UNIVERSITE PAUL-SABATIER - TOULOUSE III

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie

STRATA

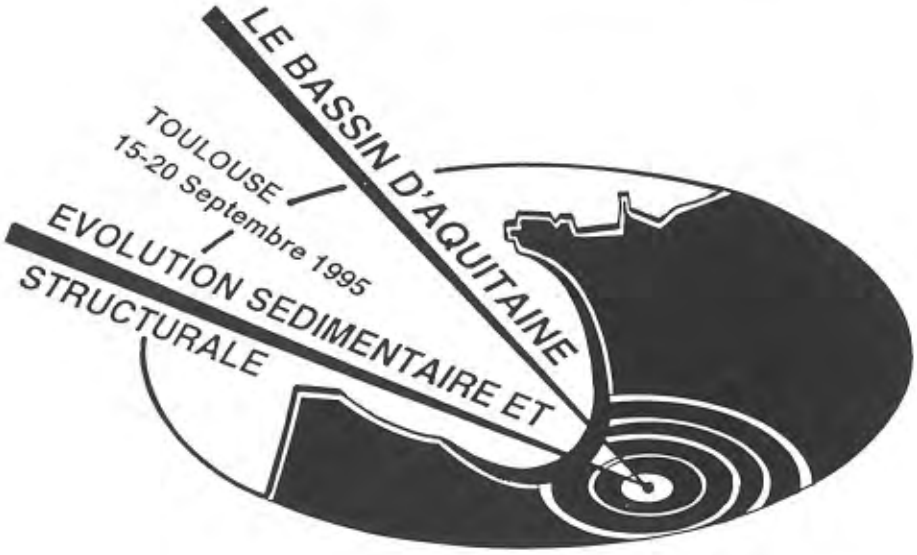
Série 1 - vol. 7

LE BASSIN D'AQUITAINE

EVOLUTION SEDIMENTAIRE ET STRUCTURALE

Toulouse 18 Septembre 1995

Résumés des communications et posters



Réunion spécialisée de la Société Géologique de France organisée par :

Le Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier
Le B.R.G.M. (Service Géologique National)
Elf-Aquitaine Production
l'Association des Géologues du Sud-Ouest

Conception et réalisation

- Michel **B**ilotte, Jacques **R**ey, Françoise **R**onchini -

SOMMAIRE

ASTRUC J. G. & BILOTTE M. p. 5
Essai de caractérisation des cycles eustatiques du Crétacé supérieur quercynois (Cénomanien à Santonien).

AUGRIS C. & CIRAC P. p. 8
Connaissance des formations géologiques sous-marines du plateau continental basque (partie septentrionale).

CAHUZAC B. p. 9
Evolution paléogéographique de la Chalosse (S-W Aquitaine) à l'Oligocène et au Miocène.

CURNELLE R. p. 12
Evolution mésozoïque du Bassin d'Aquitaine.

DEBROAS E.-J. p. 21
Flysch noir et rifting oblique albo-cénomanien sur la marge aquitaine de la partie centrale du sillon nord-pyrénéen (Hautes-Pyrénées, Ariège).

DELFAUD J., PERMANYER A., LACRAMPE G., REVERT J., SABRIER R. & THOMAS G. p. 24
Le contexte dynamique du dépôt de la matière organique dans le Kimméridgien nord-aquitain.

DELFAUD J., SABRIER R., REVERT J. & THOMAS G. p. 27
Les stades ultimes du remplissage molassique du Bassin Sud-Aquitain au Néogène.

DELFAUD J., THOMAS G. & AL SHDIDI S. p. 30
Les grands stades de l'évolution du Bassin d'Aquitaine durant le cycle alpin.

DURANTHON F. & CAHUZAC B. p. 33
Contribution à une corrélation stratigraphique domaine marin / domaine continental dans le Miocène d'Aquitaine.

GEISLER-CUSSEY D., SABRIER R. & THOMAS G. p. 36
Les altérations dans les poudingues de Jurançon, témoins d'une évolution climatique polyphasée (Oligo-miocène, Pyrénées occidentales)

GOURINARD Y. & MAGNÉ J. p. 39
Cinématique de la transgression du Burdigalien inférieur en Aquitaine et sur la bordure alpine (Savoie et Suisse occidentale).

GRANIER Th., CARBON D., COMBES Ph., CUSHING M. & GRELLET B. p. 43
Rupture tectonique de surface post-pleistocène moyen dans le Bassin d'Aquitaine, à Meilhan.

JAMES V., CANÉROT J. & BITEAU J.-J. p. 45
Données nouvelles sur la phase de rifting atlantique des Pyrénées occidentales au Kimméridgien: la masse glissée d'Ouzous (Hautes Pyrénées).

LE MARREC A., D'ABOVILLE O., DELAHAYE S., LAGARIGUE J.-L., MOEN-MAUREL L. & BITEAU J.-J. p. 48
Dynamique tectono-sédimentaire et systèmes pétroliers de l'avant-pays aquitain-Bassin d'Arzacq.

MATHEY B., FLOQUET M. & MARTINEZ-TORRES L. M. p. 49
Rôle de la Faille de Leiza dans la sédimentation et la paléogéographie de la Dépression Intermédiaire (Pyrénées Basques, Navarre, Espagne), du Cénomanien au Campanien inférieur.

MOREAU P. p. 52
La transgression du Crétacé moyen sur la bordure nord-aquitaine (Charentes).

MURATET B., ASTRUC J. G. & VIANEY-LIAUD M. p. 55
Calcaires continentaux de la périphérie du massif karstifié du Quercy. Datation à Fumel et implication sur la nature des dépôts tenus pour lacustres de la région.

PELISSIE T. & ASTRUC J. G. p. 56
Tectonique et dissolution dans la sédimentation du Jurassique moyen - supérieur quercynois.

PLATEL J. P. p. 58
Evolution de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieur au nord du Bassin d'Aquitaine.

REY J., CUBAYNES R., FAURÉ P., BRUNEL F., & QAJOUN A. p. 60
Les séquences de dépôt et cycles transgressifs-régressifs du Lias moyen et supérieur du Quercy (Aquitaine oriental).

SIMON-COINCON R. & ASTRUC J. G. p. 63
Evolution tertiaire de la plate-forme carbonatée du Quercy, marge du bassin aquitain.

SZTRAKOS K., ANDREIEFF P., GELY J.P. & LE POCHAT G. p. 66
Révision du Paléocène du bassin de l'Adour: implications paléogéographiques et structurales.

SZTRAKOS K. & GELY J. P. p. 67
Stratigraphie du Paléocène et de l'Eocène de l'Aquitaine occidentale

THOMAS G., PERMANYER A., DELFAUD J., BITEAU J.J., LAGARIGUE J.L. & LE MARREC A. p. 69
Géométrie des dépôts de la formation de Lons (Kimméridgien, Bassin d'Aquitaine). Interprétation structurale.

ZOLNAI G. p. 72
Essai de quantification des mouvements survenus dans les domaines nord-pyrénéen et aquitain, du Permien au présent.

ESSAI DE CARACTERISATION DES CYCLES EUSTATIQUES DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR QUERCYNOIS (Cénomanien à Santonien)

J. G. ASTRUC * et M. BILOTTE **

* BRGM, Service Géologique National, Avenue Latécoère, 31400 Toulouse; ** Université Paul-Sabatier et URA 1405 du CNRS: Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie, 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse Cedex.

Sur la bordure septentrionale du Bassin d'Aquitaine, la fin du Jurassique est marquée par une régression généralisée. Le Crétacé inférieur continental est connu, mais uniquement sur la bordure nord-occidentale (J. P. Platel, 1989). Partout ailleurs, c'est le Crétacé supérieur qui repose en discordance, soit au niveau du Cénomanien, soit au niveau du Turonien, sur des termes d'âge varié du Jurassique. C'est au cours de cette longue période de non dépôt (45 Ma) que les séries du Jurassique ont subi déformations, fracturations et érosions.

Dans le Quercy, au dessus de la surface d'érosion qui couronne le Jurassique, les premiers niveaux marins, transgressifs et discordants, sont attribués soit au Cénomanien supérieur, soit au Turonien inférieur. La sédimentation marine se pérennise au moins jusqu'au Santonien supérieur, âge présumé des derniers dépôts crétacés conservés (J.-G.Astruc, 1980).

L'ensemble de cette série marine est découpé en formations (7) et membres qui sont, respectivement des plus anciens aux plus récents:

- La formation de Pescadoires (0 à 4,5m) - Cénomanien supérieur -; elle repose généralement en faible discordance angulaire sur le Jurassique et elle est, elle même, surmontée par une nette discontinuité. Dans son faciès cristallin s'observent de fréquents alvéolinidés - *Praealveolina, Simplalveolina* -, absents des calcaires noduleux sus-jacents.

- La formation de Domme (25 à 80m) - Turonien inférieur à moyen -; elle repose indistinctement sur la formation de Pescadoires ou sur des termes variés du Jurassique. Elle est subdivisée en 2 membres, l'inférieur dénommé Calcaires crayeux de Domme et le supérieur Calcaires crayeux et bioclastiques de Domme (J.P. Platel, 1989). Cette formation débute toujours par une lumachelle à *Rhynchostreon suborbiculatum major* et a livré, à la partie inférieure de son membre supérieur, quelques ammonites.

- La formation de Sauveterre (10 à 15m) - Turonien supérieur -; elle est aussi subdivisée en 2 membres (J.P. Platel, 1989): l' inférieur, ou Calcaires gréseux de Sauveterre débute par des horizons glauconieux et peut renfermer à sa partie supérieure de petites constructions à Hippurites; le supérieur, ou Calcaires marneux de Sauveterre, renferme principalement des échinides; elle est couronnée d'un hard-ground.

- La formation de Payrignac (7 à 20m) - Coniacien inférieur. Cette petite unité marneuse, souvent glauconieuse, est assez fossilifère et *Rhynchonella petrocoriensis* Coq. s'y observe avec une certaine abondance.

- La formation de Montcabrier (130m) - Coniacien moyen à Santonien pro-parte (inférieur ?); elle est constituée de calcaires toujours riches en quartz, parfois de dimensions appréciables (2mm); elle peut enregistrer, dans ses faciès bioclastiques, une dynamique de surface. La limite Coniacien-Santonien se placerait au sommet d'une lumachelle à *Ceratostreon pliciferum* (Duj.), située au 1/3 supérieur de la formation.

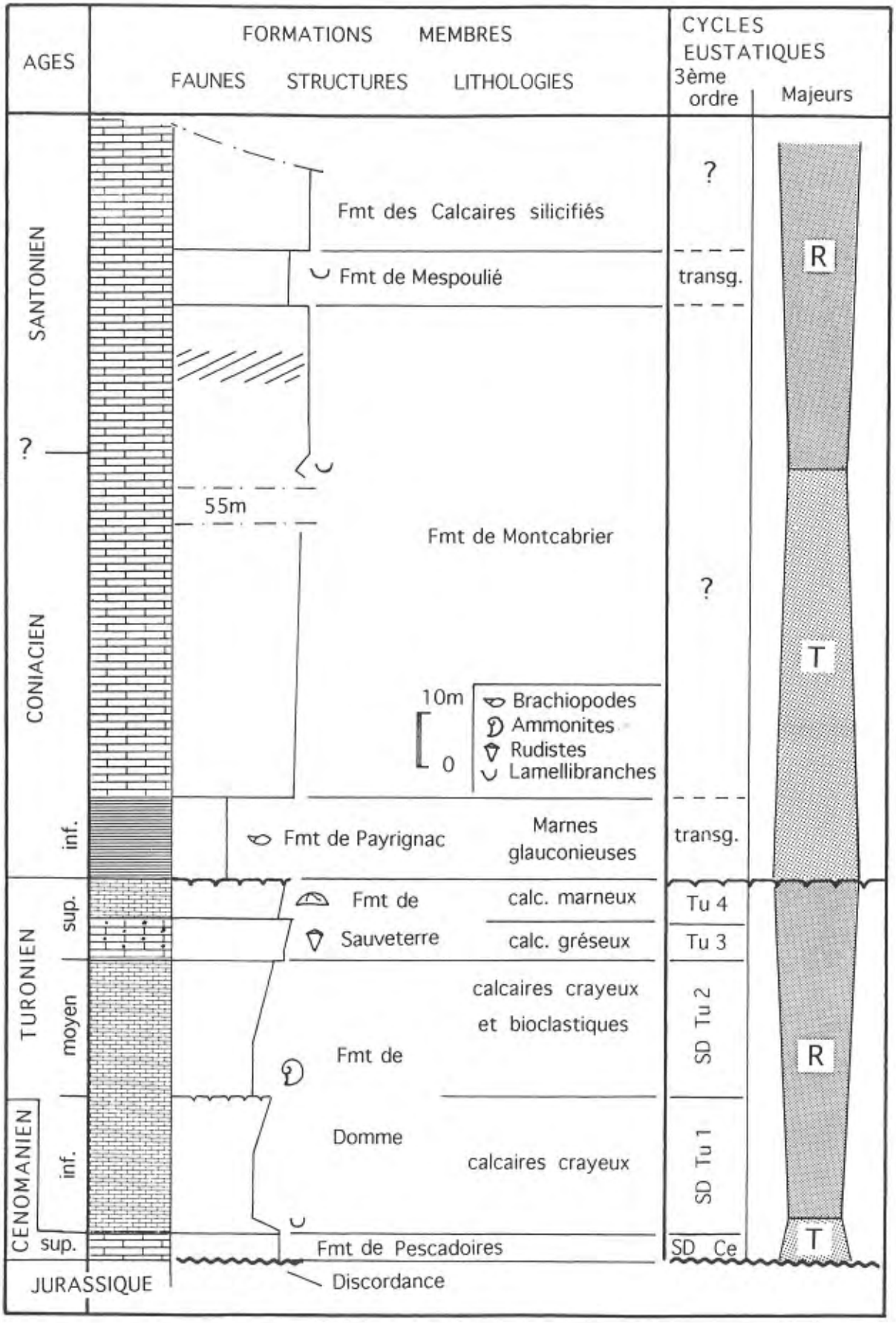


Fig. 1: Essai de caractérisation des cycles eustatiques du Crétacé supérieur quercynois (Cénomanien supérieur à Santonien).

- La formation de Mespouliè (10m) -Santonien pro-parte ("moyen"). Elle correspond à une assise crayeuse, grise, glauconieuse, pétrie d'huitres (Pycnodontes, Ostrea).

- La formation des Calcaires silicifiés (20m) - Santonien supérieur ? Cette dénomination s'adresse à des calcaires ayant subi une silicification totale. Il s'agit là de la dernière unité du Crétacé supérieur à être conservée dans le Quercy.

La sédimentation du Crétacé supérieur s'organise en 2 grands cycles "transgression-régression"; le premier couvre le Cénomano-Turonien; le second s'étend sur le Coniacien-Santonien. Une discontinuité majeure, localement soulignée par des dépôts sub-émersifs, les sépare. Cette évolution, globalement reconnue (P.R. Vail et al., 1977; B.U. Haq et al, 1988), s' observe sur toute la bordure nord du Bassin d'Aquitaine (J.P. Platel, 1989), mais aussi sur la bordure aquitaine des Pyrénées (M. Bilotte, 1985).

Le cycle Cénomano-Turonien: il semble possible d'y reconnaitre 5 séquences de dépôt (SD) *sensu* Vail, réparties comme suit:

- SD cénomanienne: elle correspond à la formation de Pescadoires dans laquelle les calcaires cristallins à alvéolinidés occupent la place de l'intervalle transgressif (IT) et les calcaires noduleux celle du prisme de haut-niveau marin (PHN).

- SD turoniennes: la formation de Domme s'apparente en première analyse à un cycle de 3ème ordre. Pourtant, la reconnaissance ponctuelle d'une discontinuité interne à la formation, vraisemblablement au niveau de la distinction des 2 membres constitutifs, semble indiquer l'existence de 2 SD. De même, la formation de Sauveterre paraît composée de 2 autres SD, superposables à ses 2 membres. Leurs compositions semblent les suivantes:

SD Tu 1: Membre des Calcaires crayeux de Domme; IT: la lumachelle à *Rhynchostreon*; PHN: les calcaires crayeux sus-jacents;

SD Tu 2: Membre des calcaires crayeux et bioclastiques de Domme; IT: mal individualisé, mais vraisemblablement en relation avec les horizons à ammonites; PHN: dans la masse des calcaires crayeux et bioclastiques, granocroissants;

SD Tu 3: Membre des Calcaires gréseux de Sauveterre; IT: les calcaires glauconieux inférieurs; PHN: les calcaires et calcarénites à rudistes;

SD Tu 4: Membre des Calcaires marneux de Sauveterre; IT: les marno-calcaires à Echinides; PHN: détruit sous la surface de discontinuité sommitale ?

Le cycle Coniacien-Santonien: son analyse est rendue délicate en raison de l'état de conservation des principales unités sédimentaires. Dans l'état actuel de nos connaissances il semble seulement possible de retenir le caractère nettement transgressif des formations de Payrignac et de Mespoulié. La fig. 1 rend-compte de nos interprétations.

REFERENCES CITEES

ASTRUC J.G. (1980).- Le Quercy Blanc au Sud-Ouest de Cahors. Aperçu paléogéographique et structural. Ressources du sous-sol. *DES Univ. de Toulouse*, 66 p., inédit.

BILOTTE M. (1985).- Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. *Strata, Toulouse*, S. 2, 5, 438 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. ET VAIL P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Sea-level changes - An Integrated Approach, *Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral.*, 42, p. 71-108.

PLATEL J.P. (1989).- Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine. *Doc. BRGM* n° 164, 572 p.

VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 3-4, *AAPG*, memoir 26, p. 63-97.

CONNAISSANCE DES FORMATIONS GEOLOGIQUES SOUS-MARINES DU PLATEAU CONTINENTAL BASQUE (partie septentrionale)

Claude AUGRIS*, Pierre CIRAC**

* IFREMER, Département Géosciences marines, BP 70, 29280 PLOUZANE
** Université de Bordeaux 1, Département de Géologie et Océanographie, avenue des Facultés, 33405 - TALENCE Cedex

Les fonds marins du plateau continental basque, depuis l'Adour jusqu'à la Bidassoa, ont fait l'objet d'une reconnaissance détaillée à l'aide de techniques complémentaires comme le sonar à balayage latéral, la sismique réflexion haute résolution, la bathymétrie, les prélèvements de sédiments à la benne et des carottages à roche.
Certaines formations et structures géologiques reconnues à terre le long du littoral basque ont pu être identifiées sur la plateau interne. Il s'agit notamment du prolongement, jusqu'à la frontière franco-espagnole, du synclinal stampien du Cap Saint Martin (Biarritz) et d'unités lithologiques pouvant être rapportées à l'Eocène, au Paléocène et probablement au Crétacé terminal.

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA CHALOSSE (S-W AQUITAINE) A L'OLIGOCENE ET AU MIOCENE

Bruno CAHUZAC

(*) Laboratoire LARAG, Université Bordeaux-I, 351 Cours de la Libération, F-33405 Talence

---

L'histoire cénozoïque de la Chalosse s'inscrit dans le double cadre du Bassin sédimentaire aquitain et de l'avant-pays des Pyrénées occidentales. C'est une région géologiquement complexe (fig. 1, 2), comportant de nombreux accidents tectoniques (anticlinaux et diapirs); sa limite structurale au Sud est constituée par le front nord-pyrénéen, chevauchant et largement compartimenté par des failles subméridiennes. Ce cadre structural, activé par les phases tectoniques successives du Cénozoïque (dont une importante se situe vers la limite oligo-miocène), a fortement influencé la paléogéographie. Il en résulte en particulier une subsidence, plus ou moins forte au cours du temps, dans les synclinaux péridiapiriques, et donc des épaisseurs variables des différentes séquences sédimentaires. Les oscillations marines ont été nombreuses durant l'Oligocène et le Miocène, en liaison avec les variations paléo-eustatiques et avec l'évolution structurale.

- **Au Stampien** (ou Rupélien), la transgression a été importante (cycles eustatiques de haut niveau TA 4-4 et 4-5), sous climat tropical. Des dépôts marins très riches en faunes littorales sont connus par exemple dans les golfes de Saubagnac-Mées (entre les dômes de Sébastopol, Dax et Tercis) et de Gaas (au SW du dôme de Clermont). Le synclinal de Hinx-Amou est alors fortement subsident (500m de Stampien côtier à Hinx); dans la zone de Clermont-Pouillon, de nombreux forages montrent dans le Stampien une série inférieure argilo-marneuse continentale surmontée par un ensemble calcaire bioclastique marin (fig. 3). Le dôme de Clermont (faillé et effondré sur son flanc N) peut avoir joué le rôle d'un haut-fond. Vers le S-E, un étroit bras de mer s'est développé jusqu'à Brassempouy. Au Nord de la Chalosse, le Stampien est bien représenté, sous des faciès souvent récifaux, sur les flancs N des dômes de Louer et d'Audignon, et entre ces 2 structures dans le synclinal du Louts qui est comblé à la fin de cet étage (fig. 4).

La partie supérieure du Stampien montre une nette tendance régressive (avec notamment augmentation des apports détritiques, diminution de la tranche d'eau, développement de biotopes lagunaires puis lacustres), aboutissant au retrait marin de la Chalosse, en liaison avec la forte baisse eustatique de la fin de l'étage; cela s'observe dans toutes les régions considérées, à Banos, Gaas, Donzacq, Saubagnac, Tuc de Saumon, etc. En domaine continental, la mammalofaune indique un environnement forestier humide (Nassiet), alors que plus au sud, les marges chalossaises sont atteintes par la formation des "poudingues de Jurançon", du piémont pyrénéen.

- **Au Chattien**, le domaine marin est nettement en retrait de celui du Stampien. Au S-W, le sillon de St Etienne d'Orthe-Bélus correspond à un paléocanyon creusé vers la base du cycle TB 1-1; il se comble durant le Chattien de dépôts de plateforme vers l'E (marnes, localement calcaires récifaux), et de marnes plus profondes (épibathyales) vers l'W. Au N-W, le golfe de Saubagnac est colmaté par des dépôts côtiers. En Chalosse septentrionale, la ligne de rivage ne dépasse pas l'Adour vers le S (de St Paul-lès-Dax à Pontonx et Tartas). Les faunes très riches et mégathermes témoignent d'un climat tropical.

Vers la fin du Chattien, une phase tectonique compressive accentue le soulèvement des dômes et l'extrusion des diapirs, et provoque l'avancée et le compartimentage ultimes du front nord-pyrénéen (avec par exemple formation de klippes surmontant la série oligocène à Cagnotte: fig. 3).

- **A l'Aquitanien:** la majeure partie de la Chalosse reste émergée (sédimentation molassique). Vers le N-E (vallée de l'Adour), s'observe à l'Aquitanien supérieur une tendance transgressive avec développement d'un golfe peu profond entre les anticlinaux de Roquefort et d'Audignon: faciès côtiers à lagunaires à St Sever, Toulouzette, et vers l'E passées marneuses à huîtres dans les

molasses des vallées du Bahus et du Pichegarie.

- **Au Burdigalien:** le Burdigalien inférieur est transgressif en Chalosse. La mer franchit le seuil entre les diapirs de Dax et de Thétieu et forme le golfe de Mimbaste-Poyartin (fig. 1), avec des faciès récifaux sous climat tropical. Le rivage atteignait au Sud la bordure N du dôme de Clermont. Au Sud de ce golfe, le régime fluvio-lacustre induit la sédimentation des marnes de l'Armagnac (durant tout le Miocène inférieur).

- **Au Miocène moyen:** une importante transgression affecte la Chalosse au Serravallien. La plupart des structures anticlinales ont été fortement érodées précédemment, et la mer les recouvre partiellement; les dépôts consistent en sables, faluns et grès bioclastiques, partout littoraux. En Chalosse centrale, la mer envahit profondément le synclinal de Hinx-Amou, transgressive sur les diapirs de Dax et de Bastennes (mais contournant par l'E la zone exondée de Clermont-Gaas), et elle s'étend vers le Sud jusque dans le golfe d'Orthez - Salies-de-Béarn. Au Nord, elle recouvre les bordures des anticlinaux de Louer-Montfort et d'Audignon, le rivage serravallien atteignant Aire, Termes et Tasque vers l'E (séquence supérieure détritique de "grès et sables fauves marins") (fig. 1).

La raréfaction des taxons tropicaux indique une certaine dégradation climatique. L'importance des formations détritiques sur de très vastes secteurs correspond à une phase d'érosion intense, sous climat humide.

Après le Serravallien, la Chalosse appartient au domaine continental. Une légère phase tectonique post-Miocène moyen a par ailleurs provoqué le rejeu de divers accidents structuraux.

La Chalosse apparaît donc comme une région de choix, de par sa position privilégiée en avant-pays des Pyrénées occidentales, pour reconstituer l'histoire géologique aquitaine à l'Oligo-Miocène. En particulier, pour chaque étage s'observe le passage domaine marin-domaine continental, en liaison avec les oscillations marines: transgression importante au Stampien et au Serravallien, et modérée au Burdigalien, faible présence marine au Chattien et à l'Aquitanien, exondation au Langhien.

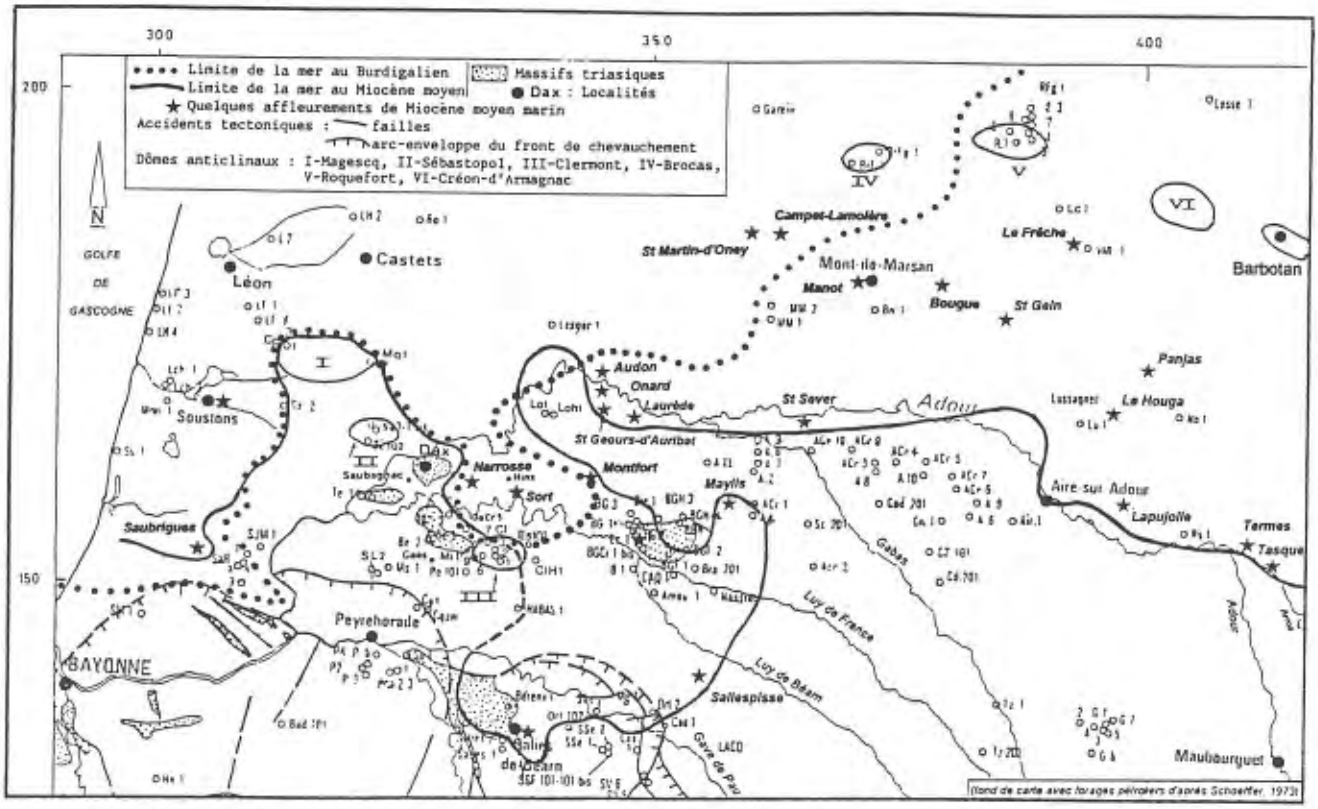


Figure 1 : Exemples de paléogéographies au Miocène (Burdigalien et Miocène moyen) dans la région du Bassin de l'Adour.

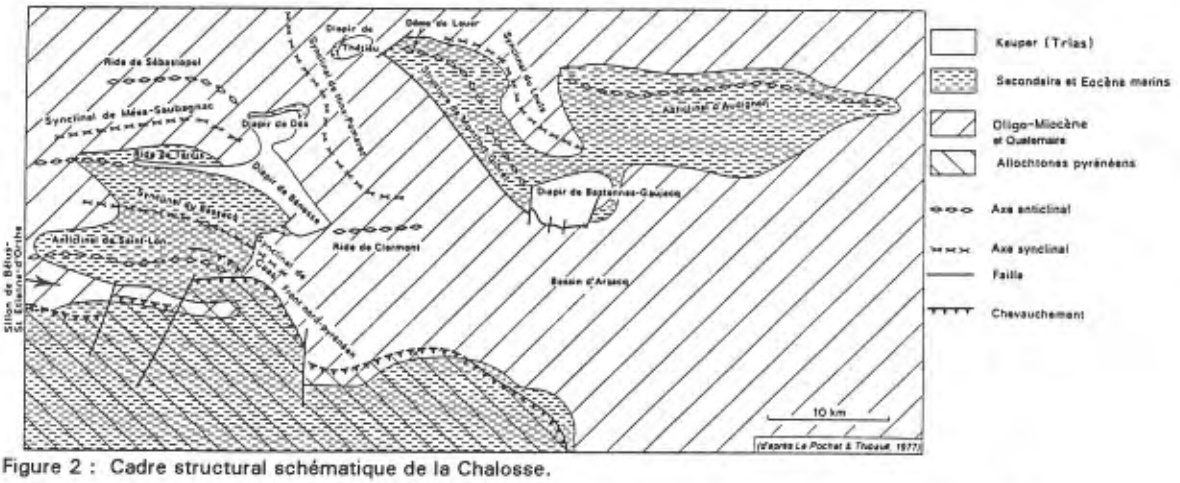


Figure 2 : Cadre structural schématique de la Chalosse.

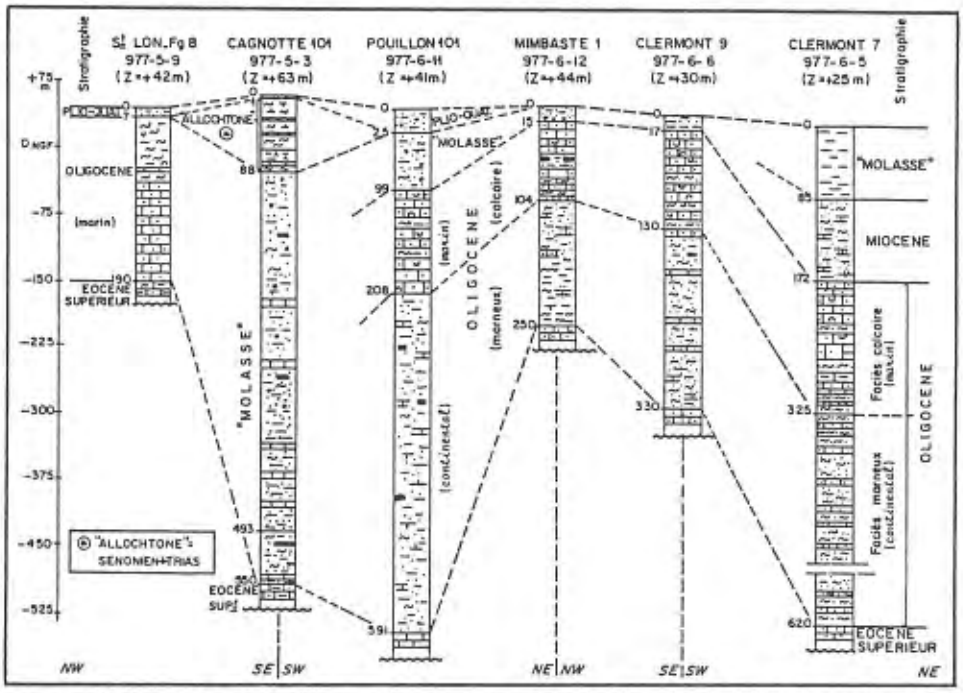


Figure 3 : Coupe corrélative de la série oligo-miocène de divers forages dans la région de Cagnotte à Clermont (Z = altitudes des forages).

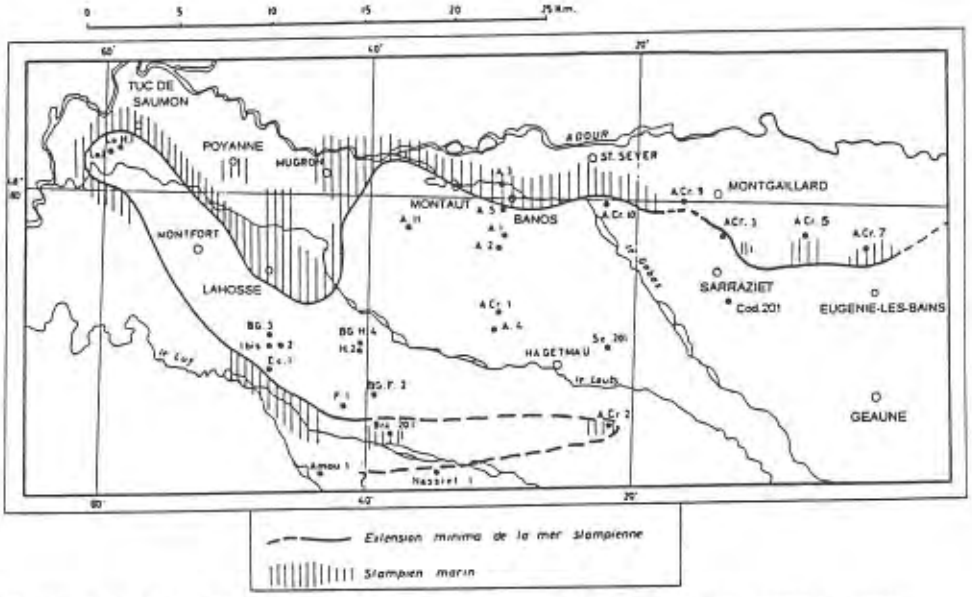


Figure 4 : Paléogéographie de la Chalosse septentrionale au Stampien [d'après Schoeffler 1973, modifié].

EVOLUTION MESOZOIQUE DU BASSIN D'AQUITAINE

R. CURNELLE*

* Les Sonnailles, La Serre de Nérous 31800 Saint-Gaudens

Dans le cadre nécessairement restreint de cette présentation nous nous limiterons à l'examen des étapes sensibles de l'histoire géologique du Bassin d'Aquitaine, longues périodes marquées par des réorganisations structuro-sédimentaires importantes.

La dynamique du bassin est indissociable de l'évolution structurale post-hercynienne du craton ouest-européen, partie intégrante de la Pangée dont la fracturation va s'effectuer progressivement au cours du Mésozoïque. A cette dislocation sont associées des variations eustatiques qui vont rythmer la sédimentation.

Pour chacune des principales étapes l'analyse sera schématiquement décrite à partir de la zonéographie des dépôts en considérant :

- les grandes unités sédimentaires organisées en mégaséquences ou groupement de mégaséquences ;

- les épaisseurs des ensembles sédimentaires à partir des isopaches ;

- la répartition des milieux de dépôt pour esquisser la paléogéographie et le cadre structural.

Sept étapes ont été retenues dans cette démarche événementielle :

- Trias,
- Lias inférieur,
- Dogger s.l.,
- Jurassique supérieur,
- Crétacé inférieur (Néocomien, Barrémien)
- Apto-Cénomanien,
- Crétacé supérieur.

1 Etape Trias

Elle représente le stade initial du bassin engendré par la déformation intra-plaque de la Pangée au cours d'une période supérieure à 40 Ma (-245 à -205 Ma). Cette tectonique synsédimentaire apparaît clairement par l'existence de sous-bassins contrôlés par des accidents hérités dont l'activité se traduit par :

- un dispositif en horsts et grabens avec des épaisseurs de dépôt relativement faibles compte tenu de la durée de la période considérée (1000 à 2000 m) ;

- un magmatisme ophitique, tholéïtes continentales attestant le caractère crustal des accidents majeurs.

