

EVOLUTION DE LA MARGE CANTABRIQUE ET DE SON ARRIERE-PAYS IBERIQUE AU CRETACE

PAR

MAURICE AMIOT *, MARC FLOQUET *, BERNARD MATHEY *,
ANDRÉ PASCAL *, PIERRE RAT * et JEAN SALOMON *

RESUME

Au Crétacé, la région allant de la côte cantabrique (au N) à la Vieille Castille (au S) correspond à une marge continentale en distension. Trois phases successives sont distinguées dans son évolution: 1. Fracturation: les fossés wealdiens (Kimméridgien-Hauterivien?). 2. Fléchissement distensif: le golfe urgonien (Barrémien?-Albien supérieur). 3. Extension et accentuation du fléchissement distensif: mise en place de sillons de flysch, d'un bassin intermédiaire et d'une plate-forme sur laquelle s'étale la transgression (Crétacé supérieur). Ces trois phases s'inscrivent dans l'ouverture du Golfe de Gascogne: rifting, affaissement, fléchissement progressif de la marge.

RESUMEN

Durante el Cretácico, la región que se extiende desde la costa cantábrica (al N) a Castilla la Vieja (al S) corresponde a un margen continental en distensión.

En su evolución se han distinguido tres fases sucesivas: 1. Fracturación: fosas wealdenses (Kimmeridgiense-¿Hauteriviense?); 2. Flexión distensiva: Golfo urgoniano (¿Barremiense?-Albiense superior); 3. Extensión y acentuación de la flexión distensiva: emplazamiento de los surcos de flysch, de una cuenca intermedia y de una plata-

* Institut des Sciences de la Terre, Université de Dijon. Laboratoire associé au CNRS n.º 157. 6, Boulevard Gabriel - 21100 DIJON (France).

forma sobre la que se instala la transgresión (Cretácico superior). Estas tres fases se inscriben en la apertura del Golfo de Gascuña: rifting, hundimiento, flexión progresiva del margen.

INTRODUCTION

Dans les pages qui suivent, nous donnons une vue synthétique de la partie N de l'Espagne (Fig. 1 et 2) au Crétacé. Notre démarche, essentiellement stratigraphique et sédimentologique, s'appuie sur les

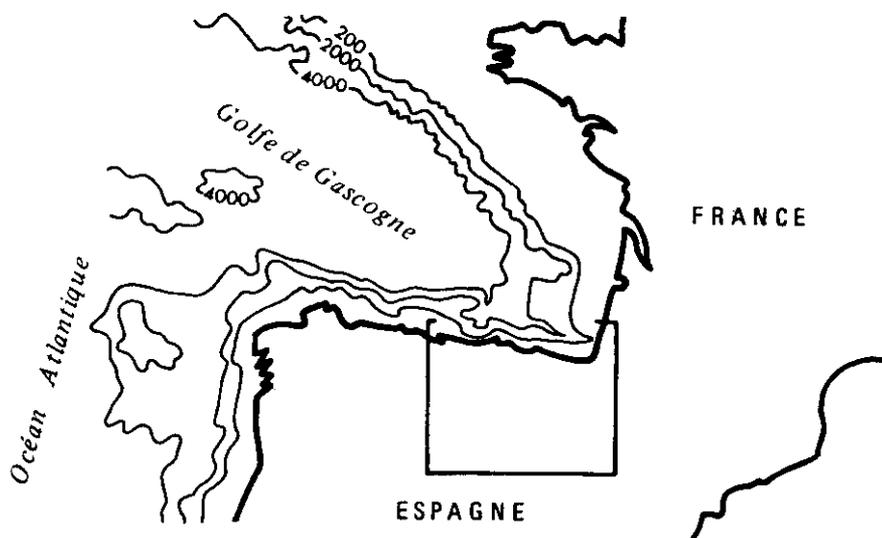


FIG. 1.—Situation de la région étudiée.

études réalisées à terre par l'école dijonnaise depuis les travaux de R. CIRY commencés en 1926 (voir H. TINTANT, 1979, et P. RAT, 1979) et en tenant compte des autres travaux, notamment ceux de nos collègues espagnols.

L'histoire au Crétacé de cette région nous paraît se relier de façon très précise aux phases successives de l'évolution d'une marge continentale passive (P. RAT et alii, 1982). Elle commence avec la régression marine du Jurassique supérieur, à partir de laquelle on voit, à travers la sédimentation, une réorganisation géographique de toute la région. Nous arrêtons notre étude avec la régression de la fin du Crétacé, moment où d'autres changements interviennent (et qui sortent du cadre des travaux du congrès d'Albacete).

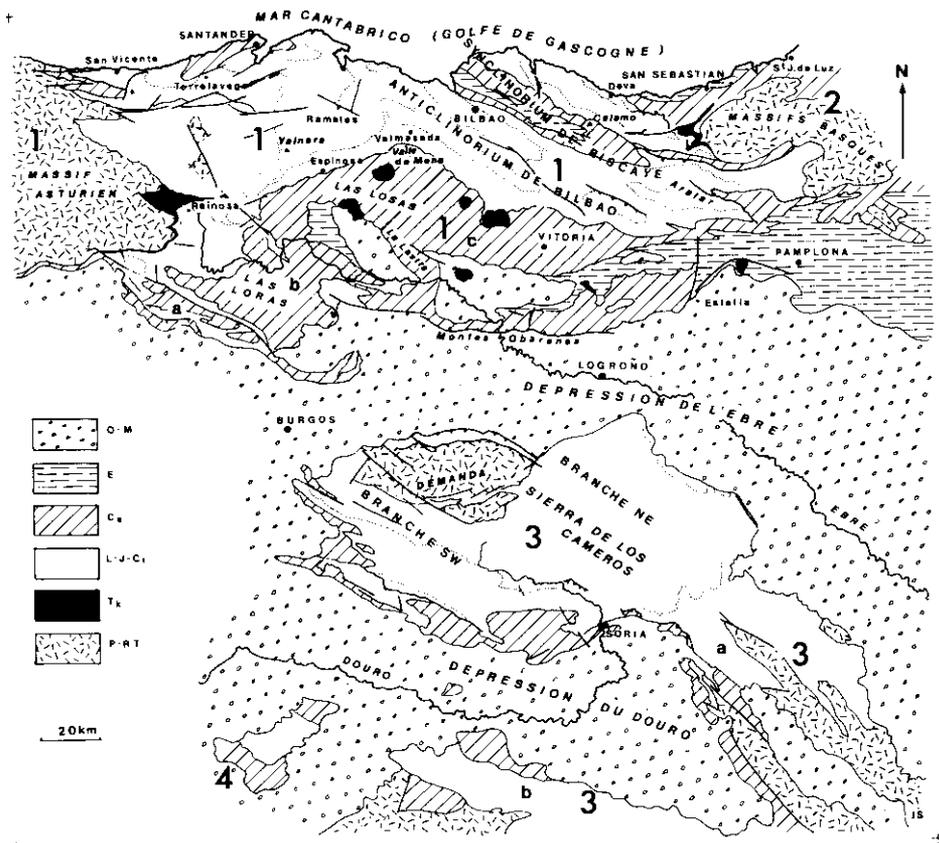


FIG. 2.—Schéma géologique de la région étudiée: 1. Chaîne cantabrique: a) Pays Plissé; b) Hauts Plateaux; c) Bloc Alavais (d'après R. Ciry, 1940).—2. Pyrénées.—3. Chaînes ibériques: a) Branche aragonaise; b) Branche castillane.—4. Extrémité NE du système central.—PRT: Socle paléozoïque et permo-triasique.—TK: Keuper.—L: Lias.—J: Jurassique.—C: Crétacé inférieur.—CS: Crétacé supérieur. E: Éocène.—OM: Oligo-Miocène indifférencié.

Dans cet intervalle de temps, trois grandes subdivisions paraissent se justifier. Chacune correspond à un dispositif morpho-structural et sédimentaire particulier (Fig. 3). Ce sont trois grandes phases qui s'enchaînent, au cours desquelles nous assistons à l'affaissement distal progressif d'une marge continentale passive. A l'intérieur de ces phases, des stades d'évolution ont été distingués, stades qui traduisent des variations plus limitées (dans le temps et l'espace) au niveau de l'organisation des systèmes sédimentaires et de leur cadre morpho-structural.

