CHAPITRE II

UN CADRE GEOLOGIQUE RENOVE

II.1. EVOLUTION DES CONNAISSANCES GEOLOGIQUES DU BASSIN AQUITAIN OCCIDENTAL

II.2. REVISION DE L'AQUIFERE SOUS-MOLASSIQUE SELON UN MODELE GEOLOGIQUE DE TYPE PETROLIER

II.3. ETUDE GEOLOGIQUE DES STRUCTURES EMERGENTES

II.4. CONCLUSION

II. UN CADRE GEOLOGIQUE RENOVE

Depuis le siècle dernier et jusque dans les années 50 environ, la vision géologique du Sud du Bassin Aquitain s'est uniquement développée à partir de l'étude des affleurements et de leur macrofaune. Par la suite, la découverte des premiers gisements pétroliers se traduit par un nouvel essor de l'exploration profonde du bassin mettant en oeuvre des méthodes géophysiques nouvelles, des forages et des études micropaléontologiques corrélatives.

L'exploration pétrolière s'intéresse alors exclusivement aux séries mésozoïques au sein desquelles des champs à gaz et huile avaient été déjà reconnus. A cette époque, les séries tertiaires sont considérées comme de peu d'intérêt. Des schémas de continuité stratigraphique seront proposés, aboutissant à la représentation simplifiée des formations tertiaires non affleurantes.

Depuis 1970, les révisions successives permettent de proposer un schéma géologique complètement rénové. Il sert de référence pour la construction d'un nouveau modèle dynamique, dit « de gisement », 3D et multicouche étendu à la nappe inframolassique. Ce modèle sera un outil de gestion et d'exploitation des stockages souterrains de gaz d'Izaute et de Lussagnet qui simulera également leur impact hydrogéologique régional.

Ce chapitre présente une démarche couramment employée dans l'industrie pétrolière pour la construction de « modèle de gisements » d'hydrocarbures, qui est appliquée dans notre cas pour l'élaboration du modèle concernant l'aquifère des Sables sous-molassiques. Cette démarche se limite à l'intégration de l'ensemble des connaissances géologiques et hydrogéologiques dans « un modèle géologique » qui servira à l'initialisation du modèle précédent.

II.1. Evolution des connaissances géologiques du Bassin Aquitain occidental

II.1.1. Historique des idées et concepts

Jusqu'en 1970, la nomenclature stratigraphique des séries tertiaires n'est pas formellement établie et fait appel à des dénominations locales (grès de Coudures, marnes de Gan, sables de Lussagnet...) (figure II.1). Afin d'uniformiser ces appellations, Bea [8] (1970) propose une nomenclature basée sur les formations (Eocène 1, 2 et 3) (figure II.2) en utilisant uniquement une reconnaissance d'électrofaciès à partir des diagraphies. Le calage stratigraphique de cette nomenclature est resté inachevé. Deux séries ont été définies : une en zone flysch, une autre en zone de plate-forme (figures II.2 et II.3). L'utilisation de cette nomenclature devient problématique dans les zones de transition entre ces deux domaines où cohabitent variations latérales de faciès, érosion et/ou lacune de dépôts.

En 1974, Kieken (*in* BRGM, ELF-RE, ESSO-REP, SNPA [19], 1973) se contente d'observations géologiques et d'un jeu de diagraphies sommaire du fait de la désaffection de ces formations par les géologues pétroliers. Ce travail a pourtant le mérite de replacer les diverses formations dans un cadre paléogéographique régional précis.

Postérieurement à cette synthèse, la connaissance géologique de la partie occidentale du Bassin Aquitain va connaître un développement inégal. Le monde universitaire se consacre et se limite aux études micropaléontologiques pendant que l'exploration pétrolière relance, quant à elle, l'étude des séries tertiaires à la suite de la découverte du gisement de Ger et de l'exploitation croissante des stockages souterrains de gaz. Ces travaux qui témoignent alors du regain d'intérêt pour les formations éocènes sont restés inédits jusqu'à une période très récente.

Ainsi dans les année 80, l'étude des séries tertiaires est reprise par Curnelle *et al.* [34] (1980) avec une approche régionale et une analyse séquentielle systématique des puits sur la plate-forme et la zone flysch. Pour la première fois apparaît la notion de séquence de type deltaïque, progradant à partir de la plate-forme Nord : séquence dite des grès à Nummulites dans la partie sommitale de l'Eocène 1 définie par Bea.

En 1985, une nouvelle synthèse géologique limitée aux bassins de Tarbes et d'Arzacq (Mouillac *et al.* [77], 1985) reprend l'ensemble des données disponibles, souvent fragmentaires et disparates : diagraphies, datations biostratigraphiques et géochimie. Mais la particularité de ce travail repose sur l'utilisation de la stratigraphie sismique qui permet de définir précisément les ensembles sédimentaires et leurs relations quand la qualité de la sismique le permet.