La réponse sédimentaire à cette déformation s'inscrit dans une mégaséquence continento-évaporitique caractérisée par :

- une reprise détritique de la sédimentation, dès la base du Trias, avec des environnements de cônes alluviaires, réseaux fluviatiles en tresses et plaine alluviale. Ces faciès ont migré dans le temps et l'espace pour atteindre le Trias supérieur et même localement l'Hettangien, sur la bordure Nord-Est du bassin ;

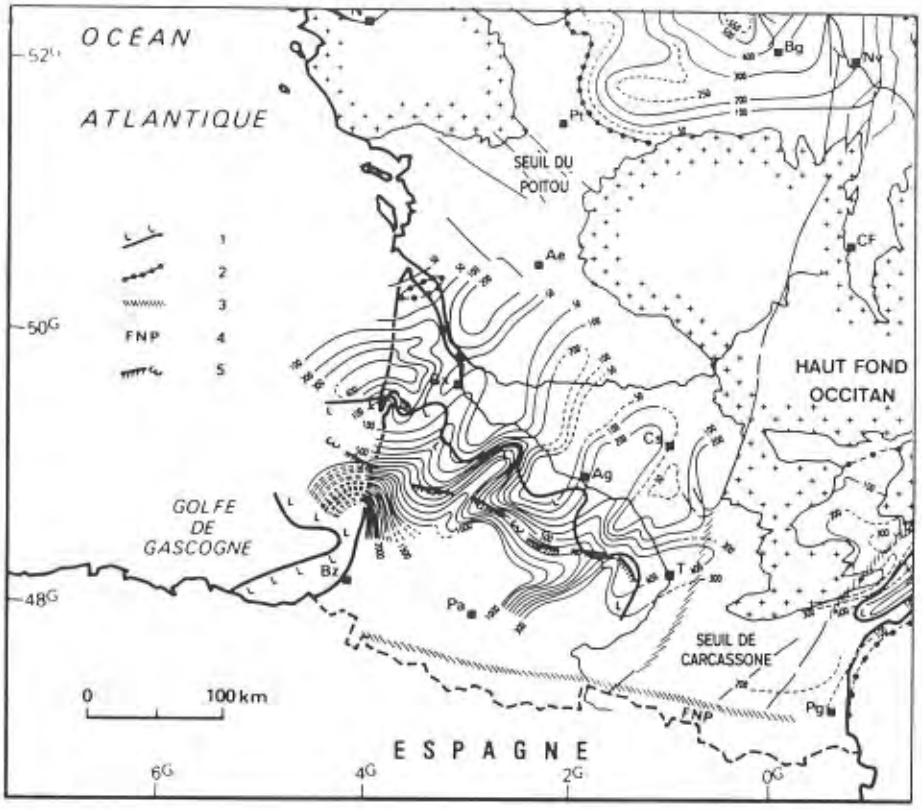

OCÉAN
ATLANTIQUE
SEUIL DU POITOU
HAUT FOND OCCITAN
GOLFE DE GASCOGNE
SEUIL DE CARCASSONE
FNP
ESPAGNE
0 100 km
52G
50G
48G
6G
4G
2G
0G
Bg
Nv
Pt
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
Bz
Pa
T
Pg

Fig. 1

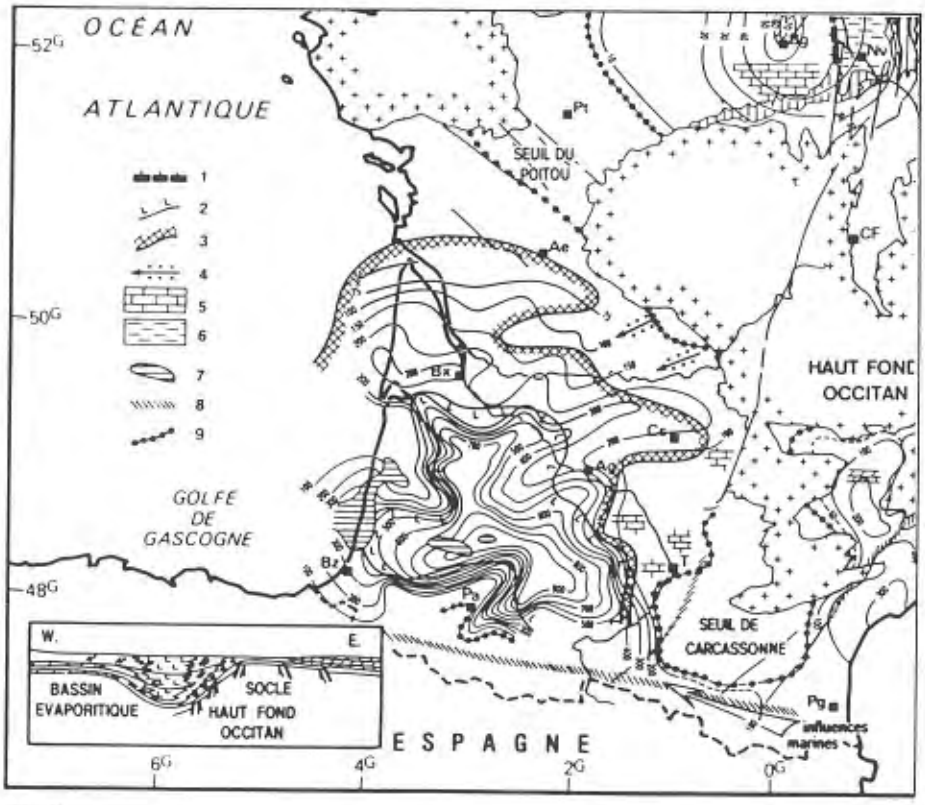

OCÉAN
ATLANTIQUE
SEUIL DU POITOU
HAUT FOND OCCITAN
GOLFE DE GASCOGNE
SEUIL DE CARCASSONNE
influences marines
ESPAGNE
W.
E.
BASSIN EVAPORITIQUE
SOCLE
HAUT FOND OCCITAN
52G
50G
48G
6G
4G
2G
0G
Bg
Nv
Pt
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
Bz
Pa
T
Pg

Fig.2

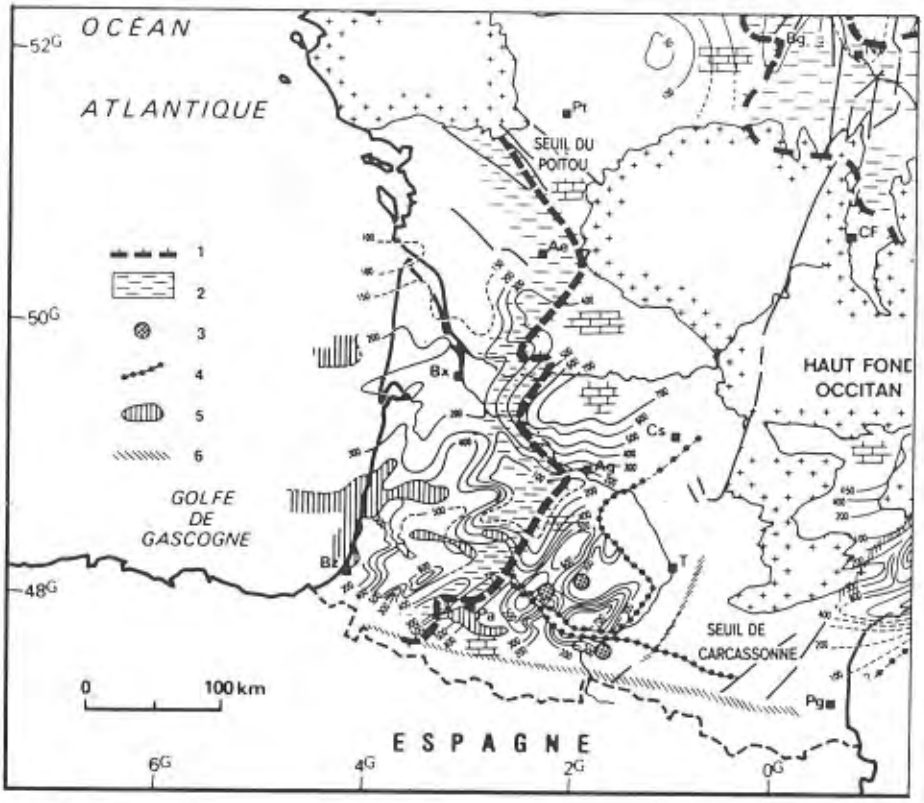

OCÉAN
ATLANTIQUE
SEUIL DU POITOU
HAUT FOND OCCITAN
GOLFE DE GASCOGNE
SEUIL DE CARCASSONNE
ESPAGNE
0 100 km
52G
50G
48G
6G
4G
2G
0G
Pt
Bg
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
T
Bz
Pa
Pg
1
2
3
4
5
6

Fig. 3

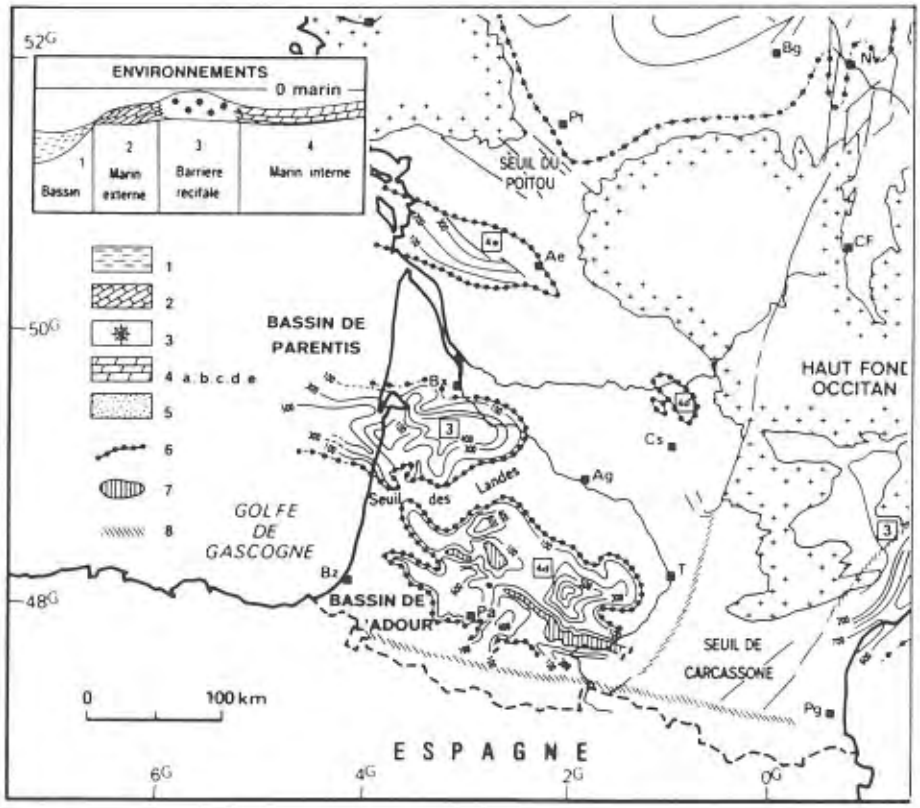

ENVIRONNEMENTS
0 marin
1 Bassin
2 Marin externe
3 Barriere recifale
4 Marin interne
BASSIN DE PARENTIS
Seuil des Landes
GOLFE DE GASCOGNE
BASSIN DE L'ADOUR
HAUT FOND OCCITAN
SEUIL DU POITOU
SEUIL DE CARCASSONE
ESPAGNE
0 100 km
52G
50G
48G
6G
4G
2G
0G
Pt
Bg
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
T
Bz
Pa
Pg
1
2
3
4 a.b.c.d.e
5
6
7
8

Fig. 4

- un passage à des niveaux carbonatés margino-littoraux à littoraux, de type marin restreint à confiné, marquant, timidement mais de manière significative, la première mise en eau du bassin par des voies de communication précaires avec le domaine téthysien situé à l'Est et au Sud-Est ;

- un confinement généralisé au cours du Trias supérieur avec des dépôts argilo-évaporitiques et d'importants amas de halite (environ 1000 m), dont l'épaisseur maximale est localisée au voisinage des grands accidents contrôlant la subsidence.

Ces observations correspondent aux conditions d'un rifting continental.

2 Etape Lias inférieur (Fig. 2)

Au cours du Lias inférieur, soit pendant une dizaine de millions d'années (-205 à -195 Ma), une nouvelle mise en eau du bassin s'accomplit. Transgression discrète mais généralisée au cours de laquelle se développe une vaste cuvette évaporitique à dolomie, anhydrite et halite, soit plus de 1000 m de dépôts rhétiens à hettangiens (zone à anhydrite), tandis que dans le domaine oriental pyrénéen, des faciès carbonatés de milieu marin restreint assurent la transition avec la mer téthysienne. Tout laisse supposer que cette étape correspond à une subsidence thermique succédant à la subsidence tectonique triasique.

3 Etape Dogger s.l. (Fig. 3)

D'une durée de près de 50 Ma (-195 à -150 Ma), elle s'inscrit dans un cycle de variations eustatiques transgressif - régressif du Lias moyen à l'Oxfordien.

La géométrie du bassin s'est modifiée. Il fait désormais partie de la marge Nord-Sud du proto-atlantique, marge à faible subsidence (moins de 500 m de dépôts), ouverte sur l'Atlantique et limitée au Nord par le Massif Armoricain et à l'Est par le Haut-fond occitan.

On y distingue trois domaines bien différenciés :

- une plate-forme externe à faciès marneux ;

- une barrière oolithique de polarité Nord-Sud, dont les sinuosités semblent indiquer un contrôle structural discret ;

- une plate-forme interne carbonatée, marin restreint, localement confiné, comme l'attestent les anhydrites du Comminges.

La paléogéographie est désormais dépendante de l'ouverture de l'Atlantique central (rupture à -180 Ma et anomalie M38 dans le Pacifique) et de l'Océan Liguro-Piémontais.

4 Etape Jurassique supérieur (Fig. 4)

Comme l'étape précédente, il s'agit d'un nouveau cycle eustatique d'environ 20 Ma (-150 à -130 Ma). C"est une mégaséquence de comblement, nette sur les bordures du bassin.

Le Bassin d'Aquitaine subit une transformation majeure avec l'apparition de deux sous-bassins subsidents séparés par une zone qui restera désormais haute, à dépôts réduits, le Seuil des Landes :

- le sous-Bassin de Parentis qui s'individualise au Kimméridgien supérieur, d'axe WNW-ESE où s'accumulent 1500 de dépôts argilo-carbonatés (Kimméridgien-Portlandien), à faciès plate-forme externe à l'Ouest (Tintinnoïdiens) et plate-forme interne à l'Est (dolomie de Mano) ;

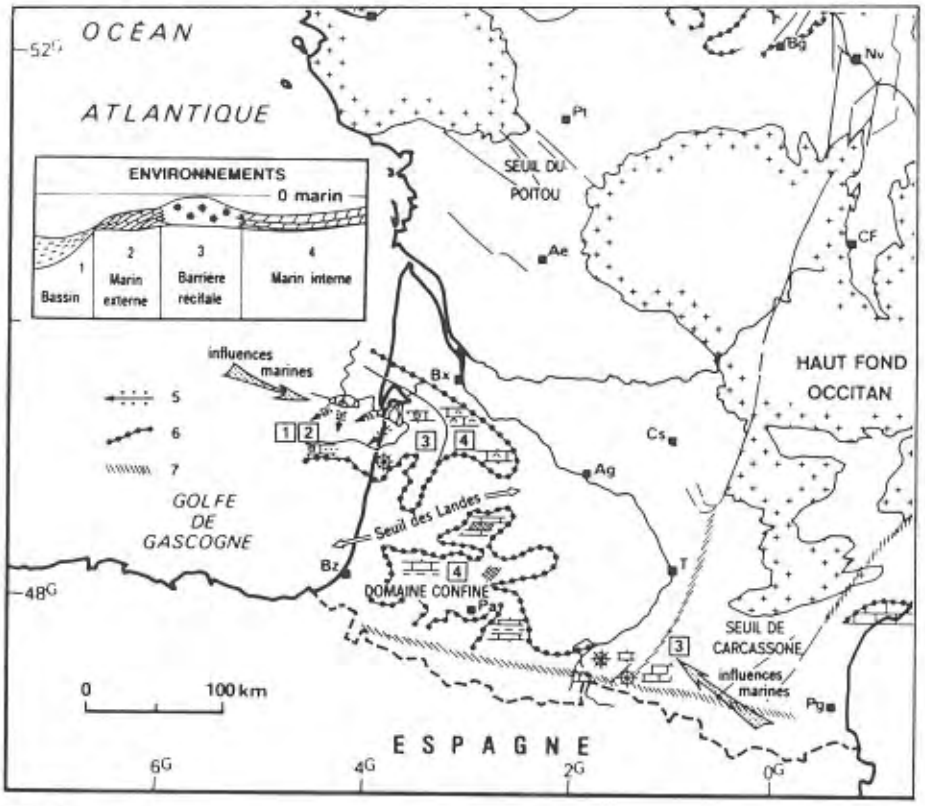

OCÉAN
ATLANTIQUE
ENVIRONNEMENTS
0 marin
1 Bassin
2 Marin externe
3 Barrière récifale
4 Marin interne
influences marines
5
6
7
GOLFE DE GASCOGNE
Seuil des Landes
DOMAINE CONFINÉ
SEUIL DU POITOU
HAUT FOND OCCITAN
SEUIL DE CARCASSONE
influences marines
0 100 km
ESPAGNE
52G
48G
6G
4G
2G
0G
Pt
Bg
Nv
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
Bz
T
Pay
Pg

Fig. 5

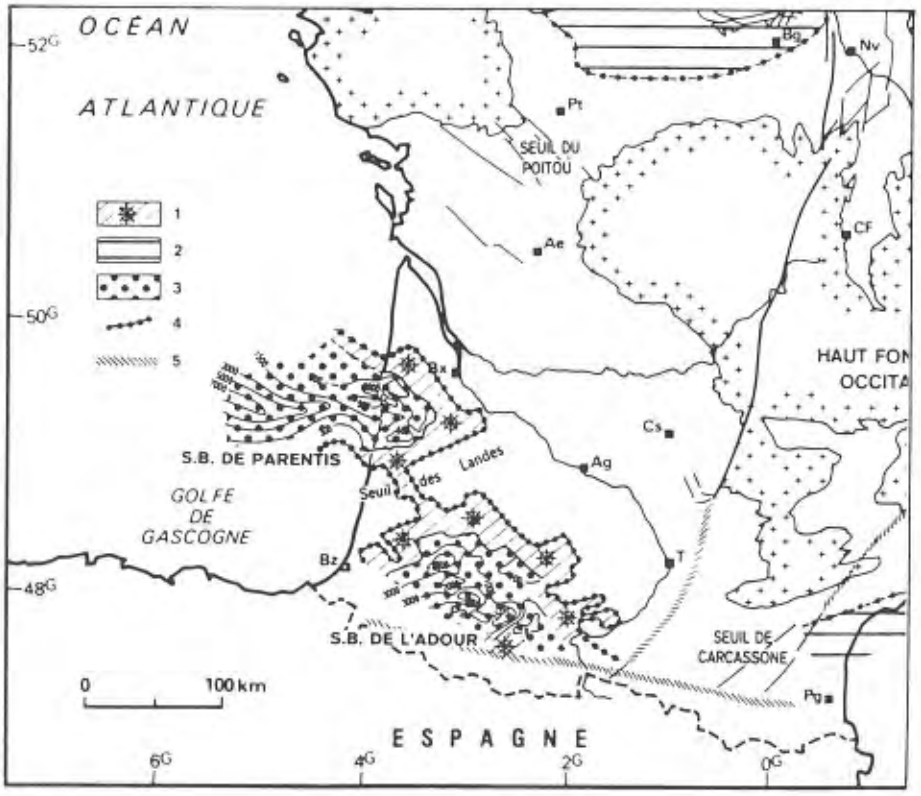

OCÉAN
ATLANTIQUE
1
2
3
4
5
S.B. DE PARENTIS
GOLFE DE GASCOGNE
Seuil des Landes
S.B. DE L'ADOUR
SEUIL DU POITOU
SEUIL DE CARCASSONE
0 100 km
ESPAGNE
52G
50G
48G
6G
4G
2G
0G
Pt
Bg
Nv
Ae
CF
Bx
Cs
Ag
Bz
T
Pg

Fig. 6

- le sous-Bassin de l'Adour-Mirande, au-delà du Seuil des Landes, d'axe WNW-ESE, à subsidence plus faible, avec 1000 à 1200 m de dépôts argilo-carbonatés de plate-forme passant à une série dolomitique et anhydritique.

Ces événements peuvent être rapportés aux changements d'amplitude et de fréquence des anomalies magnétiques (anomalies M21 - M22) en relation avec le changement de direction et de vitesse de l'Atlantique Central.

5 Etape Crétacé inférieur (Fig. 5)

Elle représente une importante phase de sédimentation d'environ 20 Ma (-130 à -110 Ma) qui se déroule dans le nouveau cadre structural apparu à la fin du Jurassique.

La mobilité du sous-Bassin de Parentis s'affirme avec une zone centrale où s'accumulent 2000 à 3000 m de sédiments. Le Néocomien (faciès Purbecko-Wealdien) fluvio-deltaïque, appareil dominé par un système fluviatile progradant précède les formations carbonatées très épaisses du Barrémien, au cours duquel des apports détritiques persistent, en provenance de la plate-forme armoricaine.

Dans le sous-Bassin de l'Adour le Néocomien continental est représenté par des niveaux argilo-gréseux peu épais. Des indices d'émersion existent dans le Béarn et le Pays Basque sous forme de karstifications du Jurassique supérieur. Le Barrémien y est peu épais ; ce sont des faciès de plate-forme interne confinés. Dans le sillon subsident de Mirande des carbonates et des évaporites atteignent 500 m d'épaisseur. Dans le Comminges les faciès et la microfaune indiquent une communication avec le domaine téthysien.

Cette étape voit le début de la réorganisation crétacée. Elle s'achève à l'anomalie Mo (118 Ma) correspondant à la rupture Europe-Amérique.

6 Etape apto-Cénomanienne (Fig. 6)

Elle représente, environ 20 Ma (-110 à -90 Ma) au cours de laquelle à une nouvelle montée eustatique se combinent des événements structuraux distensifs importants marqués par :

- une forte subsidence dans le sous-Bassin de Parentis où, malgré la puissance des dépôts argilo-silteux, de l'ordre de 7000 m, la bathymétrie ne cesse de s'accroître, atteignant plus de 2000 m vers la fin de l'Albien. Dans ce sillon se met en place du matériel détritique resédimenté sous forme de turbidites transitant par de nombreux canyons incisant une ceinture périphérique récifale. Ces canyons érodent localement tout le Crétacé inférieur et une partie du Jurassique supérieur ;

- la différenciation dans le sous-bassin pyrénéen de fosses profondes (Arzacq, Tarbes, Comminges) séparées par d'étroits hauts-fonds, têtes de blocs basculés. Dans ces fossés s'accumulent des dépôts pouvant atteindre 5500 m de puissance de niveaux argilo-gréseux, localement turbiditiques. Ce dispositif structuro-sédimentaire est bordé par une plate-forme carbonatée récifale.

Cette exceptionnelle mobilité est à mettre en relation avec le déplacement senestre de l'Ibérie et le début de l'ouverture du Golfe de Gascogne.

7 Etape Crétacé supérieur (Fig. 7)

Cet épisode dure environ 25 Ma (-90 à -65 Ma). Le dernier cycle transgressif - régressif du Mésozoïque et surtout le début de la mise en compression N-S de l'ensemble de l'Ouest européen s'inscrivent dans cette période.

Cette situation entraîne deux conséquences en Aquitaine :

- l'arrêt de la mobilité du sous-Bassin de Parentis qui demeure une fosse profonde au cours du Turonien-Sénonien, où s'installe un système carbonaté progradant (turbidites calcaires) de plus de 2000 m d'épaisseur, sur la bordure orientale avec une vacuité sédimentaire importante ailleurs. Cette fosse ne sera comblée qu'au cours du Tertiaire pour aboutir au plateau continental actuel ;

- le déplacement et la localisation de la mobilité structurale dans la zone Nord-pyrénéenne, par l'installation au cours du Cénomanien, d'un profond sillon flysch, expression en domaine continental de l'ouverture océanique en cours du Golfe de Gascogne et réalisée en Sénonien (anomalie 34). Ce sillon accumule plus de 5000 m de matériel argilo-gréseux et carbonaté. La migration progressive de ce sillon flysch à double composante E-W et N-S, du Turonien à l'Yprésien, résulte des mouvements compressifs pyrénéens dont la conséquence sera l'émersion de la partie orientale, puis centrale de l'Aquitaine dès la fin du Crétacé.

Enfin, il faut préciser, qu'aux mouvements structuraux généraux liés aux phénomènes cinématiques, s'ajoutent une halocinèse intense, en particulier au cours du Crétacé. Elle mobilise le sel triasique et s'exprime par des injections dans les failles normales formant de véritables murs de sel. Repris en compression le sel présente un exubérant catalogue de structures : glacier de sel, extravasions, rides salifères et seulement quelques rares diapirs. Y sont associées de fréquentes érosions et/ou lacunes de sédimentation.

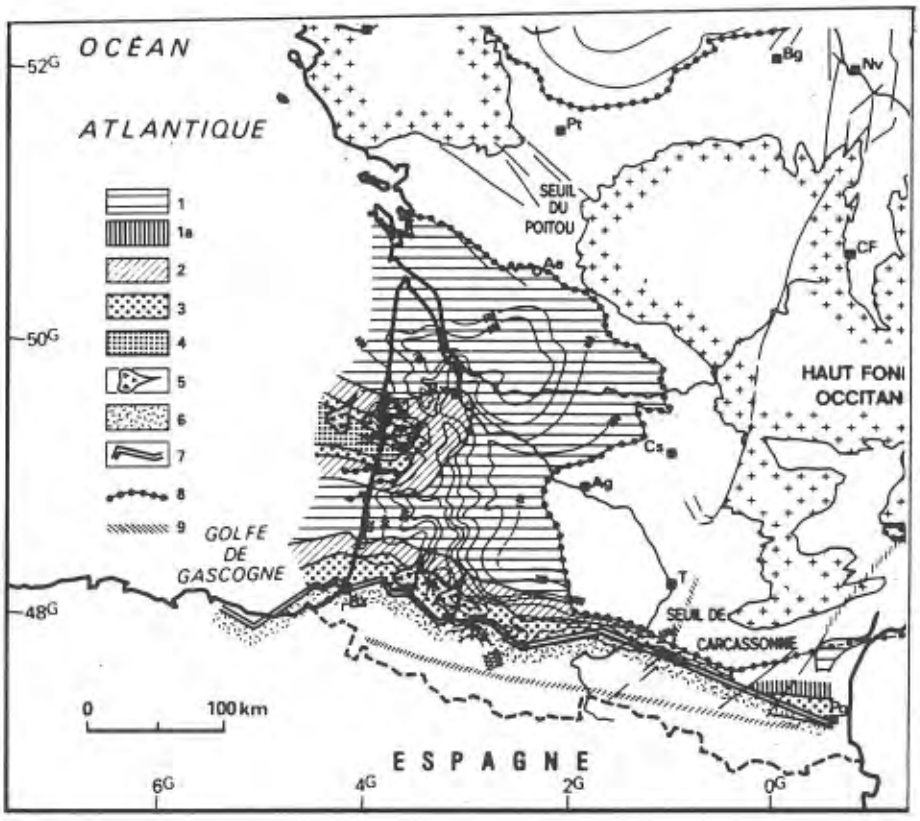


Fig. 7

LISTE, TITRES ET LEGENDES DES FIGURES

Figure 1 — Etape Trias - Isopaches totales - Faciès du Trias évaporitique
1 : limite d'extension de la halite ; 2 : limite d'érosion ultérieure ; 3 : faille supposée ou flexure ; 4 : faille nord-pyrénéenne ; 5 : limite nord d'extension des ophites

Figure 1 — Triasic stage - Isopachs - Evaporitic facies
1 : limit of halite ; 2 : present limit after erosion ; 3 : presumed fault or flexure ; 4 : northern Pyrenean fault ; 5 : northern limit of ophites

Figure 2 — Etape Lias inférieur - Isopaches totales - Faciès de l'Hettangien
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : limite d'extension de la halite ; 3 : limite d'extension de l'anhydrite ; 4 : apports détritiques ; 5 : plate-forme carbonatée ; 6 : faciès marneux ; 7 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 8 : faille supposée ou flexure ; 9 : limite d'érosion ultérieure

Figure 2 — Lower Lias stage - Isopachs - Hettangian facies
1 : limit of carbonate platform ; 2 : limit of halite ; 3 : limit of l'anhydrite ; 4 : detrital arrivals ; 5 : carbonate platform ; 6 : marly facies ; 7 : local erosion due to halokinetics ; 8 : presumed fault of flexure ; 9 : present limit after erosion

Figure 3 — Etape Dogger s.l. - Isopaches et faciès
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : faciès marneux ; 3 : anhydrite ; 4 : limite d'érosion ultérieure ; 5 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 6 : faille supposée ou flexure

Figure 3 — Etape Dogger s.l. stage - Isopachs and facies
1 : limit of carbonate platform ; 2 : marl facies ; 3 : anhydrite ; 4 : present limit after erosion ; 5 : local erosion due to halokinetics ; 6 : presumed fault of flexure

Figure 4 — Etape Jurassique supérieur
Isopaques : Kimméridgien supérieur / Portlandien
Faciès à la fin du Jurassique : 1 et 2 : mudstone ; 3 : calcaires subrécifaux ou dolomies ; 4 : a) mudstones et laminites ; b) mudstones à Exogera virgula ; c) mudstones à Stromatopores ; d) dolomies et anhydrites ; e) marnes ligniteuses et mudstones en plaquettes et gypse ; 5 : sables ; 6 : limite d'érosion ultérieure ; 7 : érosion locale liée à l'halocinèse ; 8 : faille supposée ou flexure ; 9 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée

Figure 4 — Upper Jurassic stage
Isopachs : Upper Kimmeridgian / Portlandian
Upper Jurassic facies : 1 and 2 : mudstones ; 3 : subreefal limestones or dolomites ; 4 : a) mudstones et laminites ; b) Exogyra virgula mudstones ; c) stromatopores mudstones ; d) dolomites and anhydrites ; e) lignitic marls, laminitic mudstones and gypsum ; 5 : sandstones ; 6 : present limit after erosion ; 7 : local erosion due to halokinetics ; 8 : presumed fault or flexure ; 9 : limit of carbonate platform

Figure 5 — Etape Crétacé inférieur
Faciès du Barrémien : 1 et 2 : domaine marin ouvert ; 3 : plate-forme moyenne, faciès urgoniens ; 4 : plate-forme interne marin restreint à confiné, calcaires et anhydrite ; 5 : apports détritiques ; 6 limite d'érosion ultérieure ; 7 : faille supposée ou flexure

Figure 5 Lower Cretaceous stage
Barremian facies : 1 and 2 : open marine domain ; 3 : carbonate sands belt, urgonian facies ; 4 : inner platform restricted to confined, limestones and anhydrite ; 5 : detrital arrivals ; 6 : present limit after erosion ; 7 : presumed fault or flexure

Figure 6 Etape Crétacé moyen - Isopaches totales - Faciès de l'Albien supérieur
1 : limite d'extension de la plate-forme carbonatée ; 2 : plate-forme moyenne ou barrière récifale ; 3 : plate-forme argilo-silteuse ; 4 : bassin à turbidites ; 5 : limite d'érosion ultérieure ; 6 : faille supposée ou flexure

Figure 6 Middle Cretaceous stage - Isopachs - Upper Albian facies
1 : limit of carbonate platform ; 2 : carbonate sands or built up belt ; 3 : shaly and silty inner platform ; 4 : turbiditic basin ; 5 : present limit after erosion ; 6 : presumed fault or flexure

Figure 7 Etape Crétacé supérieur - Isopaches totales - Faciès du Sénonien
1 : plate-forme interne carbonatée ; 1a : apports continentaux ; 2 : plate-forme moyenne carbonatée ; 3 : plate-forme externe carbonatée ; 4 : domaine bassin ; 5 : éventails détritiques profonds ; 6 : flysch ; 7 : limite nord du sillon flysch (Aquitaine) ; 8 : limite d'érosion ultérieure ; 9 : faille supposée ou flexure

Figure 7 Upper Cretaceous stage - Isopachs - Senonian facies
1 : inner carbonate platform ; 1a : continental deposits ; 2 : carbonate sands or built up belt ; 3 : outer carbonate platform ; 4 : open-marine domain ; 5 : deep-dea fans ; 6 : flysch deposits ; 7 : northern limit of flysch (Aquitaine) ; 8 : present limit after erosion ; 9 : presumed fault or flexure

FLYSCH NOIR ET RIFTING OBLIQUE ALBO-CÉNOMANIEN SUR LA MARGE AQUITAINE DE LA PARTIE CENTRALE DU SILLON NORD-PYRÉNÉEN (HAUTES-PYRÉNÉES, ARIÈGE)

É.-J. DEBROAS *

* Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie,
39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex.

Pendant l'Albo-Cénomanien, un sillon subsident, étroit et composite s'ouvrait au sud du Bassin d'Aquitaine sur l'emplacement de la zone nord-pyrénéenne actuelle. Ce sillon nord-pyrénéen représentait l'expression morphotectonique de la frontière lithosphérique qui séparait alors l'Ibérie et l'Eurasie à l'E du Golfe de Gascogne. Les modalités tectoniques de son ouverture sous l'effet d'un intense morcellement crustal qu'accompagnaient plus localement une remontée d'écailles mantelliques, un magmatisme alcalin et un métamorphisme thermique, font encore l'objet de discussions qui concernent plus particulièrement l'amplitude du coulissage (plurihecto- ou pluridécakilométrique ?) ainsi que l'âge (albien à sénonien supérieur ?) et le lieu du remplacement du rifting oblique par la collision oblique (à l'O ou à l'E des Pyrénées centrales?).

Malgré l'inversion structurale finicrétacée à éocène de ce sillon, le principal témoin des modalités superficielles de son ouverture reste le puissant Flysch noir albo-cénomanien qui s 'est alors accumulé sur près de 4000 m dans les divers fossés des Pyrénées centrales (Debroas, 1985). Ces modalités d'ouverture sont précisées par la mise en évidence d'une évolution distincte des 2 extrémités de la partie centrale de la marge septentrionale ou "aquitaine" du sillon (tableau, figure). La comparaison des caractères du Flysch noir qui affleure sur près de 200 km de long, au sud du chevauchement frontal nord-pyrénéen et dans les anciens fossés d'Ossun, des Baronnies (Debroas, 1990 ; Azambre & al., 1991), de Salies-du-Salat, de Camarade (près du Mas d'Azil) et de Nalzen (Bilotte & al., 1987 ; Debroas, 1987 ; Baby & al., 1988) permet en effet de montrer ou de souligner :

1 - que le Flysch noir est moins épais et sans doute incomplet à l'E (Nalzen) où l'on ne reconnait bien que 2 des 3 mégaséquences distinguées plus à l'O (Baronnies) ;

2 - qu'il est vraisemblablement plus précoce et albien moyen à l'O où l'Albien supérieur n'est caractérisé paléontologiquement qu'à plus de 800 m au-dessus de sa base (Esparros) ;

3 - qu'à l'O et au centre, il s'accumule sur des blocs basculés de direction SO-NE qui sont effondrés entre des failles normales de même direction mais à regard opposé et qui occupent les relais distensifs entre des décrochements sénestres NO-SE (Baronnies,Camarade) ;

4 - qu'il est apparemment assez peu décalé de ses sources d'alimentation aquitaines par les décrochements sénestres (Poudingue des Monges à éléments granitiques toujours en face du massif de granite de Lavelanet qui est actuellement enfoui sous les séries sous-pyrénéennes) ;

5 - qu' il surmonte aussi, à l'O, des blocs basculés NO-SE (Espèche), et à l'E, des plis très ouverts de même direction (Pech de Lherm) ;

6 - qu'enfin, c'est seulement à l'O qu'il est associé à des lherzolites (petits massifs de Montaut et d'Avezac) et affecté par le magmatisme (massifs de Pouzac, filons de Rébénacq, d'Adé, de Bourg-de-Bigorre) et par le métamorphisme (Baronnies).