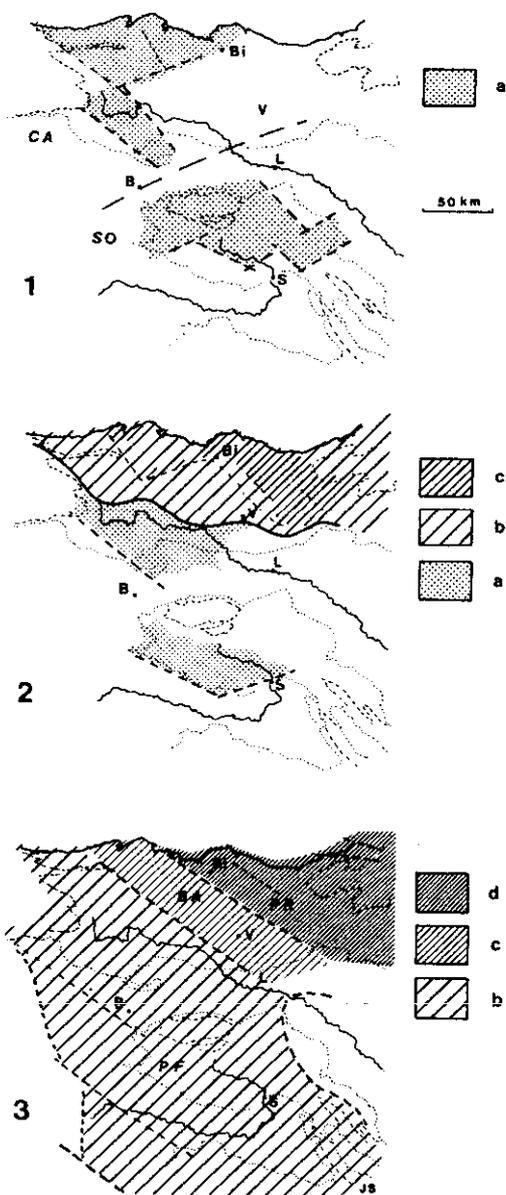


FIG. 3.—Les dispositifs sédimentaires et structuraux au cours de l'évolution de la marge N ibérique; l'extension du domaine marin; 1-2-3: les trois phases d'évolution: 1. Les fossés wealdiens (cantabrique: CA, et sorien: SO).—2. Le golfe urgonien et son arrière-pays.—3. Plate-forme (PF), bassin (B), zone profonde (PR) du Crétacé supérieur.—Milieux de dépôts: a) continental; b) infralittoral; c) circalittoral; d) profond.—B: Burgos; Bi: Bilbao; L: Logroño; S: Soria; V: Vitoria.

1. FRACTURATION: Les fossés wealdiens (Kimméridgien-Hauterivien?)

A la fin du Jurassique, une régression de la mer se produit dans les domaines cantabrique et NW ibérique. Partiellement réalisée à l'Oxfordien supérieur, elle est maximale au Kimméridgien. Puis, durant une longue période s'échelonnant du Kimméridgien (sup. ?) jusqu'au moins au Valanginien et peut-être à l'Hauterivien, soit quelques 20MA, une phase distensive entraîne la formation de grands fossés: notamment le fossé cantabrique, le fossé sorien. Ces deux fossés, globalement allongés NW-SE, n'ont apparemment jamais communiqué. En outre, bien que nés au cours de la même phase de fracturation, ils ont des histoires relativement différentes, tant du point de vue de leurs structurations successives que de leurs contenus sédimentaires. A l'emplacement de l'actuel anticlinorium de Biscaye un fossé basque a dû se constituer. Mais le dispositif initial a été perturbé par la tectonique tertiaire. C'est pourquoi notre attention s'est portée exclusivement sur les deux autres fossés.

Il est possible d'interpréter le mécanisme d'ouverture des fossés par un coulissage profond de socle de type dextre le long d'une zone transformante ZZ' d'orientation N75 (Fig. 4), coulissage qui s'accorde bien avec les différentes directions de failles et flexures contrôlant la dynamique du fond (J. SALOMON, 1982).

Dans ces fossés s'accumulent des formations presque exclusivement continentales (d'où le qualificatif de «wealdien» qui leur est donné). La sédimentation est sous l'étroite dépendance du cadre morpho-structural qui en contrôle la composition (calcaire ou terrigène), la répartition et le volume. Suivant les époques, les fossés sont compartimentés par des failles et flexures, en un certain nombre de blocs dont le jeu différentiel provoque le déplacement des ombilics de subsidence et donc les fortes accumulations. Dans les deux fossés, une dissymétrie prononcée dans les épaisseurs laisse supposer un jeu de blocs en affaissement rotationnel. Les variations successives dans la morpho-structure contrôlent aussi la répartition et la succession d'environnements variés à l'intérieur de chaque fossé (environnements de piedmonts, de lacs, de lagunes, de plaines alluviales, de sebkha...). Mais la subsidence est toujours compensée par la sédimentation.

Chaque fossé, contrôlé par un cadre morpho-structural qui lui est propre et qui évolue suivant des modalités précises, présente donc un certain nombre de traits caractéristiques. L'évolution se produit suivant plusieurs stades; certains stades sont acquis par étapes; ces stades et étapes ne se recoupent pas pour les deux fossés

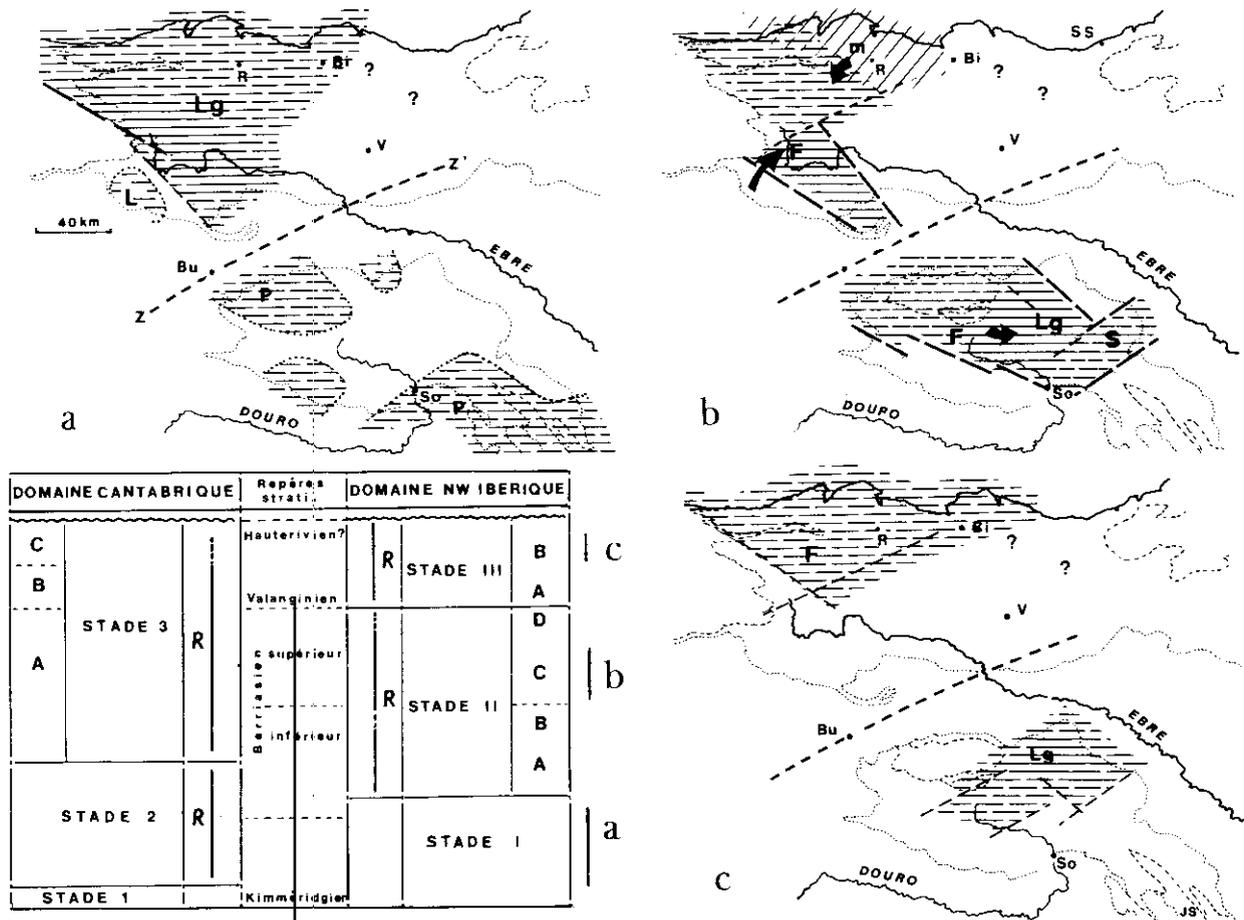


FIG. 4.—Phase 1: Corrélation entre stades de structuration des domaines cantabrique et NW ibérique.—a, b, c: Trois moments dans l'évolution des deux domaines.—Lignes horizontales: extension des dépôts continentaux.—Lignes continues: zones de forte subsidence (ép. des dépôts > 1.000 m). Tiretés: zones de subsidence moyenne et faible (ép. comprise entre 1.000 et 200 m).—Lignes obliques: milieu marin-franc.—Environnements: L: lac; Lg: lagune; F: fluviale (la flèche indique le sens de la progradation); ZZ': zone transformante (\approx N 75); Bi: Bilbao; Bu: Burgos; R: Rames; So: Soria; SS: San Sebastián; V: Vitoria.

(Fig. 4). Aussi, allons-nous succinctement décrire ces deux évolutions, tant du point de vue structural que sédimentologique.

1.° *Fossé cantabrique*

Stade 1 (Kimméridgien).—Dans un domaine encore peu structuré se développent deux dispositifs sédimentaires: des formations de piedmont au SW, dans un étroit secteur occupant l'actuel Pays Plissé; des formations fluviales au NE, dans un plus large domaine occupant l'emplacement actuel des Hauts Plateaux et de la Chaîne cantabrique NW (Fig. 2 et 4a).

