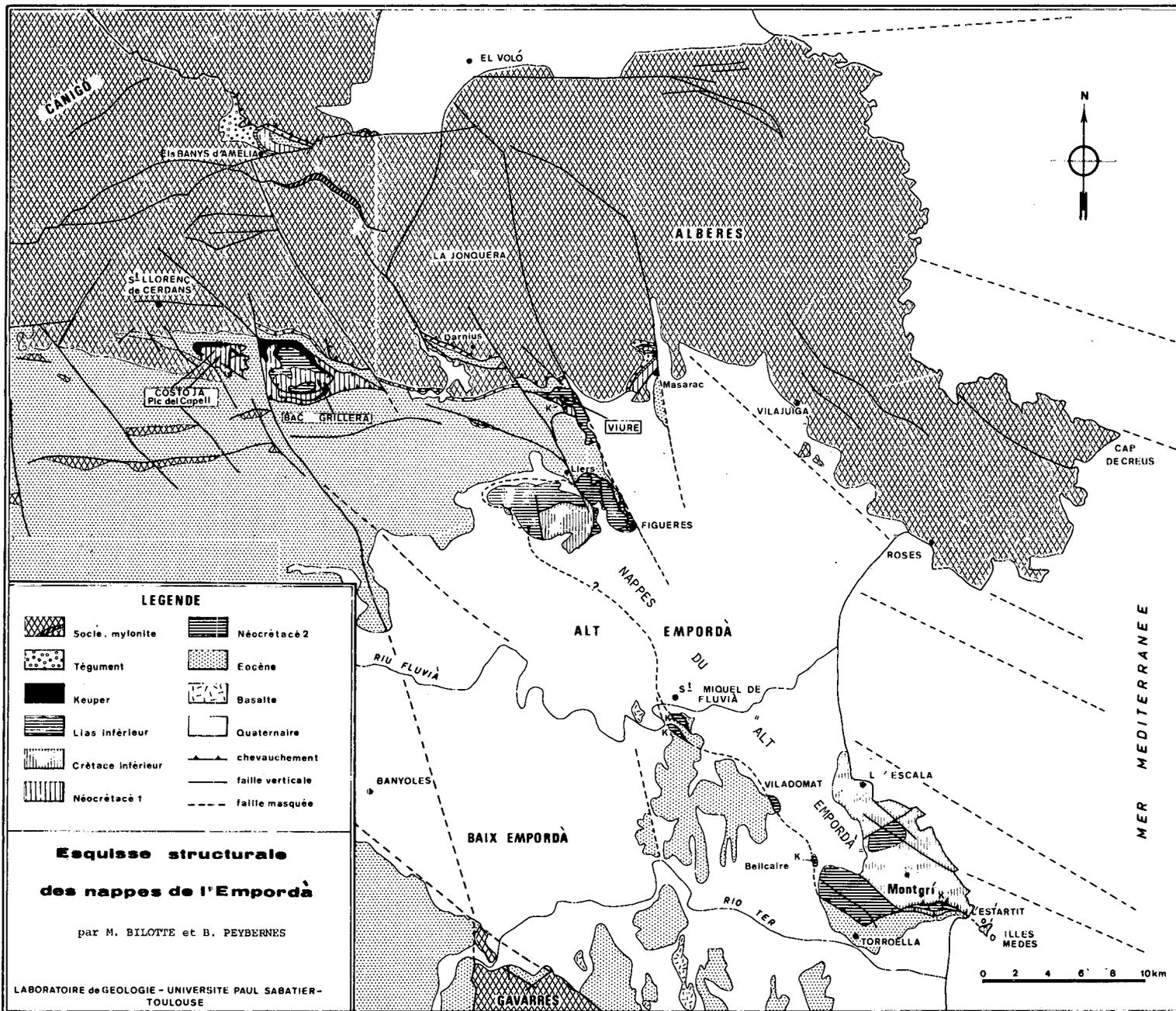


Fig. 7. Esquisse géologique des Nappes du Alt Empordà (d'après Bilotte et Peybernès in Peybernès, 1978).