Dans ces conditions, l'enchaînement et l'agencement de fossés coalescents de moins en moins nombreux et de plus en plus grands : semi-grabens , fossés quadrangulaires (Baronnies, Camarade) ou triangulaire (Nalzen) puis fossé nord-pyrénéen externe, s'accordent bien avec un rifting oblique albo-cénomanien en 4 stades (figure) qui est caractérisé par une extension décroissante et plus tardive vers l'E et par une amplitude senestre faible (décakilométrique). Ce type d'ouverture est également conforme à l'évolution superficielle ou profonde et contemporaine ou ultérieure des autres parties du sillon.

TRAVAUX CITÉS

Azambre B., Sagon J.-P. & Debroas E.-J. (1991) - Le métamorphisme crétacé du fossé des Baronnies (Hautes-Pyrénées, France), témoin des anomalies thermiques de la zone transformante nord-pyrénéenne - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, sér. II, p. 1179-1185.

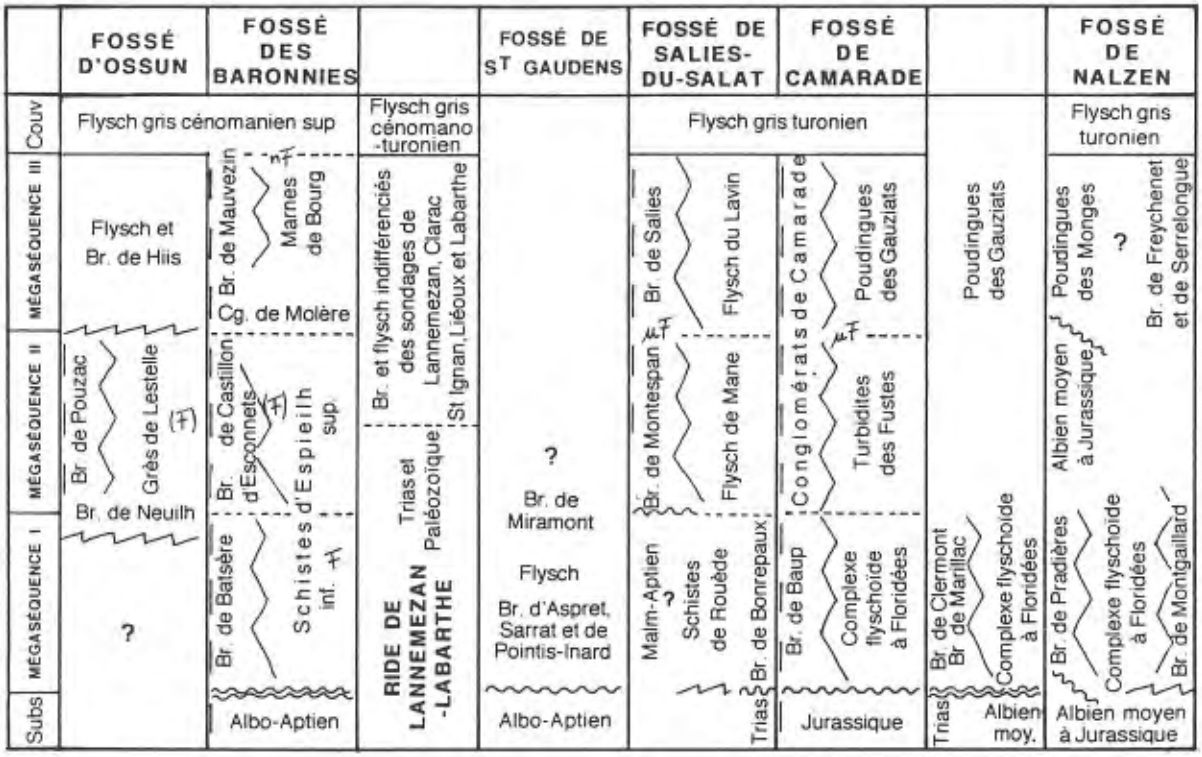
Baby P., Crouzet G., Specht M., Deramond J., Bilotte M.& Debroas E.-J. (1988) - Rôle des paléostructures albo-cénomaniennes dans la géométrie des chevauchements frontaux nord-pyrénéens - *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, sér. II, p. 307-313.

Bilotte M., Debroas E.-J., Baby P., Crouzet G., Deramond J., Bonnemaison M. & Giot D. (1987) - Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé - Programme Géologie Profonde de la France 3, thème 6, Doc. BRGM n° 143, pp. 3-43.

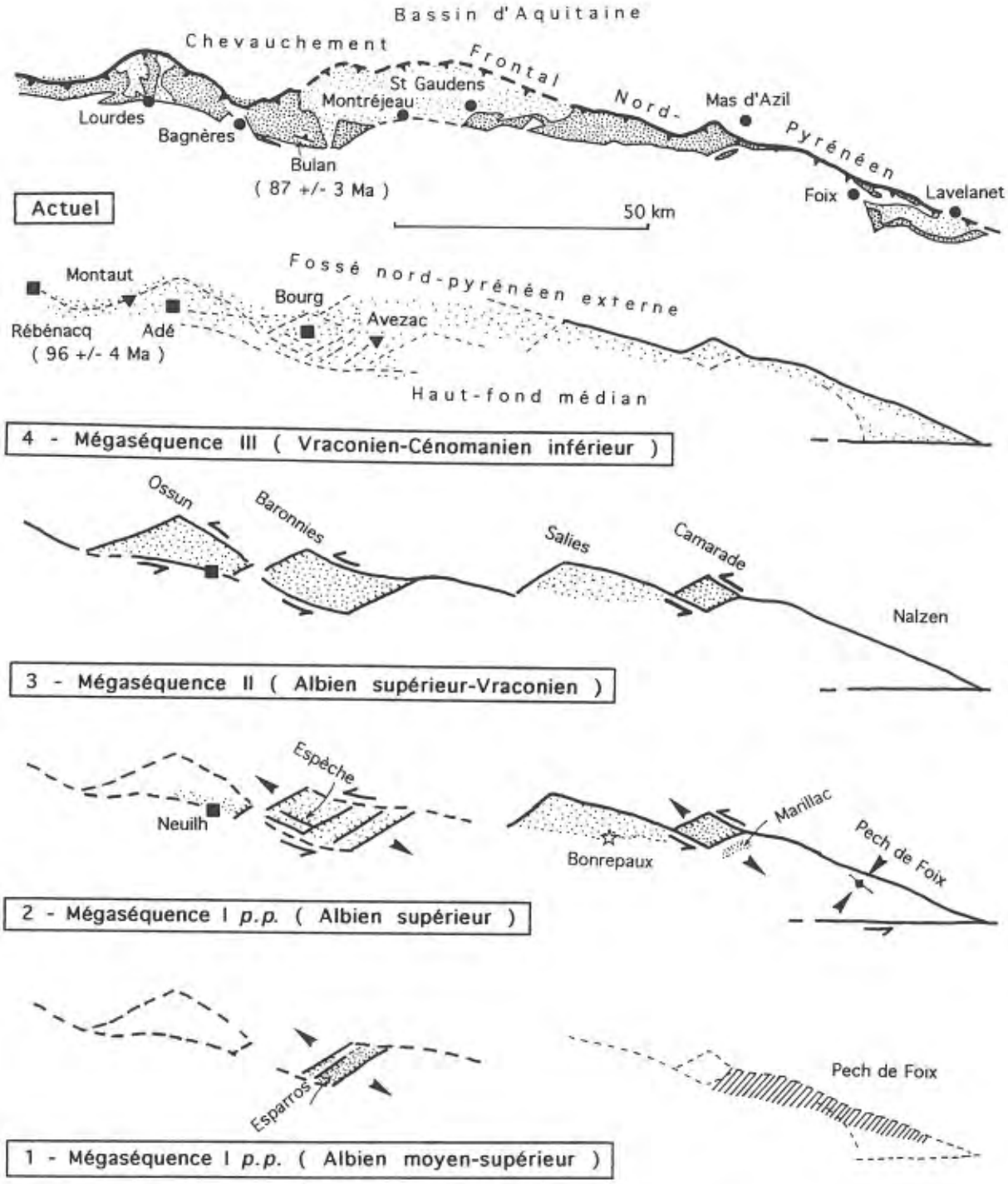
Debroas E.-J. (1985) - Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales - *Strata*, Toulouse, Sér.1, vol. 2, p. 99-106.

Debroas E.-J. (1987) - Un nouveau "bassin losangique" albo-cénomanien dans la zone transformante nord-pyrénéenne : le fossé de Camarade, Ariège - 1er Congrès français de Sédimentologie , Paris, 19-20 Novembre 1987, résumés pp.130-131

Debroas E.-J. (1990) - Le Flysch noir albo-cénomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France) - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), VI, n° 2, pp. 273-285.



| |	"Uplap" contre paléoescarpement de faille synsédimentaire	( )	Position stratigraphique du gisement inconnue ou imprécise
>	Remplacement latéral de faciès	⚡	Gisement d'ammonite
~	Discontinuité ou discordance non caractérisée	μf	Gisement de microfossiles
≈	Discordance synsédimentaire sur bloc basculé	nf	Gisement de nannofossiles
⌇	Discordance synsédimentaire sur pli		
~	Contact anormal ultérieur		



Terrains
- Flysch noir
- Calcaires urgo-albiens

Structures observées ou probables
- Faille synsédimentaire et son regard
- Pli synsédimentaire
- Diapir

Interprétation déduite
- Extension
- Compression
- Décrochement sénestre

Autres phénomènes
- Magmatisme alcalin
- Lherzolites
- Métamorphisme synschisteux

LE CONTEXTE DYNAMIQUE DU DÉPÔT DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DANS LE KIMMÉRIDGIEN NORD-AQUITAIN

J. DELFAUD*, A. PERMANYER, G. LACRAMPE***, J. REVERT*, R. SABRIER* et G. THOMAS***

* Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France.
** Laboratoire de Géochimie, Université de Barcelone, 08071 Barcelone,Espagne
*** Elf-Aquitaine, CTSJF, Avenue Larribau, 64000 Pau, France.

Une étude intégrée des roches mères d'Aquitaine nous a conduit à reprendre l'analyse du Kimméridgien nord-Aquitain.

I - LES DONNÉES

1. Problématique : La quasi-totalité des hydrocarbures des champs d'Aquitaine provient de faciès de vasière du Kimméridgien (= Marno-calcaire à Exogyres et Lituolidés).

2. Contexte régional : Succédant à une disposition sub-méridienne (Plate-forme occitane), le Kimméridgien se dépose dans des sillons globalement orientés EW dont les principaux relient le Bassin de Parentis aux causses du Quercy (fig. 1).

3. Bibliographie : Le découpage séquentiel a été établi en liaison avec les séquences diagraphiques (Delfaud 1973). Un calage précis sur les associations d'Ammonites a été réalisée (Hantzpergue, 1987).

II - ORGANISATION SÉDIMENTAIRE

1. Faciès et séquences : La série dite virgulienne à Lituolidés (formations de Roquedure, Cahors, Francoules, Peyrilles) est épaisse de 200 à 300 m. Elle est constituée d'alternances de calcaire à basse énergie et de marnes. A toutes les échelles (décimétrique, métrique, décamétrique), ces alternances s'ordonnent en séquences de vasières plus ou moins confinées.

Nous distinguons 5 mésoséquences (fig. 2) à dominante calcaire à la base, et marneuse au sommet. Elles correspondent aux unités diagraphiques connues dans tout le bassin et notées de haut en bas Lo1 à Lo5. Ces séquences sont strato et granodécroissantes.

Les 3 séquences basales (Lo5 à Lo3), assez riches en dolomie secondaire et bioclastes oxydés appartiennent à des vasières peu confinées. La séquence Lo2 renferme des termes bitumineux appartenant à un environnement euxinique. Ces conditions ont momentanément perduré dans la séquence supérieure (Lo1).

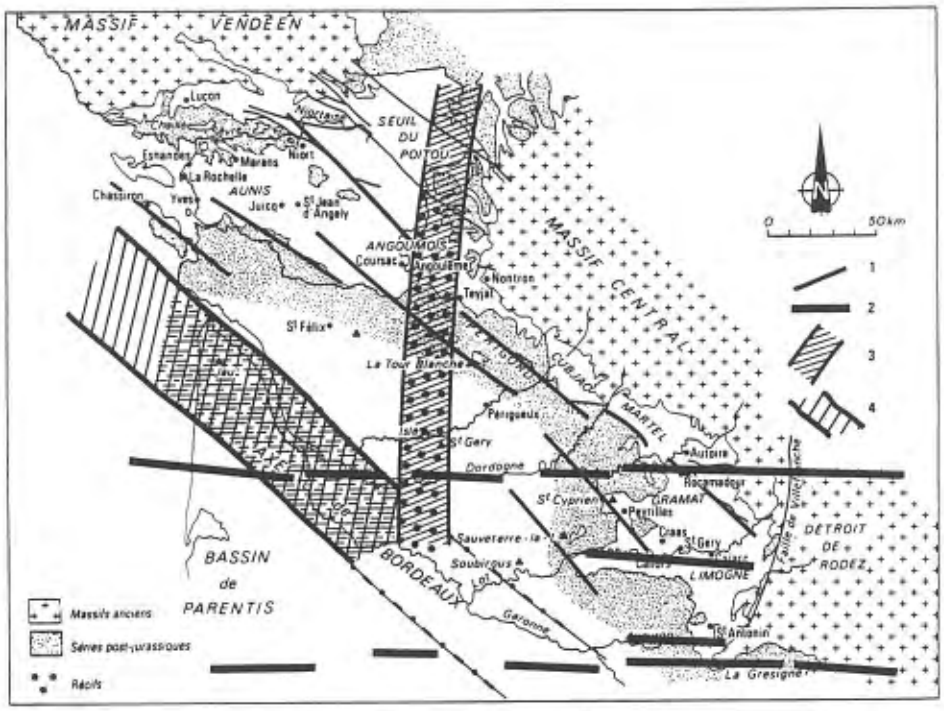
2. Cycles eustatiques et séquences de dépôt : Sans référence à la charte de Vail, mais en pratiquant une démarche analytique, on reconnaît l'organisation suivante :

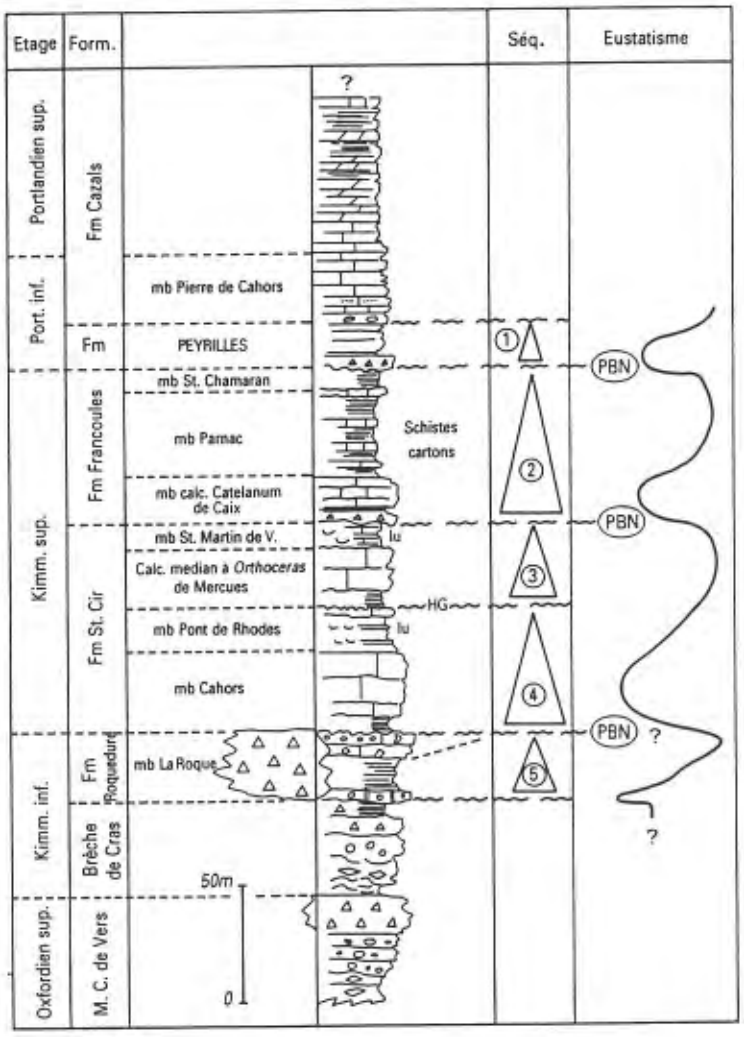
- Prisme de Bas niveau (PBN) : dépôts peu épais, noduleux, slumpés, avec quelques quartz,

- Intervalle transgressif : ce sont des bancs marneux décimétriques qui sont associés à des bancs calcaires perforés et à surface durcie,

- Prisme de Haut Niveau (PHN) : ils correspondent à l'ensemble de la sédimentation. Ils sont carbonatés à la base (barre calcaire décamétrique), puis plus argileux au sommet (faciès virguliens) et des influences tidales se manifestent.

Nous avons ainsi identifié 4 cycles eustatiques (fig. 2) de durée moyenne de 2,5 Ma.

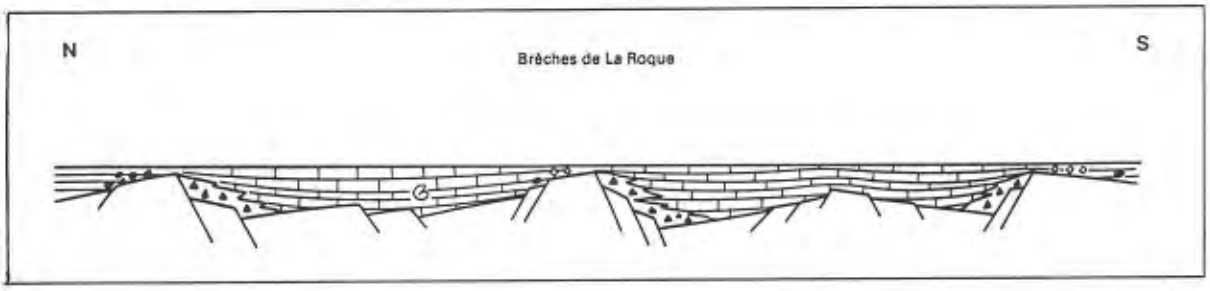

MASSIF VENDEEN
Lucon
Niortais
SEUIL DU POITOU
Niort
Esnandes
Marans
La Rochelle
AUNIS
Chassiron
Yves
Juicq
St Jean d'Angely
ANGOUMOIS
Coursac
Angoulême
Nontron
Tenjac
MASSIF CENTRAL
St Félix
La Tour Blanche
Périgueux
St Gery
Dordogne
MARTEL
Autoire
Rocamadour
St Cyprien
GRAMAT
Peyrilles
Cuzac
St Géry
DETROIT DE RODEZ
Sauveterre-la
Soubirous
BORDEAUX
LIMOGNE
BASSIN de PARENTIS
Garonne
St Antonin
La Gresigne
0
50km
1
2
3
4
Massifs anciens
Séries post-jurassiques
Récifs


Etage
Form.
Séq.
Eustatisme
Portlandien sup.
Fm Cazals
Port. inf.
mb Pierre de Cahors
Fm
PEYRILLES
mb St. Chamaran
Fm Francoules
mb Parmac
Schistes cartons
mb calc. Catelanum de Caix
Kimm. sup.
mb St. Martin de V.
lu
Calc. median à Orthoceras de Mercues
Fm St. Cir
HG
mb Pont de Rhodes
lu
mb Cahors
Fm Roquedure
mb La Roque
Kimm. inf.
Brèche de Cras
50m
Oxfordien sup.
M. C. de Vers
0
PBN
PBN
PBN
?
?
?

Remarquons que ces cycles correspondent aux mésoséquences lithologiques avec un décalage à la base : le cycle eustatique commence aux ravinements du PBN et les séquences débutent par les surfaces durcies associées aux IT.

III - LES BLOCS BASCULÉS

Dès le Kimméridgien inférieur, un système de blocs basculés, orientés EW, se met en place (Revert et al. 1991). il est sécant sur les directions antérieures. Les apex sont recouverts de brèches polygéniques synsédimentaires (membre de La Roque), tandis qu'en aval peuvent se déposer des calcaires fins à Céphalopodes (faciès de Roquedure). 3 bandes bréchiques jalonnent 3 accidents majeurs (fig. 3).



Cette organisation est sensible durant tout le dépôt des faciès virguliens. En particulier pour la séquence Lo2, on note un épaississement notable de la vallée du Lot (amont) au secteur aval = (Catus/St Pompon).

IV - MATIÈRE ORGANIQUE

Elle n'est présente en quantité notable que dans la séquence Lo2 (membre de Catus). La teneur totale est de 2 à 8 %. En lames minces, cette matière organique se compose d'amas indifférenciés mais aussi d'éléments figurés parmi lesquels on reconnaît des filaments algaires et des kystes de dinoflagellés. Les analyses de Roc-Eval indiquent une matière organique marine de type II (IN = 400-500 - COT = 1,5 à 8 %). Soulignons le fait potentiel pétroligène de cet épisode anoxique qui est contemporain de la formation des roches mères importantes dans le monde (Golfe du Mexique, Mer du Nord, Golfe Persique).

IV - LE SYSTÈME DYNAMIQUE

La matière organique du Kimméridgien s'est déposée dans des vasières littorales à faciès euxiniques, en période de hauts niveaux, dans un système de blocs basculés.

En Aquitaine (fig. 2), s'organise un double sillon EW qui du Bassin de Parentis se dirige vers le Quercy où ils se prolongent par les 2 blocs basculés du nord et du centre, le plus méridional semble pas être de faible extension. Cette structure est liée au proto-rifting du Golfe de Gascogne. Elle se prolonge vers l'Est : Grands Causses et "Fosse vocontienne" (Delfaud et Dubois 1989). Vers le Nord, les Charentes et le Périgord constituent une marge stable, à faciès littoraux sans matière organique, organisés selon des directions armoricaines. Vers le Sud, ce sillon EW est en connexion avec les dépocentres complexes du Bassin Sud-Aquitain (Arzacq, Adour, Comminges).

Bibliographie

DELFAUD J. (1973).- C.R. Som. Soc. géol. France, fasc. 1, p. 58, 2 fig.
DUBOIS P. et DELFAUD J. (1991).- Livre en hommage à Y. Gubler, Publ. A.S.F., Edit. Technip.
HANTZPERGUE (1987).- Thèse d'Etat à Poitiers.
REVERT J., DELFAUD J., AL SHDIDI S. et DELOFFRE R. (1991).- C.R. Acad. Sci. Paris, 312, II, 1041-1047.

LES STADES ULTIMES DU REMPLISSAGE MOLASSIQUE DU BASSIN SUD-AQUITAIN AU NÉOGÈNE

J. DELFAUD, R. SABRIER, J. REVERT et G. THOMAS

Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France.

Problématique : Dans le piémont nord-pyrénéen, après les épisodes chevauchants de l'orogenèse pyrénéenne, qui ont généré une subsidence flexurale, la sédimentation molassique a continué dans un contexte transtensif. Les apports de galets se sont développés à la suite de la montée néo-tectonique de l'axe pyrénéen, et cette sédimentation, bien que peu épaisse, a enregistré les stades ultimes de l'évolution de la chaîne.

Localisation : Le secteur décrit est celui du piémont gascon (fig. 1) : Collines Gersoises, Bassins de la Chalosse, Golfe du Bas Adour. Il intègre les zones de raccord avec le système pyrénéen bigourdan et béarnais, de Lannemezan aux collines de Salies-Sordes. Ce domaine est connu de longue date (micropaléontologie *in* Cuvillier et al., stratigraphie continentale *in* Crouzel). Depuis 1983, les assises continentales font l'objet d'études sédimentologiques par l'Ecole de Pau (Coll. AGSO 1983).

I - POUDINGUES, LACS CALCAIRES, PALÉOSOLS ROUGES Á CALCRÈTES

Après les épisodes compressifs de la limite oligo-miocène, la sédimentation molassique est très carbonatée (système palustre-lacustre de la Molasse de l'Armagnac et poudingue à dominante calcaire de type Jurançon).

1. Répartition

L'organisation méso-séquentielle est nette, rythmée en milieu marin par des cycles eustatiques, et en domaine continental par des phases de pédogenèse. L'intervalle couvert va du Burdigalien au Miocène moyen.

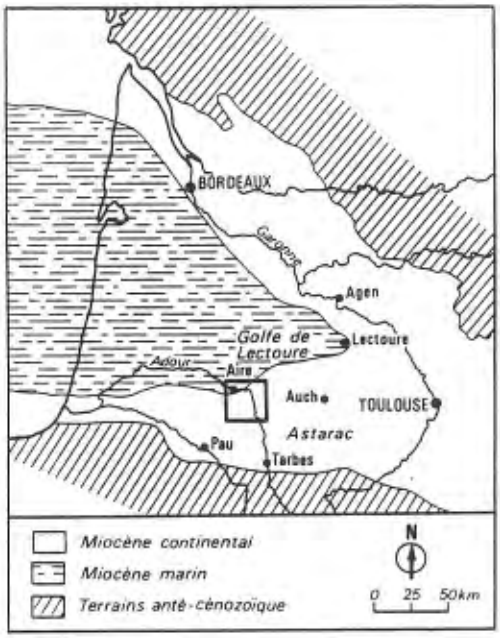
Sur un piémont peu penté les faciès suivants s'échelonnent d'amont en aval : torrents à galets (et alluvials fans), rivières en tresses divaguant dans des zones palustres, lacs calcaires (comme en Astarac), complexe littoral à petits galets, sillon marin (Golfe de Lectoure).

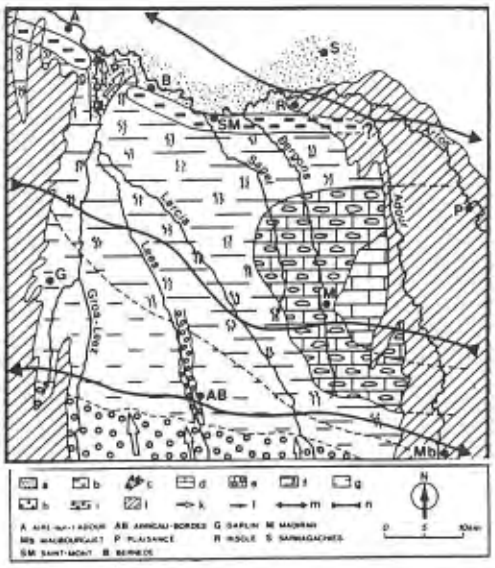
Ce golfe, orienté EW, est l'ultime bassin marin sud-aquitain, prolongeant le Sud du Golfe de Gascogne. Il est bordé par des systèmes anticlinaux (Ride de Roquefort-Créon au Nord/Ride nord Chalosse-Riscle au Sud).

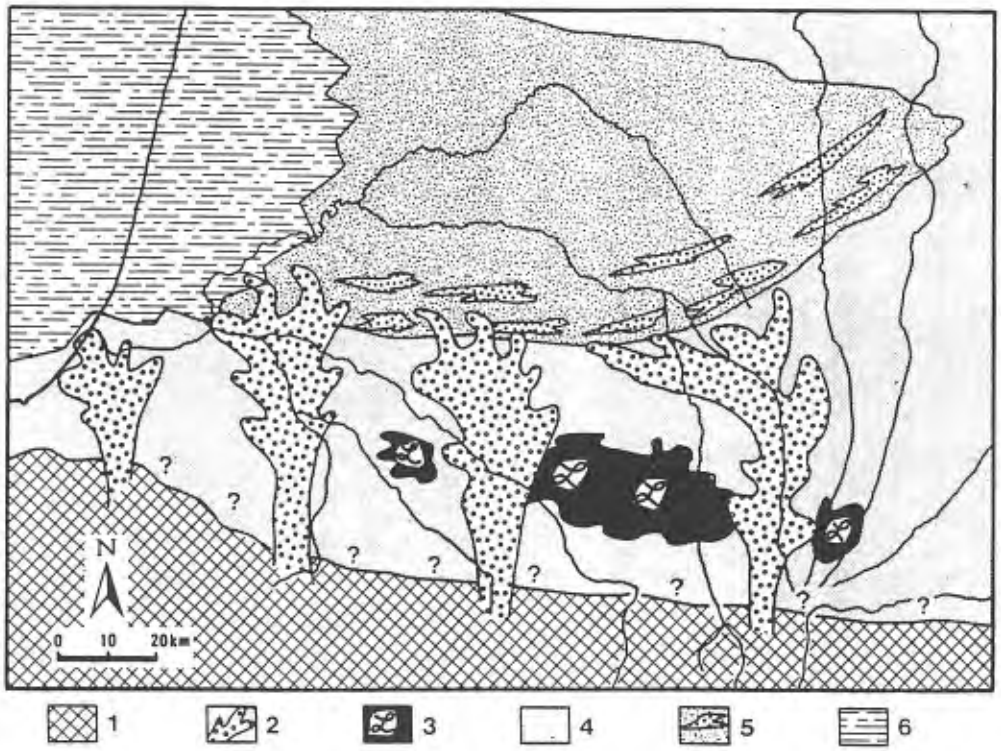
2. Contexte dynamique

Une étude détaillée dans le secteur de Madiran (Revert et Sabrier 1995) a montré que cette sédimentation est syntectonique. Ainsi le lac de Madiran (fig. 2) occupe un synclinal subsident bordé par la ride de Garlin au Sud et Riscle au Nord. Ainsi le piémont est toujours animé de mouvements verticaux où l'halocinèse joue un grand rôle (ex. = rides Garlin et Maubourguet).

Au sommet des séquences, on observe des sols rouges à croûte calcaire (Villecomtal, Madiran, Sabrier 1987). La fraction argileuse est essentiellement composée de smectites associée à des illites et un peu de kaolinite. Tout ceci témoigne d'un climat chaud à saisons contrastées, de type méditerranéen ou tropical humide. Soulignons que l'ambiance géochimique globale est basique ce qui favorise la sédimentation carbonatée et la conservation des galets calcaires provenant des Pyrénées.


BORDEAUX
Garonne
Agen
Golfe de Lectoure
Lectoure
Adour
Aire
Auch
TOULOUSE
Astarac
Pau
Tarbes
Miocène continental
Miocène marin
Terrains anté-cénozoïque
N
0 25 50km


A
B
S
R
SM
Bergons
Saper
Lercia
Lees
Adour
P
G
M
AB
Mb
N


N
0 10 20km
1
2
3
4
5
6

II - GRAVES SILICEUSES, ARGILES, LIGNITES ET CUIRASSES FERRUGINEUSES

A partir du Miocène supérieur, la sédimentation devient siliceuse avec le développement de sables et de petits galets de lydienne ou de quartz (provenant de l'érosion des assises paléozoïques de la chaîne pyrénéenne).

1. Répartition

Verticalement, on observe une mégaséquence globalement granodécroissante avec, à la base des sables et micropoudingue, et vers le haut des argiles à intercalations ligniteuses (Morlaas-Aurignac). Ce complexe est très mal daté. Les ultimes faunes marines suggèrent le Tortonien tandis que les vertébrés continentaux indiquent le Tortonien et le "Pontien" (niveau à Hipparion).

Horizontalement (fig. 3), il s'agit toujours du Golfe de Lectoure, occupé par des sables marins (Sables fauves supérieurs à glauconie rubéfiée ultérieurement). Au Sud se développe une paléogéographie complexe, avec chenaux divaguants, zone palustre à pédogenèse hydromorphe et lacs avec végétaux à l'approche des Pyrénées. Les torrents à galets semblent moins actifs que précédemment.

2. Contexte dynamique

Le changement primordial semble être de nature climatique : les associations de minéraux argileux (kaolinite, illite) indiquent un milieu plus acide. Les croûtes de fer confirment une ambiance plus humide et chaude (tropicale ?) attestée par les restes de forêt. Les galets calcaires sont dissouts.

Mais les apports ont également changé : le développement des lydiennes et quartz indiquent que les Massifs Paléozoïques continentaux sont décapés (ce qui est confirmé par la présence de minéral métamorphique). Une montée épirogénique (souvent évaluée à plus de 3 000 m) a accéléré le décapage du Paléozoïque. Le faciès de graves siliceuses pyrénéennes envahit l'Aquitaine (voir BRGM 1995) jusque dans la région de Bordeaux.

L'Aquitaine reste animée par des mouvements néotectoniques attestés par la présence de petits bassins rhombiques et par l'organisation du réseau hydrographique guidé par des fractures.

INTERPRETATION

L'histoire récente du Bassin sud-aquitain, au carrefour de la néotectonique du Golfe de Gascogne et de l'épirogenèse des Pyrénées, intègre plusieurs phénomènes.

1. Une **évolution climatique**, de tropical sec à chaud et humide, explique l'ambiance géochimique et les faciès pétrographiques dominants.

2. L'**épirogenèse** de l'axe pyrénéen renforce cette évolution des galets en fournissant un matériel de plus en plus acide (quartzites pyrénéens).

3. La **néotectonique**, bien que discrète, se manifeste par le jeu de bassins rhombiques obliques sur les décrochements dextres qui accompagnent la dérive de l'Ibérie vers l'Ouest (à la suite de l'ouverture du Golfe du Lion).

4. La **subsidence** modérée est liée à ces bassins en transtension. Elle est compliquée par les manifestations locales de l'halocinèse (montée de rides diapyriques et creusement de synclinaux de compensation).

Ce contexte dynamique va changer au Plio-Quaternaire avec les climats froids et la fin de la subsidence du piémont. Il en résulte un système de vaste glacis d'applanissement recouvert de formations pelliculaires à galets.

LES GRANDS STADES DE L'ÉVOLUTION DU BASSIN D'AQUITAINE DURANT LE CYCLE ALPIN

J. DELFAUD, G. THOMAS et S. AL SHDIDI

Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France.

I - LA PROBLÉMATIQUE

Durant le cycle alpin, le Bassin d'Aquitaine fonctionne à la fois en bassin côtier (lié au Golfe de Gascogne) et en bassin d'avant-pays (associé à l'orogenèse pyrénéenne). Son histoire, complexe, se décompose globalement en 3 stades (fig. 1) : riftings multiples, ouverture, sénescence. Ce "cycle" s'est exercé sur un substratum fragmenté et structuré par l'orogenèse hercynienne. L'inversion extension/compression correspond à la reprise d'un regmatisme par des champs de contraintes associés à plusieurs types de subsidence.

Géographiquement, ce bassin se décompose en 3 zones : au Nord, une marge stable, reposant sur le socle hercynien, au centre, la zone subsidente de Parentis-Quercy, au Sud les Bassins de l'Adour formant l'avant-fosse pyrénéenne. Différents auteurs ont décrit cette structure en insistant sur l'héritage varisque (BRGM 1964 ; Dubois et Curnelle 1976) ou sur les directions pyrénéennes (Coll. Golfe de Gascogne 1968 ; Delfaud 1980). Plus récemment, une analyse de la subsidence a été réalisée dans les Bassins de Lacq et Parentis (M.F. Brunet 1991).

II - L'HÉRITAGE HERCYNIEN

Il se traduit :

- Au Nord, par un synclinorium carbonifère dont le toit est à -3000 m.
- Au centre, par des massifs granitiques (axe de Bordeaux) encadrant des bassins sédimentaires (situés de - 5000 à - 6000 m).
- Au Sud, un axe complexe avec des terrains lourds (anomalie positive) et des bassins épais, subsidents, dont le toit est profond (- 9000 à - 12000 m).