Stade 2 (Jurassique supérieur-Berriasien inf. p. p.).—Il se constitue un premier fossé, d'axe NW-SE (entre N120 et N135) qui occupe pratiquement le domaine des formations fluviales précédentes (Fig. 4 b). Ce fossé est dissymétrique, limité dans sa partie SW par des flexures actives, aux abords desquelles une subsidence prononcée permet l'accumulation de quelques 1000 à 1500 m de sédiments. Dans sa partie NE, les limites structurales sont moins nettes, l'activité tectonique moins prononcée, d'où une plus faible accumulation de matériel (100 m environ). La sédimentation dans le fossé est surtout détritique (grès et argilites), plus rarement calcaire, dans un environnement fluvio-lagunaire relativement constant. La présence d'une lagune permanente (avec Anchyspirocyclines) est à noter dans la partie NE du fossé (région de Ramales). Cette lagune était vraisemblablement proche d'une mer, mais les témoins de celle-ci sont invisibles aujourd'hui. A l'extérieur du fossé, dans des cuvettes qui le bordent au SW, se développent des calcaires lacustres, souvent riches en oncolites et stromatolites, pauvres en restes organiques.

Stade 3.—Une nouvelle structuration se surimpose à la précédente. Une flexure N75 (flexure d'Espinosa), à l'emplacement du bord NW du Bloc Alavais, scinde le domaine en deux parties (N et S). Au S de la flexure se développe un fossé, calé sur des structures N120 (au SW) et N135 (au NE), et qui recouvre pratiquement l'emplacement des Hauts Plateaux (Fig. 2). Au N de la flexure s'étend un domaine moins structuré, plus vaste que le fossé et dont les limites ne peuvent être précisées (Fig. 4 c). Trois étapes dans cette nouvelle structuration ont été reconnues:

A) Activité très prononcée du fossé S (1000 m de dépôts s'opposant aux 100-150 m du N). Apparition de la mer au N: mer ouverte dans la région de Ramales et transgression pelliculaire vers le S où les dépôts marins s'indentent avec les dépôts progradants fluviaux d'origine S (âge probable: Berriasien supérieur).

B) Activité forte du fossé S (1500 m de dépôts), activité moyenne dans la partie N (350 m de dépôts). Retrait de la mer, extension dans les deux domaines de dépôts fluviatiles puis lacustres (couches à *Viviparus*). Age: Valanginien supérieur.

C) La partie N, à subsidence moyenne (500 m de dépôts) est envahie par une plaine alluviale (réseau de rivières à méandres) qui ne s'étend que peu vers le S. L'activité du fossé S a cessé.

2.° *Fossé sorien* (pour plus de détail: cf. note J. SALOMON dans ce même ouvrage)

Stade I.—Du Kimméridgien au Berriasien inférieur p. p. sur une durée relativement longue se crée une sorte de cuvette ceinturée par des épandages de piedmont, qui débordent d'ailleurs vers le Sud-Est sur l'emplacement de la Chaîne ibérique (Fig. 4 a).

Stade II.—Au Berriasien, le processus de structuration du bassin s'accélère. Maintenant localisé à la Sierra de Los Cameros et bien individualisé, il subit un fort compartimentage en plusieurs étapes successives (A ... D):

A) Premier fossé développé dans la partie SE du bassin. En forme de L, il s'appuie sur les structures N60 et N135. Il s'y dépose principalement des détritiques, fluviatiles au SW (grès et conglomérats); lacustres au NE (argilites et silts localement calcaires). 1500 m de dépôts se rencontrent au coeur du fossé.

B) Relaxation partielle, rétrécissement du domaine sédimentaire encore finement compartimenté. La sédimentation est presque exclusivement composée de calcaires lacustres (100 à 800 m).

C) Reprise progressive de la structuration et développement d'un grand fossé qui occupe presque tout le bassin (Fig. 4 b). Il est bordé par des flexures (N120 au SW, N135 au NE), il est fortement compartimenté par des structures N60. Il s'y dépose des sédiments terrigènes (grès et argilites) appartenant à un système fluvio-lagunaire. Une lagune est installée dans la partie NE, proche des failles bordières actives, dans un secteur très subsident: d'où une forte épaisseur d'argilites noires (1500-1800 m). Au SE du fossé existe une sebkha (avec calcaires dolomitiques) et sur les bordures NW s'étendent des nappes d'eau à sédimentation souvent calcaire.

D) Relaxation très nette, extension de la sebkha (maintenant avec gypse). Celle-ci reste cependant localisée près de la bordure NE du fossé.

Le stade III (Valanginien-Hauterivien?) se marque par une reprise du jeu tectonique. La structuration est quelque peu différente par rapport au stade II et restreint l'ampleur du fossé. Le bord NE est encore très actif: il coïncide plus ou moins avec le bord actuel du bassin. Deux étapes se distinguent, au cours desquelles l'ombilic de subsidence se rapproche de plus en plus du bord actif NE (A-B):

A) Une sédimentation terrigène (fluviatile et lacustre) s'accumule au centre du fossé (1500 m de dépôts), bordé au NW et SE par des nappes d'eau douce à sédimentation parfois calcaire avec *Unio* et *Viviparus*.

B) Une lagune envahit tout le fossé (Fig. 4 c). Il s'y dépose d'épaisses argilites noires riches en matière organique (1000 m au maximum).

Signalons qu'au droit des structures qui compartimentent le bassin et plus précisément dans la partie orientale de ce dernier, des minéralisations en pyrite cubique imprègnent fréquemment les sédiments. Il s'y ajoute des chloritoïdes, indices d'un léger métamorphisme.

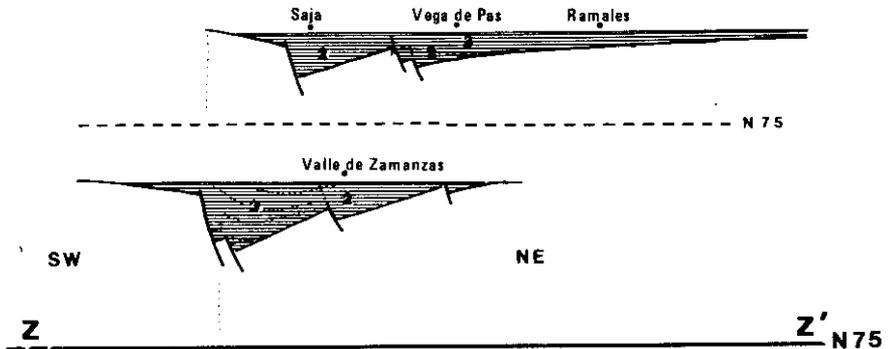
3.° Conclusion

Si les deux fossés cantabrique et sorien s'inscrivent dans la même logique de structuration et de fracturation, liée à une phase distensive, ils présentent par contre un certain nombre de différences en relation avec des facteurs plus locaux:

- Les deux dispositifs sont tous les deux dissymétriques, mais les structures les plus actives sont toujours au SW pour le fossé cantabrique, au NE pour le fossé sorien (Fig. 5).
- Le fossé cantabrique est plus ou moins ouvert en direction d'une mer, visible ou non, avec toujours une polarité continental-marin (ou amont-aval) SW-NE. Le fossé sorien quant à lui montre fréquemment une tendance au confinement avec des argilites noires à faune saumâtre ou des dépôts de sebkha (avec gypse).
- Présence de minéralisations uniquement dans le fossé sorien (Fig. 5).

Dans les deux fossés, les dépôts sont tronqués à leur sommet par une surface d'érosion au-dessus de laquelle se développeront, en

FOSSÉ CANTABRIQUE



FOSSÉ SORIEN

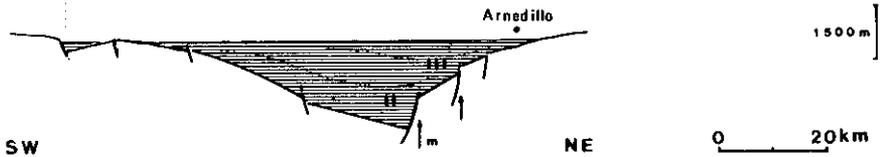


FIG. 5.—Phase 1: Structures des fossés cantabrique et sorien. Les chiffres renvoient aux stades de structuration: ils indiquent les moments où se trouvent remblayées les différentes parties des fossés. Le fossé basque n'a pas été figuré.

discordance cartographique, les systèmes sédimentaires de la phase suivante. Ceci est très sensible dans le fossé sorien ainsi que dans la partie SW du fossé cantabrique.

2. FLECHISSEMENT DISTENSIF: Ingression marine limitée, création du golfe urgonien (Barrémien? Albien supérieur)

Dès le Bédoulien, et peut-être le Barrémien, la partie N de la marge s'affaisse, probablement par le jeu de failles listriques qui provoquent non seulement des enfoncements mais aussi des rotations simultanées de compartiments (A. PASCAL, 1980). La position et l'importance de ces accidents sont déduites de l'interprétation et de la répartition des corps sédimentaires (P. RAT, 1959; J. GARCIA-MONDEJAR, 1979; A. PASCAL, 1980). C'est ainsi que se dégagent les 2 grandes directions structurales NW-SE et NE-SW qui ont induit le découpage du tréfonds en blocs à comportements sédimentaires

distincts, plus ou moins profonds, plus ou moins subsidents, rattachés ou non au continent (A. PASCAL et J. SALOMON, 1978). L'affaissement de l'ensemble se caractérise en premier par une ingression de la mer qui vient former un golfe ouvert sur le large au N et limité structuralement vers le S par les contacts avec des blocs non fléchis (Fig. 6). Le deuxième caractère remarquable réside dans la bathymétrie de ce golfe. Dès l'Aptien moyen, les fonds se couvrent de dépôts variés (selon les blocs auxquels ils appartiennent), mais malgré des épaisseurs parfois considérables (3000 m et plus), ces dépôts restent toujours typiques des domaines infra et circalittoraux, parfois même moins