Le Néocrétacé 1 correspond à la série réduite campano(?) - maastrichtienne de Coustouges (Costoja), Bac Grillera, Amèlie-les-Bains (Els Banys d'Amèlia), Viure et Masarac; le Néocrétacé 2 à la série plus complète des Nappes du Alt Empordà (Figueres et Montgrí).

Sabaris, 1933), avant d'être réunis dans le même ensemble de «Nappes du Alt Empordà» par la découverte de petits jalons intermédiaires perçant le Tertiaire et le Quaternaire de la plaine de l'Empordà (Solé Sabaris et al., 1956). Il s'agit là d'un vaste ensemble allochtone (fig. 7) qui s'allonge du NW vers le SE sur un front de plus de 40 kilomètres et pour lequel on admet un déplacement vers le Sud et le Sud-Ouest (Solé Sabaris et al., 1956).

### 1) Le lobe de Figueres

Le lobe de Figueres (fig. 8) s'étale à l'Ouest de la ville de Figueres entre les localités de Llers et d'Avinyonet de Puigventós. Il est de N 140° E. L'unité inférieure est à matériel antécénomannien; l'autre, supérieure, à matériel néocrétacé (fig. 9).

a) L'unité inférieure. Elle repose sur les marnes rouges et

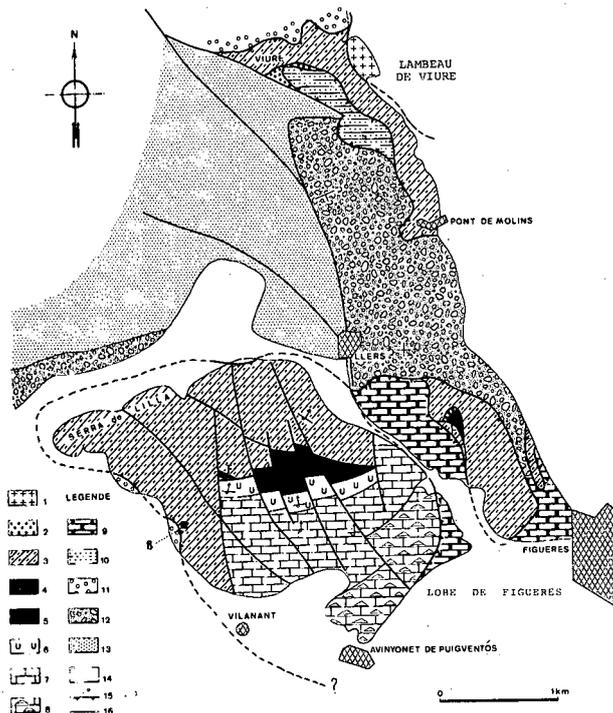


Fig. 8. Carte géologique du Lobe de Figueres (Nappes de l'Alt Empordà) et du lambeau de Viure (d'après Peybernès, inédit).

1: Socle granitique; 2: Keuper; 3: Lias inférieur; 4: Lias moyen supérieur; 5: Néocomien; 6: Barrémien; 7: Aptien inférieur; 8: Aptien supérieur; 9: Néocrétacé calcaire indifférencié (Cénomannien à Sénonien inférieur); 10: Campano (?)-Maastrichtien du lambeau de Viure; 11: Garumnien; 12 et 13: Paléogène; (12: Formation de Bellmunt; 13: Nummulitique marin); 14: Formations récentes. Le carré noir indique la Bauxite (B) du Mas Casol.

les conglomérats polygéniques de la formation biarritzienne de Bellmunt (Pallí Buxó, 1972). Le contact s'observe nettement au Nord-Ouest de Vilanant et entre Llers et Figueres. Cette unité comporte elle-même deux écailles superposées:

- une écaille septentrionale surtout constituée par les calcaires dolomitiques et les carnegules de Lias inférieur, décollés au-dessus du Keuper. La série se complète ponctuellement par des calcaires roux, à entroques, et des marnes de Lias moyen-supérieur. Ashauer (1934) cite dans ces dernières assises, près de Figueres, une faune d'Ammonites du Toarcien supérieur: *Dumortiera striatula-costula* QU., *D. cf. levesquei* QU. et *Peydellia aalenensis* ZIET.