III - L'OUVERTURE

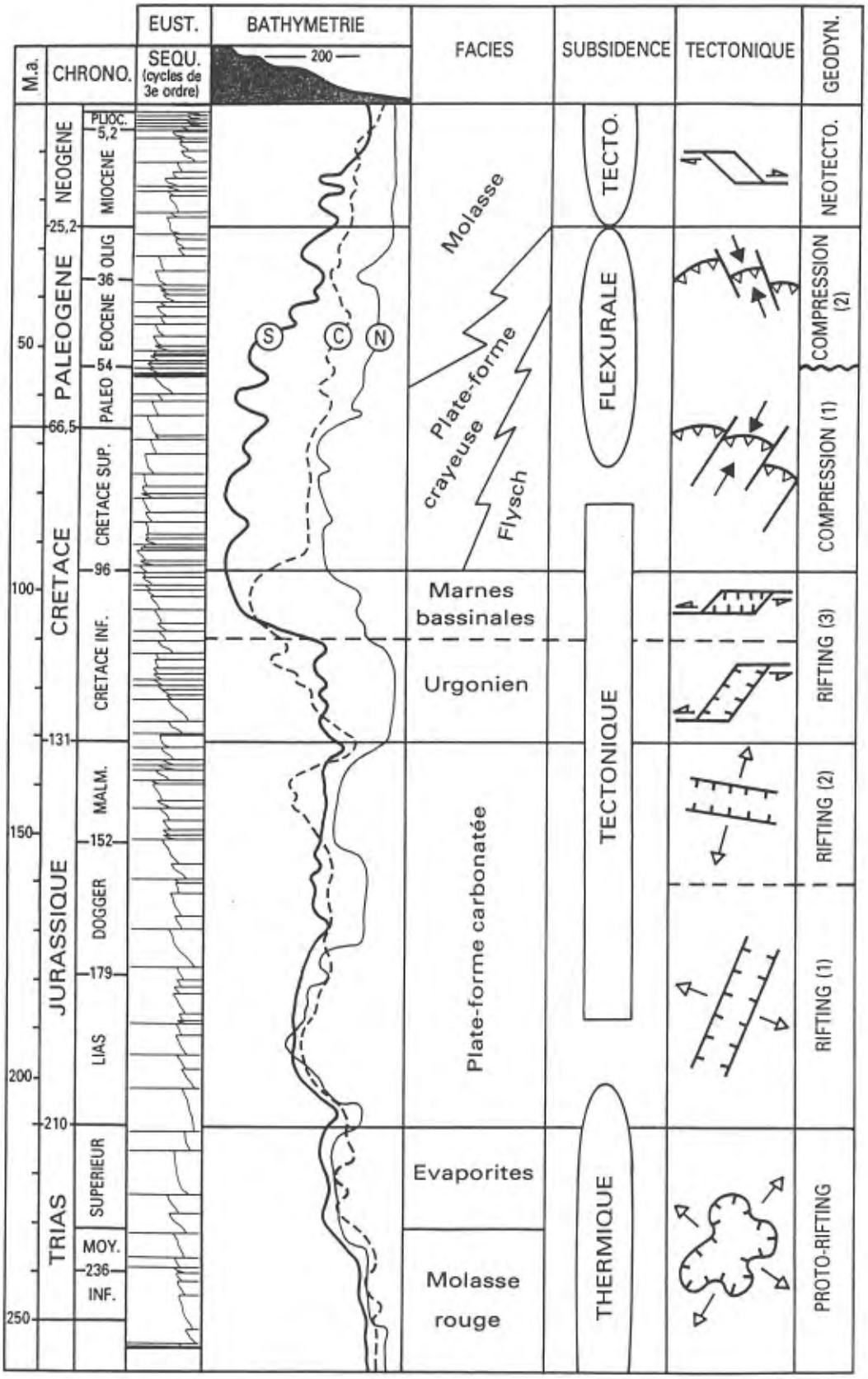
Les phases de rifting/expansion sont multiples, correspondant à une subsidence thermique puis tectonique et alignée sur les accidents actifs animés par les ouvertures du Golfe de Gascogne/ Atlantique moyen ou nord.

1. Au Trias, des bassins rhombiques et des fossés, remplis de molasse rouge, correspondent à la "néotectonique" de la chaîne hercynienne. Puis se déposent d'épaisses séries salifères associées à une subsidence thermique centrées sur le Bas Adour (et disjointes du futur Golfe de Gascogne).

2. Au Lias-Dogger, la subsidence est faible. Les sédiments épousent une structure en blocs basculés, d'échelle décakilométrique. Ils sont d'orientation sub-méridienne, et correspondent à la bordure occitane de la Plate-Forme Occitane (Delfaud 1974) développée en bordure du rift Ligure (Dubois et Delfaud 1989).

3. Au Kimméridgien, un sillon subsident EW s'installe, constitué de 2 à 3 blocs basculés. De Parentis à Cahors, il traduit un proto-rifting dans les Grands Causses et la faune vocontienne (Sillon BCM, Delfaud, 1975). Sur les marges Nord et Sud s'installent des systèmes transtensifs, ordonnés selon des directions armoricaines (Thomas 1995). Ce rift avorte durant le Valanginien-Hauterivien.

4. A l'**Albo-Aptien**, le rifting définitif se développe plus au Sud, dans le sillon Nord-Pyrénéen. Il débute par des bassins rhombiques (Faciès urgoniens) et se prolonge avec les fosses profondes (Bassin triangulaire en extension) occupées par les marnes bassinales de Pampelune et les cônes sous-marins profonds (Souquet 1985).


M.a.
CHRONO.
EUST.
SEQU. (cycles de 3e ordre)
BATHYMETRIE
200
FACIES
SUBSIDENCE
TECTONIQUE
GEODYN.
NEOGENE
PALEOGENE
CRETACE
JURASSIQUE
TRIAS
PLIOC.
MIOCENE
OLIG
EOCENE
PALEO
CRETACE SUP.
CRETACE INF.
MALM.
DOGGER
LIAS
SUPERIEUR
MOY.
INF.
5,2
25,2
36
54
66,5
96
131
152
179
210
236
50
100
150
200
250
S
C
N
Molasse
Plate-forme crayeuse
Flysch
Marnes bassinales
Urgonien
Plate-forme carbonatée
Evaporites
Molasse rouge
TECTO.
FLEXURALE
TECTONIQUE
THERMIQUE
NEOTECTO.
COMPRESSION (2)
COMPRESSION (1)
RIFTING (3)
RIFTING (2)
RIFTING (1)
PROTO-RIFTING

IV - FERMETURE

Elle résulte du mouvement vers le Nord de la microplaque ibérique. La chaîne pyrénéenne, édifice profondément dissymétrique, naît de la collision des cratons ibérique et européen dans la zone de contact puis se développe vers les bassins à la faveur de chevauchements et rampes syn-sédimentaires, échos de grands chevauchements crustaux.

1. Au **Crétacé supérieur**, les compressions commencent à se manifester, partiellement occultées par la grande remontée eustatique qui ennoie tout le bassin, en particulier la zone Nord émergée depuis le Jurassique terminal. Progressivement, les sillons du flysch pyrénéen orientés EW migrent vers le Sud (versant Sud) et vers le Nord (Zone de la Chalosse).

2. Paléogène : Le système de chevauchement/rampes se généralise avec une subsidence flexurale (R. Dubarry, 1988) qui animent des bassins très mobiles, dissymétriques, qui migrent vers le Nord-Ouest (Flysch Paléogène). Puis la sédimentation continentale (Poudingues de Palassou) comble des bassins d'arrière rampes.

3. Néogène : La compression pure et les grands chevauchements sont pratiquement achevés au Bathonien/Oligocène inférieur. Cela coïncide avec les grandes crises eustatiques de la base du Miocène.

S'installe alors un système de transtension, aligné sur les accidents EW qui fonctionne en décrochement dextre et qui anime des bassins rhombiques. Le déplacement de l'Ibérie vers l'Ouest, lié à l'ouverture du Golfe du Lion, est responsable de cette inversion de la cinématique des accidents qui composent la "Faille Nord-Pyrénéenne" (Thomas et Delfaud 1991). La subsidence "néotectonique" qui en résulte est moins active que sur le versant sud pyrénéen, où elle se combine avec les effets des réajustements isostatiques. Toutefois, la répartition des faciès "molassiques" (poudingues, sables et calcaires lacustres) est guidée par une tectonique synsédimentaire (Revert et Sabrier 1995).

Enfin l'halocinèse des évaporites du Trias, amorcée dès le Jurassique terminal, très active durant le Crétacé, s'exacerbe. Des domes poinçonnent la couverture, en particulier dans le bassin de Parentis et de la Chalosse. Certains arrivent à l'air libre.

V - SUBSIDENCE ET DÉPOCENTRES

Schématiquement, trois types de subsidence se sont succédé, répartis inégalement dans les différents sous-bassins.

1. Une **subsidence thermique**, initiale, se manifeste au Trias-Lias. Très élevée, elle affecte les 3 zones en constituant des ombilics remplis de 3 à 5000 m de sédiments.

2. La **subsidence tectonique**, en extension pure ou transtension, se développe du Lias à l'Albien. Peu active jusqu'au Malm, elle anime le Bassin de Parentis du Kimméridgien au Barrémien. Puis elle migre vers le Sillon Nord-Pyrénéen où elle s'exacerbe avec la formation des dépocentres de l'Albo-Cénomanien.

3. La **subsidence flexurale** lui succède, en avant des chevauchements pyrénéens. Elle n'affecte que le bassin sud (Bassin de l'Adour-Chalosse). Elle est responsable de l'enfouissement maximal des roches mères du Jurassique (porté au-delà de la cote -6000 m).

Retenons donc une histoire complexe avec deux épisodes principaux : rifting à l'Albien et compression au Paléocène encadré par deux phases atypiques : proto-rifting du Kimméridgien et néotectonique en transtension du Miocène. Ainsi ces phases successives de subsidence permettent de caractériser les sous-bassins d'Aquitaine. Associées à un gradient thermique croissant vers le Sud, elles constituent le fil conducteur de la compréhension des phénomènes de maturation des hydrocarbures.

CONTRIBUTION A UNE CORRELATION STRATIGRAPHIQUE DOMAINE MARIN / DOMAINE CONTINENTAL DANS LE MIOCENE D'AQUITAINE

F. DURANTHON* et B. CAHUZAC**

* Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse, 35 allées Jules Guesde, 31 000Toulouse
** Université Bordeaux-I, Lab. de Rech. et Applic. Géol., 351 Cours de la Libération, 33 405 Talence

Des restes de mammifères ont été découverts dans quelques nouveaux gisements marins du Miocène aquitain. Par ailleurs, une révision stratigraphique récente de nombreux niveaux marins fondée sur les microorganismes, et utilisant parfois des datations obtenues avec les isotopes du Strontium, a permis de préciser l'âge des dépôts, notamment dans le Miocène moyen (Cahuzac *et al.*, 1995). Nous présentons ici quelques données pouvant servir d'éléments de corrélation "domaine marin/domaine continental" en Aquitaine.

Burdigalien

- Le gisement de Pessac-Cap de Bos (W-SW de Bordeaux) a été récemment mis à jour grâce au creusement d'un bassin d'étalement du ruisseau du Peugue. Les dépôts fossilifères comprennent du Burdigalien surmonté par du Serravallien. La partie inférieure de la coupe burdigalienne montre des sables faluniens beiges à mollusques et coraux sur 1,5m d'épaisseur. Dans ces niveaux côtiers se rencontrent quelques restes de mammifères, plus fréquents vers le haut (sables faluniens à coquilles très fragmentées: accumulations en zone de plages). Une datation (isotopes du Strontium) y a été effectuée sur le Bivalve *Glycymeris cor* : l'âge obtenu est de 17,9 ou 18,2 Ma (selon l'échelle chronologique utilisée, respectivement Cande & Kent 1992, ou Berggren *et al.* 1985; cf. Oslick *et al.*, 1994). Ce dépôt se rattache donc au Burdigalien (partie "moyenne" de l'étage), ce qui correspond à la zone N 6 Blow (foraminifères planctoniques). Une première étude des restes de mammifères de ces niveaux a fourni les espèces suivantes (présentées avec leur distribution biozonale):

	MN0	MN1	MN2a	MN2b	MN3	MN4a	MN4b
Diaceratherium aurelianense					*	*	
Protaceratherium minutum	*	*	*	*	*	*	
Cynelos helbingi					*	*	
Semigenetta elegans					*	cf	
Brachyodus intermedius					*		
Aureliachoerus minus					*		
Amphitragulus aurelianense					*	*	
Pomelomeryx gracilis			*	*			
Pomelomeryx boulangeri			*	*	cf		
Steneofiber depereri caliodorense					*	*	
Cainotherium laticurvatum ligericum					*		

De plus, des dents des Rongeurs *Heteroxerus wintershofensis* et *Melissiodon* cf. *dominans* ont été déterminées par M. Hugueney.

La répartition stratigraphique des espèces de ce gisement permet de proposer un âge **MN 3**. Les Rongeurs présents sont corrélables avec ceux trouvés à Wintershof-West; l'âge du site de Pessac semble proche de celui de la localité-type de MN 3 (et sans doute un peu plus ancien que celui de Beaulieu).

- En Aquitaine, ce gisement présente une faune qui se rapproche de celle d'Estrepouy (Gers), rattaché également à MN 3 et qui contient :

Amphilagus ulmensis
Prolagus vasconiensis
Lagopsis cadeoti
Steneofiber sp.
Eucricetodon infralactorensis
Melissiodon dominans
Pseudocricetodon sp.
Pseudotheridomys parvulus
Ligerimys lophidens
Heteroxerus vireti
Heteroxerus wintershofensis
Blackia miocenica
Palaeosciurus sp.
Pentabuenomys rhodanicus
Peridyromys occitanus
Pseudodryomys simplicidens
Glirudinus modestus
Vasseuromys cf. rugosus
Heteromyoxus schlosseri
Bransatoglis aff. fugax
Bransatoglis aff. concavidens
Paraglis infralactorensis
Amphiperatherium frequens
Galerix sp.
Plesiodimylus hurzeleri
Palaeogale minuta
Semigenetta elegans
Anchitherium aurelianense
Rhinocerotidae indet. petite taille
Rhinocerotidae indet. grande taille
Aureliachoerus aurelianensis
Amphitragulus aurelianensis
Cainotherium sp.
Lagomeryx parvulus

(compilé d'après Ginsburg 1974; Crochet 1979; Bulot 1980; Hugueney & Ringeade 1990).
A Estrepouy, le niveau sableux à mammifères se situe nettement au-dessus des "marnes à huîtres supérieures" (Roman & Viret, 1930). **A la base de cette couche** de marnes à *Ostrea aginensis*, une faunule de Miogypsines a été signalée (espèce *Miogypsina globulina*, commune dans le Burdigalien inférieur), son étude donnant une indication d'âge de 19 Ma (Gourinard *et al.*, 1987). L'âge de la faune de mammifères est donc plus récent que 19 Ma; schématiquement, il est plus récent d'au moins la durée du dépôt des marnes lagunaires à huîtres et du dépôt des marnes continentales sus-jacentes, qui sont elles-mêmes ravinées par les sables à mammifères.

Un tel âge apparaît donc cohérent avec celui obtenu à Pessac.

Miocène moyen

Les dépôts marins dits "helvétiens" *auct.* sont fréquents et souvent fossilifères dans l'ensemble de l'Aquitaine. Leur stratigraphie a été diversement interprétée, et leur synchronisme largement discuté *in litteris*. Une révision de nombreux niveaux a conduit à distinguer, d'après les nannofossiles calcaires, 2 phases transgressives (Cahuzac *et al.*, 1995):
- un épisode comprenant des dépôts situés dans le golfe de Saubrigues (Bas-Adour: marnes) et dans le Centre-aquitain ("golfe de Manciet" : faluns et marnes coquillières) rattachés à la zone NN 5 Martini. Selon les auteurs, cette zone correspond principalement au Langhien, ou s'étend aussi au Serravallien basal.
- un épisode largement représenté dans toute l'Aquitaine et comprenant par exemple les dépôts gréso-sableux marins du "golfe de l'Armagnac": il correspond aux zones NN 6-7 (voire localement NN 8), d'âge serravallien.

Certains niveaux recèlent, en plus des fossiles marins, quelques restes de mammifères, que nous proposons ici de replacer dans un cadre stratigraphique.

1)- Niveaux se rapportant à la biozone MN 5 :

- Manciet: dans le falun marin, ont été récoltés récemment

Heteroprox moralesi
Brachypotherium brachypus
Procervulus dichotomus

Cette association s'accorde avec un âge MN 5. En effet, *Procervulus* ne dépasse pas le milieu de MN 5, tandis qu'*Heteroprox* fait son apparition dans ce niveau.

Concernant les faunes marines, ce dépôt falunien, de faciès côtier (plage) se rattache à la zone NN 5 Martini (présence notamment de *Sphenolithus heteromorphus*). De rares *Praeorbulina* gr. *glomerosa* y sont citées par Magné *et al.* (1985), l'extension de ce taxon s'étendant de 16,1 Ma à 15 Ma environ. Si la présence de cette forme est confirmée (et si elle n'est pas remaniée), le niveau considéré, d'âge langhien, correspondrait à la partie inférieure de la NN 5. Cela fournit une indication d'âge pour la **MN 5** en Aquitaine.

- "Poudenas-Peyrecrechen" : parmi les mammifères étudiés par Ginsburg (1967) et provenant de la région de Rimbez et de Sos, un certain nombre est conservé au Muséum de Toulouse. Après vérification du matériel, on peut confirmer que les fossiles cités ci-dessous ne proviennent pas de Sos (ni "Sos-Matilon", localité pour laquelle cette faune a été parfois discutée, à tort), mais de Peyrecrechen, commune de Poudenas. Le niveau précis de ces récoltes n'est pas connu; une carrière est toutefois indiquée à Peyrecrechen sur la carte au 1/80 000e de Montréal (1e et 2e éd.), dans la partie amont d'un petit vallon (au NW de Poudenas), orienté NW/SE et où s'observent notamment des molasses continentales de l'Armagnac. La faune de Peyrecrechen comprend :

Steneofiber depereti
Dorcatherium naui
Lagomeryx parvulus
Procervulus dichotomus
Dicrocerus elegans parviceros
Anchitherium aurelianense
Plesiaceratherium platyodon
Brachypotherium brachypus
Gomphotherium angustidens
Prodeinotherium bavaricum

Cette association correspond à la zone MN 5. La question de savoir si ces fossiles sont en place ou ont été ultérieurement remaniés par la transgression serravallienne ne peut être résolue sans nouvelles récoltes et/ou observations (les fossiles marins et continentaux devant alors provenir d'un même niveau). On peut remarquer que dans cette région, les dépôts marins du Miocène moyen montrent de fortes disparités d'épaisseur liées à d'importants paléoreliefs et à de profonds ravinements de la série continentale sous-jacente (cf. Tournouer, 1874).

2)- Niveaux se rapportant à MN 7/8 :

- Poudenas-Cayron : à la base de la séquence sablo-gréseuse ont été récemment récoltés
Megacricetodon fournasi (cf. Aguilar & Michaux, 1995)
Alicornops simorrense (répartition : MN 6-9).

-Sos-Matilon : dans la série sablo-gréseuse marine exploitée dans la carrière sont présents

M. fournasi	*Heteroxerus grivensis*	(liste révisée en tenant compte
Democricetodon aff. affinis	*Prolagus oeningensis*	des synonymies et
Democricetodon gaillardi		après examen du matériel)

Ces 2 niveaux se rattachent à MN 7/8, d'après l'espèce de Rongeur *M. fournasi* (Aguilar & Michaux, 1995). La faunule de Sos-Matilon s'accorde bien avec celle du gisement de Lo Fournas 2.

Cette séquence marine des "sables fauves" et grès à *Megacardita jouanneti* et *Crassostrea gryphoides/crassissima* semble pouvoir ici être datée du Serravallien supérieur (au moins). En effet, à Sos-Matilon (Cahuzac *et al.*, 1995), le niveau marin basal de cette séquence actuellement observable (falun bleu à *Arca, Chama*..., surmonté par environ 15 m de sables gréseux) et qui repose directement sur les "molasses de l'Armagnac" : -est attribuable aux zones NN 7-base de NN 8 (Serravallien supérieur) du nannoplancton, -contient une microfaune planctonique avec notamment *Orbulina universa*, *Globigerina decoraperta* (taxon apparaissant vers le milieu du Serravallien), -a pu être daté d'environ 12,5 Ma (isotopes du Sr).

- Labastide d'Armagnac

Dans les sables gréseux marins ex-"helvétiens" a été récoltée une dent de *Deinotherium giganteum* (espèce bien documentée en Aquitaine dès MN 7/8). Cet ensemble gréso-sableux (beige à roux) peut se suivre à l'affleurement et cartographiquement dans toute la région; nous le corrélons avec la série de Sos/Poudenas. Non loin de Labastide, il est bien connu au Frèche, Mauléon, Cazaubon...Le niveau de Labastide est situé en bordure SW du dôme de Créon-St Julien, en faciès extrêmement côtier. La découverte de *D. giganteum* dans cette séquence marine supérieure est un argument de plus pour rattacher cette dernière au Serravallien supérieur au moins. Cette dent (observée au Musée des Jacobins, Auch) se rapproche de celle de Montredon par ses grandes dimensions et sa morphologie, ce qui plaiderait pour un âge assez récent (peut-être MN 9, voire 10).

3)- La question du gisement de Liet (zone MN6) :

Ce gisement lectourois a livré une faune permettant une attribution à la zone MN6, i.e. au niveau de Sansan. Les restes de mammifères sont issus des "sables fauves marins" à fragments d'huîtres (Baudelot & Collier, 1978). La localité de Liet se situe très à l'E (par rapport à Sos) dans le golfe serravallien de l'Armagnac et c'est pour le moment la seule en relation avec les dépôts marins à avoir livré une faune de la zone MN6.

Sans exclure totalement l'éventualité d'un remaniement de ces mammifères dans les niveaux marins, on peut formuler l'hypothèse suivante : dans le Centre aquitain, la transgression serravallienne pourrait comporter 2 étapes. La 1e étape correspondant au cycle eustatique de très haut niveau marin TB 2-4 aurait amené le domaine marin à son maximum d'extension orientale (Lectourois; vers 13,8 à 14 Ma); le site de Liet en serait un témoin. Lors de la 2e étape (cycle TB 2-5, de niveau eustatique un peu plus bas, vers 12,5 à 13 Ma), la mer se maintiendrait dans les secteurs plus occidentaux; à cette phase se rattacheraient les dépôts sableux de Sos, Poudenas-Cayron, Labastide, ainsi que la séquence supérieure (de lithologie comparable: sables calcaréo-gréseux roux à mollusques) du Miocène moyen marin observable vers Mont-de -Marsan, St Sever... De nouvelles études (en cours, incluant des datations au Sr) dans les golfes de Chalosse et d'Orthez confortent une telle hypothèse.

Conclusion- Les données présentées permettent de faire le point sur quelques sites à mammifères en relation avec des dépôts marins. Elles devront être complétées ultérieurement pour affiner une telle corrélation, qui s'avère fructueuse sur le plan biostratigraphique.

Quelques références - Aguilar & Michaux 1995: Géol. France, 1: 69-76.- Baudelot & Collier 1978: Bull.Soc.Hist.Nat.Toulouse, 114: 194-206.- Bulot 1980: Bull. Mus.N.H.N., C, 4: 397-406.- Cahuzac, Janin & Steurbaut 1995: Géol. France, 2: 57-82.- Ginsburg 1967: Bull. S.G.F., 9: 5-18.- Ginsburg 1974: Mém. B.R.G.M., 78: 153-167.- Gourinard, Magné & Wallez 1987: Bull.Soc.Hist.Nat.Toulouse, 123: 147-150.- Hugueney & Ringeade 1990: NATO, A,180: 139-156.- Magné *et al.* 1985: C.R.A.S., 300: 961-964.- Oslick, Miller, Feigenson & Wright 1994: Paleoceanography, 9, 3: 427-443.- Roman & Viret 1930: Liv.jub. S.G.F.: 577-604.- Tournouer 1874: Actes Soc.Linn.Bordeaux, 29: 119-169.-

LES ALTÉRATIONS DANS LES POUDINGUES DE JURANÇON, TÉMOINS D'UNE ÉVOLUTION CLIMATIQUE POLYPHASÉE (Oligo-Miocène, Pyrénées occidentales)

D.GEISLER-CUSSEY, R. SABRIER et G. THOMAS

Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France.

Les Poudingues de Jurançon ont toujours été décrits comme une formation carbonatée, dont 97 % des éléments proviennent du remaniement de la couverture calcaire crétacée à paléogène de la Haute Chaîne pyrénéenne (Crouzel, 1957). En fait, elle est constituée par l'alternance de deux faciès nettement différenciés : faciès classique des Poudingues de Jurançon (épaisseur cumulée = 150 m environ), riche en carbonates, et faciès à blocs et galets fragilisés, dans une matrice argileuse, totalement décarbonatée. Ce dernier faciès (épaisseur cumulée = 150 m environ), non identifié jusqu'à présent, est nommé argiles à blocs fantômes et correspond à de puissantes altérites qui impliquent des modifications paléoclimatiques (Thomas , Sabrier et Geisler-Cussey, 1993).

La Formation des Poudingues de Jurançon s'organise en deux mégaséquences (S I et S II) séparées par une surface d'érosion SE 2 (fig. 1b). Elle se termine par une surface d'érosion SE 3 caractérisant la base de la Formation des Argiles à Graviers.

Description lithologique

Les niveaux à poudingues se composent de galets à dominante calcaire, liés par une matrice également carbonatée. Ils s'organisent en séquences fluviatiles chenalisées qui se terminent généralement par des dépôts fins, argileux, de plaine d'inondation. Ces derniers sont soumis à une pédogenèse plus ou moins poussée (poupées calcaires ou sols rouges totalement décarbonatés).

Les argiles à blocs fantômes apparaissent sous forme de niveaux argileux fins, décarbonatés, très rubéfiés, contenant des fantômes de galets et blocs de même classe granulométrique que celle des poudingues. Egalement décarbonatés et rubéfiés, ces éléments sont très fragilisés par perte de toute cohésion.

L'alternance, à différentes échelles, de niveaux sains et altérés, et la présence, à côté de galets sains, de galets remaniés de l'amont, montrent clairement que les altérations se sont développées *in situ* entre deux périodes de décharges détritiques.

Les minéraux argileux

L'étude des minéraux argileux permet de préciser les conditions de ces altérations. En effet, des évolutions des cortèges de minéraux argileux apparaissent, d'une part dans les séquences fluviatiles entre les matrices des poudingues et les argiles plus ou moins pédogénétisées de haut de séquence, d'autre part entre les séquences fluviatiles et les argiles à blocs fantômes indifférenciés qui clôturent les mégaséquences S I et S II.

Ces trois ensembles (fig. 2) contiennent les mêmes minéraux argileux (illite, kaolinite), et en proportions variables : interstratifiés à smectites, smectites, interstratifiés à vermiculite. Sur l'ensemble des échantillons traités, les valeurs moyennes montrent que les matrices des poudingues sont les plus

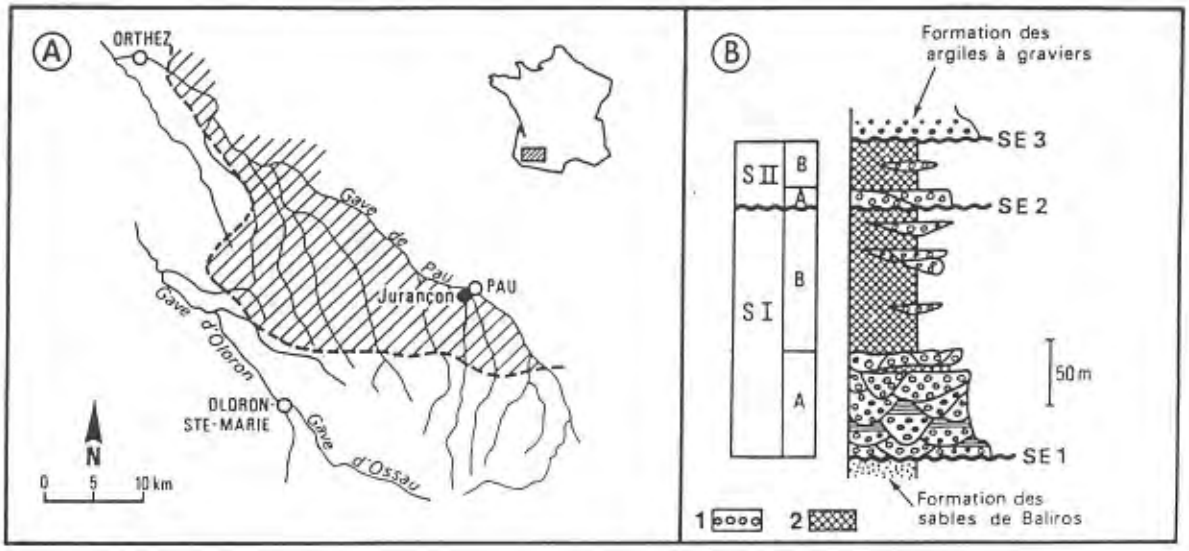
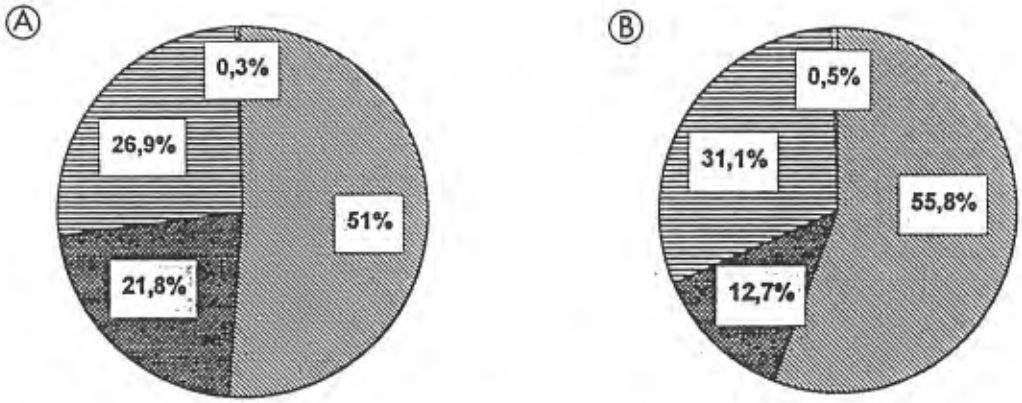


Fig. 1. - A. Extension de la Formation des Poudingues de Jurançon.
B. Colonne lithologique synthétique et découpage séquentiel.
1, poudingues carbonatés ; 2, argiles à blocs fantômes. SE 1, 2, 3 : surfaces d'érosion.



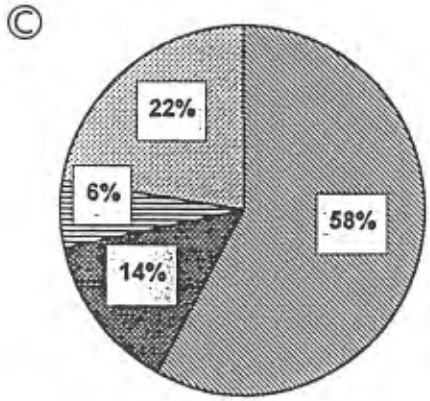


Fig. 2- Répartition des minéraux argileux.

ILLITE KAOLINITE SMECTITE VERMICULITE

A : dans les matrices des poudingues

B : dans les argiles de sommet de séquence fluviatile

C : dans les argiles à blocs fantômes

riches en kaolinite, les argiles de sommet de séquence en interstratifiés à smectite et les argiles à blocs fantômes en interstratifiés à vermiculite, mais également les plus pauvres en smectites.

Dans les matrices, le cortège des minéraux argileux correspond essentiellement à des argiles héritées de l'érosion amont où s'exerce une pédogenèse en contexte drainant (kaolinite).

Dans les sommets de séquence argileux, il y a association d'argiles héritées, en un cortège proche de celui des matrices, et d'argiles transformées et/ou néoformées. Ces milieux, carbonatés basiques de plaine d'inondation, favorisent une pédogenèse produisant des interstratifiés à illite-smectite et des illites avec conservation des kaolinites.

Dans les argiles à blocs fantômes, le cortège de minéraux argileux associe l'héritage et la pédogenèse. Les minéraux hérités sont similaires à ceux des matrices. Les minéraux d'origine pédogenétique sont d'une part libérés par dissolution et/ou décarbonatation des galets (illites et kaolinite) et sont d'autre part issus des effets de l'altération qui tend à acidifier le milieu, à faire disparaître les interstratifiés à smectites et à transformer une partie des illites en interstratifiés à illite-vermiculite et en vermiculite.

En conclusion

La conservation des carbonates, la néoformation de smectites dans les plaines d'inondation et le développement d'une pédogenèse à kaolinite dans l'arrière pays témoignent d'un climat subtropcial à méditerranéen lors du dépôt des séquences fluviatiles. La disparition des carbonates et des smectites et l'apparition des vermiculites indiquent un climat plus humide s'exerçant sur un système mieux drainé qui engendre les argiles à blocs fantômes.

L'organisation séquentielle (fig. 1b) montre la répétition de cette alternance qui résulte de l'enregistrement de deux séquences climatiques majeures au cours du dépôt des Poudingues de Jurançon.

Cette interprétation climatique en domaine continental à partir des minéraux argileux permet un parallélisme avec les résultats obtenus en domaine marin (Latouche et Maillet, 1982) pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène. Les fortes épaisseurs d'altérites s'expliquent par l'importance de la lame d'eau infiltrée pendant toute la durée du climat humide ; les variations de drainage étant liées à des phénomènes tectoniques et/ou eustatiques.

Références bibliographiques

CROUZEL F. (1957).- Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 248, 264 p.

LATOUCHE et MAILLET (1982).- Essai sur l'utilisation des argiles comme témoins des climats néogènes dans la province atlantique nord-orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIV, p. 487-496.

THOMAS G., SABRIER R. et GEISLER-CUSSEY D. (1993).- Découverte de puissantes altérites interstratifiées dans la Formation des Poudingues de Jurançon (Oligocène-Miocène, Pyrénées occidentales). Implications paléo-climatiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, Série II, p. 1581-1586.

CINÉMATIQUE DE LA TRANSGRESSION DU BURDIGALIEN INFÉRIEUR EN AQUITAINE ET SUR LA BORDURE ALPINE (SAVOIE ET SUISSE OCCIDENTALE).

Yves GOURINARD* et Jean MAGNÉ*

* Laboratoire de Stratigraphie séquentielle & Micropaléontologie, URA CNRS 1405, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex (France).

I. - DEUX DIACHRONISMES MANIFESTÉS PAR LA RÉPARTITION DES MICROMAMMIFÈRES.

1. - **En Aquitaine**. - En 1857, Mayer-Eymar a défini le stratotype de l'Aquitanien dans le ruisseau de Saucats (fig. 1, localité a), le sommet du nouvel étage étant constitué de calcaires gris lacustres à planorbes et limnées. La transgression burdigalienne fait reposer sur ces calcaires lacustres des faluns à coraux et turritelles (au Péloua).

Ailleurs en Aquitaine nord-occidentale, par exemple à Balizac (b), La Brette (c), Estrepouy (d), ces calcaires gris, éventuellement accompagnés d'autres couches lacustres ou palustres (marnes à charophytes, à potamides...), sont aussi surmontés par des couches marines : faluns, marnes à huîtres avec quelques niveaux à rares miogypsines, sables coquillers à miogypsines et, parfois, foraminifères planctoniques. Vers le NE, par exemple à Laugnac (e) les calcaires gris sont surmontés de sédiments continentaux (molasses d'Armagnac).

L'étude des micromammifères trouvés dans ces calcaires gris ou à leur contact a montré [Ringeade, 1978 ; Hugueney et Ringeade, 1990] qu'ils sont plus récents à l'E et au NE. Par exemple les rongeurs de Balizac sont moins évolués (zone MN2b inférieur) que ceux de La Brette (MN2b moyen) et Laugnac (MN2b supérieur).

Les calcaires gris sont ainsi un sédiment diachronique. Comme ils sont, par définition, au sommet de l'Aquitanien à Saucats, plus à l'E on doit leur attribuer un âge burdigalien.

2. **En Savoie et Suisse occidentale**. Le sommet des molasses d'eau douce (USM) comporte un grand nombre de sites datés grâce à la découverte de micromammifères. J.-P. Berger [1985] a montré que les âges ainsi obtenus sont disposés géographiquement en zones bien séparées, dont il a pu donner une cartographie reproduite sur la fig. 2. On peut en conclure que le remplissage continental de la dépression périalpine par les USM s'est poursuivi en chaque lieu jusqu'à l'arrivée de la mer des molasses marines supérieures (OMM). La fin de ce remplissage (fig. 2) est proche de la limite MN2a/MN2b à Génissiat, d'âge MN2b inférieur à Augine, d'âge MN2b supérieur à Cheyres, d'âge limite MN2b/MN3 au Mont Vully, d'âge MN3 à Jolimont. Le sommet des USM est très diachronique.