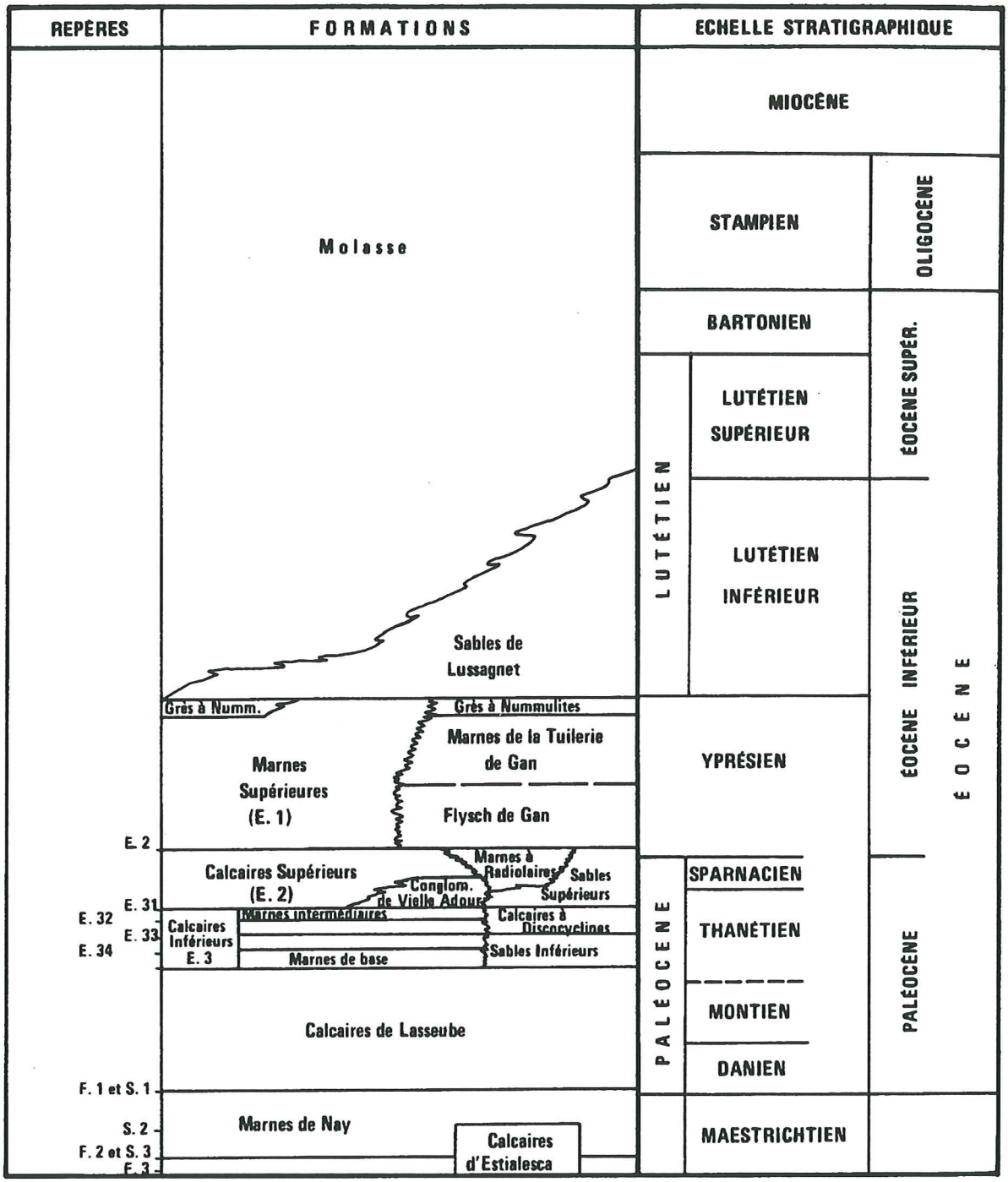


Figure II.1 : nomenclature lithostratigraphique du Tertiaire d'Aquitaine utilisé avant 1970

La stratigraphie sismique montre l'existence d'un système progradant qui s'installe au début de l'Yprésien supérieur, d'abord à l'Est puis va progresser vers l'Ouest et terminer le remplissage du bassin tertiaire avant l'épisode pyrénéen (Lutétien) (figure II.4). En effet de nombreux marqueurs obliques (figure II.5), interprétés en termes de progradation sédimentaire selon des techniques de la stratigraphie séquentielle, peuvent être observés dans la tranche de terrains concernant cette période (figure II.6) :

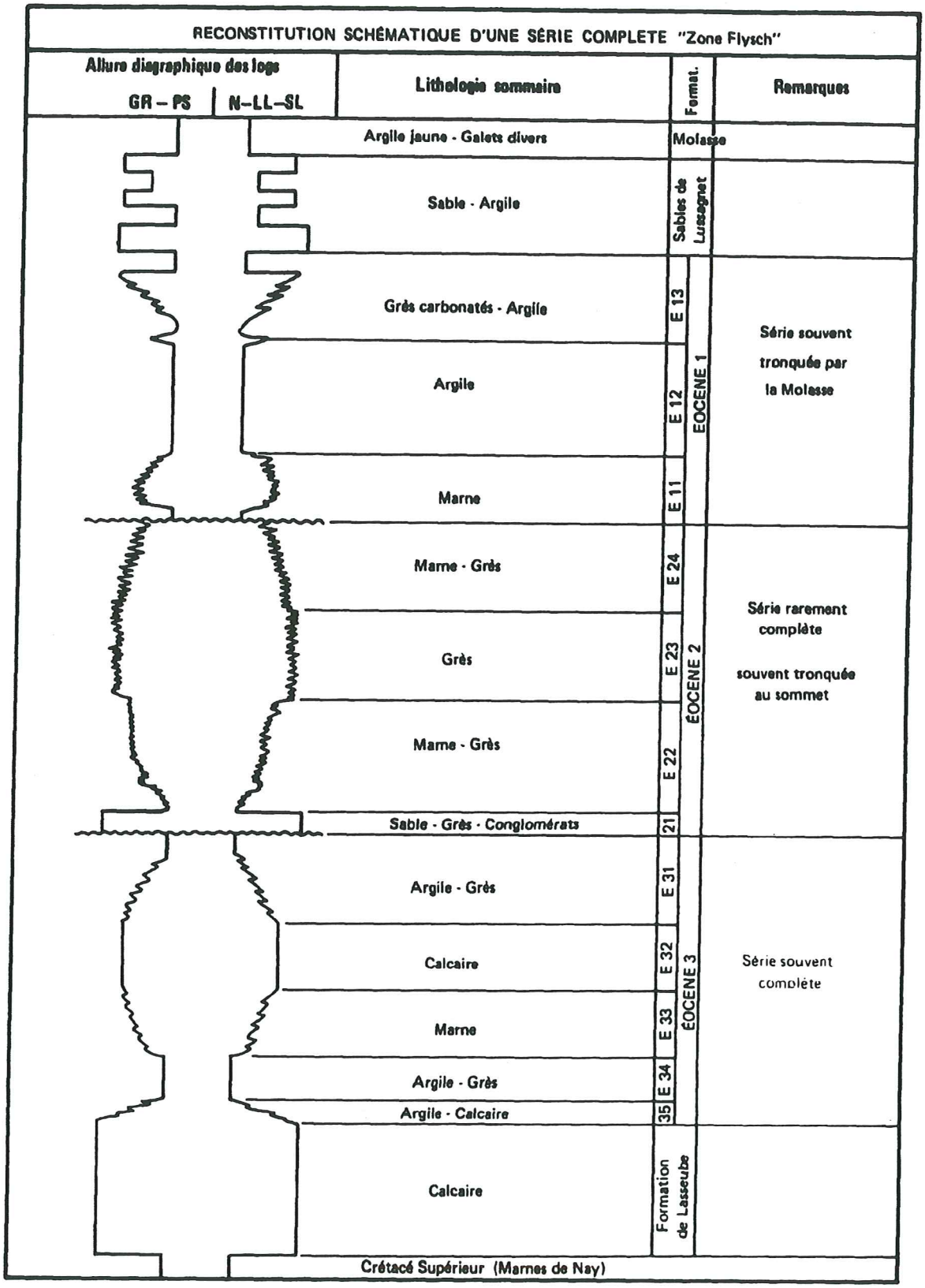


Figure II.2 : nomenclature d'après diagraphies en zone flysch (d'après Béa[8], 1970)