Au Nord Est de Vilanant, près du Mas Casol, les calcaires dolomitiques du Lias inférieur supportent une poche de bauxite d'identification récente (B. Peybernès, 1978);

- une écaille méridionale, à matériel éocrétaqué (Berriasien à Gargasien). Séparée de l'écaille précédente par un accident subvertical à l'Ouest de Figueres, elle la chevauche par contre au Nord de la ville, au Bosc del Rei, grâce à une semelle de Keuper. La série y apparaît renversée. Plusieurs des unités stratigraphiques définies dans le Tronçon Navarro-Languedocien (Peybernès, 1976) s'y reconnaissent (fig. 9). L'absence de «Marnes à *Deshayesites*» dans le Bédoulien et la transgression directe des «Calcaires à *Iraqia*» (passage Bédoulien-Gargasien) sur les calcaires barrémiens font de cette série éocrétaquée un équivalent de la série nord-pyrénéenne de la Zone Ariégeoise des Corbières (chaîmons de Galamus en particulier) et de la série des Sierras Marginales Catalanes (Montsec, Pic del Pedraforca).

b) *L'unité supérieure.* Elle correspond surtout à une étroite langue de terrains néocrétaqués chevauchant à la fois l'unité inférieure et l'autochtone paléogène; elle s'étend entre Figueres et Llers, de part et d'autre de la Vallée de la Riera de Figueres - Torrent de los Carcineros. Un autre lambeau affleure dans Figueres-même. Il s'agit toujours de calcaires

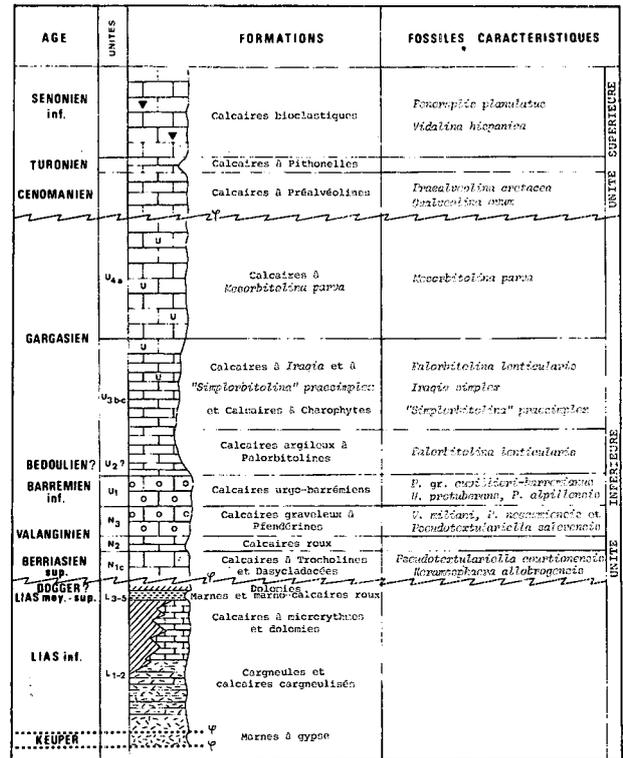


Fig. 9. Colonne stratigraphique synthétique du Lobe de Figueres (Nappes de l'Alt Empordà).