II. - LENTEUR DE LA TRANSGRESSION DU BURDIGALIEN INFÉRIEUR.

1. - **En Aquitaine**. - Le diachronisme des calcaires gris montre que ces sédiments lacustres ne peuvent pas être des faciès de régression qui auraient accompagné le retrait vers l'W de la mer aquitanienne. Il s'agit plutôt de dépôts de lacs séparés de la mer ouverte burdigalienne par des cordons littoraux, devenus grès coquillers à miogypsines, scutelles, algues, etc... comme une partie des grès de Bazas. Au fur et à mesure de l'avancée vers l'E de la mer burdigalienne, les calcaires gris ont été repoussés dans cette même direction. F. Duranthon [*in litt.*] juge lui aussi le calcaire gris "constitué de faciès homotaxes qui reculent devant l'avancée de la mer". Ce diachronisme exprime donc aussi le diachronisme des dépôts marins qui surmontent les calcaires gris, c'est-à-dire de la transgression du Burdigalien inférieur. La paléontologie classique des organismes marins (échelles des mollusques, biozones des foraminifères planctoniques...) n'a pas une résolution suffisante pour mettre en évidence ces différences d'âges. Seules les méthodes utilisant des comparaisons d'indices d'évolution de populations anagénétiques (grade - corrélation) peuvent y parvenir. Ainsi les

populations de miogypsines de Balizac ont un indice $\gamma = 14 \pm 3$ significativement différent de l'indice $\gamma = 29 \pm 3$ de la population récoltée à Estrepouy. Cependant c'est l'étude des rongeurs qui montre le mieux la lenteur de cette transgression, car elle l'étale sur toute la durée de la zone MN2b, soit environ 2 Ma de l'avis général. Il faut aussi remarquer que la relation déjà notée [Lesueur et Rubino, 1988] entre la transgression du Burdigalien inférieur et l'intervalle transgressif du cycle eustatique TB 2.1 confirme cette durée et oppose à ce point de vue Burdigalien inférieur et Burdigalien supérieur (TB 2.2).

2. - **En Savoie et Suisse occidentale**. - Le diachronisme du sommet des USM exprime aussi celui de la base des OMM, car l'arrêt de la sédimentation continentale est la conséquence de l'arrivée de la mer. D'ailleurs J.P. Berger [1985] a observé un assez grand nombre de récurrences continentales dans les premiers dépôts de l'OMM. Ici, la paléontologie des organismes marins ne permet pas la mise en évidence de ce diachronisme, d'autant qu'il n'y a guère de foraminifères planctoniques et que les miogypsines n'ont pas été rencontrées.

Entre Génissiat et Vully (puis Jolimont) les distances sont de l'ordre de 150 km et la durée de la transgression correspond à toute la biozone MN2b ; en effet la faune de Génissiat est au sommet de MN2a tandis que celle de Vully est au sommet de MN2b [Berger, 1985].

Ici encore le mouvement transgressif apparaît lent. On sait par contre que la transgression venant de la Méditerranée a parcouru très rapidement la basse vallée du Rhône (effet d'une subsidence plus importante ?). Quant à la transgression venant du domaine para-téthysien, elle se joint à la précédente à partir de MN2b supérieur et l'avancée marine commune se fait alors vers le N.

III. - CHRONOLOGIE.

En Aquitaine, nous avons déjà proposé des grade-datations [Gourinard *et al.*, 1985 et 1987] qui conduisent à situer cette transgression burdigalienne entre environ - 21 Ma à Saucats et environ - 19 Ma à Estrepouy (fig. 1). Les corrélations par micromammifères permettent d'étendre cet intervalle (peut-être un peu élargi) à la Savoie et à la Suisse occidentale.

Les grade-datations en cause utilisent l'anagenèse de la lignée de *Globigerinoides trilobus* (et, pour quelques unes celle des miogypsines, étalonnée d'après la première). L'étalonnage de l'anagenèse des *Globigerinoides* a été obtenu par interpolation d'âges isotopiques et de *datum planes* [Gourinard, 1983]. Naturellement une telle interpolation doit être perfectionnée (ou même reprise) au fur et à mesure des progrès et de la multiplication des mesures isotopiques utilisables. Une comparaison avec les résultats d'autres méthodes chronologiques peut montrer la nécessité de telles modifications. La parution récente de l'étude magnéto-stratigraphique de deux coupes comportant le sommet de l'USM et la base de l'OMM situées **en Haute-Savoie** à Findreuse et Fornant [Burbank *et al.*, 1992] semblait fournir la possibilité d'une telle comparaison. Les faunes de référence de La Chaux et de Vully y sont en effet mentionnées dans une figure récapitulative. Malheureusement, la lecture attentive de cet intéressant travail montre que les coupes voisines de Findreuse et de Fornant n'ont fourni aucune faune plus récente que MN1 et qui pourraient par conséquent être rapportée aux niveaux définis à La Chaux et à Vully. Le fait que les auteurs aient porté les noms de La Chaux et de Vully dans leur tableau récapitulatif ne signifie donc pas qu'ils ont pu déterminer les niveaux magnéto-stratigraphiques de ces faunes de La Chaux et de Vully. C'est pourquoi ils ont très clairement placé ces localités, distantes de Findreuse de 120 et 150 km, dans une colonne qui regroupe les faunes de référence et non pas les récoltes locales. Cette datation n'est ainsi qu'une hypothèse, hypothèse d'ailleurs contredite par les conséquences des travaux de J.-P. BERGER [1985]. Il n'y a donc actuellement aucune raison objective de modifier l'étalonnage de la grade-datation des *Globigerinoides*. Notons enfin que cette magnéto-stratigraphie est intéressante aussi pour dater les étapes de la transgression du Burdigalien : elle permet en effet de situer le sommet des USM à Findreuse aux environs de - 21,5 Ma.

IV - CONCLUSIONS.

En Aquitaine comme en Suisse occidentale la transgression du Burdigalien inférieur dure environ 2 Ma, ce qui est en accord avec la durée de l'intervalle transgressif du cycle eustatique TB 2.1.

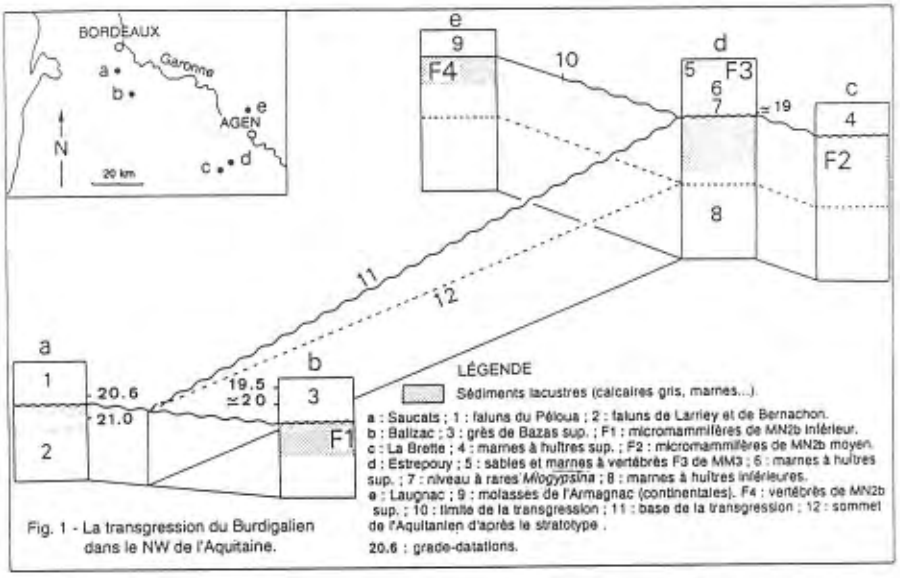


Fig. 1 - La transgression du Burdigalien dans le NW de l'Aquitaine.

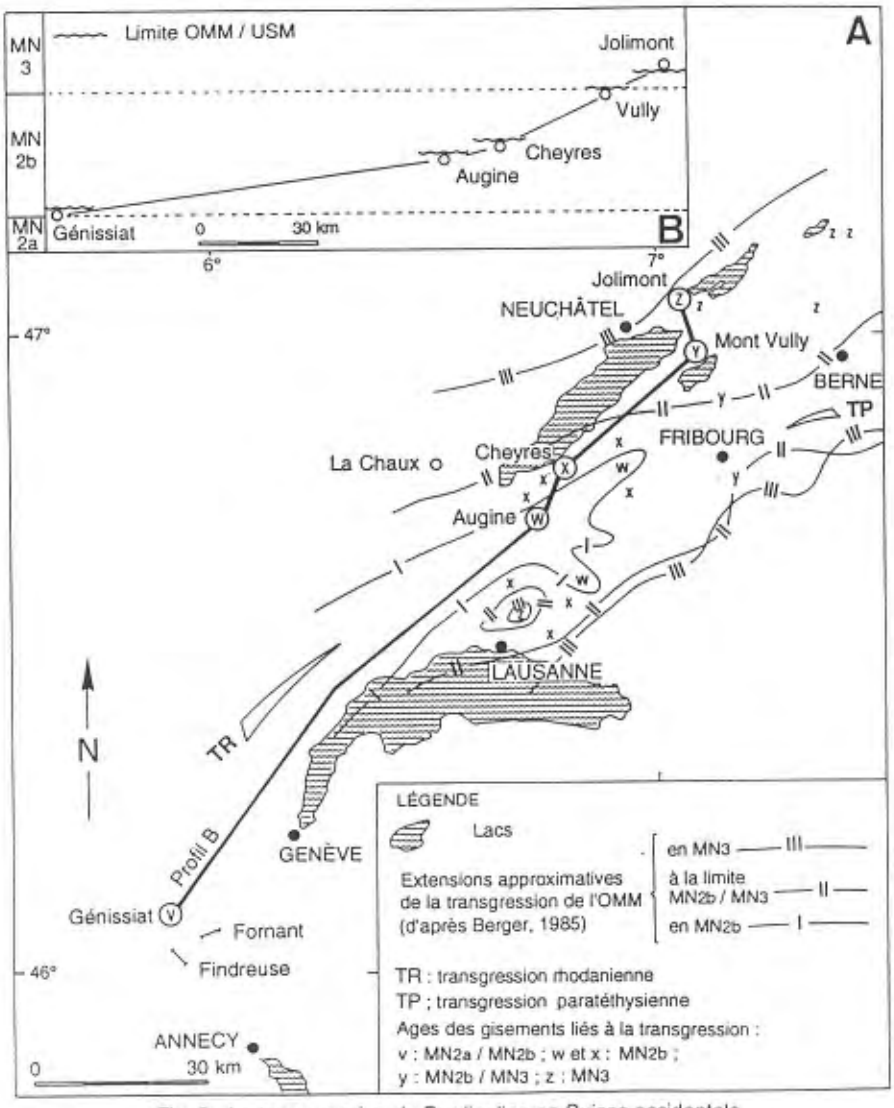


Fig. 2 - La transgression du Burdigalien en Suisse occidentale.

RÉFÉRENCES

BERGER J.-P. (1985). - La transgression de la molasse marine supérieure (OMM) en Suisse occidentale. - *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe A, **5**, 174 p.

BURBANK D.W., ENGESSER B., MATTER A. & WEIDMANN M. (1992). - Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. - *Eclogae geol. Helv.*, **85** (2), 399-431.

GOURINARD Y. (1983) . - Quelques vitesses d'évolution observées dans des lignées de Foraminifères néogènes. Utilisations chronologiques. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **297**, II, 3, 269-272.

GOURINARD Y., MAGNÉ J., RINGEADE M. & WALLEZ M.-J. (1985) . - Chronologie numérique de l'étage Burdigalien. - *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **301**, II, 10, 715-720.

GOURINARD Y., MAGNÉ J. & WALLEZ M.-J. (1987). - Présence de la mer burdigalienne dans le centre de l'Aquitaine. - *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, **123**, 147-150.

HUGUENEY M. & RINGEADE M. (1990). - Synthesis on the "Aquitanian" Lagomorph and Rodent Faunas of the Aquitaine Basin (France). - *In* : LINDSAY E.H. *et al.*, Eds, European Neogene Mammal. Chronology . - Plenum Press, New-York, 139-156.

LESUEUR J.-L. & RUBINO J.-L. (1988). - Les séquences de dépôt du Burdigalien du SE de la France et du S de la Corse. - Coll. Paléobathymétrie, Eustatisme et Séquences de dépôt, *ASF*, résumés, 83.

MAYER-EYMAR K. (1857). - Versuch einer neuen Klassification der Tertiär Gebilde Europas. - *Verhandl. Allgemeinen Schweitz. Ges. f. gesammt. Naturwiss.*, Trogen, 165-199.

RINGEADE M. (1978). - Micromammifères et biostratigraphie des horizons aquitaniens d'Aquitaine. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **xx**, 6, 807-813.

RUPTURE TECTONIQUE DE SURFACE POST PLEISTOCENE MOYEN DANS LE BASSIN AQUITAIN, A MEILHAN

Th. GRANIER*, D. CARBON**, Ph. COMBES**, M. CUSHING* et B. GRELLET**

* Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire, Département de Protection de l'Environnement et des Installations, BERSSIN, B.P. 6, 92265 Fontenay-aux-Roses, Cedex, France. ** GEO-TER, Pôle Géo-Environnement, 3 rue Jean Monnet, 34830 Clapiers, France.

Dans le bassin de l'Adour, des structures anticlinales (anticlinaux de Garein, de Campagne d'axe NW-SE, anticlinal d'Audignon d'axe E-W) résultent, dans le contexte compressif des Pyrénées, d'un décollement à la base de la couverture sédimentaire (Trias), d'un plissement de cette couverture et de l'émergence de chevauchements profonds, éventuellement guidée par des rampes dans le socle (anciennes failles normales). Dans cette région, des éléments morphologiques, tectoniques, et les modifications importantes du réseau hydrographique au Pléistocène moyen et supérieur (déplacement récent du cours de l'Adour) indiquent l'existence de déformations tectoniques durant le Quaternaire. Au nord de Meilhan, entre les cours de l'Adour et de la Midouze, Capdeville (1977, 1990) a observé, sur un talus, un accident sub-vertical de direction N140°E affectant les sables fauves du Miocène inférieur et la haute terrasse alluviale de l'Adour attribuée au Pléistocène inférieur ou au Mindel. Capdeville indique qu'une relation structurale est possible entre ces déformations et la structure anticlinale de Campagne.

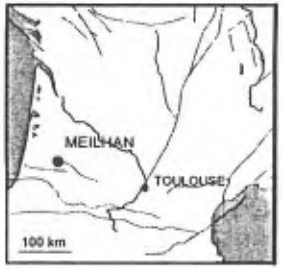
Afin de suivre la continuité de cet accident, de connaître son évolution latérale et de compléter la série stratigraphique, l'affleurement décrit par Capdeville a été rafraîchi et une tranchée de direction N060°E a été réalisée quelques mètres au SE du talus. Ces coupes présentent une puissante nappe fluviatile à base érosive, qui recouvre, avec une légère discordance, les sables fauves du Miocène et est recouverte par des colluvions sub-actuelles. 11 failles sont visibles sur le talus, et 4 dans la tranchée. Elles sont toutes d'importance équivalente, de direction N080°E à N110°E, à pendage sud important (60-80°) et affectent la série quaternaire au moins jusqu'à la base du colluvionnement. Le mouvement déduit des observations présente une composante inverse à vergence nord et une composante décrochante probablement senestre.

La géométrie régulière à la fois en direction (N80° à N110°E), en pendage et en nature du mouvement (décrochant compressif), ainsi que la continuité verticale de ces ruptures permettent d'affirmer que ces déformations correspondent à un réseau de failles d'origine tectonique. La présence de quelques galets fracturés dans ces matériaux meubles à proximité des plans de faille est un argument en faveur d'une déformation brusque, vraisemblablement cosismique. Des rejets de 10 à 30 cm ont été mesurés pour chaque faille, le cumul de ces rejets verticaux pour les 11 failles du talus étant de l'ordre de 1,40 m. La composante horizontale n'a pas pu être mesurée. Les différentes structures affectent l'ensemble de la nappe fluviatile (au moins jusqu'à la base du colluvionnement) sans influencer la sédimentation, et sont donc postérieures à la mise en place de la nappe.

Dans un contexte plus régional, cet indice de rupture tectonique peut vraisemblablement être relié à la structure anticlinale de Campagne. Les ruptures de surface étudiées à Meilhan s'intègrent bien dans ce contexte tectonique régional : direction et type de mouvement indiquent une compression NE-SW, en bon accord avec la structure anticlinale de Campagne et les trajectoires de la contrainte majeure horizontale actuelle fournies par les mesures in-situ et les mécanismes au foyer dans ce secteur.

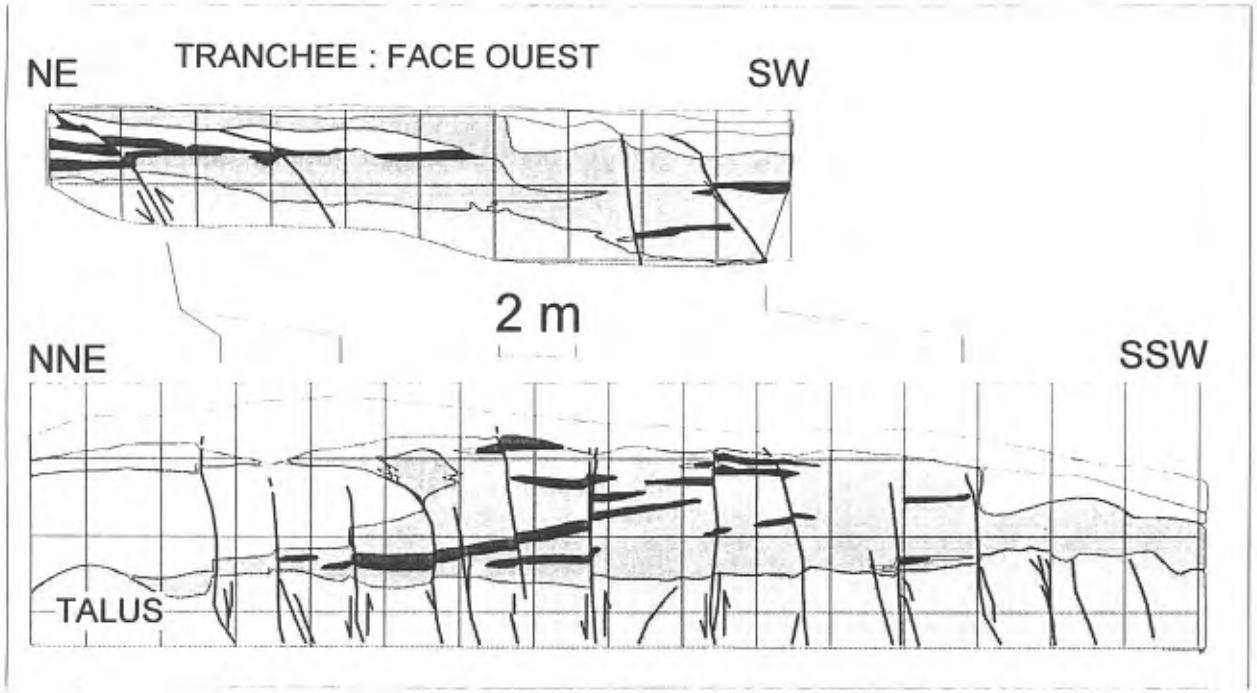
Cette étude montre donc l'existence de déformations d'origine tectonique, post Pléistocène moyen (post 500 000 ans), décalant les formations près de la surface d'une composante verticale d'environ 1,40 m (la valeur de la composante horizontale n'est pas connue). L'activité sismique connue dans cette région est faible, voire inexistante ; en effet, la sismicité majeure actuelle et historique se localise beaucoup plus au sud, en arrière de l'avant pays plissé. Cependant, les ruptures tectoniques observées à Meilhan semblent avoir été engendrées par un paléoséisme. Le foyer de celui-ci peut se localiser soit sous une structure anticlinale (chevauchement frontal aveugle), soit plus profondément, au niveau des chevauchements qui s'enracinent sous les Pyrénées, là où se trouve l'actuelle sismicité.

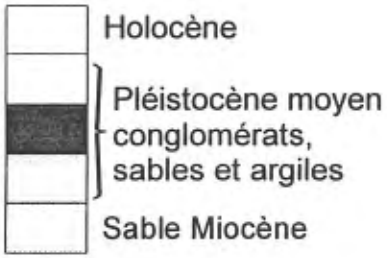
Strata Série 1, vol. 7 p. 43-44, 1 fig. 1995



ETUDE DE PALEOSISMICITE A MEILHAN

SITUATION DU SITE ET COUPES GEOLOGIQUES DES AFFLEUREMENTS DEGAGES





DONNEES NOUVELLES SUR LA PHASE DE RIFTING ATLANTIQUE DES PYRENEES OCCIDENTALES AU KIMMERIDGIEN: LA MASSE GLISSEE D'OUZOUS (HAUTES PYRENEES)

V. JAMES*, J. CANEROT* et J.-J. BITEAU**

*Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et Micropaléontologie. URA CNRS 1405
39, allées J. Guesde 31062 Toulouse
**Direction Exploration Production France. Division Exploration. Elf Aquitaine. 31360 Boussens.

Une phase d'extension crustale est connue depuis de nombreuses années dans le Jurassique supérieur d'Europe occidentales, tant en mer du Nord (Pegrum *et al.*,1975; Ziegler P. A., 1988), que dans la Manche (Montadert, 1984), en Aquitaine, dans les Pyrénées et le Golfe de Gascogne (Boillot,1984; Curnelle, 1986).

Dans le domaine sud aquitain et nord pyrénéen, cette phase de rifting s'est traduite par la substitution d'une polarité sédimentaire atlantique à la polarité téthysienne du Lias ou mixte du Dogger (Delfaud, 1969). C'est à ce même épisode d'instabilité tectonique qu'a été rattachée la formation bréchique discordante du Kimméridgien inférieur de la région de Lourdes-Bagnères-de-Bigorre (Canérot, 1987).

Des observations réalisées sur l'ensemble du Jurassique supérieur ouest-pyrénéen (V. JAMES, thèse en cours) ont permis de mettre en évidence de nouvelles manifestations de cette tectonique kimméridgienne extensive dans le secteur nord pyrénéen d'Ouzous, à l'ouest de la vallée du Gave de Pau (figure 1).

I - La série du Dogger-Malm d'Ouzous:

Dans le relief qui domine au Nord le village d'Ouzous et culmine à la Serre, la série du Jurassique moyen-supérieur comporte de bas en haut et du Sud au Nord (couches sub-verticales):

- Callovien (50 m): calcaires et dolomies noires, finement litées et laminées;
- Oxfordien ? - Kimméridgien inférieur: masse glissée de calcaires, dolomies et bréches (voir description de détail plus loin) développée aux abords de la cabane de Lucet (100 m);
- Kimméridgien supérieur (175 m): alternance de calcaires et de calcaires marneux fins, bien lités;
- Portlandien (75 m): dolomies fines grises, admettant des horizons de bréches de dissolution.

Suivent des grés roux ou verdâtres et descalcaires beiges du Barrémien (Villanova, 1962).

II - La masse glissée d'Ouzous:

D'une épaisseur de 100 mètres environ à l'Ouest du vallon d'Ouzous, le complexe déplacé s'amortit à l'Est à quelques centaines de mètres de la ligne de thalweg.

Sur le versant Ouest où le phénomène gravitaire a été plus particulièrement étudié, la succession suivante est mise en évidence, de la base au sommet (figure 2):

1- Lamines dolomitiques du Callovien, très déformées (25 m), plissées sous la masse sus-jacente glissée. La déformation s'exprime graduellement de la base vers le sommet de cette unité.
2- Premier ensemble glissé de calcaires lités fins butant contre la série callovienne sous-jacente avec un pendage de quelques degrés vers le Sud-Est (50 m).
3- Passée de dolomies noires finement litées (10 m) et faiblement déformées.
4- Deuxième ensemble glissé de calcaires gris fins admettant à sa base un amas de brèches (dolomies noires, calcaires gris) à éléments anguleux, polygéniques, hétérométriques (quelques centimètres à plus de 1 mètre) et ciment dolomitique sombre (50 m).

Vers l'Est, sur le versant opposé du vallon d'Ouzous, une seule masse bréchique prolongeant l'ensemble supérieur a été reconnue. Butant contre les dolomies noires du Dogger, elle supporte les calcaires lités du Kimméridgien supérieur.

On voit ainsi que dans le secteur étudié le Callovien se trouve directement surmonté par le complexe glissé et bréchique situé sous le Kimmèridgien. Ce complexe intéresse une partie probable

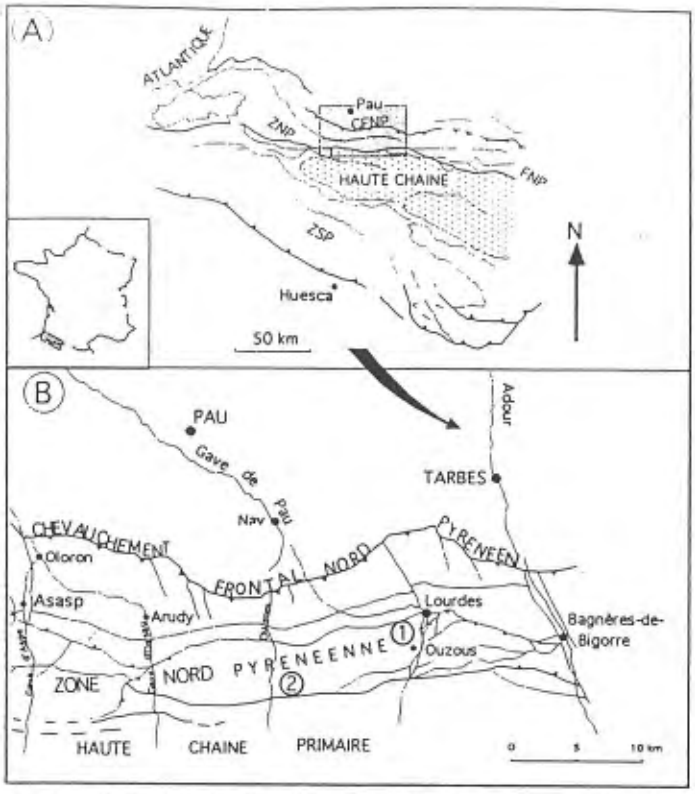


FIG. 1. - Carte structurale schématique des Pyrénées occcidentales montrant la localisation des coupes kimméridgiennes étudiées.
A - Localisation de la région étudiée: CFNP: Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen; ZNP: Zone Nord-Pyrénéenne; ZSP: Zone Sud-Pyrénéenne; FNP: Faille Nord Pyrénéenne.
B - Localisation des coupes d'Ouzous (1) et du Soum de Granquet (2)

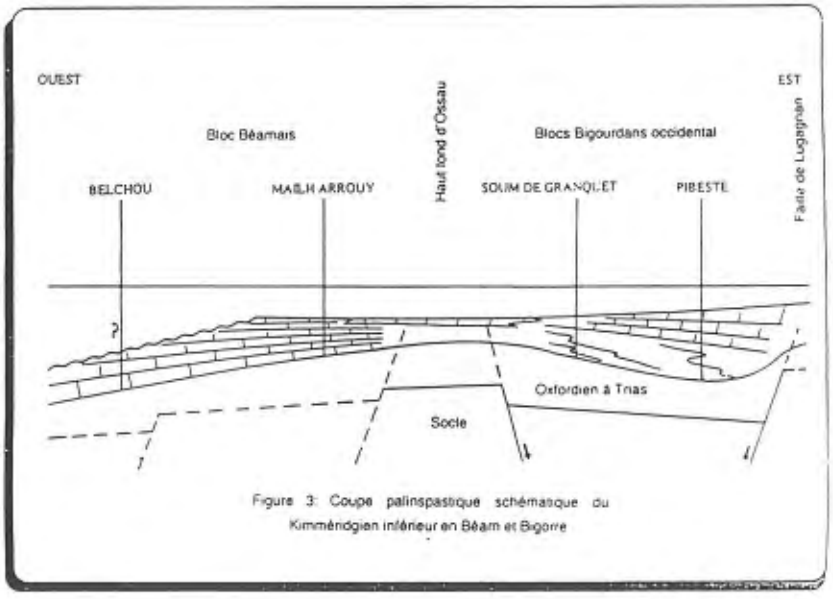


Figure 3: Coupe palinspastique schématique du Kimméridgien inférieur en Béarn et Bigorre

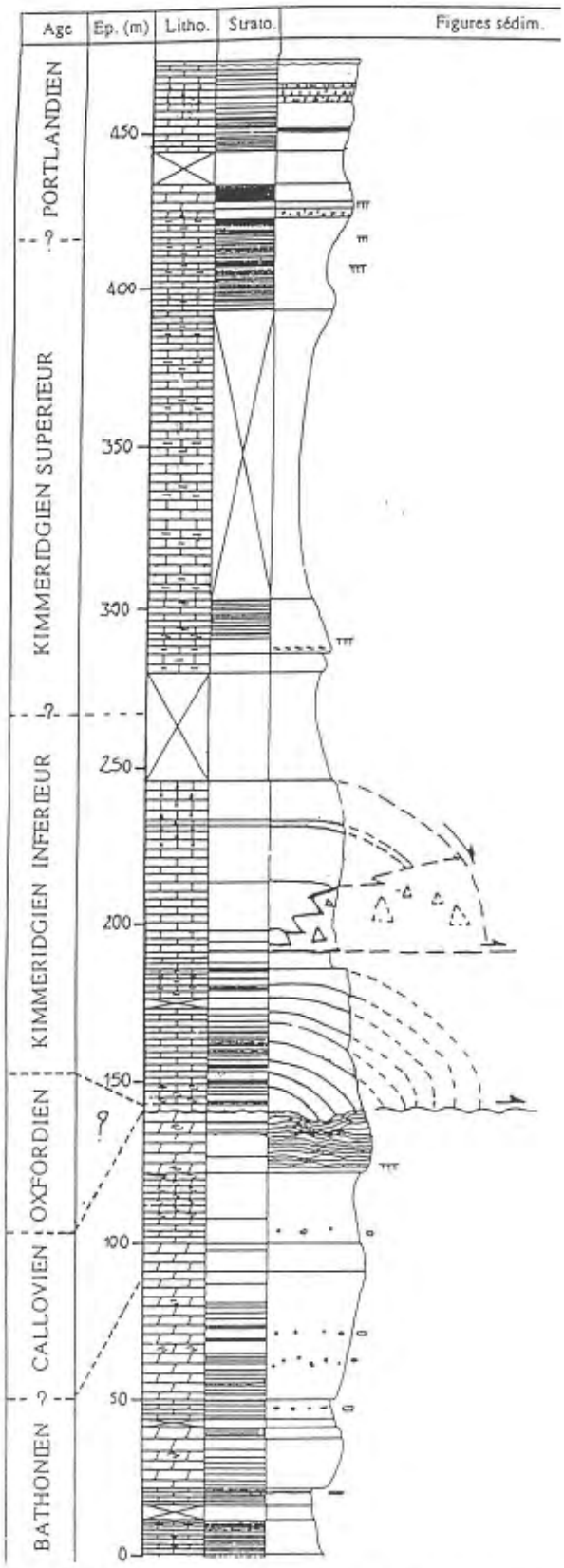


Figure 2: Coupe du Jurassique moyen et supérieur (Bathonien-Portlandien) d'Ouzous.

du Callovien (laminites récemment mises en évidence par les auteurs dans la série nord pyrénéenne béarnaise) et de l'Oxfordien dolomitiques. L'ensemble s'est déplacé gravitairement vers l'Est-Sud-Est comme l'attestent les plis dissymètriques (flancs courts orientaux) affectant les lamines calloviennes autochtones, et la structure d'amortissement (masse supérieure 4 directement superposée au Dogger) dans le versant oriental du vallon. Cette polarité structurale exprime l'instabilité du bloc bigourdan occidental et son basculement kimméridgien avec affaissement vers le Sud-Est à l'approche de la faille transverse (Nord-Est/Sud-Ouest) de Lugagnan. On sait (Canérot, 1987) que cet accident a joué en faille normale à regard Ouest au Jurassique supérieur.

III-Extension latérale:

Déjà connus dans le secteur de Bagnères-de-Bigorre et nouvellement décrits aux environ d'Ouzous, les phénomènes de glissement synsédimentaires liés à l'instabilité de la plate-forme kimméridgienne, ont été retrouvés plus à l'Ouest au Soum de Granquet sur la bordure orientale du haut fond d'Ossau (figure 3).

IV- Evolution paléogéographique:

L'Oxfordien se marque par une phase de forte transgression vers l'Est liée à la mise en place d'une plate-forme de type rampe carbonatée à polarité ouest (Delfaud, 1969).

C'est après cette phase de stabilité, au Kimméridgien inférieur, que se produisent les mouvements tectoniques synsédimentaires. A cette époque, la distension entraine la réactivation de failles préexistantes et l'individualisation de blocs mobiles, d'Ouest en Est: le haut fond d'Ossau, le bloc de Bigorre occidentale et le bloc de Bigorre orientale. C'est sur le dos des blocs bigourdans (Ouzous et Bagnères-de-Bigorre) que se sont produits les glissements.

Cet épisode instable, de courte durée, est relayé, dès le Kimméridgien supérieur, par l'apparition d'une plate-forme stable qui précède l'émersion régionale à la fin du Portlandien.

Ainsi, connue à Bagnères-deBigorre, nouvellement décrite à Ouzous, observée également au Soum de Granquet, la phase kimméridgienne de rifting ici considérée témoigne de l'instabilité de l'ensemble de la plate-forme Ouest pyrénéenne pendant l'une des périodes majeures de l'ouverture de l'Atlantique Nord.

Références:

BOILLOT G. (1984) - Le golfe de Gascogne et les Pyrénées. *In "les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France"* (G. BOILLOT, coordin.), Masson éd., Paris, p. 5-81.

CANEROT J. (1987) - Evolution géodynamique jurassique et éocrétacé de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, Série II, p. 297-300

CURNELLE R. et DUBOIS P. (1986) - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires Français; Bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. II, n° 4, p. 529-546.

DELFAUD J. (1969) - Essais sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Thèse de la faculté des sciences de l'université de Bordeaux*. 5 vol., 875 p.

MONTADERT L. (1984) - La marge continentale du Nord du golfe de Gascogne et le Bassin d'Aquitaine. *In "les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France"* (G. BOILLOT, coordin.), Masson éd., Paris, p. 83-154.

PEGRUM R. M., REES G. et NAYLOR D. (1975) - Geology of the North-West European continental shelf. Vol. 2: The North Sea. *Graham Trotman Dudley ltd.* 225 p.

VILLANOVA M. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la région de Lourdes et du chaînon Pibeste-Estibete (Hautes Pyrénées). *Thèse de l'Université P. Sabatier (Toulouse).* 2 t., 173 p.

ZIEGLER P. A. (1988) - Evolution of the Arctic-North Atlantique and Western Tethys. *AAPG Memoir 43*, 197 p., 30 pl.

DYNAMIQUE TECTONO-SEDIMENTAIRE ET SYSTEMES PETROLIERS DE L'AVANT PAYS AQUITAIN - BASSIN D'ARZACQ

A. LE MARREC*, O. d'ABOVILLE*, S. DELAHAYE*, JL. LAGARIGUE*, L. MOEN MAUREL*, JJ. BITEAU*

* Division Exploration, DEPF, Elf Aquitaine Production, 31360 Boussens (France)

Sur l'ensemble du Bassin d'Arzacq et de sa périphérie, tous les gisements sont dûs au fonctionnement de systèmes pétroliers appartenant à l'intervalle barrémo-jurassique et au Crétacé supérieur (hormis le petit gisement de gaz de Ger).

Les mécanismes géodynamiques qui ont permis la genèse et les accumulations des hydrocarbures ont été analysés en se fondant sur :

- une cartographie, en isochrones et isobathes, d'un vaste domaine : de Dax à Lagrave et du Front de Chevauchement Nord Pyrénéen au Nord d'Audignon ;
- la révision des corrélations stratigraphiques ;
- l'inventaire des indices pétroliers, des températures, des maturations et des données de potentiel pétroligène complétées par de nouvelles analyses de géochimie organique ;
- une synthèse sur la thermicité actuelle (à partir de 94 puits) et la maturation (sur 43 puits dont 6 "fictifs", à l'aide du logiciel GENEX (BEICIP - IFP)).

L'histoire tectonique et sédimentaire du Bassin d'Arzacq et de ses bordures en est mieux connue, avec pour principales étapes, depuis le Malm :

- le rôle des accidents Est-Ouest et Nord-Ouest / Sud-Est et plus modérément Nord-Est / Sud-Ouest au cours du Kimméridgien et du Crétacé inférieur avec une quasi-interruption de sédimentation et parfois même des émersions au Néocomien ;
- la **réponse distensive** à l'ouverture du Golfe de Gascogne à l'Albo-Aptien : avec pour conséquence une migration des évaporites triasiques (halotectonique et halocinèse) et la constitution des pièges pétroliers barrémo-jurassiques ;
- une tectonique fini-albienne à cénomanienne avec une **érosion de 0 à 2000 m** de séries ;
- **la création d'un bassin flexural** crétacé supérieur, limité au Nord par un talus globalement Est-Ouest, premiers phénomènes compressifs avérés ;
- **la compression** Nord-Sud au cours de l'Yprésien ; développement de plis et chevauchements ;
- **les dépôts molassiques** post-orogéniques dès le Bartonien ;
- **la reprise alpine.**

Calées sur cet historique tectono-sédimentaire, les modélisations GENEX montrent que la roche mère principale (Formation de Lons, Kimméridgien supérieur) atteindrait le seuil d'expulsion dès le Crétacé inférieur sur la plus grande partie du bassin, (le début de production de gaz étant atteint au fond du bassin à la même époque), au cours du Crétacé supérieur et du Paléocène sur ses flancs, mais ne l'atteint pas à l'extérieur du Bassin.