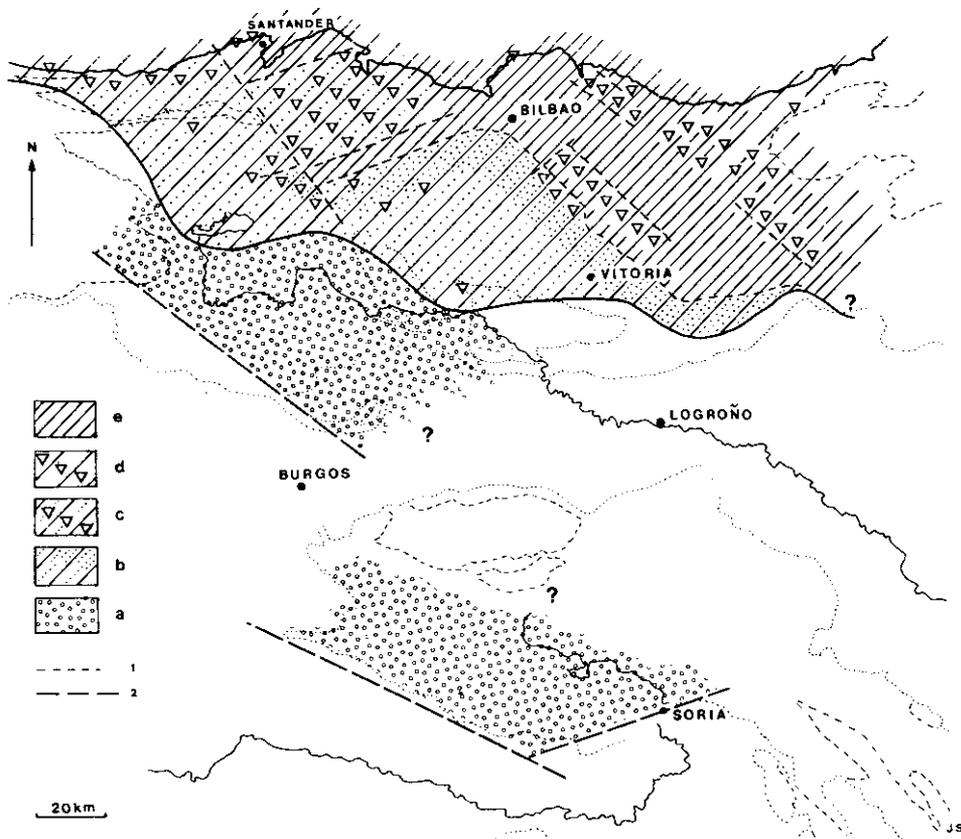


FIG. 6.—Phase 2: Le golfe urdogge. Répartition des dépôts et structuration du domaine sédimentaire: a) dépôts fluviatiles; b) milieux margino-littoraux, plaines et fronts deltaïques; c) plate-forme marginale à rudistes; d) plate-forme insulaire à rudistes; e) bassins circalittoraux.—1) lignes tectonosédimentaires; 2) structures majeures en domaine continental.

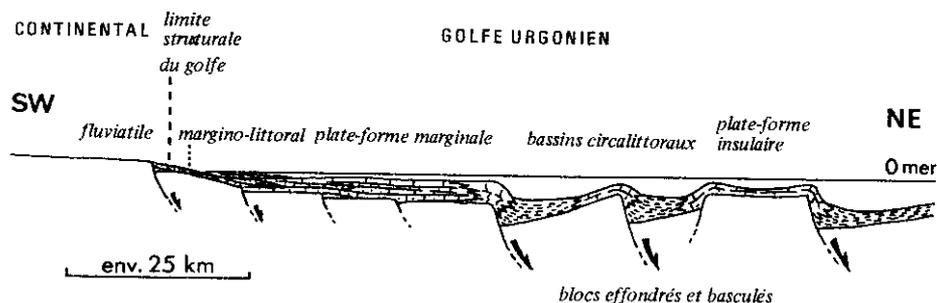


FIG. 7.—Phase 2: Structuration du golfe urgonien suite à l'affaissement de la marge septentrionale. Exemple pris au cours du 3ème système biosédimentaire quand le morcellement du tréfond est maximal.

profonds, mais jamais plus (A. PASCAL, 1982). La sédimentation d'une manière générale compense la subsidence.

La phase urgonienne est ainsi définie par le style de sa dynamique sédimentaire, essentiellement marine, qui traduit les principaux à-coups de la tectonique distensive de la marge. L'ensemble de ses dépôts peut être subdivisé en 4 systèmes biosédimentaires qui s'enchaînent dans le temps et qui correspondent à 4 manifestations distinctes de la tectonique régionale de fléchissement (Fig. 8). Chaque système biosédimentaire possède son propre arrangement de motifs sédimentaires qui sont communs à tout le complexe urgonien: plates-formes marginales (rattachées au continent par des dispositifs margino-littoraux), plates-formes insulaires séparées par des bassins circalittoraux, plates-formes homoclines, prismes deltaïques. Les motifs sont composés de faciès unités tels que calcaires à rudistes, mud-mounds, marnes bleues à ammonites... C'est le développement relatif des motifs sédimentaires par rapport à l'ensemble du golfe mais également leur puissance verticale (associée à la morphologie en masse, en banc ou en prisme) qui permettent d'établir des subdivisions et de reconnaître diverses modalités d'évolution dans la phase urgonienne. Par comparaison avec les événements bien enregistrés dans les sédiments marins qui coïncident avec les zones tectoniquement les plus actives, les dépôts continentaux particulièrement réduits et monotones traduisent une certaine stabilité.

Le golfe urgonien est bordé au SW par des dépôts détritiques fluviaux qui, localement et à certains moments, viennent s'indenter dans les dépôts marins. Ils peuvent être parfois puissants (400 m autour de Pino de Bureba).

Dans le même temps, certainement à partir du Barrémien, se construit dans le bassin de Soria une cuvette subsidente dont les limites SW et SE semblent nettes (Fig. 6). Il s'y dépose, dans un

Subdivisions et âge du complexe urgonien	Faciès et motifs sédimentaires caractéristiques	Evènements majeurs, situation dans la tectonique distensive
Vraconien Albien sup.	épais prismes deltaïques dans couloirs et épandage détritique généralisé sur les anciennes plates-formes. Rares calcaires à rudistes de petites plates-formes insulaires ou marginales. Développement d'une fosse à flysch noir.	fin de l'entité du golfe: atténuation du compartimentage bidirectionnel au profit d'un dispositif en lanières NW-SE. Mouvement rotationnel de grande envergure. Affaissement ralenti dans la partie W et SW, reporté distalement vers le NE : rejeu du "dépôt-axe" de Bilbao.
Albien moy. Albien inf. Clansayésien	érosion, non dépôt, karstification, ankérisation discordances dans la partie NW au cours de l'Albien. diversité maximale des dépôts juxtaposés (nature, morphologie) : prismes deltaïques, marnes noires de bassins, mud-mounds de sommet de talus emboîtés en grosses masses calcaires, calcaires à rudistes interstratifiés ou non avec des épandages détritiques de plates-formes marginales ou insulaires.	Comportement à part de la partie NW : mouvements positifs négatifs. Affaissement important de la marge : intensité accrue de la subsidence et persistance dans le temps. Accentuation du morcellement du trifonds donnant un compartimentage en damier de blocs basculés.
Gargasien sup. Gargasien inf.	dolomitisation, karstification, lignites. épais prismes deltaïques localisés et calcaires de plates-formes en bancs réguliers progradants. marnes bleues à ammonites dans les couloirs élargis et calc. à rudistes sur les plates-formes subsistantes. petits prismes deltaïques et étalement détritique.	Pause dans l'effondrement, tendance à l'émergence des parties distales des blocs basculés. - effets diapiriques ? Subsidence moyenne, inférieure à la sédimentation: progradation des plates-formes. ingression générale de la mer (tectonique + eustatisme ?). effondrement brutal avec basculement des blocs : réactivation des couloirs "dépôts - axes".
Gargasien basal Bédoulien sup. Bédoulien inf. Barrémien ?	indices d'émergence calcaires à rudistes et Iraqia en bancs réguliers de plates-formes homoclines et en masses de plates-formes insulaires. marnes et schistes à ammonites, suivis de calcaires à orbitolines, madréporaires et rudistes, localisés dans les couloirs précédents. épais prismes deltaïques répartis dans des couloirs.	Affaissement régulier de l'ensemble de la marge. Subsidence moyenne à faible - extension des plates-formes compensée puis dépassée par la sédimentation biogène. Ingression de la mer - comblement et rétrécissement des couloirs. début de l'effondrement : création des "dépôts - axes" Valnera - Bilbao, Bilbao-Pamplona dans la partie proximale des blocs basculés.

FIG. 8.—Phase 2: Interprétation évènementielle du complexe urgonien: évolution tectonosédimentaire du golfe.

environnement de réseau fluvial en tresse (braided system), des formations essentiellement détritiques (conglomérats quartzeux, grès feldspathiques) sur parfois 400 à 500 m d'épaisseur.