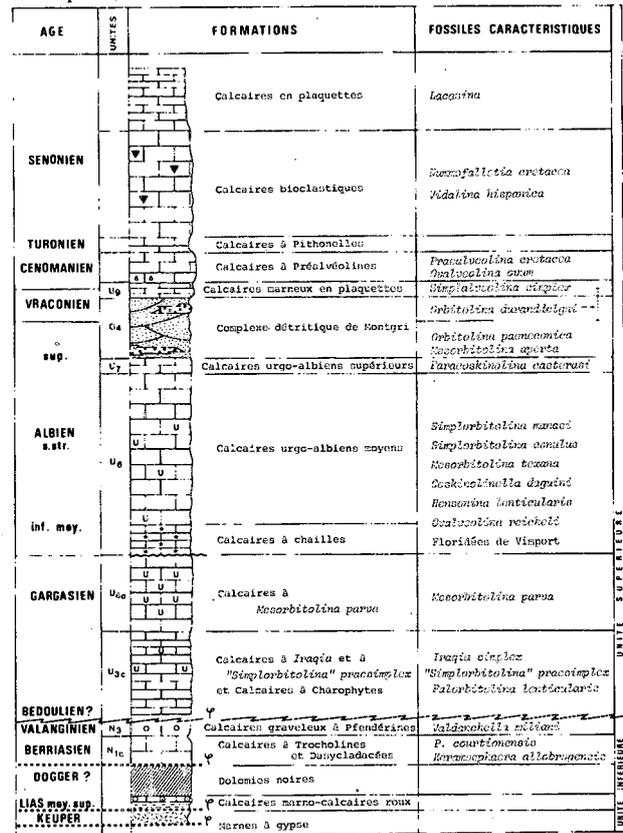


Fig. 10. Colonne stratigraphique synthétique du Lobe de Montgrí (Nappe de l'Alt Empordà).