Les historiques du chargement en gaz des gisements de Lacq, Meillon et satellites et en huile de ceux de Lagrave, Vic Bilh et Pécorade sont précisés.

ROLE DE LA FAILLE DE LEIZA DANS LA SEDIMENTATION ET LA PALEOGEOGRAPHIE DE LA DEPRESSION INTERMEDIAIRE (PYRENES BASQUES, NAVARRE, ESPAGNE), DU CÉNOMANIEN AU CAMPANIEN INFÉRIEUR.

B. MATHEY*, M. FLOQUET* et L.M. MARTINEZ TORRES**

* Centre des Sciences de la Terre, CNRS, U.R.A. 157, 6 bld Gabriel, 21000 Dijon, France
** Universidad del País Vasco, Dpt Geodinámica, 48080, Bilbao, Espagne

Dans les Pyrénées basques, la Dépression Intermédiaire (= DI) (Lamare, 1931) est une structure synclinale constituée de terrains d'âge crétacé supérieur, orientée E-W et s'étendant sur environ 50km de long et 5km de large, entre Tolosa et Elizondo (fig. 1 et 2). Elle est limitée à l'W par l'érosion, au N et à l'E par les massifs paléozoïco-triasiques des Cinco Villas (= MCV) et des Aldudes. Au S, elle est limitée par la Nappe des Marbres (= NdM), secteur constitué de terrains d'âge paléozoïque à crétacé inférieur et caractérisé par un métamorphisme crétacé ayant affecté principalement les séries carbonatées jurassiques et crétacé inférieur. Le contact entre la DI et la NdM est un accident vertical important, connu sous le nom de faille de Leiza et considéré comme étant la prolongation occidentale de la Faille Nord Pyrénéenne à l'Ouest de la faille de Pamplona (Martínez Torres, 1989).

Selon Feuillée (1967) la succession des dépôts crétacé supérieur du flanc nord de la DI est la suivante (Tableau):
A - des"brèches monumentales" (Cénomanien) composées d'éléments provenant de l'érosion du MCV et de sa couverture de terrains jurassiques et crétacé inférieur;
B - un "flysch à bancs" calcaire (Turonien supérieur? - Coniacien), à caractère transgressif, recouvrant les brèches bordières cénomaniennes.

Le réexamen de l'ensemble des dépôts d'âge crétacé supérieur de la DI a permis de constater que (tableau et fig. 3):
1) Le flanc sud, tout comme le flanc nord, est lui aussi jalonné de brèches dont les éléments atteignent une taille parfois décamétrique. De plus, ces éléments sont de même nature que les terrains constituant la NdM; on observe en effet des fragments paléozoïques, triasiques, crétacé inférieur, et aussi des débris des calcaires jurassiques métamorphisés caractéristiques de la NdM.
2) Dans l'ensemble de la DI, la série crétacé supérieur comprend:

A - des complexes bréchiques épais, grossiers et chaotiques, d'âge cénomanien moyen ou supérieur à turonien moyen ou supérieur. Ils n'existent que sur les flancs nord et sud de la DI et ont été mis en place par glissements ou par éboulements. Les plus basaux reposent directement sur un substrat paléozoïque, triassique, jurassique ou crétacé inférieur et certains présentent parfois des caractéristiques de dépôts d'environnement continental de type "alluvial fan".

B - un empilement de turbidites d' âge turonien inférieur (?) à campanien inférieur au moins, constituant un flysch calcaire de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui occupe toute l'étendue de la DI et dont la partie inférieure est un faciès latéral des complexes bréchiques. Il présente une architecture de cônes sous-marins et comporte, sur les flancs de la DI seulement, deux types d'intercalations:

a) des brèches de même composition que les brèches bordières et résultant de glissements ou de courants de turbidité;
b) des entassements de morceaux de bancs de calcarénite du flysch résultant d'un glissement (= 1 de coupe 1, fig. 3).

L'âge, la nature et la disposition dans l'espace des différents faciès d'âge crétacé supérieur de la DI suggèrent que:
1) A son emplacement s'est installé, du Turonien au Campanien inférieur au moins, un domaine marin profond parcouru de courants de turbidité. D'autres travaux ont conclu que ce domaine marin était flanqué au N d'un secteur émergé (= les "Hauts Fonds Basques", Floquet *et al.*, 1988) qui était situé à l'emplacement de l'actuel MCV. La limite entre les deux régions, jalonnée de dépôts très grossiers issus de glissements ou d'éboulements et dont les premiers sont probablement en partie continentaux, a été assimilée à une pente forte liée à un accident vertical actif.

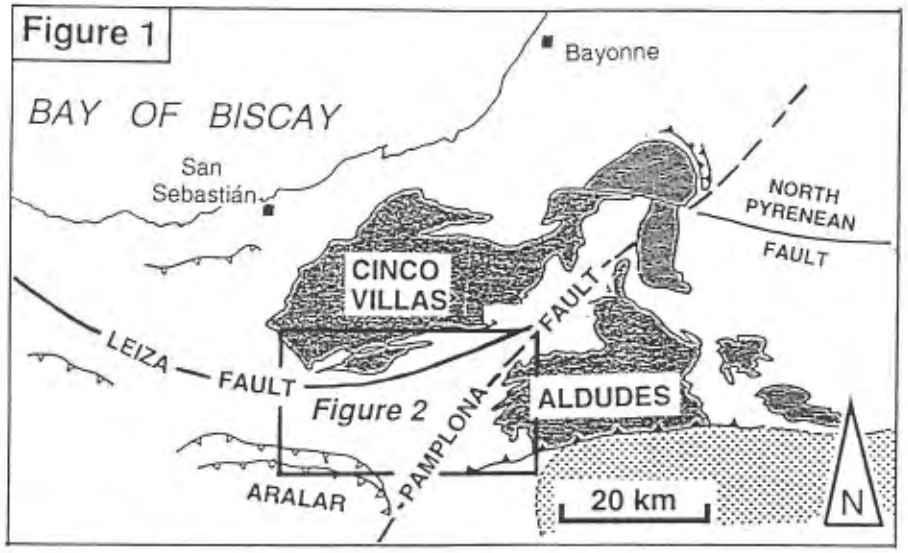


Figure 1
Bayonne
BAY OF BISCAY
San Sebastián
NORTH PYRENEAN FAULT
CINCO VILLAS
FAULT
LEIZA FAULT
Figure 2
PAMPLONA
ALDUDES
ARALAR
20 km
N

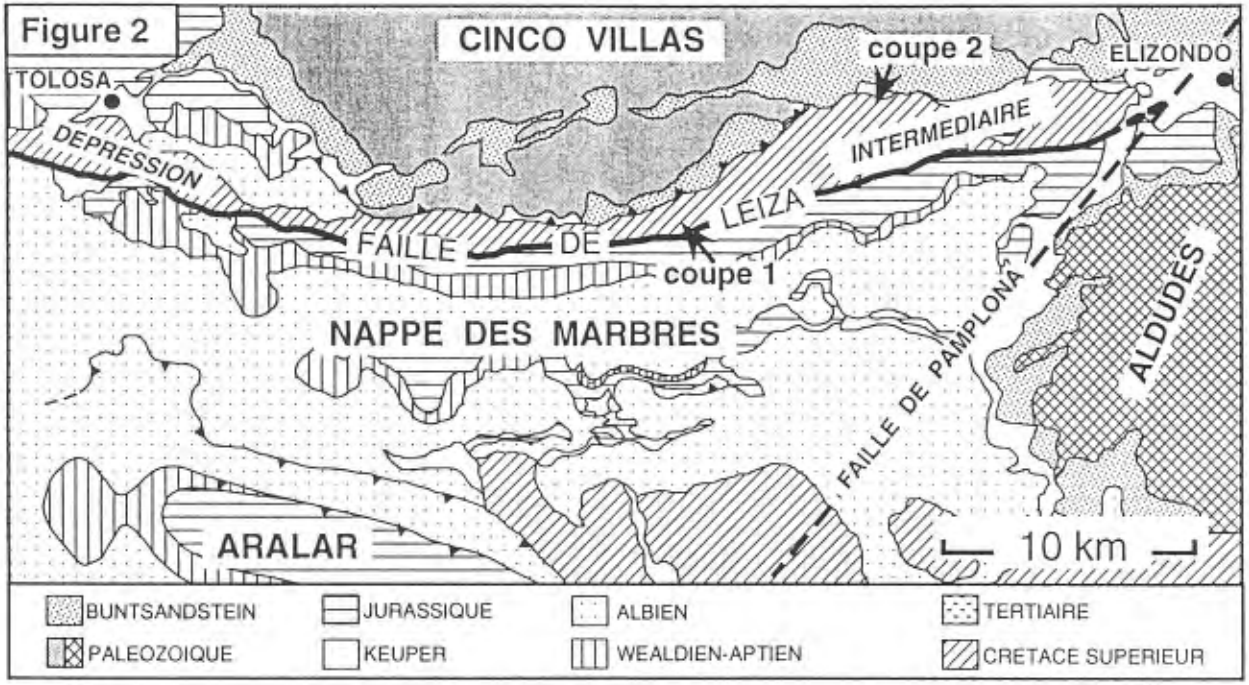


Figure 2
CINCO VILLAS
coupe 2
ELIZONDO
TOLOSA
DEPRESSION
INTERMEDIAIRE
LEIZA
FAILLE DE
coupe 1
NAPPE DES MARBRES
FAILLE DE PAMPLONA
ALDUDES
ARALAR
10 km
BUNTSANDSTEIN
JURASSIQUE
ALBIEN
TERTIAIRE
PALEOZOIQUE
KEUPER
WEALDIEN-APTIEN
CRETACE SUPERIEUR

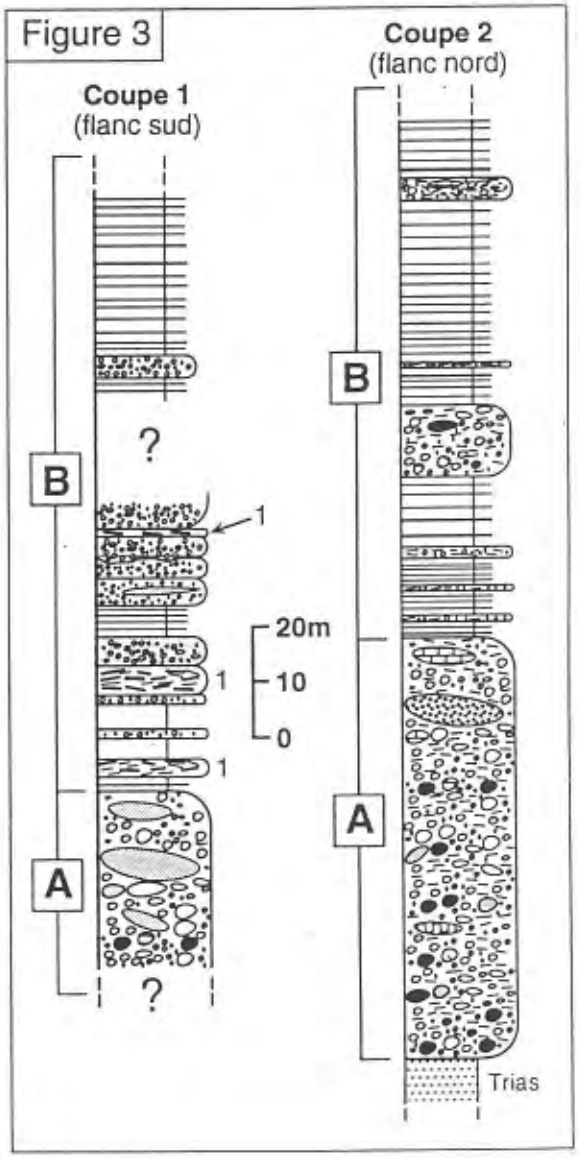


Figure 3
Coupe 1
(flanc sud)
Coupe 2
(flanc nord)
B
A
?
1
20m
10
0
Trias

2) Le fait que la bordure méridionale de la DI soit elle aussi jalonnée de brèches grossières issues de glissements et d'éboulements (fig. 3, coupe 1) montre qu'un secteur émergé existait également au S du domaine marin et se raccordait à lui par une pente forte, liée à un autre accident vertical actif. Ce secteur, compte tenu de la composition des brèches et en particulier de l'existence de fragments de calcaires métamorphiques, correspond à l'emplacement de l'actuelle NdM. L'accident vertical est assimilable à la faille de Leiza, déjà existante (Martínez Torres, 1989), et qui continue donc à jouer, pendant au moins le début du Crétacé supérieur, un rôle actif dans le maintien de la NdM comme zone émergée érodable.

En conclusion, l'ensemble actuel MCV-DI-NdM correspond à un élément de la paléogéographie crétacé supérieur des Pyrénées occidentales. La DI représente un bassin bien individualisé au Crétacé supérieur, encadré par deux régions émergées et séparé de chacune d'elles par un accident actif, et considéré comme ayant été de type "pull-apart". Ce dispositif paléogéographique s'intègre bien dans le contexte géodynamique général en décrochement de la région, entre les plaques Ibérie et Europe.

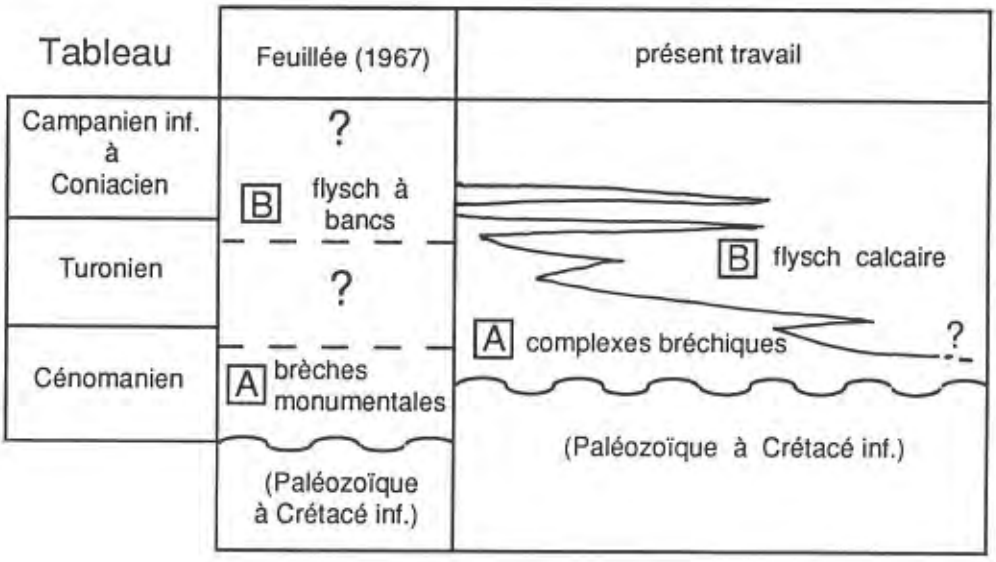
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

FEUILLÉE P. (1967). - Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, **108**, 343p.

LAMARE P. (1931). - Les éléments structuraux des Pyrénées basques d'Espagne. Essai de synthèse tectonique. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **1**, 95-130.

MARTINEZ TORRES L.M. (1989). - El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental): geología estructural y evolución geodinámica. - Thèse Doct., Univ. País Vasco, Bilbao, 294p.

FLOQUET M., MATHEY B., ROSSÉ P. & VADOT J.P. (1988). - Age cénomanien et turono-coniacien des calcaires de Sare (Pays basque, France-Espagne). Conséquences paléomorphologiques et tectonogénétiques pour les Pyrénées occidentales. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **6**, 1021-1027.



LA TRANSGRESSION DU CRETACE MOYEN SUR LA BORDURE NORD-AQUITAINE (CHARENTES)

P. MOREAU

Sciences de la Terre, 40, Avenue Recteur Pineau, 86022 Poitiers Cedex

L'analyse biosédimentaire des séries charentaises occidentale (côte atlantique) et orientale (Angoumois) conduit à distinguer pour la période thalassocratique du Crétacé moyen cinq pulsations transgressives, entrecoupées par un épisode régressif, depuis le Cénomanien basal jusqu'au Turonien inférieur/moyen. L'organisation des cortèges correspondants en séquences de 3ème ordre selon Vail (1), se heurte à la rareté des bons marqueurs stratigraphiques et au caractère lenticulaire de nombreux dépôts littoraux qui s'oppose à une résolution fine du temps et aux corrélations spatiales rigoureuses.

Dans le domaine occidental, l'unité A entièrement détritique et la sous-unité B1 carbonatée à terrigènes constituent deux épisodes globalement transgressifs, supports d'une première pulsation positive s'inscrivant dans le cycle 22 de Vail. Le seuil du Poitou qui présente les mêmes espèces d'Orbitolines sur ces versants aquitain et parisien a pu être franchi une première fois au cours du second épisode (2).

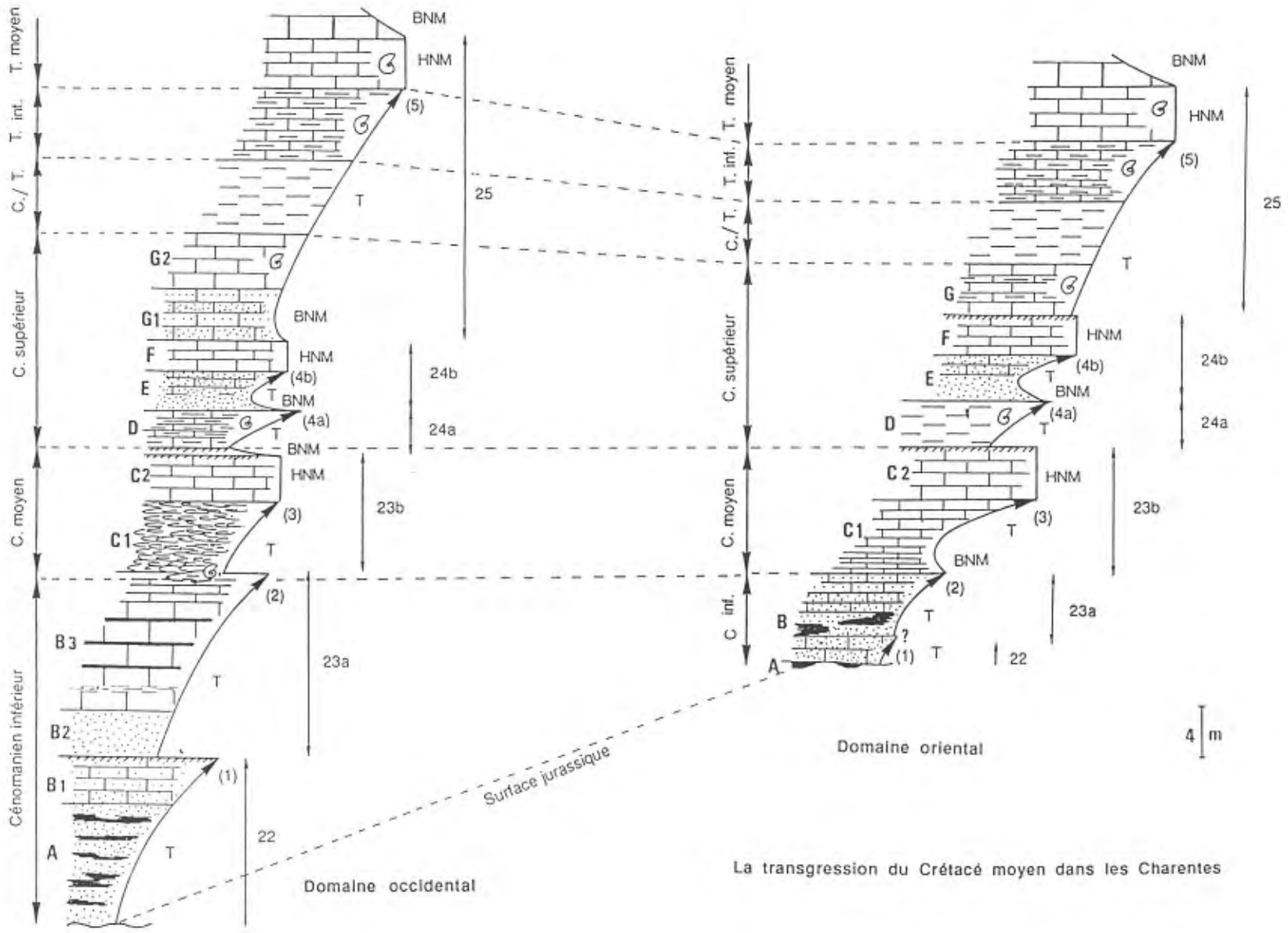
Les sous-unités B2 et B3 regroupent ensuite un ensemble d'événements à nouveau transgressifs : d'abord un épandage de sables glauconieux (B2) puis une suite de cycles de 4ème ordre (B3) à terme inférieur argileux ou marneux à huîtres (cortège de bas niveau marin) et à terme supérieur carbonaté à rudistes (cortège transgressif et de haut niveau). La partie supérieure de B3 carbonatée et stratodécroissante indique un début de comblement. Les premiers céphalopodes y apparaissent dans des faciès marneux très localisés avec *Acanthoceras (A.) pseudorenevieri* du Cénomanien moyen basal. Cette dynamique est développée dans la partie inférieure du cycle 23 de Vail (23a).

Dans le domaine oriental, les deux séquences de 3ème ordre sont exprimées à travers un horizon très mince et discontinu d'argile laminée (A) et la formation des Grès Verts (B) avec grès grossiers, sables et argile glauconieuse, grès fins et calcaires détritiques, dépôts fortement condensés par rapport à leurs homologues de l'Ouest.

Des calcaires à stratifications amygdalaires à l'Ouest et des calcaires lités à l'Est (C1) forment un nouveau cortège transgressif dans le cycle 23 de Vail (23b) après une rupture au niveau de B3/C1 et de B/C1 avec baisse du niveau marin au début de C1. Un espace est créé pour les rudistes, nombreux et diversifiés, avec des formes isolées, dans un contexte de très grande richesse biologique. Les 2/3 des espèces de foraminifères mésogéens sont communes aux Charentes et à l'extrémité sud-ouest du bassin de Paris, attestant une large communication (2). Au Nord, la transgression atteint la Vendée (bassin de Challans-Commequiers) et dépose une sédimentation bordière terrigène, contrepartie littorale de la plate-forme carbonatée charentaise (3).

Au-dessus, une baisse apparente du niveau marin lié au comblement caractérise un domaine plus proximal (C2) avec réduction et sélection des peuplements (groupements de rudistes, coelentérés, gastéropodes) et des conditions plus récifales. Ce cortège de haut niveau marin fait place au sommet du sous-étage à un prisme de bas niveau, représenté à l'Est par des faciès locaux de calcaires silteux à huîtres et à l'Ouest par une partie terminale stratodécroissante de calcaires argileux et silteux pratiquement dépourvus de faune. Une discontinuité régionale polymorphe limite au toit ces formations, présente aussi dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. L'évolution régressive peut avoir pour origine un événement tectonique, le basculement vers le Sud de la plate-forme nord-aquitaine, entraînant le relèvement de sa bordure nord (4, 5).

La première unité du Cénomanien supérieur (D) représentée par des marnes en Angoumois et des calcaires argileux et silteux sur la côte atlantique est interprétée comme un cortège transgressif, terminé peut-être par un cortège de haut niveau marin, se développant dans la partie inférieur du cycle 24 de Vail (24a). Les marqueurs sont *Thomelites* cf. *lattense* à l'Est et *Pseudocalycoceras* sp. à l'Ouest. Une reprise de l'érosion indique que la dynamique transgressive l'emporte sur le relèvement de la plate-forme.


T. moyen
T. int.
C./T.
C. supérieur
C. moyen
Cénomanien inférieur
BNM
HNM
(5)
T
25
G2
G1
F
E
D
(4b)
(4a)
24b
24a
C2
C1
(3)
23b
(2)
23a
B3
B2
B1
A
(1)
22
Surface jurassique
Domaine occidental
C. inf.
B
?
Domaine oriental
4 m
La transgression du Crétacé moyen dans les Charentes

Un transit sableux brutal marque d'abord l'unité suivante E. L'événement est assimilé à un cortège de bas niveau marin sous contrôle tectonique, la remontée du fond marin prépondérante effaçant pour un temps les effets de la transgression. La progradation du niveau de base se poursuit et un début de cortège transgressif peut être reconnu dans des grès fossilifères au-dessus des sables.

La plate-forme carbonatée fonctionne à nouveau avec l'unité F et un cortège de haut niveau marin s'établit dans la partie supérieure du cycle 24 de Vail (24b).

Des calcaires gréseux à huîtres réapparaissent avec la sous-unité G1 de la côte atlantique, équivalent d'un bas niveau marin, à la base du cycle 25 de Vail (25a). En Angoumois, G1 n'est pas représentée, mais une surface durcie et rubéfiée constitue une limite de séquence entre les unités F et G.

Un cortège transgressif débute ensuite en G2 à l'Ouest, en G à l'Est (zone à *Geslinianum*) et se développe jusqu'au Turonien inférieur (zone à *Nodosoides*). Il s'inscrit dans le cycle 25 de Vail (25b). La transgression atteint alors le plus haut niveau des mers crétacées. Elle se stabilise avec un cortège de haut niveau marin matérialisé par des micrites à *Vascoceratidae* de la zone à *Turoniense*.

Un bas niveau marin marque le début d'une nouvelle séquence dans le cycle 26, avec le retour de calcaires à Rudistes.

Durant tout le Cénomanien supérieur, le seuil du Poitou a joué un rôle de barrière efficace. Les sédiments et les faunes sont différents de part et d'autre de la structure. Ce n'est qu'au Turonien inférieur que des similitudes significatives (Céphalopodes, Inocérames) attestent une reprise des communications entre les bassins aquitain et parisien (6).

En Vendée, la sédimentation terrigène ne s'arrête qu'au Cénomanien terminal où des carbonates montrent d'importantes affinités fauniques avec le domaine charentais, suggérant l'ouverture du Détroit de la Basse Loire (3, 5, 6).

Références bibliographiques

(1) P.R. Vail et al., *A.A.P.G.*, 1977, 26, p. 49-212.
(2) P. Juignet et al., *C.R. Acad. Sci., Paris*, (3), 1974, p. 2279-2282.
(3) J. Louail et P. Moreau, *104e Congr. Soc. Sav. Bordeaux, Sci.*, fasc. III, 1979, p. 19-30.
(4) J.P. Platel, *Thèse Doct. Etat, Bordeaux, Doc. B.R.G.M.* n° 164, 1989, 572 p.
(5) P. Moreau, *Thèse Doct. Etat, Poitiers*, vol. III, 1993, 322 p. (dépôt S.G.F. Paris).
(6) P. Moreau, *A.G.P.B., A.G.S.O., S.G.F., C.T.H.S., Bull. Sec. Sci., Paris*, 1985, p. 243-254.

Légende

(1), (2) .... pulsations transgressives ; A, B1 ... unités et sous-unités ; BNM. bas niveau marin ; T. cortège transgressif ; HNM. haut niveau marin ; 22, 23 ... cycles de Vail.

horizon d'ammonites

Calcaire lité — Calcaire argileux — Argile — Marne

Sable — Grès — Calcaire détritique — discontinuité

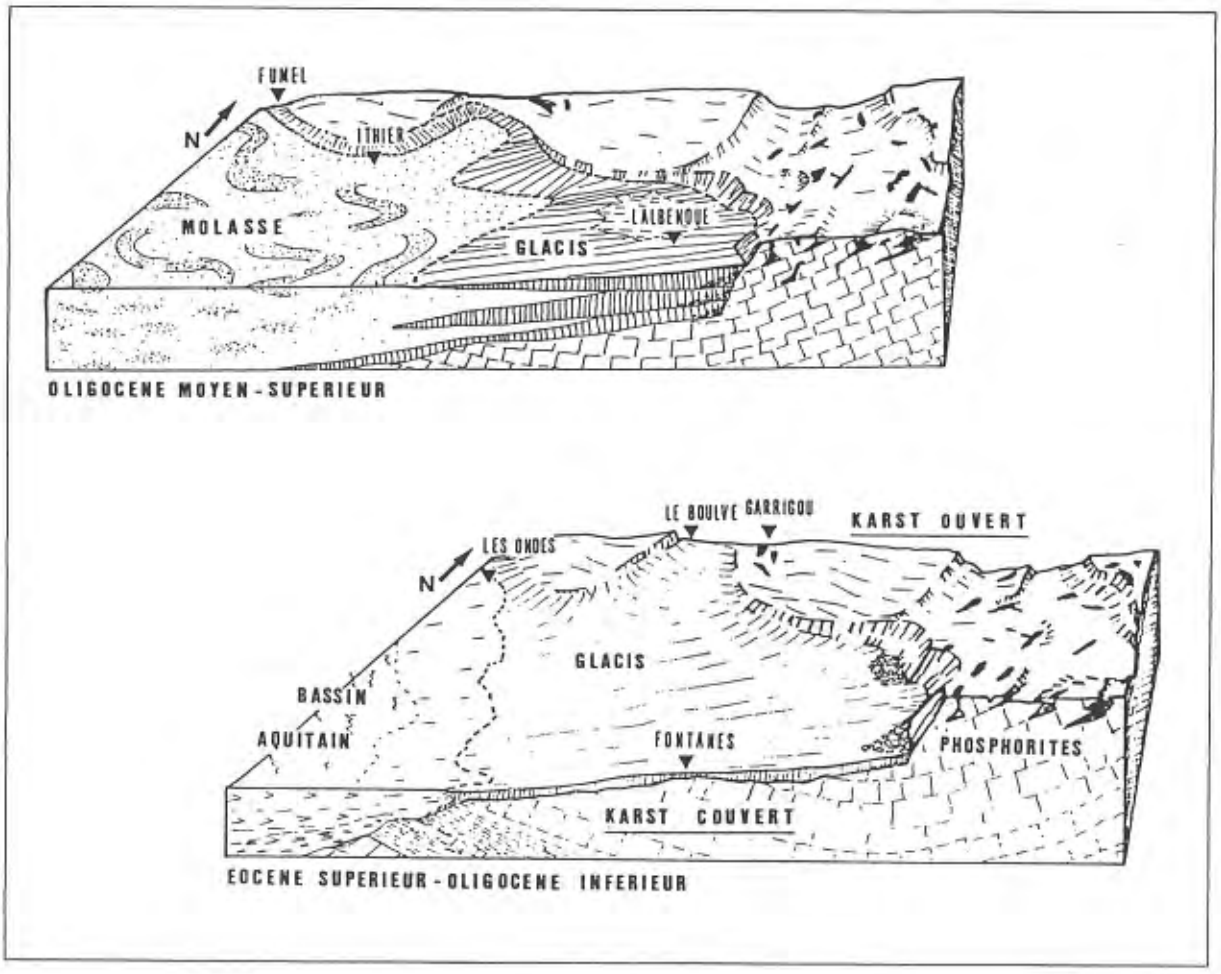
Calcaire à stratification amygdalaire

CALCAIRES CONTINENTAUX A LA PERIPHERIE DU MASSIF KARSTIFIE DU QUERCY.

DATATION A FUMEL, MODELE ET IMPLICATION SUR LA NATURE DES DEPOTS TENUS POUR LACUSTRES DE LA REGION.

B. MURATET*, J. G. ASTRUC et M. VIANEY-LIAUD*****

* 71, rue des Fontaines 31300 Toulouse ; ** Service géologique régional Midi-Pyrénées, Av. Pierre Georges Latécoère, 31400 Toulouse ; *** Institut des Sciences de l'Evolution, UA 327, USTL, Place Eugène Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.



La présente note propose une révision radicale du contexte sédimentologique lacustre retenu de longue date pour le dépôt de certains calcaires continentaux qui frangent la marge septentrionale du bassin aquitain. A l'occasion de la publication d'un nouveau point daté dans la série oligocène de l'Agenais, les auteurs remarquent le caractère steppique des faunes de Mammifères rencontrées tant vers la base qu'au sommet de l'Oligocène ainsi que l'abondance de Mollusques terrestres dans les calcaires. Les faciès montrent des caractères de calcitisation pédogénique et de sols blancs. L'ensemble de ces données permet de retenir un environnement semi aride plutôt qu'humide. Un modèle tiré de l'actuel peut s'appliquer ici ; il permet d'expliciter la présence de tels calcaires entre la plaine molassique et les reliefs karstifiés de la bordure.

TECTONIQUE ET DISSOLUTION DANS LA SEDIMENTATION DU JURASSIQUE MOYEN-SUPERIEUR QUERCYNOIS

T. PELISSIE * et J. G. ASTRUC **

* Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, 39 allèes Jule Guesde, 31062 Toulouse Cedex;
** Service géologique régional, B.R.G.M. Midi-Pyrénées, Avenue Pierre Georges Latécoère 31400 Toulouse

Une analyse sédimentologique détaillée a permis de définir (J. Delfaud, 1969; T. Pélissié, 1982) puis de préciser (T. Pélissié, 1985; R. Cubaynes et al, 1987; J. Rey et al., 1988; R. Cubaynes et al, 1989) les unités lithostratigraphiques et les discontinuités sédimentaires des séries carbonatées des Causses du Quercy (figure 1). Les levés cartographiques (J.,G. Astruc et al, feuilles au 1/.50.000 de Puy l'Evêque, 1986; Cahors, 1988; Gourdon, 1990; Saint-Géry, 1992, Gramat, 1994, Souillac et Caussade, à paraître) ont accompagné et complété ces travaux en permettant de suivre l'évolution spatiale des corps sédimentaires. De nombreuses manifestations tectoniques synsédimentaires, ponctuelles mais très marquées, ont ainsi été mises en évidence posant le problème de leur genèse et de leur signification dans l'histoire géologique de la bordure nord-aquitaine.

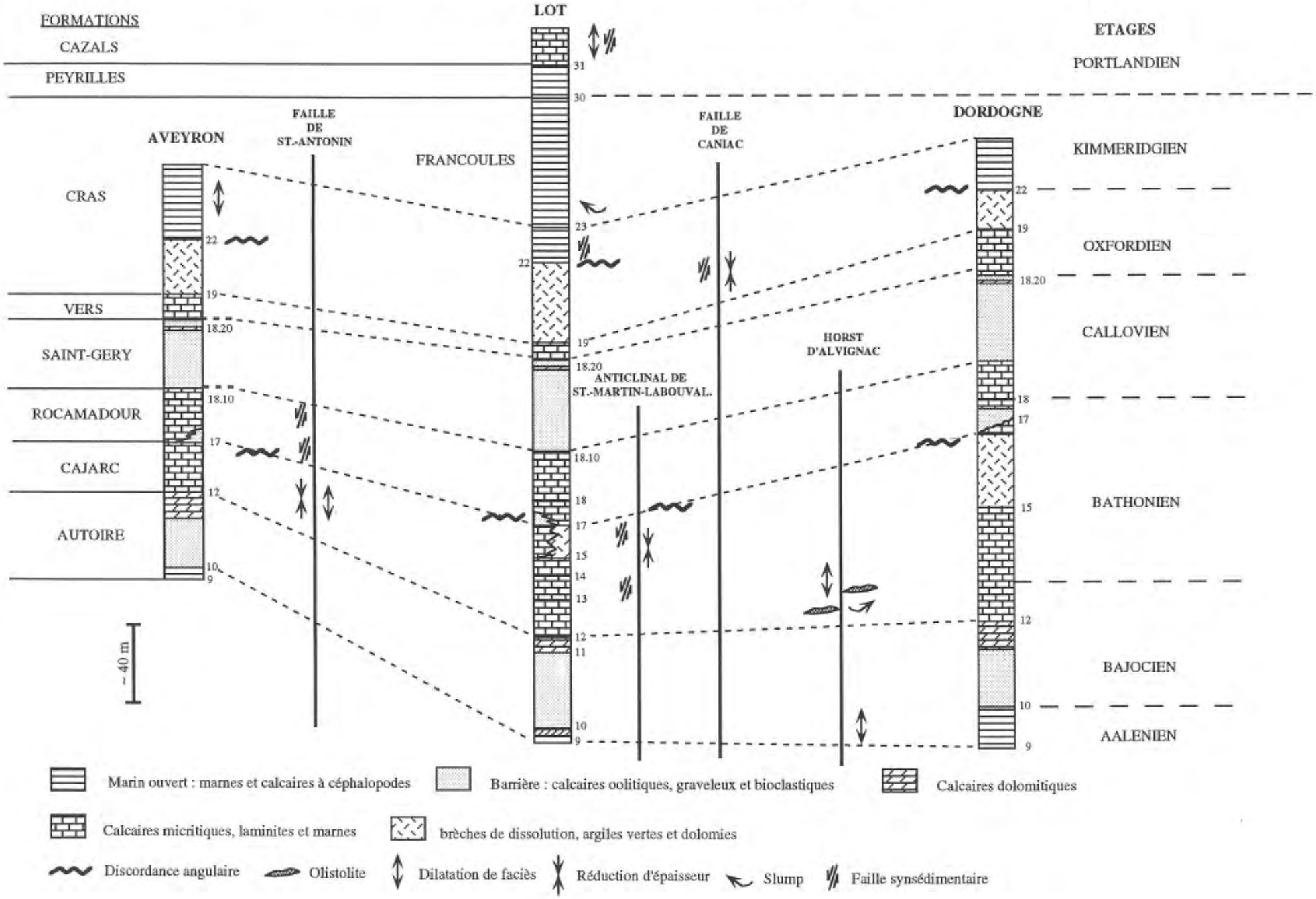
Au cours du Dogger la sédimentation aboutissant au comblement de la plate-forme interne quercynoise est commandée par une subsidence active jusqu'au Bathonien terminal. Cet épisode distensif, lié au rifting de la marge occidentale de la Téthys ligure, induit une morphologie en horsts, grabens et blocs basculés (B. Peybernès et T. Pélissié, 1985). Ces structures actives sont accentuées par la dissolution, maximale le long des zones de fractures, de corps évaporitiques fréquents dans une sédimentation très proximale. Il en résulte de rapides variations d'épaisseurs (figure 2) et de faciès ainsi que de spectaculaires accumulations sédimentaires à proximité des failles et des brachyanticlinaux. La discontinuité D17 du Bathonien terminal qui clôture cette période montre une nette discordance angulaire (figure 3) et scelle quelques failles dans la vallée du Célé. L'homogénéité des faciès et la discrétion des déformations traduisent d'ailleurs, de la fin du Dogger au début du Malm, un contexte sédimentaire stable pour les formations de Rocamadour et de Saint-Géry.