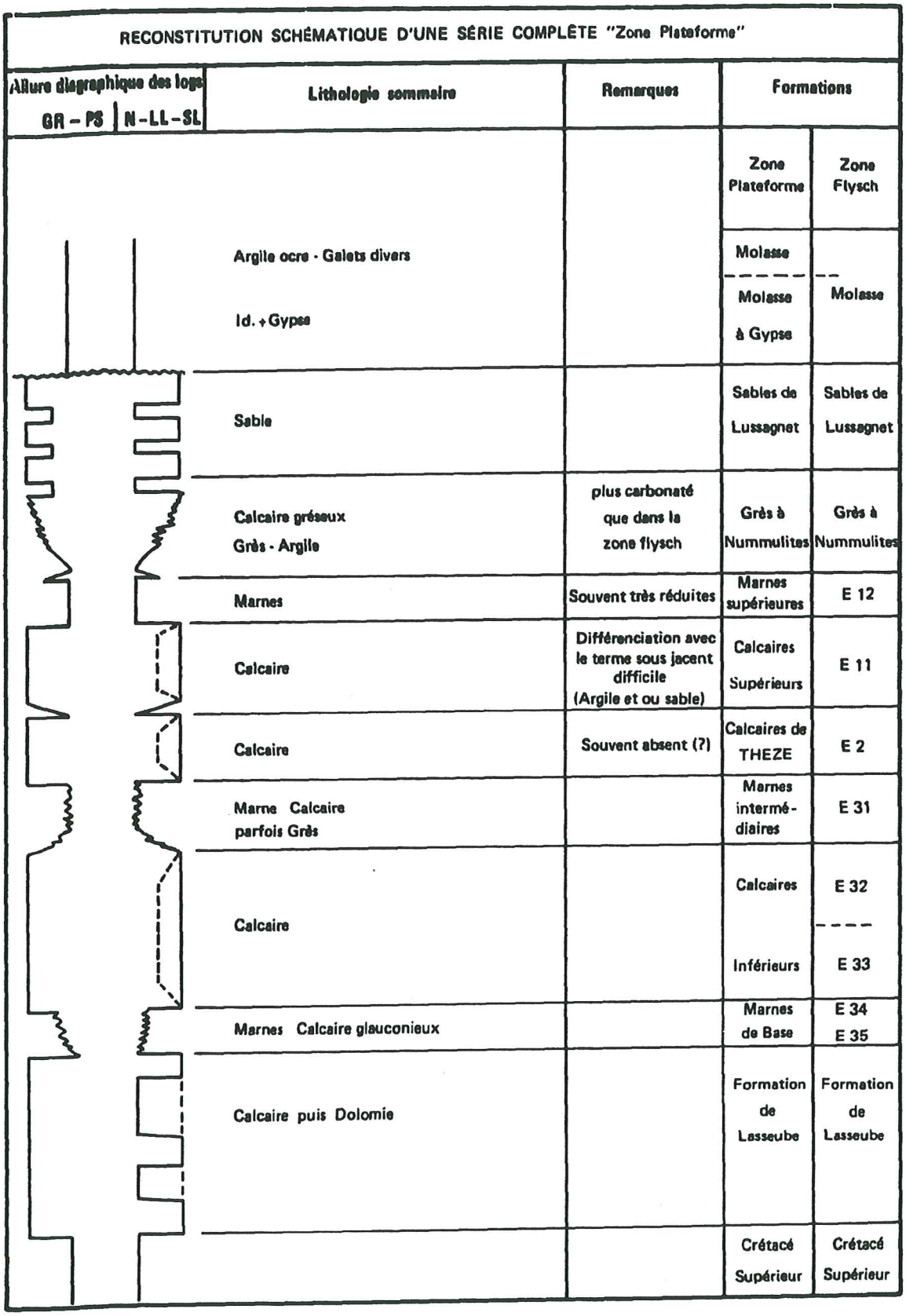


Figure II.3 : nomenclature d'après diagraphies en zone de plate-forme

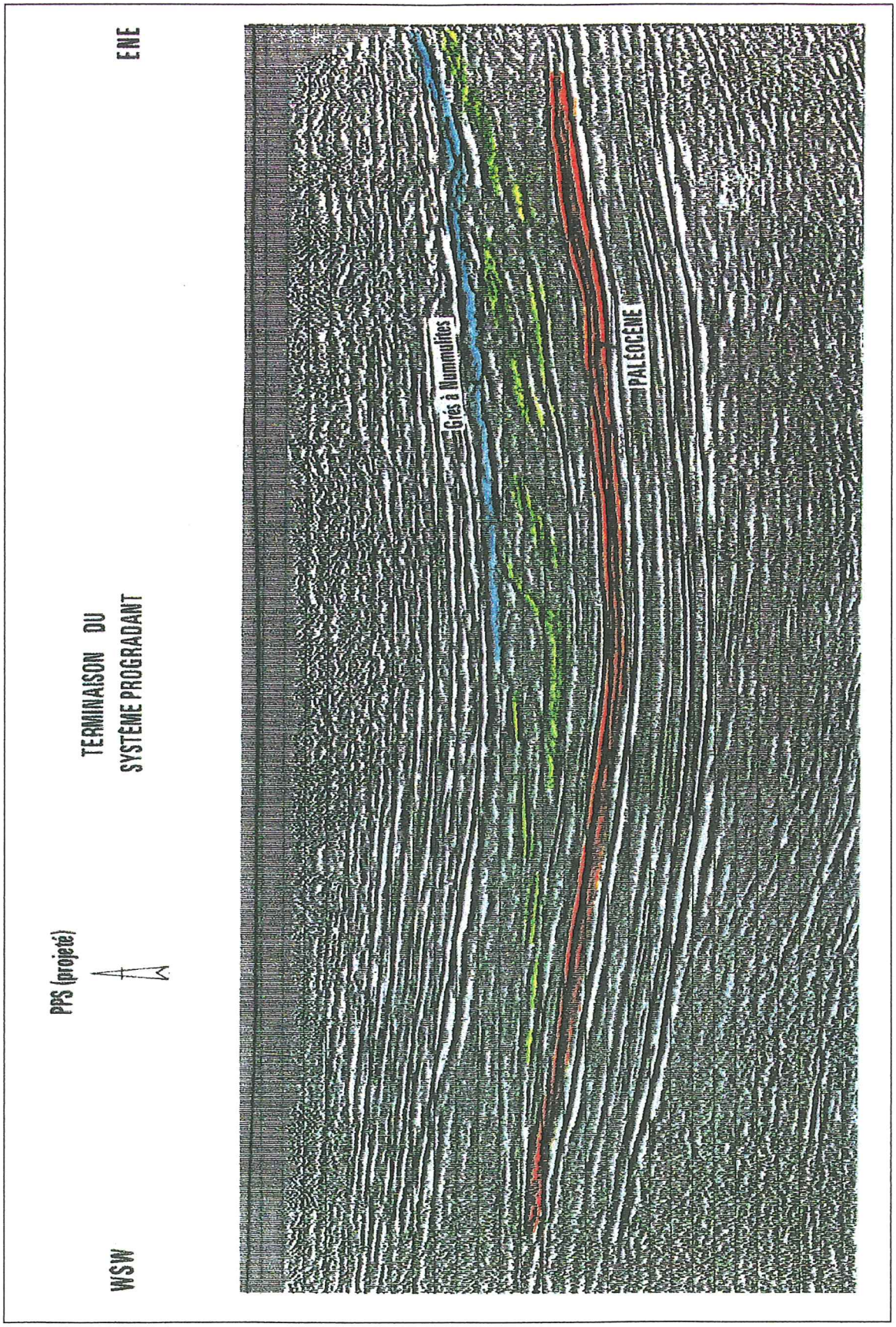


Figure II.4 : profil sismique 79 LAQ 7 - système progradant tertiaire (d'après Mouillac et al. [77]*, 1985)*

- les grès à Nummulites, à faciès littoraux,

- la série essentiellement argileuse de l'Yprésien supérieur au Lutétien, sous-jacente aux grès à Nummulites, constitue les argiles de « pro-delta ».