1.° *Premier système urgonien*

Il débute avec les premiers effets du compartimentage à grande échelle et du début de basculement des blocs. Il se crée des axes de dépôts dans la partie proximale des compartiments basculés qui sont autant de lieux d'appel et de concentration de sédiments. Ces axes, dont les principaux sont ceux de Valnera-Bilbao et Bilbao-Pamplona, ont leurs directions guidées par la structure. Fait important, ils garderont leurs caractères de «dépôt-axes» pendant toute la phase urgonienne. Au départ (Barrémien?, Bédoulien basal), les sédiments y sont surtout deltaïques (de plaine et front deltaïques), puis au cours du Bédoulien inférieur ils deviennent marins. Les disparités entre blocs s'amenuisent au Bédoulien supérieur et l'ensemble de la marge paraît s'enfoncer régulièrement. C'est l'époque des dépôts étendus, régulièrement stratifiés, de plates-formes calcaires à rudistes faiblement inclinées (homoclines). A la fin du premier système (Gargasien basal) les parties les moins profondes des homoclines passent en domaine tidal (émersions temporaires par comblement).

2.° *Deuxième système urgonien*

Il est séparé du premier par une rupture sédimentaire. Un nouvel enfoncement avec basculement de blocs au Gargasien inférieur, couplé peut-être avec une montée eustatique, est à l'origine de prismes deltaïques proximaux suivis de dépôts de marnes bleues de bassins circlitoraux dans des sillons (rejeu des «dépôts-axes» précédents). Les parties hautes des compartiments basculés continuent de fonctionner en plates-formes calcaires à rudistes (motifs insulaires). Ce mouvement assez brutal et de grande envergure n'est pas soutenu par une forte subsidence: les épaisseurs de dépôts restent limitées. Vers le Gargasien supérieur, le mouvement se ralentit car les motifs de plates-formes et de fronts deltaïques progradent nettement sur les marnes de bassin. La fin du système est marquée par de nombreux indices d'exondation: phénomènes karstiques, dolomitisations, lignites, non-dépôt, marnes à gastropodes saumâtres.

3.° *Troisième système urgonien*

Il se caractérise par une nouvelle ingression marine au Clansayésien qui se poursuit jusque dans le quatrième système. Elle correspond à un fléchissement de la marge avec accentuation du morcellement

du tréfonds, des mouvements rotationnels de blocs et une subsidence importante et persistante (Fig. 7). Le compartimentage du fond du golfe y est poussé au maximum, donnant un damier de motifs sédimentaires juxtaposés de plates-formes insulaires, marginales, bassins circo-littoraux à marnes noires, corps deltaïques (Fig. 7). Les pentes de transition entre plates-formes et bassins sont très déclives et fossilisent des structures actives (failles synsédimentaires). Elles sont jalonnées par des slumpings de blocs et de masses calcaires en cours de lithification, des figures de décollement, des biseaux de pente et un développement exceptionnel de mud-mounds.

Toutefois, au cours de l'Albien inférieur à moyen, s'individualise par son comportement particulier la région NW (de Torrelavega, San Vicente de la Barquera) qui échappe à l'effondrement général et reste une zone peu profonde subissant probablement des émerSIONS avec érosion et non-dépôt: karstification, ankéritisation et mise en place des minéralisations Pb-Zn, accumulations de terrigènes avec végétaux, ambre. Cette tendance positive peut être mise en relation avec des montées diapiriques (P. VADALA, 1981).

4.° *Quatrième système urgonien*

Il intervient, après une discontinuité importante, avec discordances et accumulation énorme de matériel terrigène dans l'ensemble du golfe. Le compartimentage précédent disparaît, au profit d'un découpage en lanières NW-SE qui est l'amorce du nouveau dispositif en 3 domaines caractéristique de la phase suivante Crétacé supérieur.

La partie proximale, S, du golfe urgonien est envahie par d'épaisses formations deltaïques qui nivellent pratiquement le fond dès l'Albien supérieur. Cependant les conditions d'environnement favorables aux motifs sédimentaires urgoniens subsistent: quelques plates-formes calcaires à rudistes de faible extension horizontale et verticale peuvent localement se développer lorsque la bathymétrie et le détritisme le permettent. Ce sont les petites plates-formes insulaires du SE, installées sur les parties distales de certains blocs basculés, restées en position haute ou bien implantées sur des hauts-fonds d'origine diapirique, ainsi que les plates-formes marginales du NW à l'abri des grandes décharges terrigènes.

3. EXTENSION ET ACCENTUATION DU FLECHISSEMENT

DISTENSIF: Transgression, individualisation de sillons de flysch, d'un bassin circo-littoral intermédiaire et d'une plate-forme sur laquelle s'étale la mer (Crétacé supérieur).

Au Crétacé supérieur, l'évolution de la marge est marquée, par rapport aux deux phases précédentes, par une très grande extension

marine associée à un affaissement qui affecte une étendue beaucoup plus ample. Trois nouveaux domaines se différencient, dans lesquels l'évolution structurale et sédimentaire s'exprime diversement (Fig. 3, 9 et 10). Du SW au NE:

a) La vaste plate-forme nord-castillane envahie par les transgressions à partir du Cénomaniens moyen-supérieur, avec des dépôts épi-continentaux peu épais, surtout carbonatés (M. FLOQUET, 1978, 1982; A. ALONSO, 1981).

b) Le bassin navarro-cantabre (R. CIRY, 1940) qui piège des dépôts marno-calcaires épais dans un environnement circalittoral (M. AMIOT, M. FLOQUET et B. MATHEY, 1982).

c) Une zone marine profonde où s'accumulent à plusieurs reprises des flyschs et où s'épanchent des matériaux volcaniques.

Dans les trois domaines les évolutions sont parallèles. Cependant la plate-forme, avec ses mers pelliculaires, enregistre avec une grande sensibilité tous les événements, même mineurs, tandis que le bassin ne retient que les faits majeurs, et que la zone profonde n'en recueille qu'un écho affaibli. Seules les principales étapes ayant intéressé les trois domaines seront décrites (Fig. 11). On en distingue quatre. Au cours de chacune d'elles l'évolution est relativement lente. Chacune débute par une crise (accélération de l'évolution tectonique et/ou changement sédimentologique).

1.° Réorganisation mésocrétacée: individualisation des trois domaines (Albien supérieur, Cénomaniens inférieur-moyen). Au cours de cette étape, caractérisée par une sédimentation à dominante terrigène sur l'ensemble du pays, apparaissent et se développent:

a) Au SW un domaine toujours continental où se déposent 50 à 150 m de sables fluviatiles siliceux (faciès Utrillas classique). Ils s'étalent de façon uniforme sur une grande étendue et reposent en discordance angulaire ou cartographique sur des formations très diverses (terrigenes des phases précédentes, ou séries jurassiques, triasiques, paléozoïques). Topographiquement, ce domaine préfigure la future plate-forme marine.

b) Un domaine deltaïque médian peu profond où se déposent des sables, des argiles silteuses grésos-charbonneuses, des grès calcaires (complexe supra-urgonien, P. RAT, 1959) localement en discordance sur le complexe carbonaté urgonien sous-jacent. Ces formations peu-

vent passer latéralement à leur partie inférieure aux derniers dispositifs de plate-forme calcaire à rudistes (cf. 4ème système urgonien). Prolongeant jusque dans la mer les plaines d'épandage continentales, avec de grandes épaisseurs locales (plus de 1000 m autour de Valmaseda), ce domaine continue dans le temps le golfe urgonien en même temps qu'il amorce le futur bassin subsident navarro-cantabre.

c) Au NE un domaine marin externe où s'accumulent en milieu relativement plus profond 1000 à 1500 m de matériaux argilo-gréseux sombres (flysch noir, P. RAT, 1959) et où parviennent les premières montées volcaniques. Il annonce la future zone marine profonde soumise à des phénomènes distensifs et fortement subsidente.

Un affaissement de grande ampleur affectant tout le pays (avec peut-être encore des jeux rotationnels qui permettraient localement la persistance, à la base de la série, d'édifices urgoniens carbonatés: 4ème système urgonien) pourrait expliquer cette nouvelle paléogéographie en trois domaines. Ce mouvement serait également en rapport avec l'important flux terrigène caractéristique de cette étape.

2.º Jeu différentiel marqué des trois domaines (Cénomaniens moyen-supérieur à fin Turonien-début Coniacien). Cette étape est caractérisée par une transgression importante, une accélération de la subsidence («crise» du Cénomaniens moyen-supérieur) et une sédimentation à dominante carbonatée.

a) La mer, bloquée d'abord à la bordure S du golfe urgonien (dorsale de l'Ebre: P. FEUILLEE, 1967; seuil de l'Ebre: M. AMIOT, M. FLOQUET et B. MATHEY, 1982), envahit rapidement au Cénomaniens moyen-supérieur les plaines d'épandages fluviales. Ainsi naît la mer épicontinentale de la plate-forme nord-castillanne. Jusqu'au Turonien final-Coniacien basal s'y déposent 100 à 300 m de sédiments infralittoraux à supratidaux selon un cycle transgression-régression (M. FLOQUET, 1978, 1982; A. ALONSO, M. FLOQUET, 1982). Un affaissement d'ensemble du domaine continental précédent semble accompagner le phénomène eustatique classiquement reconnu au Cénomaniens moyen-supérieur. L'affaissement devient très sensible au Turonien moyen-supérieur pour s'atténuer nettement vers la limite Turonien-Coniacien (M. FLOQUET, J. PHILIP, J. WIEDMANN, 1982).