Une nouvelle période d'instabilité tectonique affecte le passage Oxfordien/Kimméridgien avec, toujours associées à des dissolutions d'évaporites, des accumulations sédimentaires (Revert et al, 1990), des discordances progressives, d'importantes variations d'épaisseurs et la fossilisation de failles affectant les brèches de Vers et de Cras. Au Kimméridgien supérieur et au Portlandien basal quelques modifications structurales s'expriment discrètement, compensées par une élévation du niveau marin (R. Cubaynes et al, 1989). Vers la fin du Portlandien, les faciès régressifs marquant la fin du cycle jurassique trahissent une réorganisation du bassin sédimentaire. Cette nouvelle structuration va s'accentuer au Crétacé inférieur et conditionner la répartition des dépôts marins ultérieurs.

Les séries carbonatées quercynoises témoignent ainsi de la géodynamique interne à travers des manifestations qui demeurent discrètes en raison de l'éloignement de toute frontière lithosphérique. Néanmoins, du fait de fréquentes intercalations évaporitiques, la dissolution favorisée par la fracturation interfère avec la tectonique dont elle accentue les effets en augmentant les espaces sédimentaires disponibles et leurs irrégularités. Ce phénomène se poursuit d'ailleurs actuellement comme en témoignent les sources sulfatées sodiques et magnésiennes qui se concentrent le long des fractures et soulignent un front de dissolution d'axe nord-sud. A l'ouest de ce dernier les forages rencontrent de puissants niveaux évaporitiques alors que vers l'est ne subsistent que des brèches.

Strata Série 1, vol. 7 p. 56-57, 1 fig. 1995

FIG. 1 : SUCCESSION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES TERRAINS JURASSIQUES MOYEN ET SUPERIEUR DU QUERCY



EVOLUTION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DU CRETACE SUPERIEUR AU NORD DU BASSIN D'AQUITAINE

J.P. PLATEL

B.R.G.M. - S G N / Service Géologique Régional Aquitaine - Avenue du Dr Schweitzer, 33600 (France)

Réalisées à l'occasion de la cartographie géologique récente du Nord du Bassin d'Aquitaine, l'acquisition moderne et la révision des données lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur les formations du Crétacé supérieur ont abouti à une nouvelle synthèse des connaissances sur ces séries, qui n'avaient pas fait l'objet d'une étude complète depuis le siècle dernier. Elle précise notamment les conceptions et les définitions actuelles des stratotypes du Coniacien, Santonien et du Campanien, localisés dans les Charentes.

Cette étude synthétique a permis de retracer l'évolution d'une plate-forme carbonatée aux environnements contrastés depuis ses bordures littorales situées au nord des Charentes et à l'est du Périgord Noir jusqu'au talus qui la séparait du domaine de bassin au sud-ouest dans le secteur d'Arcachon.

Sur cette plate-forme la sédimentation s'organise au Crétacé supérieur en deux grands cycles "transgression-régression" (séquences de 2ème ordre): le premier au Cénomano-Turonien et le second depuis le Coniacien jusqu'au Maastrichtien inférieur. Les terrains qui les constituent, dont la puissance peut atteindre 700 m (Libournais), sont séparés par une discontinuité majeure, correspondant à une phase d'émersion locale pendant la fin du Turonien. Dans ce cadre a été abordée l'évolution géodynamique de la marge passive du Nord du bassin d'Aquitaine pendant la phase d'accrétion océanique du golfe de Gascogne. Il a ainsi été distingué une quinzaine de séquences de 3ème ordre, jalonnées de six principaux évènements tectoniques.

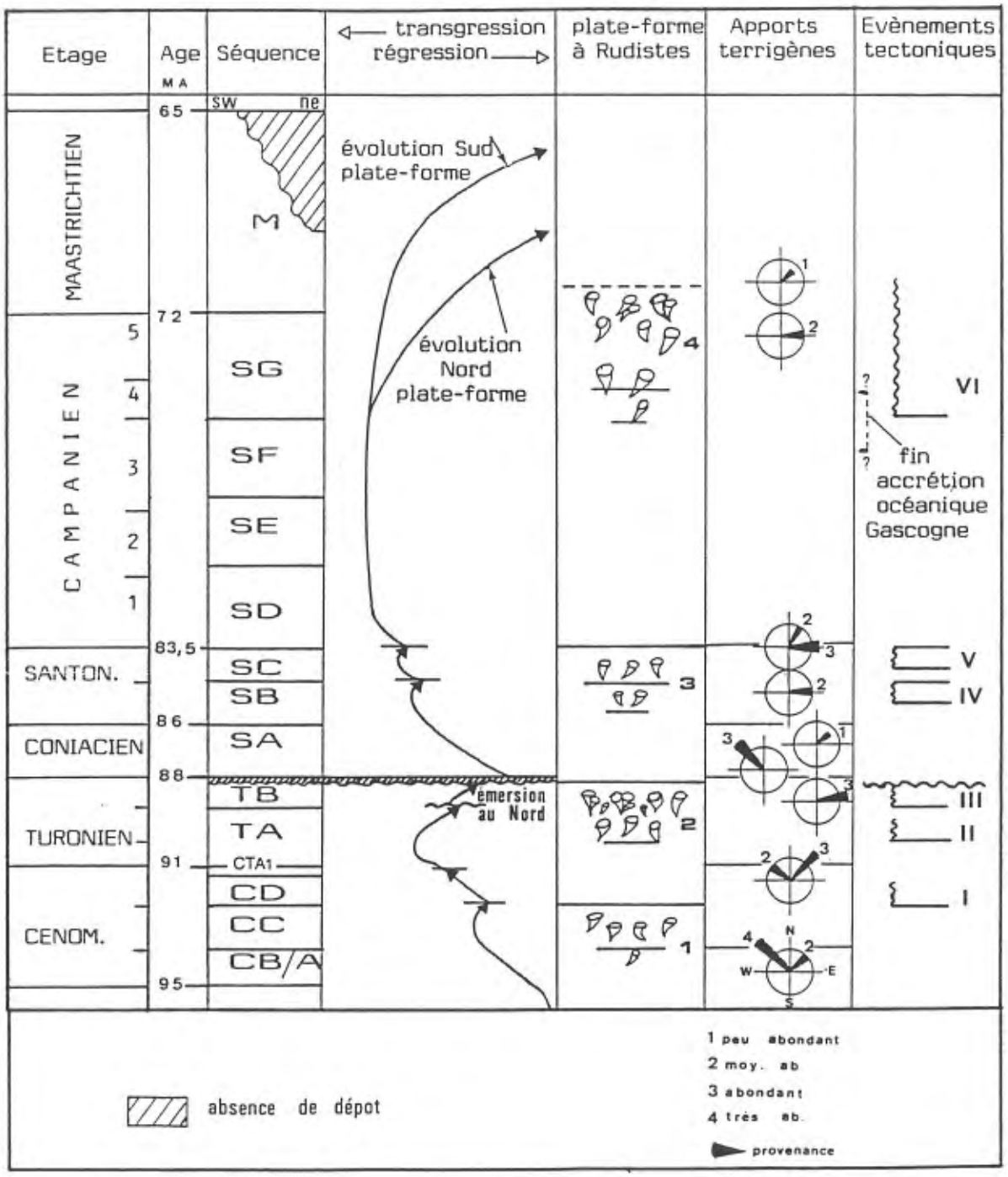
La reconstitution des paléoenvironnements par analyse sédimentologique a conduit à représenter sur treize cartes successives l'évolution latérale des séries de cette plate-forme mésogéenne, où les arrivées de matériaux terrigènes, provenant du Massif central principalement, ont souvent perturbé le développement des environnements récifaux à rudistes; ce fut notamment le cas au Cénomanien inférieur et supérieur, au Turonien supérieur, ainsi qu'au Santonien supérieur.

Un nouveau cadre structural de la zone Crétacé-Tertiaire de la plate-forme nord-aquitaine est par ailleurs présenté, montrant sa complexité qui résulte à la fois des effets d'une tectonique distensive avec jeu de grandes failles normales et de blocs basculés depuis le Crétacé inférieur et probablement jusqu'au Coniacien, puis d'une tectonique compressive en relation avec l'orogenèse pyrénéenne mise en place peu à peu pendant le Crétacé supérieur jusqu'au paroxysme éocène. Des effets de la phase alpine sont également vraisemblables. Ces dernières se traduisent par une tectonique de couverture, qui résulte apparemment du jeu en décrochement horizontal de grandes failles affectant le bâti hercynien profond avec plissement de la couverture sédimentaire en de nombreux anticlinaux.

Références

PLATEL J.P. (1989) - Le Crétacé supérieur de la plate-forme septentrionale du Bassin d'Aquitaine - Stratigraphie et évolution géodynamique - *Document BRGM* n°164, 573 p., 100 fig., 21 tab, 22 cartes. Thèse de Doctorat es Sciences, Bordeaux III, 1987

Strata Série 1, vol. 7 p. 58-59, 1 fig. 1995



F100 Principaux évènements et caractères sédimentologiques durant le Crétacé supérieur sur la plate-forme nord-aquitaine

LES SEQUENCES DE DEPOT ET CYCLES TRANSGRESSIFS - REGRESSIFS DU LIAS MOYEN ET SUPERIEUR DU QUERCY (AQUITAINE ORIENTAL)

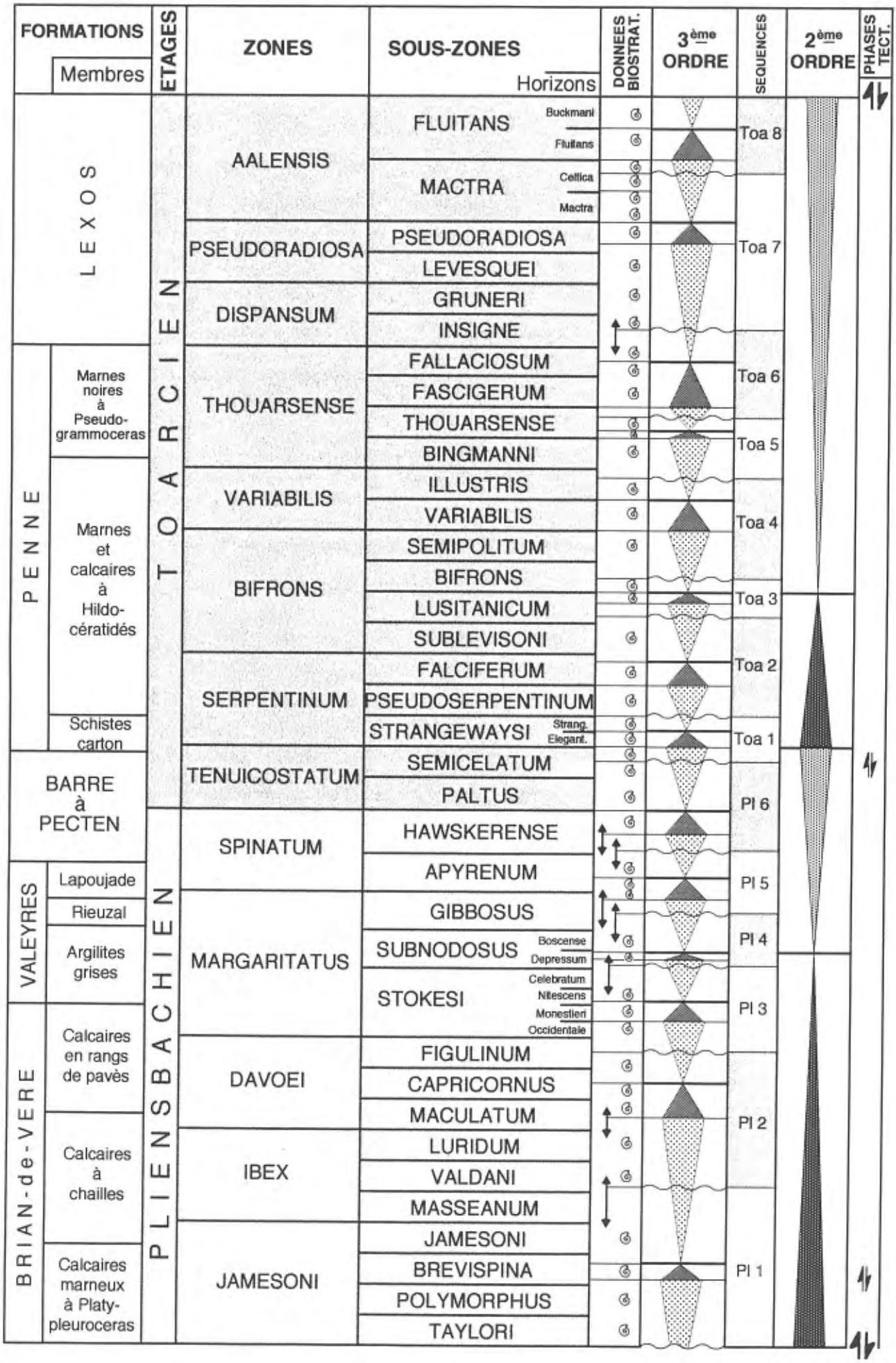
J. REY, R. CUBAYNES, PH. FAURE, F. BRUNEL et A. QAJOUN

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, URA CNRS 1405, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cédex

Au Lias moyen et supérieur, la région du Quercy , dans la partie orientale du bassin d'Aquitaine, était occupée par une aire de sédimentation marine à polarité atlantique, structurée par des accidents d'origine hercynienne. Nous pouvons y distinguer deux unités morpho-structurales séparées par le haut-fond de Figeac : le sous-bassin du Quercy septentrional , en bordure des Causses de Gramat et de Martel ; le sous-bassin du Quercy méridional, à la périphérie du Causse de Limogne et dans la région de la Grésigne. Ces sous-bassins étaient découpés en blocs basculés par des accidents d'orientation générale Est - Ouest et limités à l'Est par le seuil de Villefranche-de-Rouergue, à l'Ouest par la zone haute du linéament ouest-quercynois. La série liasique , déposée dans un environnement dominant de plate-forme ouverte (Cubaynes, 1986) est constituée d'unités lithologiques qui sont, soit exclusivement calcaires , soit exclusivement marneuses, soit à bancs calcaires et marneux alternés.

La comparaison du contenu sédimentaire des deux sous-bassins, l'étude de l'organisation géométrique des dépôts des domaines proximaux aux domaines distaux, l'examen de la strato-fabrique (strato-croissance ou strato-décroissance des bancs), le recensement des divers types de discontinuités (Brunel et *al.*, 1995) et l'analyse des fluctuations dans les peuplements de Foraminifères (notamment dans les séries marneuses à lithologie homogène, Rey et *al.*, 1994; Cubaynes et *al.*, 1995) ont permis d'identifier les différentes séquences de dépôt de 3ème ordre. Entre la base du Carixien et le sommet du Toarcien, nous avons reconnu **14 séquences de dépôt** (figure 1) d'une durée moyenne de l'ordre de 1 Ma . Leur épaisseur varie entre 2m et 30m dans les domaines distaux où les séquences sont complètes. Le Pliensbachien (Carixien, Domérien) comprend 6 séquences notées Pl 1 à Pl 6, le Toarcien 8 séquences notées Toa 1 à Toa 8. Tous les cortèges sédimentaires ont fourni des Ammonites (à l'exception des cortèges de bas niveau des 2 dernières séquences domériennes). Ainsi, les limites des séquences, les premières surfaces d'inondation et les surfaces d'inondation maximales sont précisément calées sur les sous-zones ou horizons d'Ammonites. Un tel découpage séquentiel montre de très fortes analogies avec celui récemment décrit dans le Sud Est de la France (De Graciansky et *al.*, 1993).

A l'échelle du 2ème ordre, la série s'organise en **2 cycles de transgression - régression**, le premier au Pliensbachien - Toarcien basal, le second exclusivement toarcien. Le maximum de régression, signalé par des émersions dans l'ensemble du bassin avec karstifications et pédogénèse se localise au sommet des calcaires de la « Barre à Pecten », dans le Toarcien basal (sommet de la Sous-zone à Semicelatum). Les transgressions maximales, dans des ensembles essentiellement marneux, sont signalées par des séquences de 3ème ordre rétrogradantes ; elles datent du Domérien (Zone à Margaritatus, Sous-zone à Subnodosus) et du Toarcien (zone à Bifrons ; limite des Sous-zones à Lusitanicum et Bifrons). Ces cycles transgressifs - régressifs de 2ème ordre sont contrôlés par des phases de tectonique distensive en relation avec le rifting de la Téthys ligure qui s'expriment, soit par des modifications dans la morphologie des bassins (phases majeures), soit par le développement de failles normales synsédimentaires (phases mineures) : les 2 phases majeures se placent à la base du Carixien et au sommet du Toarcien; 2 phases de moindre importance peuvent être observées au Carixien inférieur (Zone à Jamesoni) et au Toarcien basal (Zone à Tenuicostatum). Ce contrôle tectonique dominant sur les cycles de 2ème ordre est conforme aux concepts développés par Vail et *al.* (1991).


FORMATIONS
Membres
ETAGES
ZONES
SOUS-ZONES
Horizons
DONNEES BIOSTRAT.
3ème ORDRE
SEQUENCES
2ème ORDRE
PHASES TECT.
LEXOS
PENNE
Marnes noires à Pseudo-grammoceras
Marnes et calcaires à Hildo-cératidés
Schistes carton
BARRE à PECTEN
VALEYRES
Lapoujade
Rieuzal
Argilites grises
BRIAN-de-VERE
Calcaires en rangs de pavès
Calcaires à chailles
Calcaires marneux à Platy-pleuroceras
TOARCIEN
PLIENSBACHIEN
AALENSIS
PSEUDORADIOSA
DISPANSUM
THOUARSENSE
VARIABILIS
BIFRONS
SERPENTINUM
TENUICOSTATUM
SPINATUM
MARGARITATUS
DAVOEI
IBEX
JAMESONI
FLUITANS
Buckmani
Fluitans
MACTRA
Celtica
Mactra
PSEUDORADIOSA
LEVESQUEI
GRUNERI
INSIGNE
FALLACIOSUM
FASCIGERUM
THOUARSENSE
BINGMANNI
ILLUSTRIS
VARIABILIS
SEMIPOLITUM
BIFRONS
LUSITANICUM
SUBLEVISONI
FALCIFERUM
PSEUDOSERPENTINUM
STRANGEWAYSI
Strang.
Elegant.
SEMICELATUM
PALTUS
HAWSKERENSE
APYRENUM
GIBBOSUS
SUBNODOSUS
Boscense
Depressum
STOKESI
Celebratum
Nitescens
Monestieri
Occidentale
FIGULINUM
CAPRICORNUS
MACULATUM
LURIDUM
VALDANI
MASSEANUM
JAMESONI
BREVISPINA
POLYMORPHUS
TAYLORI
Toa 8
Toa 7
Toa 6
Toa 5
Toa 4
Toa 3
Toa 2
Toa 1
Pl 6
Pl 5
Pl 4
Pl 3
Pl 2
Pl 1

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BRUNEL F., CUBAYNES R., REY J., RUGET C. et BONNET L. (1995).- Les discontinuités sédimentaires et leur utilisation pour les corrélations stratigraphiques : exemple dans le Lias moyen du Quercy (Aquitaine NE). *Bull. Soc. Geol. France*, t. 166 (sous-presse).

CUBAYNES R. (1986). - Le Lias du Quercy méridional. Etude lithologique, biostratigraphique, paléoécologique et sédimentologique. *Strata*, sér. 2, n° 6, 574p.

CUBAYNES R., RUGET C., REY J., BONNET L. et BRUNEL F. (1995).- Communautés de foraminifères benthiques et variations du niveau marin dans le Lias moyen du bassin d'Aquitaine. « 1er Congrés Eur. Paléont. », *Géobios*, M. S. 18 (sous-presse).

GRACIANSKY P. C. de, DARDEAU G., DUMONT T., JACQUIN T., MARCHAND D., MOUTERDE R. et VAIL P.R. (1993).- Séquences de dépôt, cycles transgressifs-régressifs et tectonique d'extension : l'exemple du bassin dauphinois dans la région de Digne au Lias et au Dogger. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 164, n° 5, p. 708 - 718.

REY J., BONNET L., CUBAYNES R., QAJOUN A. et RUGET C. (1994).- Sequence stratigraphy and biological signals : statistical studies of benthic foraminifera from Liassic series. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111, p. 149-171.

VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. et PERZ-CRUZ C. (1991).- The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology - an overview. *in* « Cycles and Events in Stratigraphy », EINSELE et *al.*(Eds), *Springer-Verlag*, p; 617 - 665.

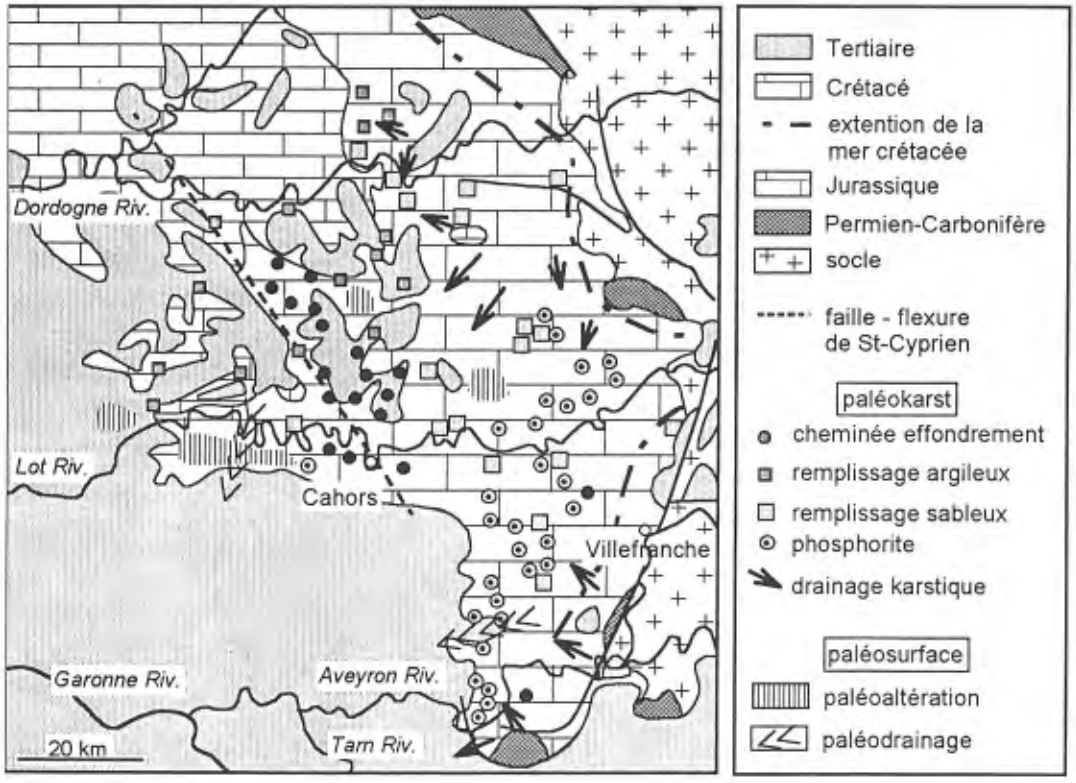
EVOLUTION TERTIAIRE DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DU QUERCY, MARGE DU BASSIN AQUITAIN

R. SIMON-COINÇON *, J.G. ASTRUC **

**URA 1562 du CNRS Clerrmont-Ferrand, ENSMP, Fontainebleau, et PICG 317*
*** BRGM, Toulouse ,PICG 317*

La vaste plate-forme carbonatée s'étendant entre le bassin subsident d'Aquitaine et le socle du Massif Central a évolué en milieu continental depuis la fin du Crétacé. Après le retrait de la mer sénonienne, la région se présentait comme un plateau karstique avec de vastes dépressions à fond plat, accidentées par des buttes. Par la suite, se développa, peu à peu, un important système karstique souterrain.

Différents types de karsts se développèrent en relation avec une histoire complexe incluant la nature du matériel primaire, les caractéristiques régionales, le contexte géomorphologique et les paléoaltérations successives. Les paléokarsts diffèrent de part et d'autre de la flexure de St-Cyprien. Dans la zone affaissée, les formes superficielles dominent (poljes, dolines, ouvalas), tandis que sur le bloc surélevé, les formes souterraines prévalent (conduits, galeries, avens).



En bordure du bassin tertiaire, le "sidérolithique" s'est déposé dans les paléokarsts (Les-Eyzies, Forêt de la Bessède), certains creux atteignant une cinquantaine de mètres. Les remplissages sont complexes et sans structure apparente. Les premiers remplissages proviennent de la dissolution des couches crétacées (Brouard, 1992). Des sédiments riches en matière organique et en pyrite se déposèrent en fin de remplissage. Plus tard, les eaux percolant à travers le karst formèrent un système géochimique particulier, sans signification paléoclimatique. Dans ce système se formèrent

de la halloysite, de la kaolinite, de la smectite et des silcrètes de nappe. Ces dépôts ont été scellés par les sédiments de la grande transgression molassique.

Plus à l'Est, loin du bassin tertiaire, dans la zone soulevée de la plate-forme calcaire, les témoins des paléokarsts subsistent. Ce sont des formes de profondeur, dont certaines sont encore remplies. Ces paléokarsts ont été recoupés et parfois déblayés par les érosions ultérieures. D'autres remplissages ont été connus parce qu'exploités : phosphorites ou dépôts riches en fer.

LES REMPLISSAGES DES PALEOKARSTS

Actuellement plusieurs types de remplissages de paléokarsts peuvent être observés R. Simon-Coinçon et J.G. Astruc, 199O).

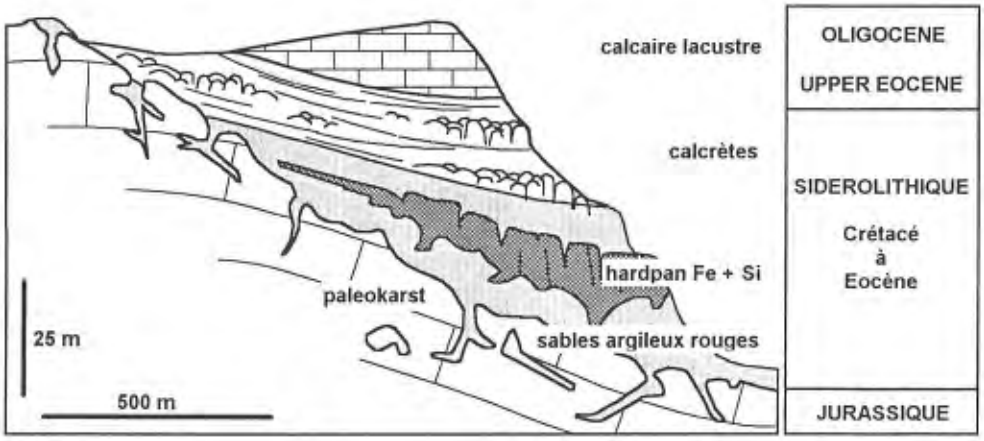
Concrétions : Ces dépôts carbonatés (stalagmites, stalagtites, planchers stalagmitiques...) témoignent en général d'une réactivation du karst et sont d'âge quaternaire.

Les brèches : Elles remplissent des cheminées d'effondrement (10 à 100 m de diamètre). Les cheminées ont piégé les terrains des murs et du toît existant lors de leur activité. Ainsi sont préservés des restes de terrains crétacés.

Les remplissages sableux et argileux : Ils se rencontrent aussi bien en remplissage de galeries que dans de larges dépressions à fond plat (ouvala de Berganty). Les sables sont formés, de grains de quartz souvent d'origine marine issus des terrains crétacés emballés dans une matrice d'argile kaolinique et ils contiennent de plus, de nombreux débris de fossiles de cet âge. Ils proviennent de la couverture crétacée altérée, soutirée, transportée et déposée dans les réseaux souterrains.

Les argiles et les sables rouges sont caractéristiques des phosphorites. Ces remplissages contiennent aussi quelques graviers et de nombreux pisolithes de fer. Certains remplissages sont riches en faune (Vianey-Liaud, 1980, Rémy et *al*, Sigé, 1991, Legendre,). Le phosphate a été importé dans le système karstique et provient vraisemblablement d'une couverture de terrains crétacés.

Certains sites contiennent un très fort pourcentage d'oxydes de fer. Les remplissages de ces paléokarsts reflètent les diverses conditions paléoclimatiques qui se sont succédées. Aux remaniements des manteaux d'altération ferrallitique succèdent des dépôts carbonatés (calcrètes ou calcaires palustres et lacustres) témoignant d'une aridification et d'un confinement progressifs. En bordure des dépressions, les silcrètes et les calcrètes se développèrent..



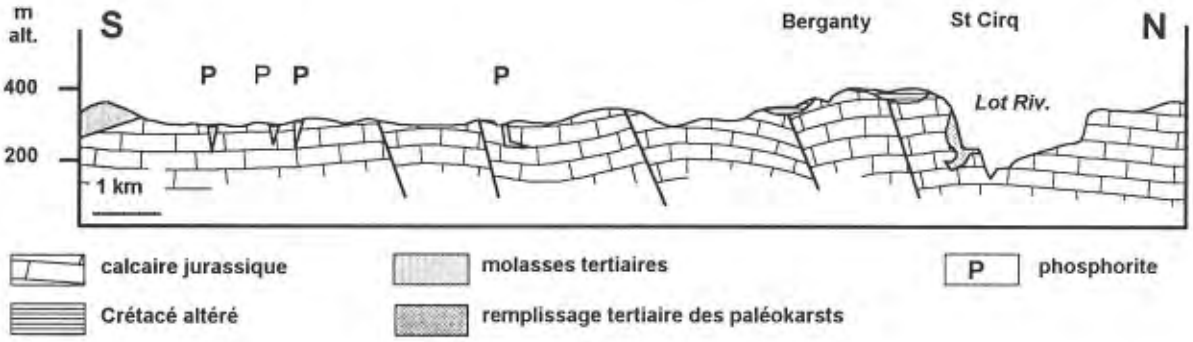
EVOLUTION POLYGÉNIQUE DES PALÉOKARSTS :

Durant le début du Tertiaire, la baisse du niveau de base, causée par des mouvements eustatiques et tectoniques produisit une charge hydraulique conduisant au développement d'un karst profond sur le plateau calcaire bordier. Certaines karstifications ont débuté dès la fin du Crétacé avec d'abord un karst superficiel, puis des réseaux souterrains s 'élaborant aussi bien dans le Jurassique que dans le Crétacé. Les formations superficielles et l'importance de la couverture sableuse des

altérites crétacées expliquent l'existence de fluviokarsts. Le drainage a du cependant rester limité et la dissection modeste.

A la fin de l'Eocène inférieur, une baisse du niveau de base en relation avec la tectonique pyrénéenne, entraîna une subsidence du bassin ; formations superficielles et altérites furent entraînées dans le karst. Elles transitèrent aussi en surface selon les différentes conditions paléoenvironnementales. Certaines failles furent réactivées et les blocs soulevés furent déblayés par l'érosion, différents paléopaysages s'individualisèrent.

- Dans les zones amont (Causse de Martel, Causse de Gramat), les terrains crétacés ont été très tôt déblayés et se sont piégés dans les vides karstiques.
- Plus près du bassin, dans le Sud-ouest du Quercy, le karst profond était épisodiquement connecté avec la surface, au fur et à mesure de l'érosion de la couverture détritique et des couches crétacées. La faune était piégée dans les dépressions et les restes transportés dans le karst profond (plus de 150 m sous la surface actuelle du plateau à l'Ouest de St-Antonin). Ce processus s'échelonna de l'Eocène moyen jusqu'au Miocène.



- Le plateau était bordé par une "cuesta" plus ou moins nette (ceinturant vraisemblablement une zone haute axée sur la région de Montauban ou de Castelsarrazin), et qui a reculé tout au long du Tertiaire. Au début de l'Eocène elle était plus ou bloquée sur la flexure Ouest-Quercynoise. Au Nord-Ouest s'étendaient les vastes plateaux de calcaires jurassiques et crétacés, couverts d'altérites à kaolinite et de cuirasses ferrugineuses. Les zones basses constituaient un piémont draîné vers le Sud-Ouest. La cuesta bordière était parfois entaillée par des vallées comme à Floressas (cf figure) ou même de véritables canons comme à l'Ouest de Caussade. La cuesta pouvait aussi s'ébouler et dans la région de Caussade se dessinent de véritables tabliers d'éboulis en bordure des lacs ou des marécages. Ces dépôts bordiers ont été corrodés par des colonies de microcodiums qui ont aussi contaminé les calcaires jurassiques sous-jacents.

Durant l'Oligocène, lors de la transgression lacustre générale, les paléokarsts furent recouverts par les sédiments molassiques. A la fin du Miocène, après une baisse du niveau marin un premier réseau hydrographique s'installa. Durant le Pliocène et le Quaternaire, un soulèvement général de la région accompagné du rejeu de failles entraîna une incision du réseau hydrographique (R. Simon-Coinçon, 1992). Certains paléokarsts furent recoupés et en partie déblayés ou réincorporés aux nouveaux réseaux karstiques.

Références

Brouard E. (1992) - Nelle thèse, Université de Paris-Sud, 270 p.
Legendre S. *et al.* (sous-presse) - Neues Jahrbuch f. Geologie u. Paleontologie.
Rémy J.A. *et al.* (1987) - Münchner geowiss. Abh. (A), 10, p. 169-188.
Simon-Coinçon R., Astruc J.G. (1990) - Bull. Soc. Géol. Fr., **14**, p. 595-65.
Simon-Coinçon R. (1992) - Géologie de la France, **3-4**, p. 29-39.
Simon-Coinçon R. *et al* (1995) - Publication ASF, Paris, p. 1-64.
Vianey-Liaud M. (1980) - Quercy-Recherche, Cahors, **34,** 24-42.

REVISION DU PALEOCENE DU BASSIN DE L'ADOUR : IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

K. SZTRAKOS*, P. ANDREIEFF, J.P. GELY*** et G. LE POCHAT******

* 35 rue Savier 92240 Malakoff, France;
** BRGM Service géologique national avenue de Concyr BP 6009 45060 Orléans cedex 2, France;
*** attaché au Laboratoire de Géologie du Museum national d'Histoire naturelle 43 rue Buffon 75005 Paris; adresse professionnelle : Gaz de France Direction de la Recherche 361 avenue du Président Wilson 93211 La Plaine St Denis Cedex, France;
**** BRGM Service géologique national Avenue du Dr A. Schweitzer 33600 Pessac, France.