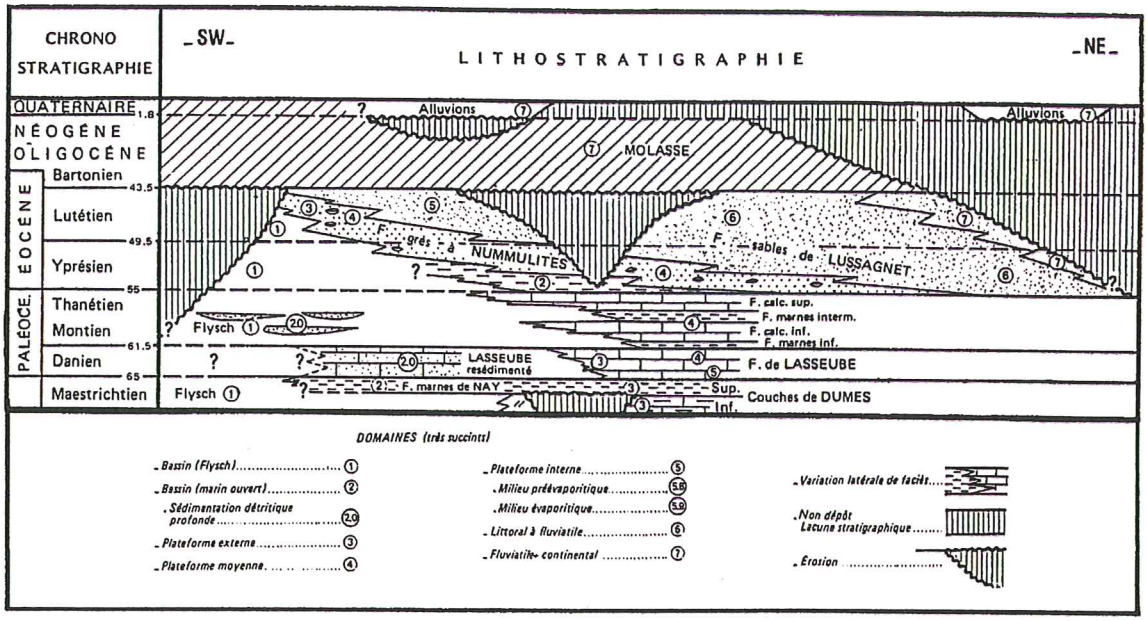


Figure II.5 : nomenclature lithostratigraphique (d'après Mouillac et al. [77] ,1985)

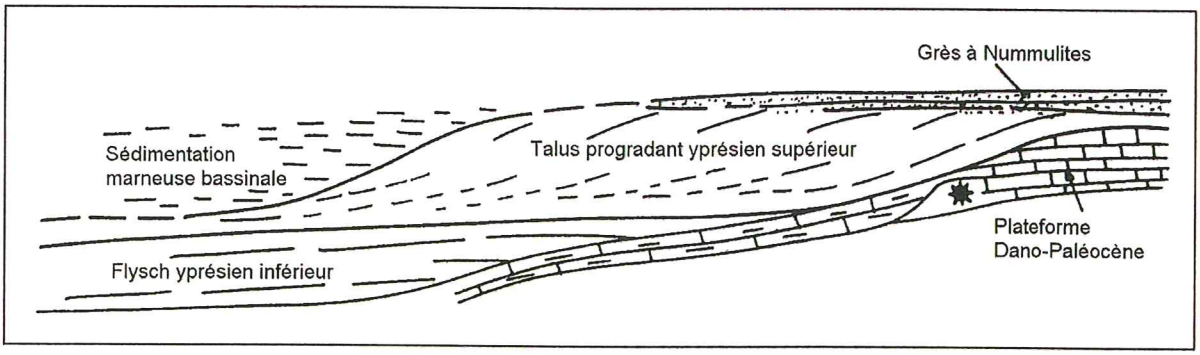


Figure II.6 : modèle schématique du talus progradant yprésien (d'après Mouillac et al. [77], 1985)

Selon cette étude, la séquence dite des grès à Nummulites constitue la séquence de progradation la plus haute dans la série. La nouveauté réside dans la prise en compte de plusieurs séquences de progradation sur une même verticale qui occupent pratiquement toute la série stratigraphique de l'Yprésien supérieur au Lutétien (figure II.7). Les marqueurs obliques observés en sismiques sont les limites de chacune des séquences élémentaires.

Cette étude ne tient pas compte du diachronisme des sables sous-molassiques, terme ultime du comblement du bassin avant le remplissage molassique continental, et ne l'intègre pas au système progradant sous-jacent.

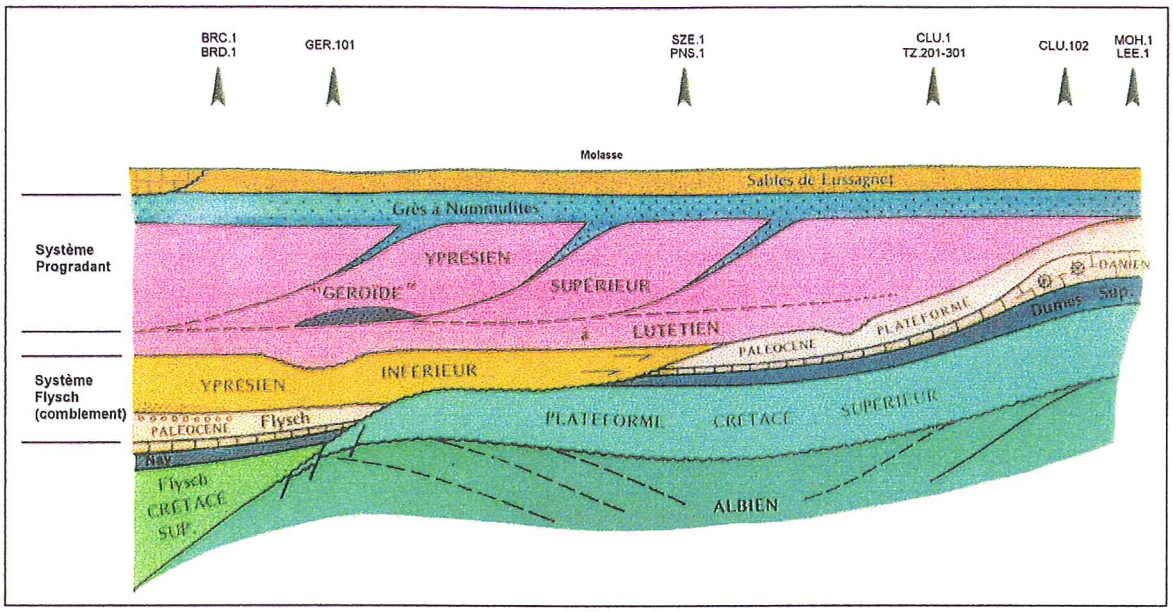


Figure II.7 : schéma sédimentaire du Tertiaire aquitain (d'après Mouillac et al. [77], 1985)

Enfin la synthèse géologique concernant plus particulièrement le bassin d'Arzacq (Le Marrec *et al.* [66], 1995) reprend le schéma géologique précédent (figure II.8) dans lequel les grès à Nummulites et les sables sous-molassiques ne participent pas au système sédimentaire progradant sous-jacent.