b) Au N du seuil de l'Ebre, des marnes à foraminifères pélagiques et ammonites, de milieu circalittoral, se subsituent aux formations deltaïques à partir du Cénomaniens moyen-supérieur jusqu'au Turonien

supérieur. Au Turonien final-Coniacien basal, des apports bioclastiques en provenance de la plate-forme traduisent une tendance à la progradation. L'augmentation d'épaisseur des dépôts par rapport à ceux de la plate-forme (multipliée par 3 au Cénomaniens moyen-supérieur, multipliée par 5 au Turonien moyen-supérieur dans l'ombilic de subsidence du Valle de Mena) a permis la définition du bassin subsident navarro-cantabre. La limite entre plate-forme et bassin est tranchée. Elle a été interprétée comme liée à un accident tectonique distensif: l'accident profond des Losas (M. AMIOT, M. FLOQUET et B. MATHEY, 1982) (fig. 9 et 10).

c) Dans le domaine septentrional (domaine basque) se déposent à partir du Cénomaniens moyen-supérieur jusqu'au Turonien supérieur:

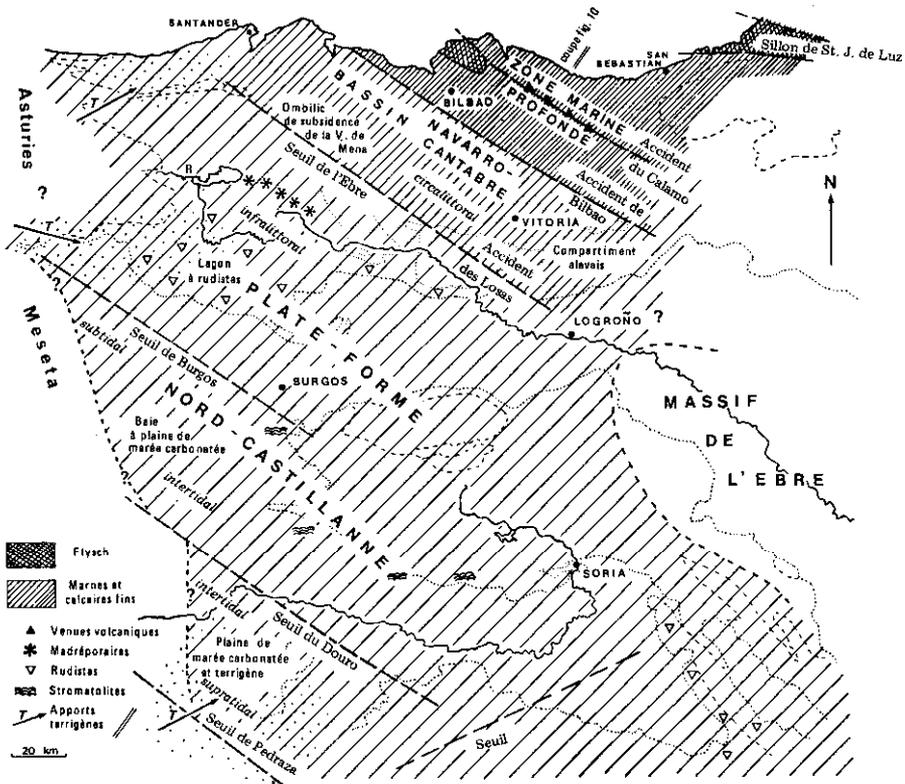


FIG. 9.—Phase 3: Extension du domaine marin, individualisation de trois domaines: plate-forme, bassin, zone profonde. Exemple au Turonien supérieur; d'après A. Alonso, M. Floquet (1982) et M. Amiot, M. Floquet, B. Mathey (1982).

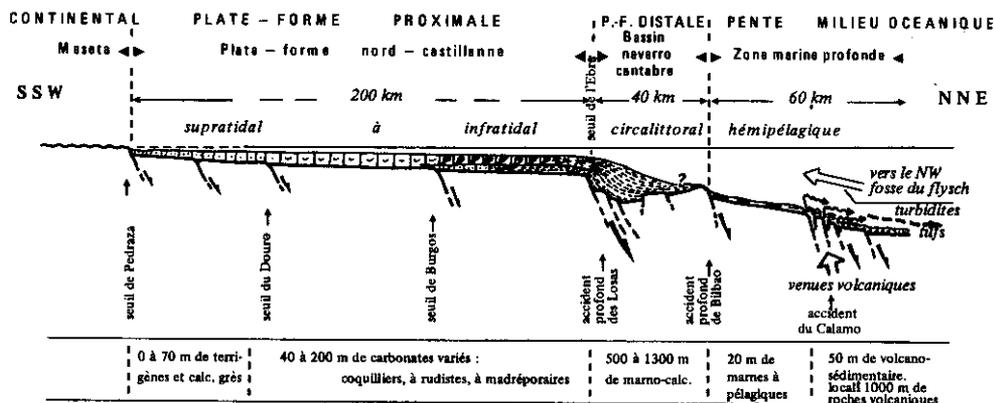


FIG. 10.—Phase 3: Structuration de la marge. Exemple au Turonien supérieur (emplacement de la coupe sur Fig. 9); d'après A. Alonso, M. Floquet (1982) et M. Amiot, M. Floquet, B. Mathey (1982).

- des marno-calcaires à microfaune planctonique pour la majeure partie du domaine. S'y intercalent des venues volcaniques sous-marines qui ont débuté à l'Albien supérieur mais atteignent leur puissance maximale (jusqu'à 1000 m) au Cénomano-Turonien. L'alignement des affleurements conduit à admettre l'existence d'accidents profonds (accidents du Calamo: M. AMIOT, M. FLOQUET et B. MATHEY, 1982) ayant permis la montée du matériel volcanique (Fig. 9 et 10).
- un flysch marno-calcaire localisé à l'extrême NW de l'actuel synclinorium de Biscaye et alimenté par des apports venant de l'E.

Les formations caractérisent ainsi une zone marine relativement profonde soumise à des phénomènes distensifs permettant la venue de matériaux volcaniques de croûte continentale amincie (B. AZAMBRE et M. ROSSY, 1976; M. ROSSY, communication orale, 1981) et, localement, l'apparition d'un sillon de flysch.

La limite entre la zone marine profonde et le bassin navarro-cantabre ne peut-être fixée avec précision, faute d'affleurement. Elle serait à situer sur l'actuel anticlinorium de Bilbao et pourrait correspondre à un autre accident de socle: l'accident de Bilbao (M. AMIOT, M. FLOQUET et B. MATHEY, 1982).

Vers le N la zone marine profonde comprend une autre aire de dépôt de flysch marno-calcaire: le sillon de St-Jean-de-Luz qui apparaît à la fin du Cénomanién (B. MATHEY et J. SIGAL, 1974). Il appartient déjà à la marge septentrionale (aquitaine) et ne sera pas étudié ici.

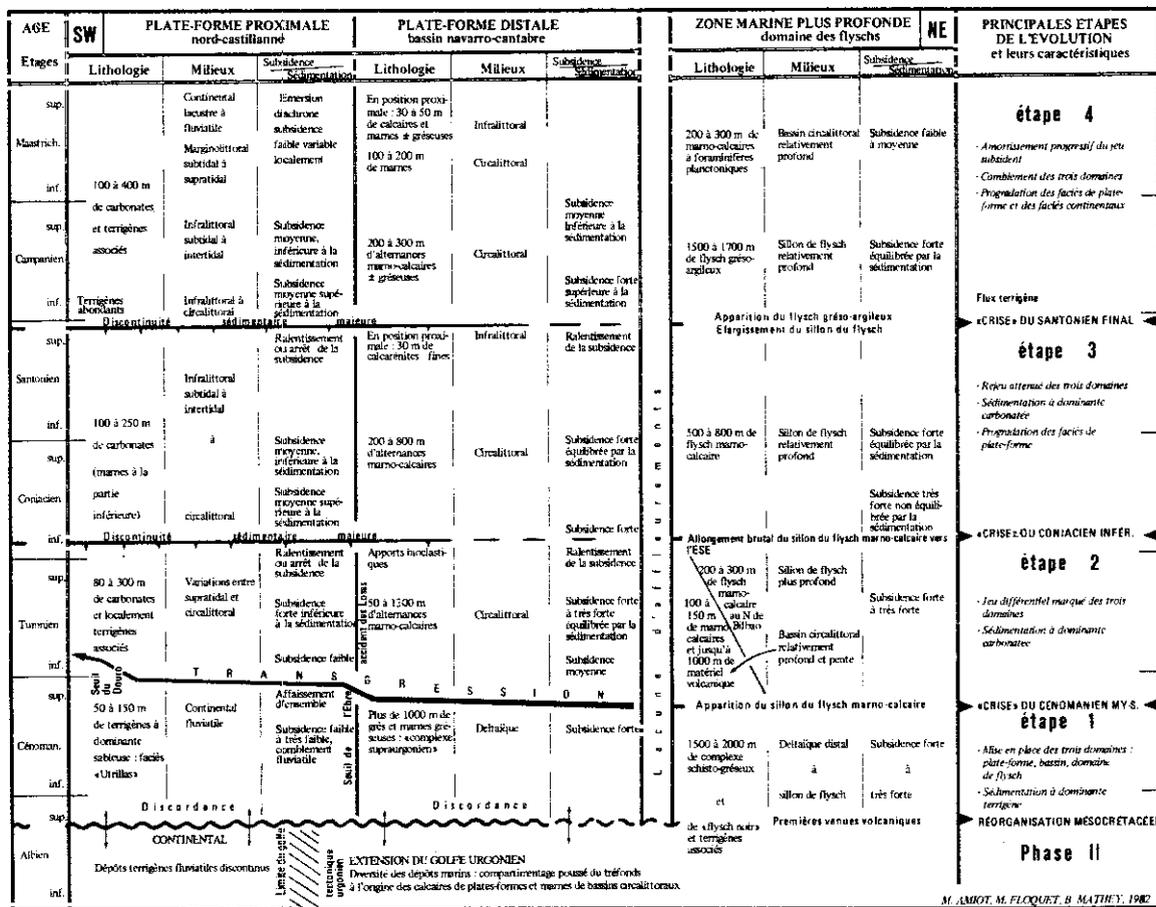


FIG. 11.—Phase 3: Principales étapes de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays ibérique au cours du Crétacé supérieur.