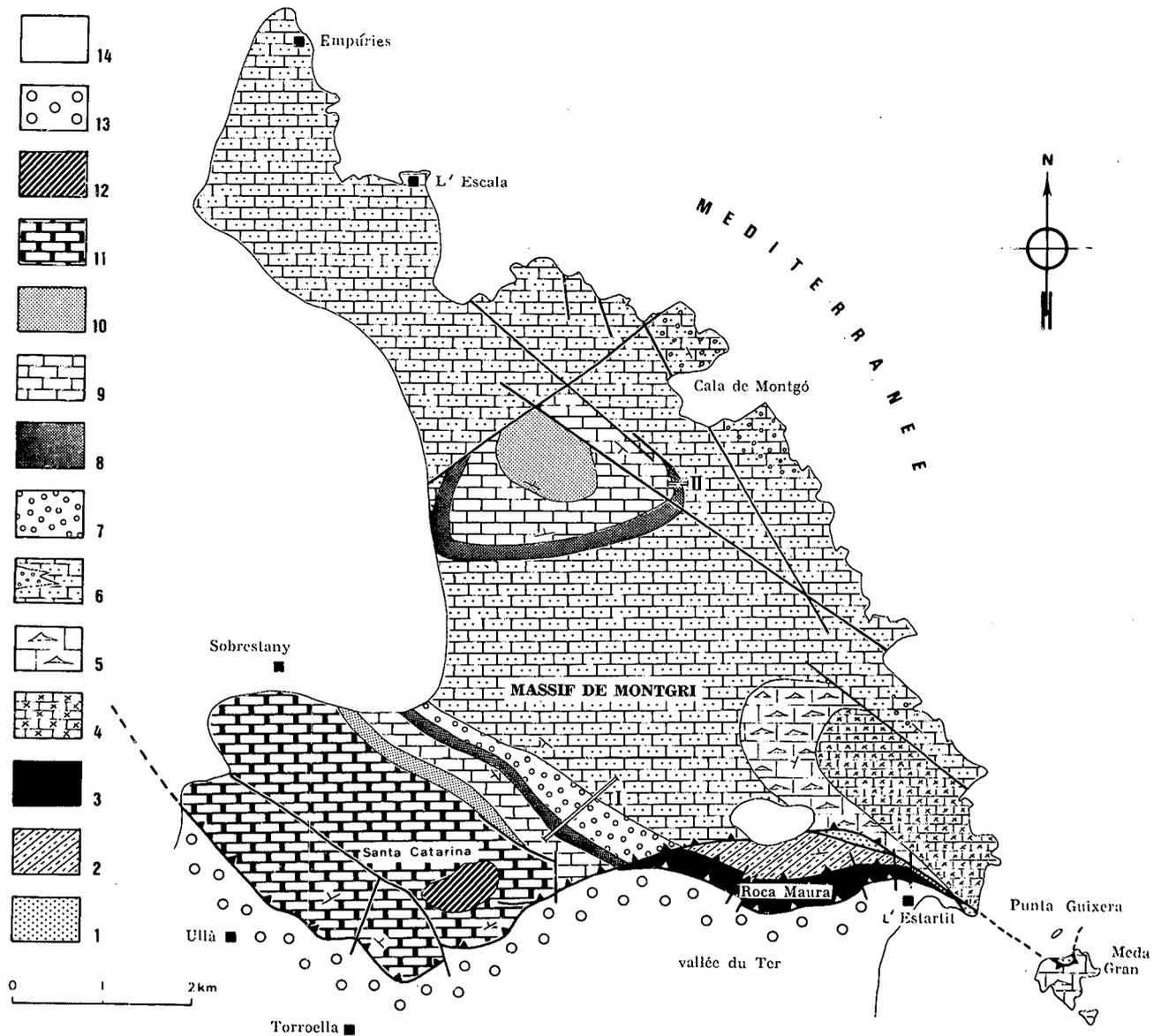


Fig. 11. Carte géologique du Lobe de Montgri (d'après Peybernès, 1976 et 1978).

1: Keuper; 2: Lias et Jurassique; 3: Néocomien (N<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>); 4: Aptien inférieur (U<sub>4</sub>); 6: Albien calcaire (U<sub>6</sub>-U<sub>7</sub>); les ronds indiquent les niveaux à silex orangés; 7: Albien supérieur à Vraconien inférieur (G<sub>4</sub>); 8: Vraconien supérieur à Cénomaniens basal (U<sub>8</sub>); 9: Cénomaniens supérieur; 10: Turonien; 11: Coniacien?; 12: Santonien; 13: Paléogène autochtone; 14: Formations récentes.

massifs, à Foraminifères, où ont pu être identifiés le Cénomaniens (calcaires à *Préalvéolines*), le Turonien (calcaires à *Pithonelles*) et le Sénonien inférieur (calcaires bioclastiques à *Vidalines*). Le Santonien avait déjà été identifié ponctuellement par Ashauer (1934) qui citait *Micraster corbaricus* LAMB. au Nord de la route Figueres-Llers.

## 2) Le lobe de Montgri

Le Lias et du Crétacé ont été signalés dans le lobe de Montgri par Dalloni (1930), puis San Miguel de la Cámara et Solé Sabaris (1932) et leur présence a été rappelée dans les

travaux ultérieurs d'Ashauer (1934), Ríos (1956) et Rat (1966).

L'apport de la micropaléontologie à l'étude des formations calcaires nous a permis d'identifier (fig. 10) et de cartographier (fig. 11) divers termes d'une épaisse série s'étageant du Keuper au Santonien (Peybernès et Bilotte, 1971; Moullade et Peybernès, 1973; Peybernès, 1976 et 1978).

Tectoniquement, le lobe de Montgri correspond (comme celui de Figueres) à deux unités superposées chevauchant vers le Sud ou le Sud Ouest les terrains paléogènes, ici les schistes rouges de la formation d'Artés (Palli Buxó, 1972): - L'unité inférieure ou «écailles frontales de Roca Maura». On y distingue, entre L'Estarlit et Torroella de Montgri, deux écailles principales séparées par un accident plongeant à 45° vers le Nord:

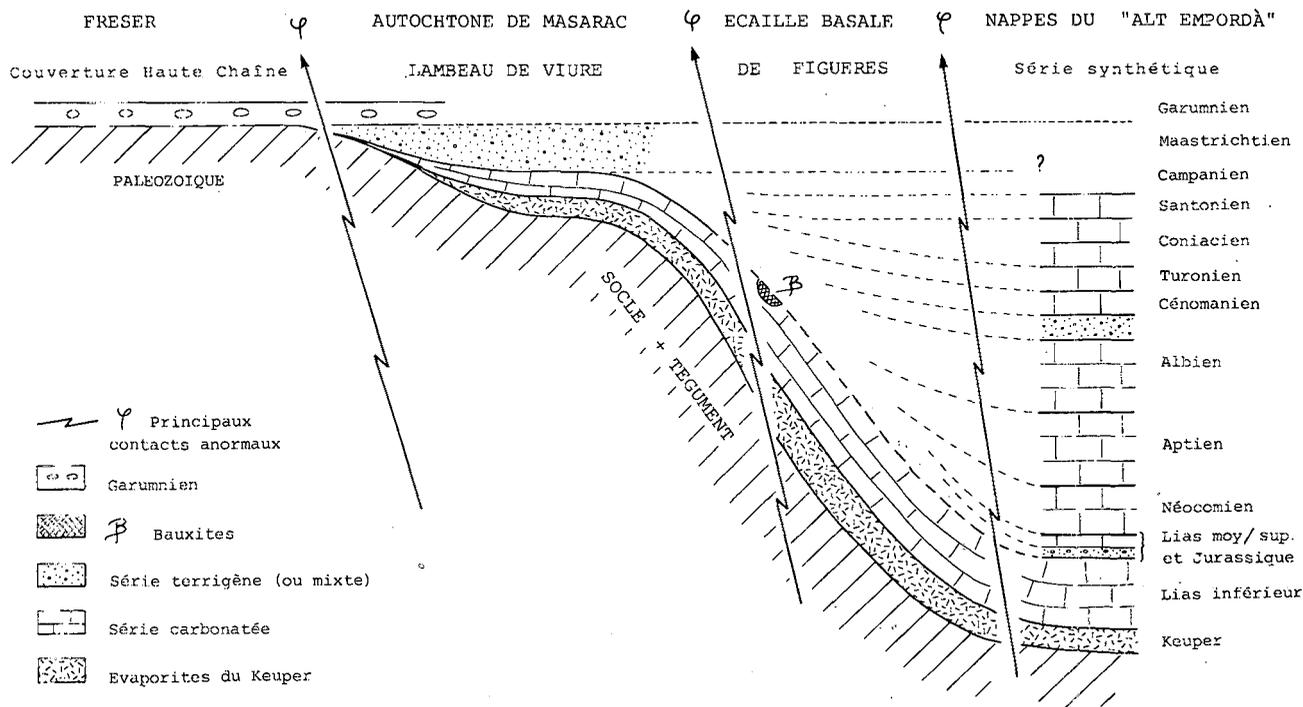


Fig. 12. Essai de reconstitution antétectonique du bassin crétacé des Pyrénées Catalanes. L'horizontale de référence correspond à la base du Garumnien.

- l'écaïlle inférieure, à matériel néocomien (calcaires berriasiens et valanginiens);
- l'écaïlle supérieure, à matériel jurassique (marno-calcaires roux du Lias moyen-supérieur; calcaires et dolomies du Dogger-Malm);
- L'unité supérieure ou «*unité de Montgri*». Il s'agit d'une vaste structure subtabulaire affrontant au Sud les écaïlles de Roca Maura par l'intermédiaire d'un chevauchement injecté de Keuper. On y distingue deux synclinaux à matériel néocrétacé, séparés par un anticlinal éocrétacé. La série y est essentiellement calcaire et s'étage depuis le Bédoulien supérieur (Calcaires à *Iraqia*) jusqu'au Santonien (Calcaires à Lacazines, du château de Torroella). Elle se caractérise surtout par le grand développement des calcaires urgo-albiens (analogues à ceux de la Zone Ariégeoise) et par le caractère essentiellement carbonaté de la succession néocrétacée qui rappelle beaucoup la succession sud-pyrénéenne du type Santa-Fe d'Organyà (Souquet, 1967).

### 3) Les lambeaux intermédiaires

Les jalons de Mésozoïque reconnus par Solé Sabarís et al. (1956) entre les lobes de Figueres et de Montgri chevauchent le Paléogène soit directement (Sant Mori, Vilademat), soit par l'intermédiaire d'une semelle de Keuper (Bellcaire). Ils présentent la même constitution que l'unité supérieure de Montgri, à matériel néocrétacé (Peybernès et Bilotte, 1971).

### 4) Conclusion sur les Nappes du Alt Empordà

Les Nappes du Alt Empordà diffèrent par leur composition de la couverture de la Haute Chaîne Primaire, autochtone ou déplacée dans les petites nappes du Pic del Capell, du Bac Grillera et de Viure.