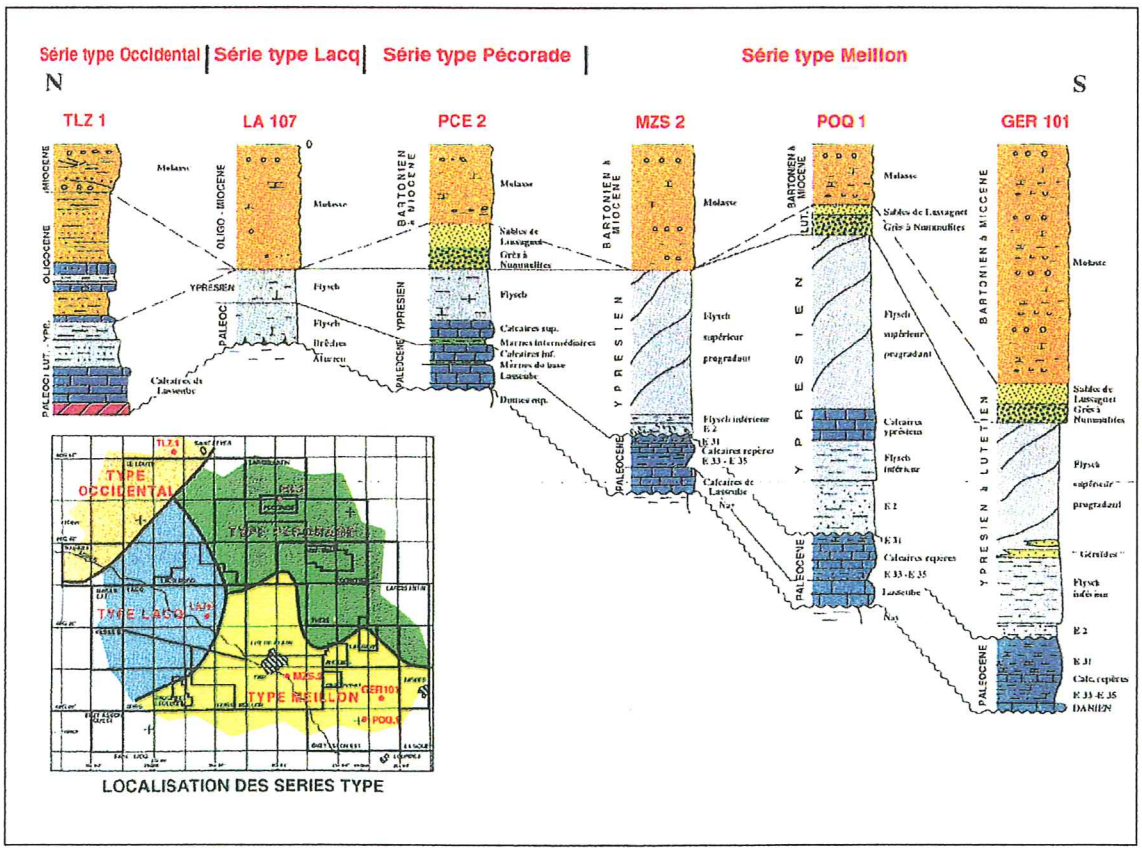


Figure II.8 : corrélations lithostratigraphiques du bassin d'Arzacq (d'après Le Marrec et al. [66], 1995)

II.1.2. Caractérisation de l'hétérochronisme des formations tertiaires

Malgré la diversité du vocabulaire pour distinguer différentes unités bio-lithostratigraphiques dans le Bassin Aquitain, la lithologie des dépôts est relativement monotone et surtout répétitive. La séquence sédimentaire est décrite de manière générique comme une succession de « Molasse » avec parfois des corps conglomératiques, de « sables et grès » plus ou moins propres et quartzeux, et de « carbonates et marnes ».

La répétition de ces lithologies souvent simples a conduit à des confusions sur le synchronisme des différents termes (Cavelier *et al.* [24], 1997). Ainsi certains lithofaciès ont été considérés à tort comme des unités chronologiques. Grâce au perfectionnement et à la multiplicité des différentes méthodes de datation, l'hétérochronisme des lithofaciès et des divisions bio-lithostratigraphiques a pu être démontré.

A l'échelle du bassin, l'hétérochronisme des séries se distribue selon un axe Est - Ouest. Par exemple, les grès à Nummulites le long du Front Nord-Pyrénéen sont d'âge Ilerdien moyen dans l'Aude, Ilerdien supérieur en Bigorre, Cuisien inférieur à l'Est du Béarn (Ossun), fin du Cuisien inférieur - début du Cuisien moyen au Sud de Pau (Bosdarros). L'hétérochronisme des grès à Nummulites est encore plus marqué à l'Est de la ride d'Audignon où ils renferment des faunes nannoplanctoniques caractéristiques du Lutétien (Cavelier *et al.* [24], 1997).

Un exemple identique peut être également pris pour d'autres formations telles que celles des poudingues de Palassou. L'hétérochronisme des grès à Nummulites de même que celui de la base de la Molasse implique l'hétérochronisme des corps sableux intercalés (sables de Lussagnet ou sables inframolassiques). Ces derniers ont été datés Cuisien inférieur à Barbotan (BRGM [20], 1997), Cuisien moyen à Izaute et Cuisien supérieur à Lutétien sur Lussagnet. Localement l'analyse séquentielle effectuée sur les carottes du forage IZA7 (Mathis. *et al.* [71], 1991) conforte le caractère régressif des séquences observées à ce puits.

D'autres corps détritiques importants sont connus en Aquitaine, tels que les « grès de Coudures ». Même si ces termes occupent parfois des surfaces importantes, ils passent latéralement et verticalement à des marnes et/ou des carbonates comme en témoignent les forages situés autour de l'anticlinal d'Audignon.

II.1.3. Schéma géologique inédit du Tertiaire Sud-aquitain

Les corrélations diagraphiques sont ici à exclure du fait de l'hétérochronisme régional des faciès et du nombre restreint de datations biostratigraphiques ponctuelles, et ce sont plutôt les discontinuités d'extension régionale qui constituent des repères remarquables sur l'ensemble du Bassin.

Identifiées à l'affleurement en bordure de la chaîne pyrénéenne (poudingues de Palassou) et à l'Est de la Garonne, les discontinuités sont également observées sur les profils sismiques et dans les forages profonds.

Cavelier *et al.* [24] (1997) se sont efforcés de suivre les discontinuités majeures à travers le bassin, depuis les affleurements à l'Est de la Garonne jusqu'à la côte atlantique. A partir des données de forage, des interprétations sismiques et des datations disponibles, les auteurs ont replacé les différents faciès lithostratigraphiques et biostratigraphiques dans un schéma géologique illustrant le dispositif progradant des formations tertiaires depuis le domaine de plate-forme jusqu'aux zones profondes de sédimentation (figure II.9). Ce modèle sédimentaire se raccorde en toute cohérence aux schémas préexistants pour la partie orientale du bassin (Tambareau *et al.* [95], 1995).