Les nombreux forages réalisés depuis une vingtaine d'années pour l'exploration pétrolière, la recherche de sites de stockage de gaz naturel et le développement du thermalisme ont fait l'objet d'une récupération de très nombreux échantillons et d'enregistrements diagraphiques.

Les études lithostratigraphique et biostratigraphique de ces échantillons ainsi que les corrélations diagraphiques permettent de préciser la géométrie des corps sédimentaires et l'importance des hiatus dans le Paléocène du Bassin de l'Adour.

Le Paléocène, improprement nommé "Dano-Paléocène" a souvent été décrit comme une succession de calcaires et de dolomies.

Les études récentes montrent que ce Paléocène comprend sept séquences de dépôt dont les extensions vers le nord du bassin sont contrôlées par une succession de rides structurales (Rides d'Audignon, de Villenave-Campagne, Brocas et Roquefort).

L'agencement des différents faciès au sein de ces séquences conditionne la répartition des réservoirs aquifères et le régime hydraulique à l'échelle du Bassin de l'Adour.

STRATIGRAPHIE DU PALEOCENE ET DE L'EOCENE DE L'AQUITAINE OCCIDENTALE

K. SZTRAKOS* et J.P. GELY**

* 35 rue Savier 92240 Malakoff, France; ** attaché au Laboratoire de Géologie du Museum national d'Histoire naturelle, 63 rue Buffon, 75005 Paris; adresse professionnelle : Gaz de France, Direction de la Recherche, 361, av. du Président Wilson. BP 33, 93211 La Plaine St.Denis Cedex ,France

La datation et la corrélation des formations paléocènes et éocènes de l'Aquitaine Occidentale ont été revues, en utilisant les données bibliographiques (Faber, 1961; Flicoteaux, 1972; Fondecave-Waller et al, 1994; Mancion, 1985; Mathelin et Sztrakos, 1993; Plaziat et al, 1975; Schaub, 1981; etc.), nos datations, ainsi que les diagraphies des sondages pétroliers.

Les figures 1 et 2 résument les résultats de ce travail. Les modifications portées sur le schéma stratigraphique existant sont les suivantes :

Les corrélations diagraphiques montrent que les Couches d'Arcet sont les équivalents latéraux des Calcaires détritiques et des Calcaires supérieurs du Béarn. Elles appartiennent donc au Thanétien supérieur et non au Danien, comme cela est généralement admis. De plus, ces corrélations ont mis en évidence la transgression progressive des différents termes du Paléocène sur l'anticlinal d'Audignon et dans le synclinal de Tartas (figure 1).

La biostratigraphie des formations Yprésiennes de l'Aquitaine Occidentale a été récemment revue (Sztrakos, sous presse). En ce qui concerne le Lutétien, les datations récentes ont mis en évidence l'absence du Lutétien basal au nord de l'anticlinal d'Audignon. Les deux bancs de calcaire traversés par les sondages de cette région représentent les Couches à grandes nummulites et le Calcaire de Brassempouy, séparés par un horizon lagunaire. La Molasse les surmontant a été datée du Prabonien à l'aide des Characées. Les Sables de Lussagnet appartiennent probablement au cycle sédimentaire des Couches de la Fontaine de la Médaille (figure 2).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

FABER, J.,1961. Paléogéographie et sédimentologie du Danien et du Paléocène de la région de Pau, Revue Inst.Fr.Pétr.,6, p.907-921.

FLICOTEAU, R., 1972. L'analyse stratonomique, méthode d'étude des différents faciès du flysch paléocène de Pau et de leur milieu de dépôt. Application aux problèmes posés entre affleurement et sondages, Mém. Bur.Rech.Geol.Min., 77, p. 615-626.

FONDECAVE-WALLEZ, M.J., PEYBERNES, B. et EICHENE, P., 1994. Resédimentation du matériel triasique dans le flysch éocène, ex-crétacé, de Bidart (Pyrénées Atlantiques), Strata, 6, série 1, p.152-153.

MANCION C., 1985. Foraminfères planctoniques et nannofossiles calcaires de l'Eocène moyen de Miretrain (angoumé -Landes). Utilisation biostratigraphique et paléogéographique. Thèse 3ième cycle, Paris VI, n°85-39.

MATHELIN, J.C et SZTRAKOS, K., 1993. L'Eocène de Biarritz (Pyrénées Atlantiques, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Monographie des foraminifères. Cahiers de Micropal., 8, 1, n.sér., p. 5-85.

PLAZIAT, J.C., TOUMARKINE, M. et VILLATTE, J., 1975. L'âge des calcaires pélagiques et néritiques de la base du Tertiaire (Danien, Paleocène), Bassin basco-cantabrique et béarnais (Espagne, France). Mise au point des faunes d'Echinides, Ecl.Geol.Helv., 68, 3, p. 613-647.

SCHAUB H., 1981. Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxonomie, phylogenèse et biostratigraphie. Mèm. suisses Pal., n° 104-106.

SZTRAKOS, K., (sous presse). L'Yprésien du Bassin de l'Adour (Aquitaine, SW France). Stratigraphie et paléoenvironnement. Etude des foraminifères. Cahiers Micropal.

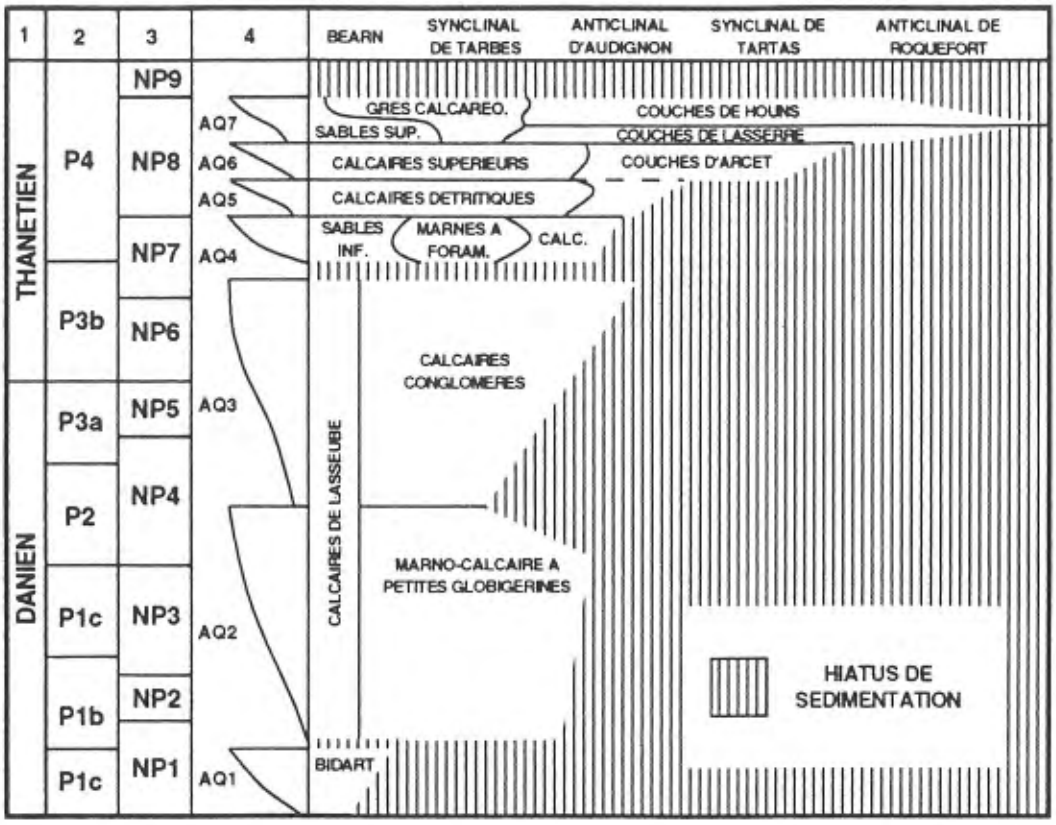


Figure 1 : Découpage en séquences de dépôt des formations paléocènes de l'Aquitaine occidentale.

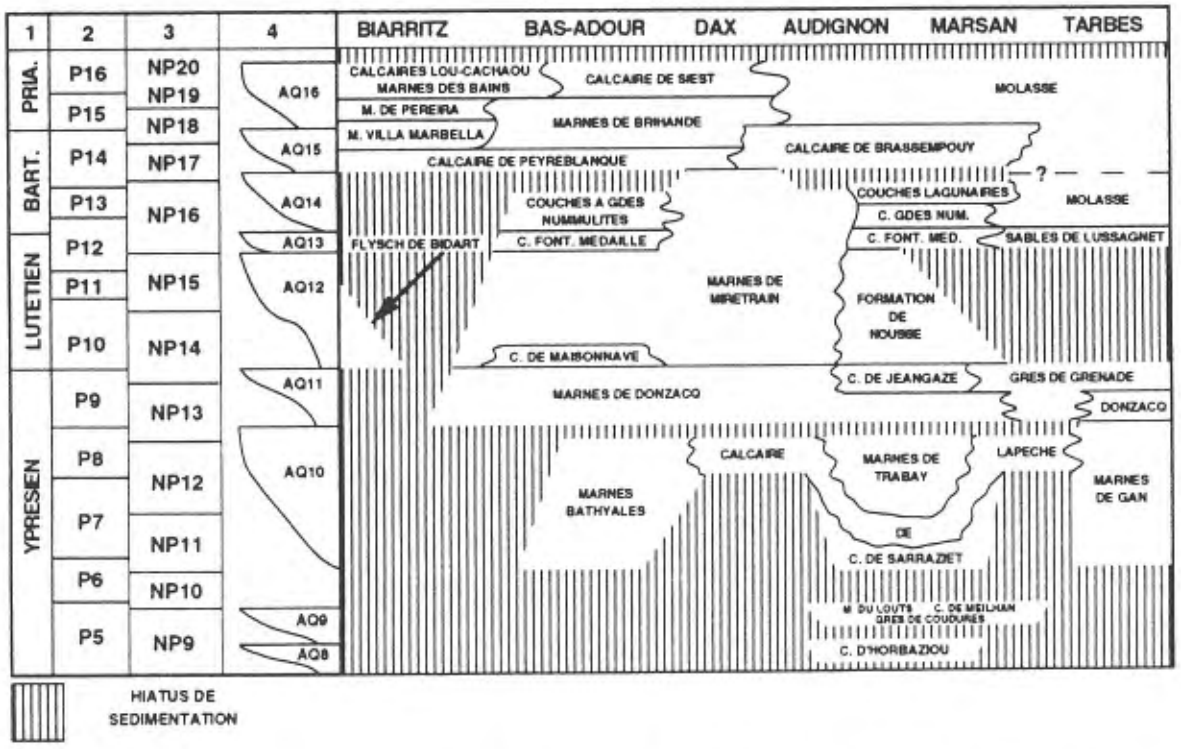


Figure 2 : Découpage en séquences de dépôt des formations éocènes de l'Aquitaine occidentale.

GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS DE LA FORMATION DE LONS (KIMMÉRIDGIEN, BASSIN D'AQUITAINE). INTERPRÉTATION STRUCTURALE

G. THOMAS*, A. PERMANYER**, J. DELFAUD*, J.J. BITEAU***, J.L.LAGARIGUE*** et A. LE MAREC***

* Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France.
** Laboratoire de Géochimie, Université de Barcelone, 08071 Barcelone, Espagne.
*** Division Exploration, D.E.P.F., Elf Aquitaine Production, 31360 Boussens, France.

De nombreuses cartes en isopaches ont déjà été réalisées à diverses étapes de l'histoire du bassin d'Aquitaine car elles constituent une donnée importante dans l'étude et la compréhension d'un bassin. Cependant, pour être correctement interprétés, ces documents doivent être établis sur la base des épaisseurs initiales (h_0) et non des épaisseurs actuelles (h). En admettant que la compaction s'effectue uniquement par réduction de porosité (le flux de matière solide est alors supposé nul) on a : $h_0 = h\ (1 - \Phi_z/1 - \Phi_0)$, Φ_0 et Φ_z étant les porosités initiale et actuelle. La décompaction des dépôts carbonatés de la Formation de Lons a été effectuée dans le cadre de cette hypothèse, à partir des données de forages pétroliers.

L'étude des diagraphies sonic montre que l'évolution de la porosité en fonction de la profondeur est de type exponentiel. Le problème de l'érosion d'une partie plus ou moins importante de la colonne sédimentaire a été examiné avec attention, mais les diagrammes porosité-profondeur ne permettent pas de mettre en évidence de phénomène de sur-compaction. Ceci suggère que la tranche érodée a été compensée par la sédimentation postérieure, rétablissant approximativement la valeur du paléo-enfouissement.

Les isopaches décompactées des cinq membres définis dans la Formation de Lons (de haut en bas L01 à L05) font apparaître les grandes lignes communes à l'ensemble de la formation, mais aussi les évolutions (fig.) Les sous-bassins (Parentis, Adour, Mirande) ne sont pas encore individualisés, mais sont préfigurés par :

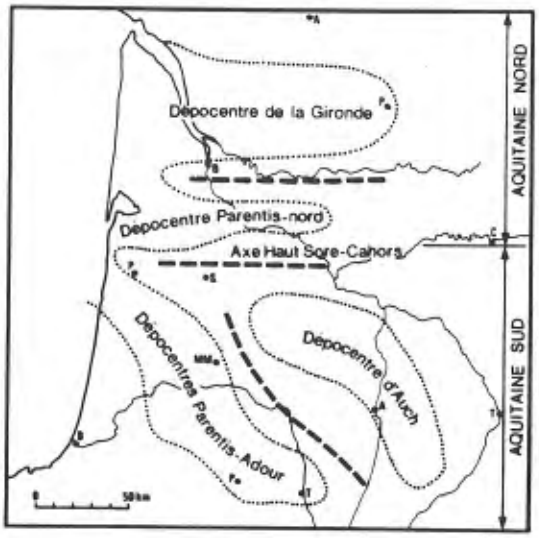
- le dépocentre de la Gironde centré sur l'estuaire actuel,
- le dépocentre de Parentis-nord situé dans la partie septentrionale du sous-bassin de Parentis,
- le complexe des dépocentres de Parentis-Adour,
- le dépocentre d'Auch.

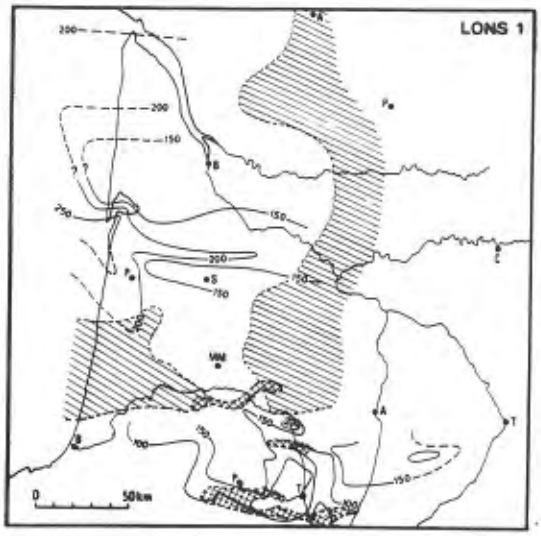
Un secteur à sédimentation réduite constitué par «l'axe haut Sore-Cahors» orienté Est-Ouest divise le bassin aquitain en deux parties :

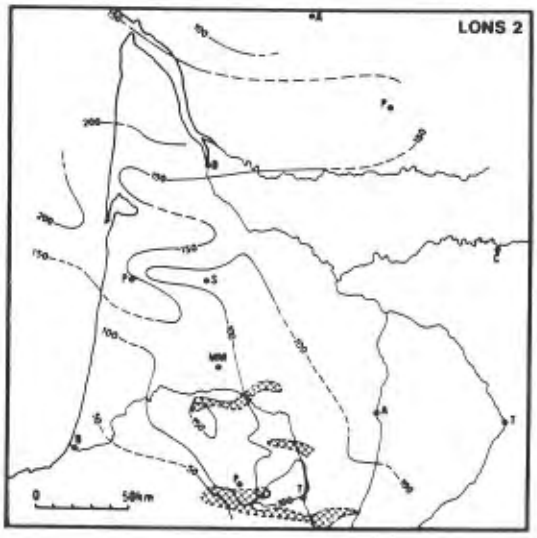
- l'Aquitaine-nord où les dépocentres séparés par l'axe haut de la Dordogne sont orientés essentiellement Est-Ouest, avec des épaisseurs maximales souvent supérieures à 200 m,

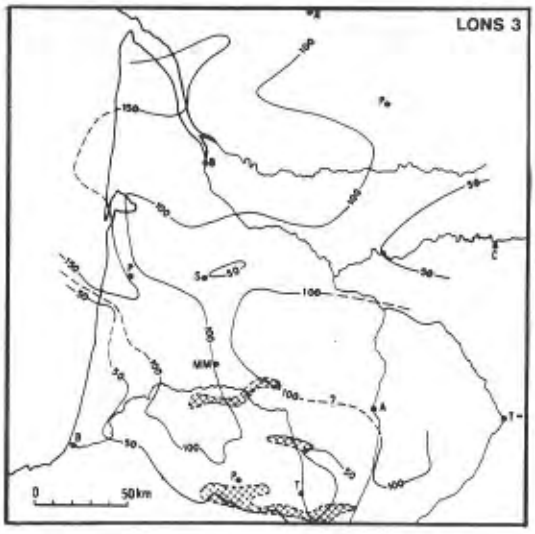
- l'Aquitaine-sud où les dépocentres de forme sigmoïde sont plus morcelés et mobiles mais avec une direction prédominante Nord-Ouest/Sud-Est. Les épaisseurs maximales sont souvent inférieures à 200 m.

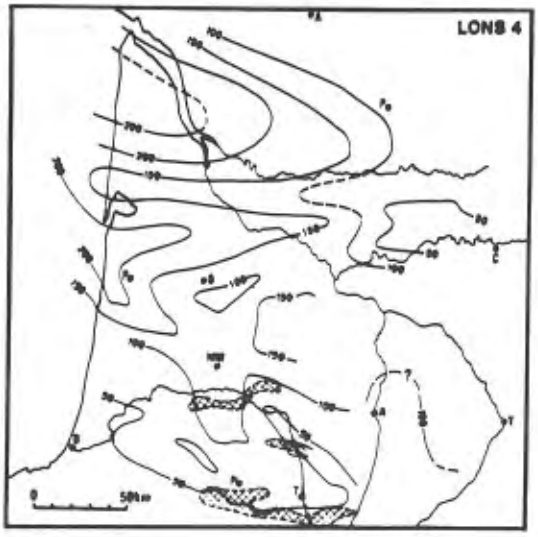
Cette géométrie suggère donc une cinématique contrôlée par des accidents Est-Ouest et Nord-Ouest/Sud-Est. Ces directions se retrouvent dans le Paléozoïque du Massif Central (directions héritées).

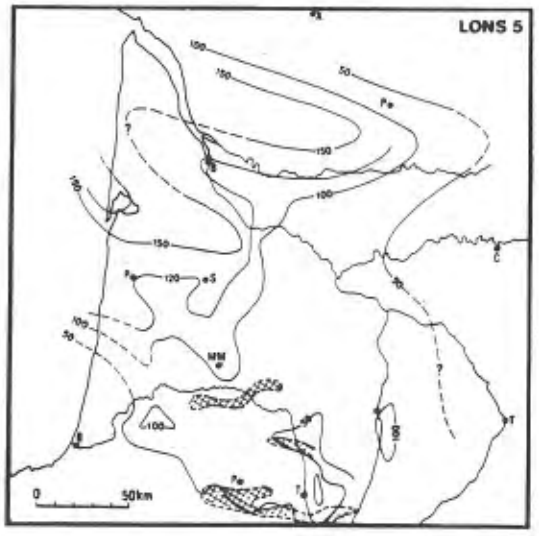

Dépocentre de la Gironde
Dépocentre Parentis-nord
Axe Haut Sore-Cahors
Dépocentres Parentis-Adour
Dépocentre d'Auch
AQUITAINE NORD
AQUITAINE SUD
0 50km


LONS 1
0 50km


LONS 2
0 50km


LONS 3
0 50km


LONS 4
0 50km


LONS 5
0 50km

Il faut remarquer que les axes hauts Sore-Cahors et de la Dordogne s'alignent respectivement avec les complexes bréchiques de la vallée du Lot et de Souillac d'âge oxfordien-kimméridgien inférieur. Ces faciès témoignent de l'initiation d'une tectonique en blocs basculés orientés Est-Ouest (Revert et Delfaud, 1991 a et b). Les cartes en isopaches décompactées des 5 membres de la Formation de Lons montrent que ces blocs continuent à fonctionner au cours du Kimméridgien supérieur et contrôlent les variations d'épaisseur des dépôts.

En Aquitaine-sud, l'orientation et la localisation des dépocentres suggèrent un contrôle par les accidents décrochants Nord-Ouest/Sud-Est qui deviendront surtout actifs à l'Albien dans un contexte de décrochement sénestre (Brunet, 1991). Les cartes en isopaches décompactés des 5 membres de la Formation de Lons montrent que ces accidents ont déjà joué au cours du Kimméridgien supérieur entraînant probablement la rotation de blocs d'échelle supérieure.

L'image cinématique de l'ensemble de l'Aquitaine pendant le dépôt de la Formation de Lons s'apparente ainsi au modèle de plate-forme en transtension développé par Harding *et al.*, 1985. Le contrôle structural de la sédimentation est assuré par le jeu d'accidents décrochants induisant un découpage en couloirs transtensifs et des bassins losangiques disposés en relais Est-Ouest distensifs.

Références bibliographiques

BRUNET M.-F. (1991).- Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris 6, 288 p.

HARDING T.P., VIERBUCHEN R. C. et CHRISTIE-BLICK N. (1985).- Society of economic paleont. and mineralogists, 51-77.

REVERT J., DELFAUD J., AL SHDIDI S. et DELOFFRE R. (1991 a).- C.R. Acad. Sci. Paris, 312, II, 1041-1047.

REVERT J. et DELFAUD J. (1991 b).- 3ème Congrès Français de Sédimentologie, Brest, 231-232.

ESSAI DE QUANTIFICATION DES MOUVEMENTS SURVENUS DANS LES DOMAINES NORD PYRENEEN ET AQUITAIN, DU PERMIEN AU PRESENT

G. ZOLNAI

Géologue conseil, 11 av. des Sayettes Pau 64000, France.

Depuis la fin du cycle varisque, le domaine Nord Pyrénéen et Aquitaine a connu de nombreuses phases de mouvements. Les blocs du bâti ancien, ont d'abord été étirés voire écartelés (Permien au Sénonien), puis rapprochés au cours de l'orogenèse alpine ou pyrénéenne *(cf.Bourrouilh-Richert-Zolnaï, Bull.AAPG Juin 1995)*.

Les similitudes entre les séries du Trias au Crétacé inférieur des deux côtés de l'Atlantique (Basins d'Aquitaine et de Jeanne d'Arc) suggèrent une restitution paléotectonique simple, où le haut-fond continental du Bonnet Flamand, situé au large et à l'Est de la Terre Neuve, complète l'arc varisque, à l'extrémité occidentale du Golfe de Gascogne. ("A")

Lors du démantèlement du "Pangea" le déplacement relatif le plus important, de l'ordre de 1000 km, a été le coulissage sénestre qui a décalé l'Ibérie et le reste de l'Europe par rapport à l'Afrique. (Les premiers ont dérivé, à la traîne de l'Amérique, vers le nord-ouest, tandisque la dernière est demeurée sur place). Pendant cette évolution de marge passive ou de marge cisaillante, l'Europe du Sud a été morcellée, et de nombreux rifts et haut-fonds se sont formés. Leur disposition, fortement influencée par d'anciennes directions tectoniques héritées, reflète les grandes lignes du futur système alpin. Certains des grabens ont connu une activité volcanique intense et variée: acide, ou basique sous-marin (ophites du Trias terminal).

Aux confins des blocs de l'Ibérie et de l'Aquitaine, ces essais de rupture n'ont jamais abouti mais elles ont, par zones, affaibli la croûte continentale. Du Permien au Trias un réseau de bassins d'étirement a été formé dans le domain nord-pyrénéen, tandis que la subsidence a été très forte dans le Bassin de Parentis du Trias au Jurassique ("B1"). Un jeu de bassins losangiques abrupts est par la suite apparu à l'Aptien supérieur - Albien (bassins d'Arzacq, de Tarbes etc: "B2"). Leur subsidence a été amplifiée et accélérée par la dismigration d'importants dépôts (>1.000 m) de sel triasique, se déplacant depuis le fond des bassins vers leurs bordures: structures diapiriques d'Audignon, d'Antin-Maubourguet, de Vic-Bilh etc.

La période d'ouverture de ces bassins rhombiques a été suivie par la formation (en transtension) de deux importants sillons Est-Ouest à l'Albo-Cénomanien: Bassin de Parentis et Sillon Nord-Pyrénéen. Ce dernier, de dimension pluri-hectokilométrique, a été une zone de coulissage sénestre en ouverture; il allait recueillir les premiers flysches ainsi que des épanchements volcaniques sous-marins ("B3"). Simultanément et répondant aux mêmes sollicitations tectoniques, une série de hauts-fonds et de horsts est apparue aux bordures du sillon, en fournissant d'importants apports "latéraux" détritiques grossiers. (De tels alignements, damiers tectoniques et voussures sont en effet fréquents aux abords et dans les systèmes de coulissage. Les blocs faillés à signature opposée sont mis en place simultanément et non pas par une suite de contraints en compression et en extension: "C".) - D'autres sillons Est-Ouest, moins abrupts et progressivement décalés vers le Nord, se sont succédés jusqu'au Sénonien moyen. Le fond océanique du Golfe est également d'âge Sénonien moyen; cette océanisation, probablement partielle, correspond donc à la fin des ouvertures du type rift.

Compte tenu de l'existence d'un substratum compétent et relativement épais (30 à 40km), les étirements Permo-Crétacé supérieurs ont pu ne pas dépasser quelques dizaines de kilomètres (80 km $\pm$ pour l'ensemble du domaine aquitain - nord pyrénéen), tandis que les coulissages, nécessaires pour mettre en place le jeu des blocs émergants et subsidants, n'ont pas nécessairement été supérieurs à quelques dizaines de kilomètres, notamment le long de la Faille Nord-Pyrénéenne *(cf.Zolnaï AAPG short course 1991)*. Les grandes anomalies géophysiques (gravimétriques notamment) qui longent le domain nord-pyrénéen, s'inscrivent derrière les arcs de chevauchement majeurs (Pays Basque, Tarbes, Lannemezan) indiquant

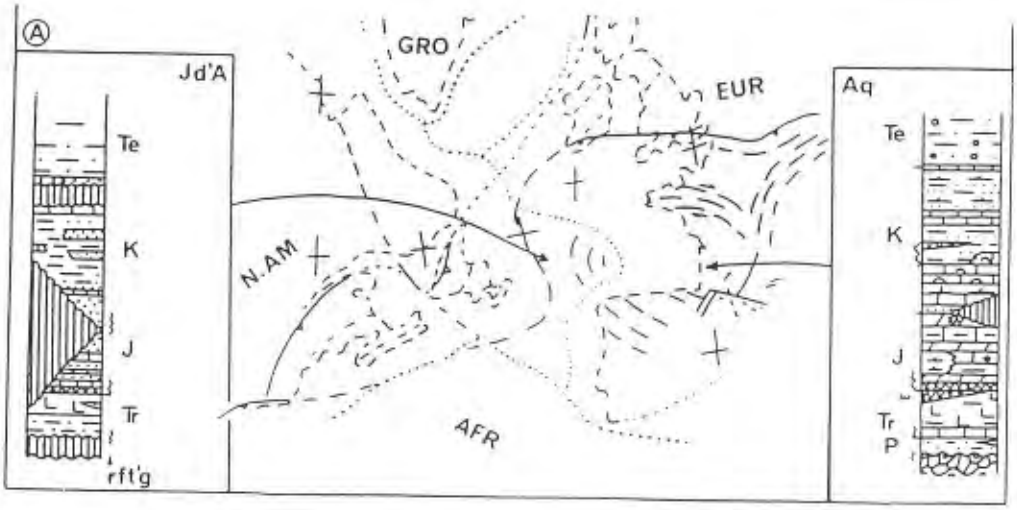
qu'elles sont liées davantage aux structures compressives N-S, qu'aux coulissages E-W le long de la Faille Nord-Pyrénéenne ("D") *(cf.Zolnaï, Coll.Golfe de Gascogne,IFP-Beicip 1971)*

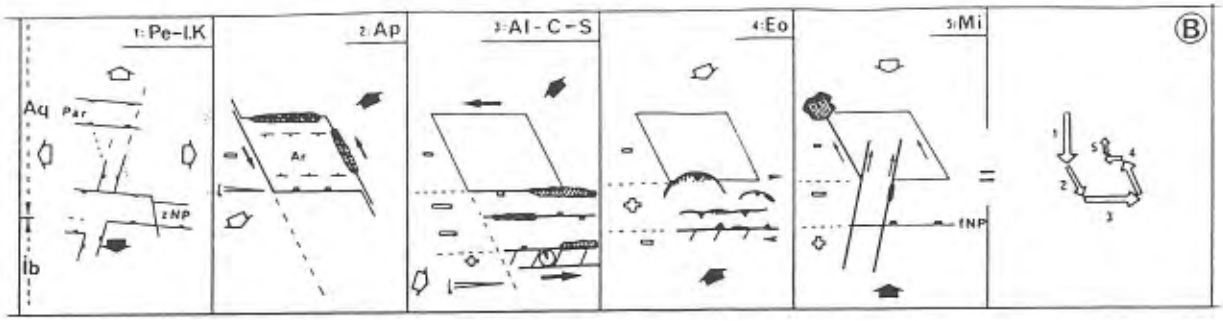
La rotation anti-horaire du bloc ibère a pu être de moins d'une dizaine de degrés, l'ouverture du Golfe s'étant d'abord effectué par l'amincissement progressif de la croûte en place, suivant une série de failles d'étirement NNE-SSW et WNW-ESE (Parentis), relayées par des failles moins importantes et d'orientations diverses.

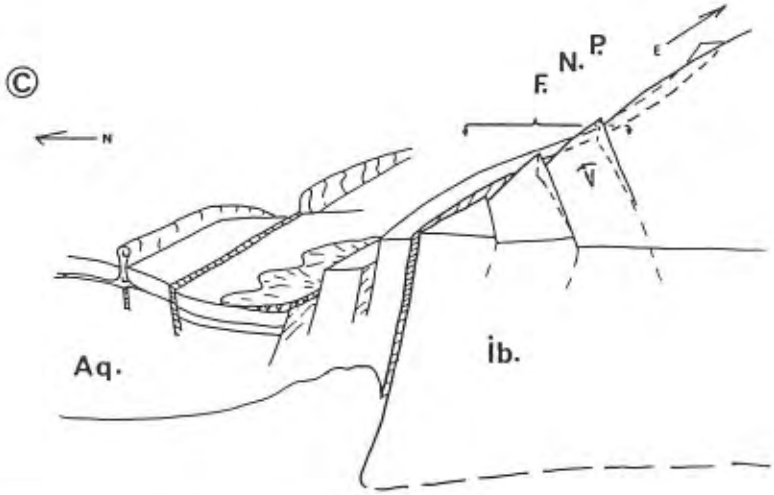
Au Crétacé moyen-supérieur, l'Europe a été sevrée de l'Amérique du Nord par l'ouverture progressive de l'Atlantique Nord, qui a entraîné l'ouverture du Golfe de Gascogne (sillons flysch nord-pyrénéens et série marneuse de Parentis notamment, Albien), et par son océanisation partielle dans le Sénonien. L'Europe s'est immobilisée, pour bientôt faire face à la collision avec l'Afrique qui, entre temps, a dérivé vers le nord ou le nord-est, en fermant progressivement le bras océanique ouvert au Jurassique. Les différents blocs précédemment disjoints ont de nouveau été rapprochés ou rassemblés et certains des bassins, notamment le Sillon Nord-Pyrénéen ont été comprimés ("B4"). D'autres bassins (Parentis, à croûte pourtant bien amincie) n'ont pas subi de raccourcissement crustal, et sont restés apparemment inactifs, sauf pour les effets halocinétiques qui sont survenus par intermittence depuis le Jurassique terminal. Ces mouvements de sel ont pu se déclencher sur des étirements et/ou des coulissages d'ajustement entre blocs du substratum, ne dépassant pas la centaine de mètres.

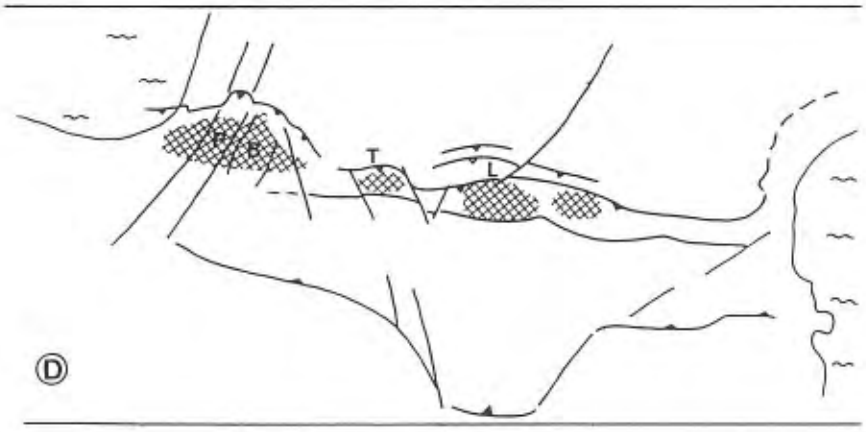
Pour le domaine Nord-Pyrénéen la convergence orogénique pyrénéenne (Éocène à actuel) peut être estimée à une cinquantaine de kilomètres. La disposition et l'ampleur des chevauchements ont été fortement influencées par la présence d'appareils salifères (diapirs, linéaments) mis en place précédemment. Ce serrage a pu être accompagné par un mouvement latéral transpressif dextre (donc opposé par rapport aux transtensions du Crétacé moyen), le long et sur les deux versants des Pyrénées *(Thomas et Delfaud, C.R.A.S. 1990)*. L'ampleur de ce dernier mouvement a pu être seulement kilométrique (ou déca-kilométrique?).- Un autre type de déformations fini-orogéniques en coulissage (également kilométriques:"E-1991" et non déca-kilométriques:"E-1975") s'est produit le long d'accidents, transverses par rapport à l'axe de la chaîne *(thèse Richert-65, Zolnaï 1975:Revue de la Géographie Physique)*.- Le tout dernier événement important a été une inversion tectonique (eustatique?) qui a remonté et remonte encore l'ancienne bordure sud du Bassin d'Aquitaine (c'est à dire l'extrémité nord de l'Ibérie) de plusieurs milliers de mètres, pour mettre en place la haute chaîne "axiale" actuelle ("B5").

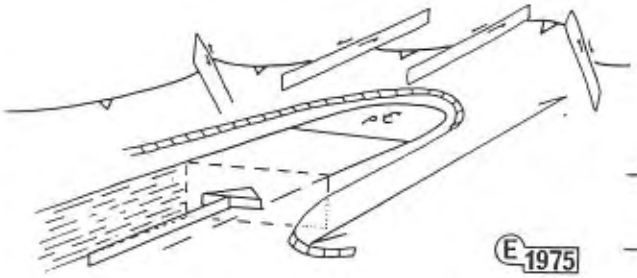
<u>L'importance des accidents nord-pyrénéens, tant longitudinaux que transverses, n'est donc pas due à des déplacements de forte amplitude (hectokilométriques, en coulissage ou en compression), mais au caractère répétitif, et au sens varié voire opposé des mouvements individuellement modestes (kilométriques à décakilométriques au maximum), que ces accidents ont canalisés.</u>

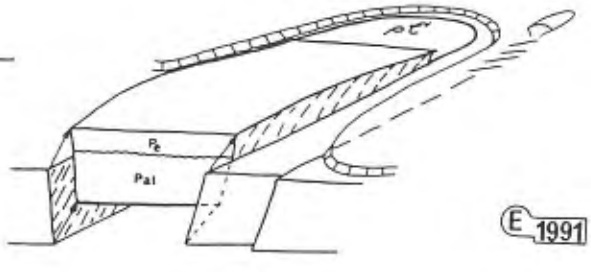



1: Pe-I.K
2: Ap
3: Al - C - S
4: Eo
5: Mi
B
Aq
Par
Ar
2 NP
1 NP
İb


C
N
F.
N.P.
E
V
Aq.
İb.


T
L
D


E 1975


Pe
Pal
E 1991