Ces nappes du Alt Empordà proviennent d'un bassin crétacé initialement situé en position plus septentrionale, au-delà du lambeau de Masarac (sur les Alberes ou dans le Golfe du Lion ?).

Ou peut y distinguer deux séries hétéropiques: celle de l'unité inférieure de Figueres appartient à une zone marginale

à sédimentation discontinue (bauxite sur Lias); celle de l'unité supérieure à un domaine plus marin, à sédimentation quasi-continue du Lias au Santonien. Ces séries rappellent respectivement celles des Sierras Marginales Catalanes et de la Zone Sud-pyrénéenne: elle relèvent donc, comme ces dernières, de la couverture du Craton Ibérie et de sa marge ouverte vers le Nord.

Le symétrique des Nappes du Alt Empordà semble se retrouver (Peybernès, 1976) dans la Nappe des Corbières Orientales et son avant-pays qui correspondent à la couverture et à la marge, ouverte au Sud, du Craton Aquitano-Languedocien. Une telle conclusion nous amène à envisager l'existence d'un bassin crétacé intermédiaire situé à l'emplacement du Golfe du Lion.

## CONCLUSION

La description et la comparaison des séries stratigraphiques crétacées des différentes unités structurales du Tronçon Catalan conduisent à proposer une reconstitution paléogéographique antétectonique (fig. 12). On conclut ainsi à l'existence d'une aire de sédimentation crétacée ouverte vers le Nord Est et établie sur la marge septentrionale du Craton Ibérie. Les séries les plus complètes présentent des faciès de plate-forme essentiellement carbonatés; elles sont aujourd'hui charriées dans les Nappes du Alt Empordà vers le Sud Ouest, sur le revêtement tertiaire du Craton Ibérie. Les témoins de la bordure méridionale de ce «bassin» présentent une série crétacée réduite et discontinue (Bauxite), à faciès essentiellement terrigènes. Certains sont pincés entre des compartiments de la Haute Chaîne Primaire expulsés vers le haut et le Sud-Ouest (Els Banys d'Amèlia); les plus méridionaux d'entre eux participent à une tectonique tangentielle avec décollements intercutanés (Nappes de Costoja) et amortis-