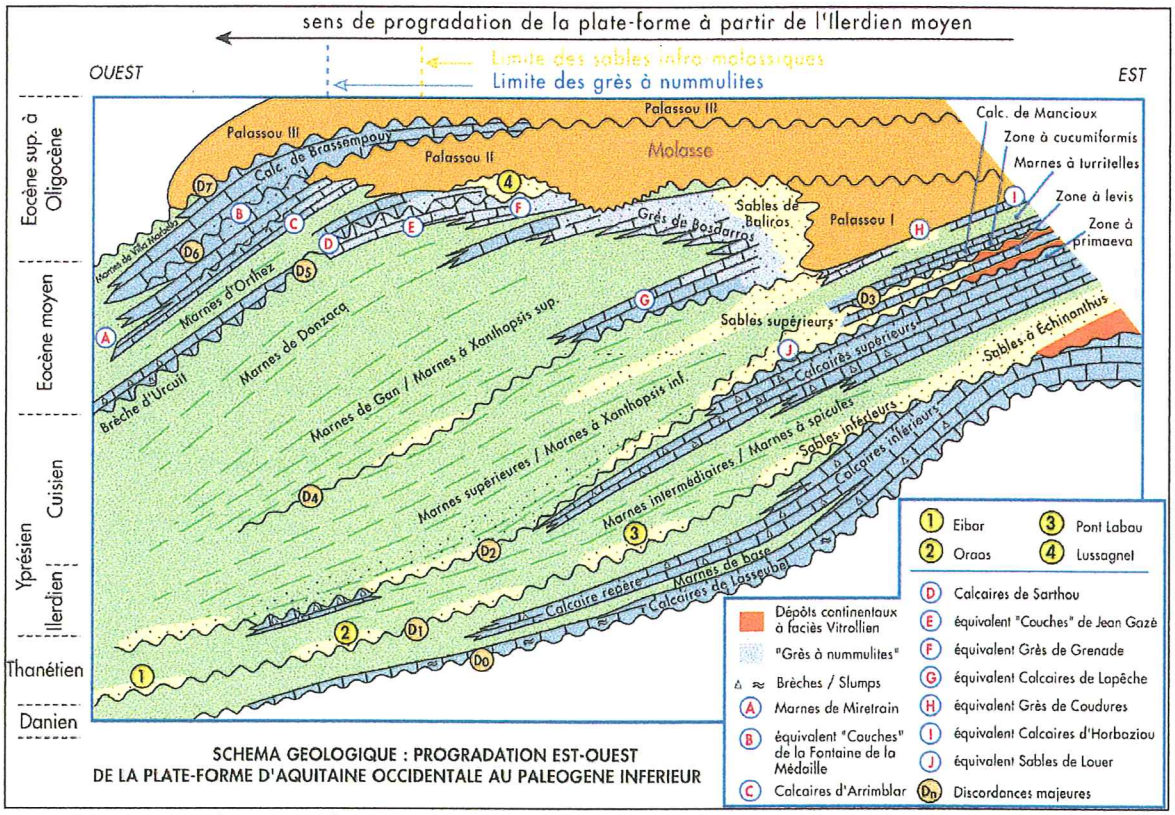


Figure II.9 : schéma géologique de la progradation Est - Ouest de la plate-forme d'Aquitaine occidentale au Paléogène inférieur (d'après Cavelier et al. [24]*, 1997)*

Le nouveau schéma géologique tient compte du diachronisme des Sables sous-molassiques et des grès à Nummulites à la base de la Molasse ainsi que de leurs discontinuités géométriques jusqu'alors ignorées. Le schéma précise et corrige la vision paléogéographique du Tertiaire formulée par des auteurs antérieurs telle qu'elle a été présentée au chapitre I.

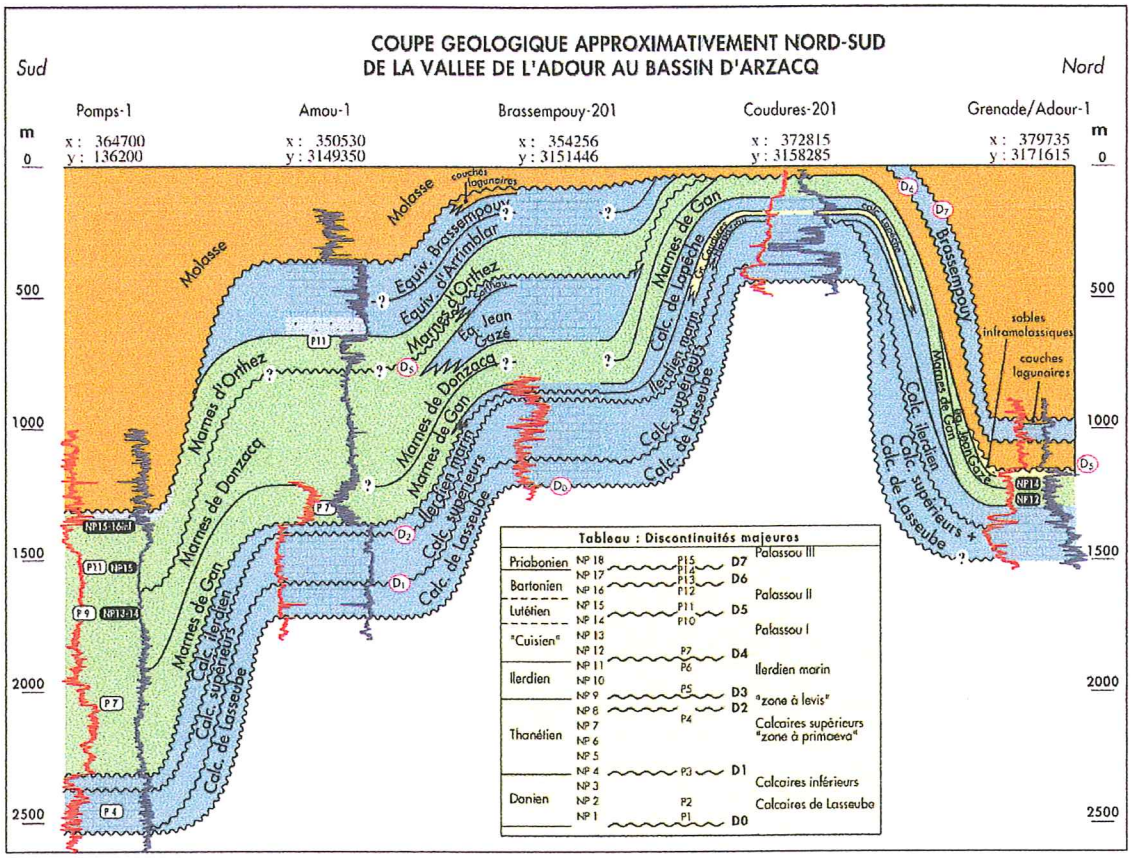


Figure II.10 : coupe géologique approximativement Nord - Sud de la vallée de l'Adour au bassin d'Arzacq (d'après Cavelier et al. [24]*, 1997)*