3.° Rejeu atténué des trois domaines, extension du flysch (Coniacien à Santonien supérieur).

a) Sur la plate-forme, 30 à 120 m de marnes et de calcaires de milieux ouverts infralittoraux à circalittoraux recouvrent au Coniacien les calcaires de milieux proximaux de la fin du cycle précédent. Se déposent ensuite jusqu'au Santonien supérieur 30 à 100 m de carbonates infralittoraux subtidaux à intertidaux, organisés en une mégaséquence régressive (M. FLOQUET, 1979, 1982).

b) Dans le bassin navarro-cantabre s'accumulent du Coniacien au Santonien supérieur 200 à 800 m d'alternances marno-calcaires à ammonites, échinides et foraminifères planctoniques. Au Santonien supérieur 30 m environ de calcarénites indiquent une progradation marquée de la plate-forme vers le N en liaison avec un ralentissement de la subsidence. L'ombilic de subsidence se déplace vers le SE, là où les dépôts du Turonien étaient réduits: dans la région de Vitoria au Santonien inférieur, dans celle d'Estella au Santonien supérieur.

c) Dans la zone marine profonde le sillon du flysch marno-calcaire s'allonge rapidement au Turonien final (?) Coniacien basal. L'épaisseur du flysch approche le millier de mètres et les apports viennent toujours de l'E. Corrélativement l'activité volcanique diminue et paraît se cantonner à la bordure N du sillon. Le domaine des dépôts marno-calcaires, moins profond que l'aire du flysch, se réduit considérablement.

Les limites entre les trois domaines se situent aux mêmes endroits qu'antérieurement et semblent liées au jeu des mêmes accidents profonds.

Ainsi, après la relative stabilité qui marque la fin de la deuxième étape sur la plate-forme et le bassin, une reprise de la subsidence a lieu au Coniacien dans les trois domaines. Elle y paraît cependant, de façon globale, moins active qu'au Cénomano-Turonien. Elle diminue d'intensité depuis la zone marine profonde jusqu'à la plate-forme et s'atténue aussi dans le temps.

4.° Amortissement de la subsidence et remblaiement sédimentaire (Santonien final à Maastrichtien moyen-supérieur).

a) Sur la plate-forme, 40 à 100 m de dépôts roux (calcaires gréseux, grès calcaires, sables), de milieux ouverts infralittoraux, recouvrent au Santonien final les calcaires précédents de milieux proximaux. Se déposent ensuite du Campanien au Maastrichtien 60 à 200 m de calcaires et terrigènes variés s'ordonnant en une mégaséquence régressive qui conduit à des milieux margino-littoraux ou continentaux (faciès «garumniens»).

b) Dans le bassin navarro-cantabre l'évolution sédimentaire est très semblable à celle de la plate-forme et met en évidence une importante progradation. Les milieux restent cependant plus ouverts ou externes: des marnes gréseuses à échinides et foraminifères planctoniques recouvrent au Santonien final les calcarénites précédentes. Au Campanien-Maastrichtien 200 à 300 m de faciès toujours chargés en terrigènes et de milieux de plus en plus proximaux sont organisés en une mégaséquence régressive. Ils assurent le comblement du bassin. Les alternances marno-calcaires persistent cependant au Santonien et Campanien dans la région d'Estella et montent dans le Maastrichtien en Haute Navarre. Un déplacement dans le temps et dans l'espace des milieux de bassin et de l'ombilic de subsidence se fait donc en direction de l'E.

c) Dans la zone marine profonde, à partir du Santonien final, 1500 m environ de flysch grés-argileux succèdent au flysch marno-calcaire en même temps que l'aire de dépôt s'élargit considérablement. A partir du Maastrichtien inférieur-moyen, des marnes et des calcaires fins se substituent progressivement au flysch grés-argileux. Ils traduisent une diminution des apports grossiers et une transformation de l'aire du flysch en bassin moins profond.

Un jeu de la subsidence et un brusque accroissement des apports terrigènes se manifestent donc au Santonien final dans les trois domaines. Ensuite un certain comblement intervient et se généralise mais de façon diachrone et plus ou moins complète. Il est total et précoce sur la plate-forme, partiel et plus tardif dans le bassin et la zone marine profonde. Il traduit ainsi un amortissement du jeu d'affaissement à la fin du Crétacé, de plus en plus net depuis la zone marine profonde jusqu'à la plate-forme. Dans les parties les plus proximales (bordières ou méridionales) de la plate-forme s'observent même au Maastrichtien (peut être localement dès le Campanien) des mouvements tectorogéniques à l'origine de divers bassins individualisés à sédimentation continentale.

CONCLUSION

Notre recherche d'un fil directeur dans l'histoire morpho-structurale de la région étudiée nous permet de distinguer trois phases successives dans l'évolution d'une marge continentale en distension:

1) La première phase, celle des fossés wealdiens, s'harmonise très bien avec ce que l'on sait des premières manifestations de

l'ouverture du Golfe de Gascogne (cf. Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 1971). Les fossés tectoniques cantabrique, basque et sorien se situent dans le contexte du rifting du Golfe, en position latérale S par rapport à la fracturation principale selon laquelle va se produire l'ouverture océanique.

Les fractures et flexures, la subsidence expriment une distension. La distension fait intervenir des coulissages (exemple: le coulissage dextre N75 probable entre fossé cantabrique et fossé sorien) qui pourraient être à l'origine de la position en échelons des divers fossés.

La régression marine généralisée sur toute la région à la fin du Jurassique, la recrudescence des arrivées terrigènes donc de l'érosion continentale, s'expliquent bien par un soulèvement général en relation avec le rifting, la cause tectonique de la régression s'ajoutant au contexte régressif eustatique de la fin du Jurassique. Une certaine tendance au fléchissement vers le N se manifeste cependant, d'où la part plus grande des formations saumâtres dans le N et l'ingression marine berriasienne qui atteint cette région.

2) La seconde phase, urgonienne, correspond à un état plus avancé: celui d'une marge passive dont la partie distale s'affaisse, en se découpant en blocs dont certains ont un jeu de bascule. Ce jeu tectonique, combiné avec la montée eustatique admise au Crétacé inférieur, explique le caractère de la transgression marine, très nette mais limitée dans son extension vers le S. Le jeu relatif des blocs induit une paléogéographie assez variée et changeante tout en restant dans le thème des plates-formes urgoniennes avec un contexte plus ou moins terrigène. La subsidence est toujours compensée par l'accumulation sédimentaire: d'où le maintien des environnements de mer peu profonde (infra-et circalittoral) et de plaines littorales. Deux faits essentiels se dégagent:

a) Le découpage structural en demi-grabens basculés, qui a son apogée avec le 3ème système. Il est assez comparable à celui qui est connu à la même époque par sondages et dragages sur la marge NE, armoricaine, du Golfe de Gascogne.

b) L'intensité de la subsidence de certaines zones qui a permis les accumulations détritiques et surtout les extraordinaires édifications calcaires (plus de 2000 m). Elles caractérisent l'Urgonien et le différencient nettement de la phase suivante, Crétacé supérieur.

L'évolution que l'on voit à travers les quatre dispositifs bio-sédimentaires successifs semble aussi traduire une certaine accélération, par à-coups, de l'enfoncement de la partie distale de la marge.

3) La troisième phase, du Crétacé supérieur, montre l'accélération très nette de l'enfoncement dans la partie distale de la marge et un affaissement d'ensemble affectant toute la région, ce qui explique le nouveau dispositif morpho-structural en trois domaines. Cette accélération a pour conséquence un net abaissement du fond marin dans les régions du flysch malgré l'importance de la sédimentation. L'affaissement d'ensemble, associé à l'eustatisme du Crétacé supérieur, explique la transgression extensive sur la plaque ibérique.

Cette nouvelle phase commence avec une discontinuité très importante à l'Albien final-Cénomaniens inférieur. La période de crise correspondante est marquée par l'arrivée d'un stock terrigène, hétérochrone (Utrillas, Complexe supra-urgonien, Flysch noir) et par des discordances: autant de faits qui doivent être mis en relation avec un évènement important d'ordre tectonique.

Les causes de ce nouveau fonctionnement sont dans une distension très nette dans la zone de bordure (d'où le volcanisme du Pays basque) et vraisemblablement dans la détumescence de la marge en face d'un domaine océanique plus largement ouvert.

4) On a parlé (BOILLOT *et al.*, 1979) d'une phase dans laquelle la marge N pyrénéo-cantabrique de la plaque ibérique aurait fonctionné non plus en distension, mais en subduction, en marge active. Cette hypothèse est avancée pour expliquer le plissement pyrénéen. Ses premières manifestations se situeraient au Crétacé supérieur, au moins en certains endroits. Dans la région étudiée nous n'avons aucun indice d'une phase compressive au Crétacé supérieur: dans le domaine du flysch les séries tertiaires (à sédiments pélagiques ou à nouveau sous forme de flysch gréseux) viennent en continuité sur les séries du Crétacé supérieur. A moins que l'arrêt temporaire dans l'enfoncement distal que nous avons signalé à la fin du Crétacé, joint à une tendance au comblement ou à la diminution de la profondeur du fond marin, s'explique par un arrêt momentané de la distension avec une tendance à l'inversion du mouvement.