sements frontaux locaux (Freser) dans le Tertiaire synorogénique du synclinal de l'Olot.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ASHAUER, H. (1934): Die östliche Endigung der Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Physik. Kl., Bd. III, H. 10*, 115 p., 23 fig., 4 pl.
- BILOTTE, M. (1978): Le Crétacé supérieur des Sierras del Cadi, de Port del Compte et de Odèn (Tronçon Catalan-Pyrénées). *Archives des Sciences, Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 13, fasc. 1, p. 16-22.
- CASTERAS, M. et AURIOL, L. (1958 a): Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 272-274.
- CASTERAS, M. et AURIOL, L. (1958 b): Sur la structure du bassin d'Amélie-les-Bains (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 247, p. 94-97.
- CASTERAS, M. et AURIOL, L. (1958 c): Les témoins de la couverture posthercynienne de la zone axiale à l'Est et Sud-Est du Canigou. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème sér., t. VIII, p. 871-880.
- DALONI, M. (1930): Etude géologique des Pyrénées Catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, t. XXVI, 373 p.
- DEBROAS, E.-J., MEDIAVILLA, F. et SOUQUET, P. (1977): La zone de failles transformante de Bigorre dans la région de Lourdes et de Bagnères (Pyrénées Basco-Béarnaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XX, n.º 5, p. 631-638.
- ESTEVEZ, A. (1968 a): Estratigrafía y paleogeografía de las Unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, n.º 4, p. 93-96.
- ESTEVEZ (1968 b): Tectónica de las unidades alóctonas del Castell de Bac Grillera (Pirineo oriental, España). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, n.º 5, p. 138-141.
- GARRIDO MEGÍAS, A. (1973): Estudio geológico y relación entre Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional Pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida). *Tesis de Doctorado, Granada (España)*, 395 p. (ronéot.).
- MOULLADE, M. et PEYBERNÈS (1973): Etude microbiostratigraphique de l'Albien du massif de Montgrí (Prov. de Gerona) et description de *Hensonina* nov. gen. (génératype: *Trocholina lenticularis* Henson, 1947). *Archives Sc. Genève*, vol. 26, fasc. 2, pp. 173-181.
- PALLÍ BUXÓ, L. (1972): Estratigrafía del Paleógeno del Empordà y zonas limítrofes. *Publicaciones de Geología. Universidad autónoma de Barcelona*, n.º 1, 398 p.
- PEYBERNÈS, B. (1976): Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles, entre la Garonne et la Méditerranée. *Thèse Doct. Sc. Nat., Toulouse*, 459 p., Imp. C. R. D. P. Toulouse.
- PEYBERNÈS, B. (1978): Le complexe urgonien dans les Pyrénées Navarrolanguedociennes et Catalanes. Groupe Français du Crétacé. Livret-guide d'excursion. *Trav. Lab. de Géologie, Toulouse*. (ronéot.)
- PEYBERNÈS, B. et BILOTTE, M. (1971): Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur le massif de Montgrí (Province de Gerone, Espagne). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 107, p. 475-482.
- PEYBERNÈS, B. et SOUQUET, P. (1975): La chaîne des Pyrénées ne résulte pas d'un coulisage le long d'une «Faille nord-pyrénéenne». *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 111, p. 204-210.
- RAT, P. (1966): Sur les faciès du Crétacé inférieur dans l'Est du domaine pyrénéen. *Actas Vème. Cong. Intern. Est. Pir., Jaca-Pamplona, Rev. Pirineos*, 81-82, p. 117-128.
- RIBA, O. (1974): Tectogenèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. *Divers aspects de la Tectonique. Assoc. Géol. Sud Ouest, Toulouse*, p. 85-103.
- RÍOS, J. M. (1956): El sistema cretáceo en los Pirineos de España. *Memorias del Inst. Geol. y Minero de España*, t. LVII, 128 p.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. et SOLÉ SABARÍS, L. (1932): Nota geológica sobre el macizo cretácico de Torroella de Montgrí. *Boll. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 32, p. 243-260.
- SFGURET, M. (1972): Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publ. U. S. T. E. L. A. Montpellier, Sér. Géol. Struct.*, n.º 2, 155 p.
- SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1958): Réunion extraordinaire dans les Pyrénées Orientales (France et Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème sér., t. VIII, p. 805-978.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1933): La geologia dels voltants de Figueras i la tectònica de l'Empordà. *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, t. XXXIII, p. 250-257.
- SOLÉ SABARÍS, L., FONTBOTÉ, J. M., MASACHS, V., et VIRGLI, L. (1956): Continuidad de las Escamas de corrimiento del Ampurdán entre Figueras y el macizo de Montgrí y edad de su formación. *Publ. de la Univ. de Barcelona, Fac. de Ciencias, Tomo homenaje póstumo al Dr. F. Pardiño Vaquer*, p. 145-152.
- SOLÉ SUGRANÈS, L. (1978): Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes Landsat 1. *Tecniterrae*, n.º 22, p. 1-11.
- SOUQUET, P. (1967): Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. *Thèse Doct. Sc. Nat. Toulouse*, 529 p., Imp. Privat.
- SOUQUET, P., BILOTTE, M., CANÉROT, J., DEBROAS, E. J., PEYBERNÈS, B. et REY, J. (1975): Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 281, p. 609-612.
- SOUQUET, P., PEYBERNÈS, B., BILOTTE, M. et DEBROAS, E. J. (1977): La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216.
- SOUQUET, P. et MEDIAVILLA, F. (1976): Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 282, p. 2139-2142.
- VERGELY, P. (1970): Étude tectonique des structures pyrénéennes du versant sud des Pyrénées orientales entre le rio Llobregat et le rio Ter (Prov. de Barcelone et de Gérone, Espagne). *Thèse Doc. 3ème cycle, Fac. Sc. Montpellier*, 60 p.

Reçu en novembre 1978.