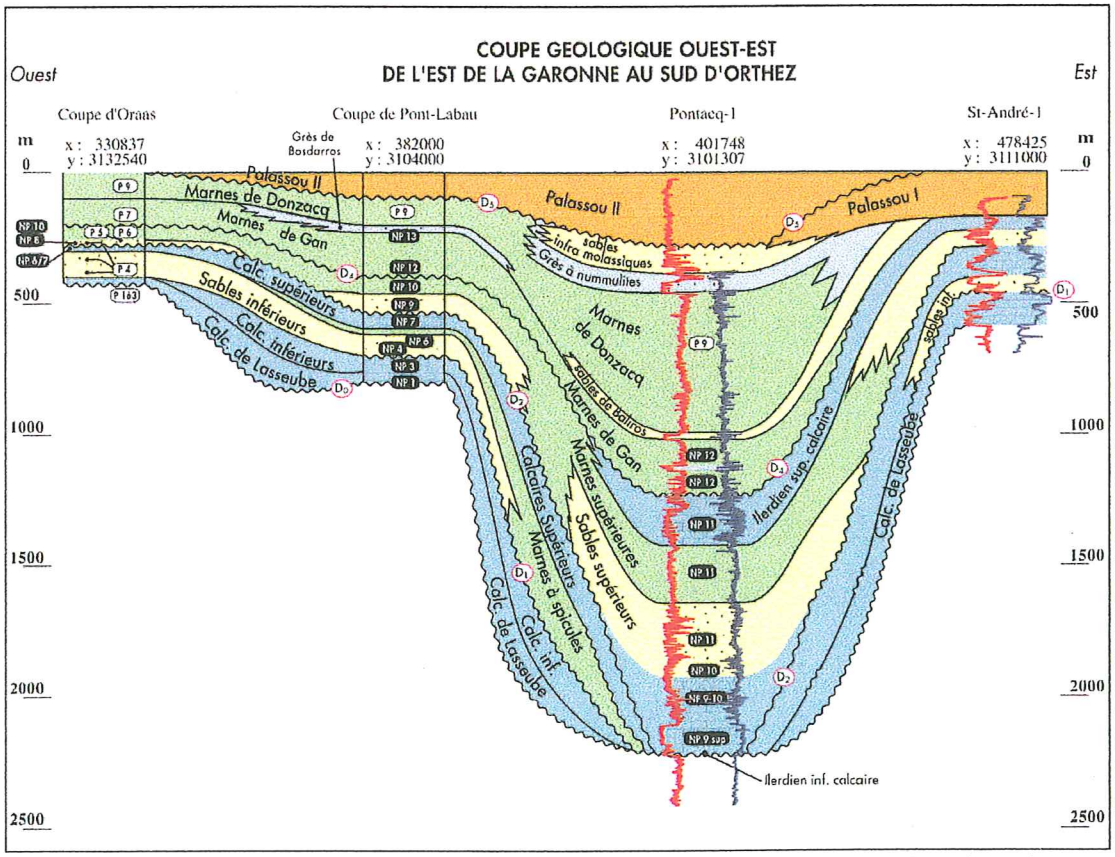


Figure II.11 : coupe géologique Ouest - Est de l'Est de la Garonne au Sud d'Orthez (d'après Cavelier et al. [24]*, 1997)*

La représentation bidimensionnelle du remplissage sédimentaire tertiaire, illustrée à partir de deux coupes géologiques d'orientation Nord - Sud (figure II.10) et Est - Ouest (figure II.11), ne permet pas de présumer des circulations de fluides pouvant exister entre réservoirs. Sur ces coupes, un faciès réservoir, tel que les « sables de Lussagnet », peut paraître dynamiquement isolé par des horizons imperméables.

Le schéma géologique doit intégrer une dimension dynamique qui ne peut être approchée que dans une démarche de modélisation géologique de bassin.

II.2. Révision de l'aquifère sous-molassique selon un modèle géologique de type pétrolier

II.2.1. Méthodologie d'étude des réservoirs de type pétrolier

Dans l'industrie pétrolière, un modèle géologique est une représentation physique, la plus fine possible, de l'hétérogénéité d'un réservoir. Le modèle géologique d'un gisement synthétisera l'ensemble des connaissances du réservoir.

Les méthodes de caractérisation du réservoir sont réunies sous le terme de « géologie de réservoir (et de production) » ou « ingénierie gisement », et sont basées sur les techniques de la géologie pétrolière et de la géophysique. L'ingénierie gisement a donc pour objectif la connaissance aussi parfaite que possible d'un réservoir durant toute sa durée de vie afin d'optimiser sa production.

Un réservoir est le produit de trois grands événements géologiques particulièrement créateurs d'hétérogénéité : la sédimentation, la diagénèse et les déformations. L'image du réservoir peut être abordée par différentes propriétés, à savoir (figure II.12) (Cossé [31], 1993) : sa géométrie globale, ses objets sédimentaires, ses objets structuraux, les fluides qu'il contient.

Les méthodes d'investigation adaptées mises en œuvre ont pour objet de les appréhender :

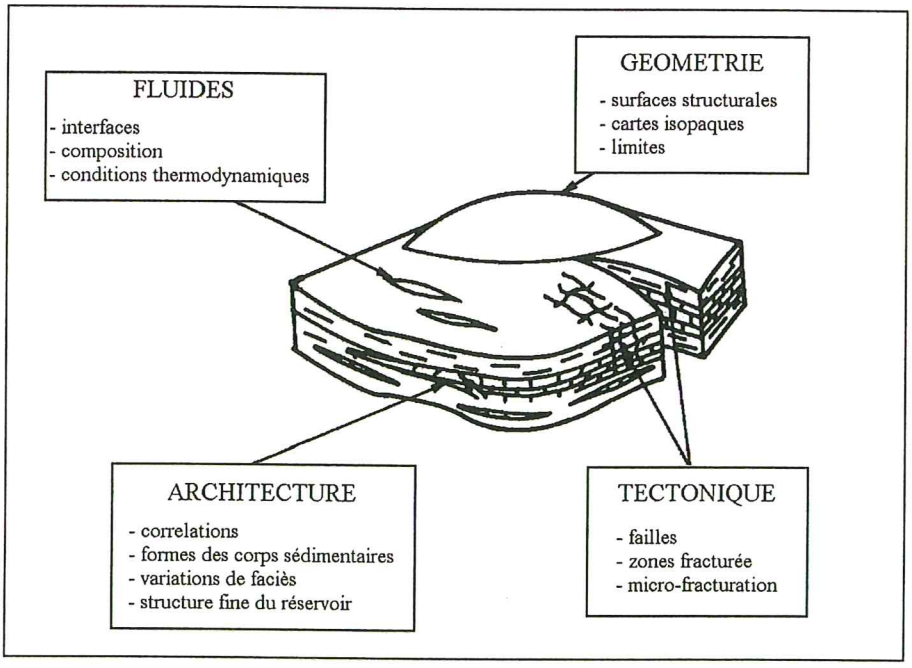


Figure II.12 : représentation schématique d'un réservoir (d'après Cossé [31], 1993)

- *la géométrie du réservoir*: l'enveloppe globale est représentée cartographiquement à partir de l'interprétation des profils sismiques. Ces derniers permettent d'établir la

relation de continuité entre les objets reconnus par forages ou à l'affleurement. Ils permettent également l'identification des structures souterraines, de leurs particularités et de leurs limites. L'ensemble permet de définir un style, voire une typologie.

- *les objets sédimentaires* : ils caractérisent ce qu'il convient d'appeler l'environnement sédimentaire à partir de la description lithologique de carottes ou d'échantillons mais font également appel à l'analyse sédimentologique indirecte à partir de diagraphies par exemple. Le schéma sédimentaire final décrira la nature des dépôts, leur extension et les changements de faciès, c'est à dire l'hétérogénéité.
- les objets structuraux : ils définissent l'architecture interne du réservoir avec son compartimentage.
- *les fluides* : leur comportement est estimé par des mesures et des tests qui permettent d'évaluer non seulement les propriétés du fluide mais aussi les paramètres hydrodynamiques du réservoir.

L'organigramme présenté à la figure II.13 résume l'ensemble.

Le modèle géologique intègre et vérifie la cohérence du schéma géologique, des données quantifiées et du comportement dynamique du gisement. Il existe cependant une difficulté majeure dans la caractérisation d'un réservoir et de sa représentation. Cette difficulté est liée à un problème d'échelle car il n'existe pas a priori de relation d'échelle entre les hétérogénéités présentes dans le réservoir, l'échelle d'investigation des outils utilisés pour identifier celles-ci, et enfin l'échelle des hétérogénéités d'extension au plan des écoulements, ces dernières constituant « l'hétérogénéité fondamentale ».