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier tous les amis, chercheurs, techniciens qui, à moment ou un autre, en Espagne et en France, ont facilité nos travaux, ainsi que la Comisión Nacional de Geología de España et le Centre National de la Recherche Scientifique.

BIBLIOGRAPHIE

OUVRAGES CITES ET OUVRAGES DONNANT UNE BIBLIOGRAPHIE IMPORTANTE

- ALONSO, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del sistema central). Tesis doctoral, *Seminarios de Estratigrafía, serie monografías n.º 7*, Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, Madrid, 272 pp., 22 láms.
- ALONSO, A., et FLOQUET, M. (1982): Sédimentation et environnements au Turonien en Vieille Castille (Espagne): un modèle d'évolution en domaine de plateforme, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, N1e Série C, t. XLIX, p. 113-128, 4 fig.
- AMIOT, M.; FLOQUET, M., et MATHEY, B. (1982): Aspects de la marge ibéro-cantabrique au Turonien, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, N1e Série C, t. XLIX, p. 145-158, 7 fig.
- AZAMBRE, B., et ROSSY, P. (1976): Le magmatisme alcalin d'âge crétacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique, *Bull. S. G. F.*, t. XVIII, n.º 6, pp. 1725-1728.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A., et MALOD, J. (1979): Subduction and Tectonics on the continental margin of Northern Spain, *Marine Geology*, 32, pp. 53-70.
- CIRY, R. (1928): La structure de la bordure méridionale du Massif primaire des Asturies, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 187, p. 987.
- (1940): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. Thèse (1939) Paris et *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, 517 pp., 74 figs., 13 pl., 1 carte géol. 1/200.000^e, 3 cartes 1/50.000^e Toulouse.
- CIRY, R.; RAT, P.; MANGIN, J. Ph.; FEUILLEE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M., et DELANCE, J. H. (1967): Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France, *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 9, 17 fig., 1 carte, pp. 389-444.
- FEUILLEE, P. (1966): Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. Thèse Fac. Sc. Dijon, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. sér., n.º 108, 16 pl., 96 fig., 343 pp.
- FEUILLEE, P.; FLOQUET, M., et RAT, P. (1980): Transgressions, régressions et migrations de systèmes sédimentaires (exemples dans le Crétacé supérieur du Nord-Est de la Meseta Ibérique), *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 3, pp. 77-80.
- FEUILLEE, P. et RAT, P. (1971): Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, V. 1, pp. 1-48, éd. Technip.
- FLOQUET, M. (1978): La sédimentation de plate-forme au Crétacé supérieur dans la Vieille Castille (Espagne): évolution verticale, variation horizontale: implications paléogéographiques, *Bull. S. G. F.*, t. XX, n.º 5, pp. 779-783.

- (1979): La série carbonatée Coniacien supérieur à Santonien dans la région de Soria (Chaînes ibériques septentrionales): analyse et interprétation, *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 5, pp. 365-383.
- (1982): Transgressions-régressions et eustatisme-tectonique-sédimentation sur la plate-forme nord-castillane du Crétacé supérieur (régions ibéro-cantabriques, Espagne), *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Abh.* 165, 1, pp. 125-146, 10 fig., Stuttgart.
- (1982): Discontinuités sédimentaires et coupures en série de plate-forme: exemples dans le Crétacé supérieur-Eocène du NE de la Meseta Ibérique, *IXème Réunion ann. Sc. Terre*, Paris, p. 245.
- FLOQUET, M.; PHILIP, J., et WIEDMANN, J. (1982): La limite Turonien-Coniacien en Vieille Castille (Espagne), aspects sédimentologiques et paléontologiques, *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris. Nle. Série C*, t. XLIX, pp. 129-144, 3 fig., 2 pl.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979): El Complejo urgoniano del Sur de Santander, Tesis Univ., Bilbao, 673 pp.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J., y PUJALTE, V. (1976): Rasgos estratigráficos y tectónicos de la Cuenca del río Besaya, entre Reinosa y los Corrales de Buelna (prov. de Santander), *Bol. Geol. y Min.*, t. 86-7, pp. 571-582.
- HISTOIRE STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE (1971): *Editions Technip*, Paris.
- LAMARE, P. (1951): La structure géologique des Pyrénées basques, *Actes Ier Conf. intern. Etudes pyrénéennes*, t. 2 (1), 44 pp., 1 dép. h. texte. Saragosse.
- LAMOLDA, M. A.; MATHÉY, B., et SIGAL, J. (1978): Esquisse d'un cadre stratigraphique du Crétacé supérieur entre Biarritz et Deva, *6ème Réunion ann. Sc. Terre*, Orsay, p. 226.
- LOTZE, F. (1960): Zur Gliederung der Oberkeide in der baskischen Depression (Nordspanien), *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, n.º 3, pp. 132-144.
- MANGIN, J. Ph., et RAT, P. (1961): L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne), in *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*, t. 1, 10 figs., 1 carte, *Mém. h. sér., Soc. Géol. Fr.*, pp. 333-349.
- MATHÉY, B., et SIGAL, J. (1974): Mise en évidence de couches de passage du Cénomaniens au Turonien au Sud de Saint-Jean-de-Luz (Pyrénées Atlantiques), *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. 279, pp. 1333-1336.
- MENGAUD, L. (1920): Recherches géologiques dans la région cantabrique. Thèse Paris, 370 pp., 87 figs., 18 pl., 1 carte 1/200.000^e, Bonnet éd., Toulouse.
- PASCAL, A. (1979): Utilisation des éléments traces dans la caractérisation des paléomilieux sédimentaires urgoniens basco-cantabriques (Espagne), *Géobios*, *Mém. spec.* 3, pp. 331-345.
- (1980): Variations biosédimentaires dans les Systèmes urgoniens basco-cantabriques (Espagne). Congrès Géologique International Paris, *Résumés*, vol. I, p. 271. *Cretaceous Research* (1982), 3, 10 pp.
- (1980): Importance du facteur tectonique dans la répartition et la morphologie des dispositifs sédimentaires urgoniens basco-cantabriques, *8ème Réunion ann. Sc. Terre*, Marseille, p. 267, Nle Série C, t. XLIX, pp. 129-144, 3 fig., 2 pl. photo.

- (1982): Les Systèmes biosédimentaires aptiens et albiens de la marge cantabrique (Espagne), *Géologie méditerranéenne*, fasc. 4, 3 pp.
- PASCAL, A., et SALOMON, J. (1978): Contrôle structural des aires de sédimentation au cours de la période Barrémien-Albien dans la chaîne cantabrique (Espagne du Nord), *6ème Réunion ann. Sc. Terre, Orsay*, p. 302.
- PUJALTE, V. (1979): El Complejo Purbeck-Weald de Santander. Estratigrafía y Sedimentación. Thèse Bilbao, 204 pp.
- (1981): Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the «Wealden» of the Santander area, Northern Spain, *Sedimentary Geology*, 28, pp. 293-325.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971): Biostratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (región Cantábrica), *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 78, pp. 1-357.
- RAT, P. (1959): Les pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse, Dijon (1957) et *Publ. Univ. Dijon*, t. XVIII, 68 figs., 2 dépl. h. t., 8 pl., 1 carte géol. au 1/200.000^e, 525 pp.
- (1979): A la suite de Raymond CIRY: les travaux des géologues dijonnais en Espagne, *Mémoires de l'Académie de Dijon*, tome CXXIII, pp. 89-111.
- (1982): Subsidence et évolution des environnements sédimentaires sur la marge cantabrique (Espagne) au Crétacé, *Neues Jahrbuch Geol. und Paläont.*, Abh., 165, 1, pp. 32-45, Stuttgart.
- RAT, P.; AMIOT, M.; FEUILLEE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A., et SALOMON, J. (1982): Etapes et style de l'évolution de la marge cantabrique et de son arrière-pays (Espagne) au Crétacé, *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 29, Sér. II, pp. 247-250.
- RÍOS, J. M. (1956): El Sistema Cretácico en los Pirineos de España, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, n.º 57, pp. 1-128, 36 figs.
- SALOMON, J. (1982): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabrique et ibérique), *Mém. Univ. Dijon*, n.º 6, 221 pp., 167 figures, 1 carte 1/200.000^e.
- TINTANT, H. (1979): Hommage au Doyen CIRY-Raymond CIRY (1898-1978), *Mémoires de l'Académie de Dijon*, tome CXXIII, pp. 73-88.
- VADALA, P. (1981): Le gîte de ZnS-PbS à gangue ankéritique de Reocin (Santander Espagne). Tectonique diapirique, phénomènes karstiques et minéralisations. Thèse 3ème cycle Univ. Orléans, 289 pp.
- WIEDMANN, J. (1962): Contribution à la paléogéographie du Crétacé vasco-gotique et celtibérique septentrional (Espagne), in *Livre à la mémoire du Professeur P. FALLOT*, t. 1, 1 fig., 3 pl., *Mém. h. sér.*, S. G. F., pp. 351-366.
- (1979): Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des chaînes vasco-gotiques et celtibériques (Espagne du Nord), *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 5, pp. 127-214, 24 figs., 12 pl.