Le modèle géologique introduit une perception du comportement dynamique du gisement en :

1) évaluant l'impact des hétérogénéités sur les écoulements ;
2) identifiant les compartiments, les barrières, les drains ;
3) reconnaissant ou prévoyant les axes privilégiés d'écoulement (corollaire de 2) ;
4) identifiant l'hétérogénéité fondamentale.

Le modèle géologique construit, l'hétérogénéité peut être ensuite traduite par des variations spatiales des caractéristiques pétrophysiques dans un modèle de réservoir maillé (figure II.13). L'hétérogénéité qui était jusqu'alors représentée de manière continue, est alors discrétisée à ce stade de l'étude du réservoir.

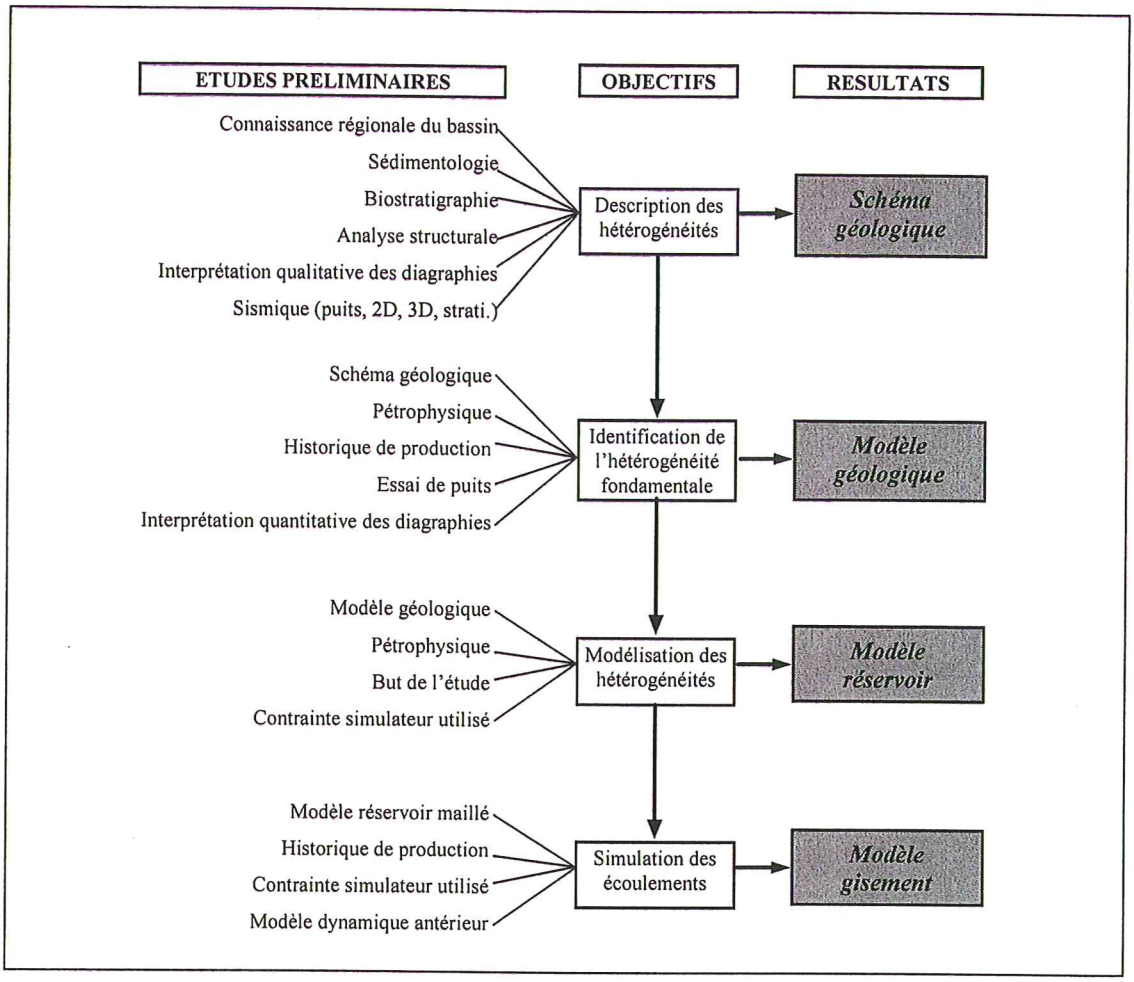


Figure II.13 : séquence d'étude en ingénierie gisement

L'hétérogénéité est modélisée soit d'une manière explicite soit de façon implicite, cette dernière nécessitant le calcul de propriétés équivalentes. De ce fait, le choix du maillage devient déterminant dans le type de représentation dans le modèle. La taille de la maille doit être en adéquation avec la taille de l'hétérogénéité et sa représentativité ; on retrouve ici le problème d'échelle évoqué précédemment.

La stratégie de maillage, qui est le plus souvent 3D, doit s'adapter aux critères géologiques mais aussi répondre aux contraintes de la représentation dynamique. Ainsi le découpage vertical, dénommé aussi « layering », retenu pour la simulation des écoulements peut être différent du découpage vertical géologique. En effet le découpage vertical géologique est associé à des objets sédimentaires distincts ou à des unités-temps tandis que le découpage vertical dynamique est choisi en fonction d'unités au sein desquelles les écoulements sont bien identifiés.

L'objectif du modèle réservoir maillé est de modéliser la pétrophysique et donc de permettre le passage au stade ultime de la séquence d'étude du réservoir : la simulation des écoulements (figure II.13).

II.2.2. Analyse quantitative des données géologiques

La nature et l'extension des différents réservoirs à l'échelle du Bassin procède d'une « *Banque de Données Puits* » fournissant le découpage stratigraphique et les diagraphies différées disponibles pour chaque forage. Elle est construite à partir de la base de données BRIDGE d'Elf Aquitaine dans laquelle est archivé l'ensemble des puits pétroliers, et de la Banque de Données du Sous-Sol du BRGM (BDSS) détaillant les forages et sondages des régions Aquitaine et Midi-Pyrénées. Un total de 960 puits a été recensé.

II.2.2.1.Cadre structural du Bassin Aquitain

Le cadre structural du Bassin Aquitain est schématisé par la carte d'isobathes de la base du Tertiaire tirée des informations fournie par Elf Aquitaine au BEICIP [9] (1984). Une synthèse récente sur le bassin d'Arzacq (Le Marrec *et al.* [66], 1995) propose également trois cartes en isobathes dans ce secteur incluant les stockages (figure II.14). Il s'agit des isobathes de la base de la Molasse, de la base du Tertiaire et de la base du Crétacé supérieur.

La carte d'isobathes de la base du Tertiaire a été corrigée à l'aide des cotes enregistrées dans la base de données puits et à partir des cartes d'isobathes de la synthèse Arzacq.

II.2.2.2.Définition du découpage vertical à l'échelle du bassin

Le schéma géologique montre que le système progradant s'accompagne de discontinuités sédimentaires qui correspondent approximativement aux unités stratigraphiques et réservoirs connues à l'échelle du bassin. Un découpage vertical en layers du modèle géologique, préfigurant le layering dynamique, a été choisi de manière à correspondre à cette distribution verticale et en tenant compte des modèles hydrodynamiques régionaux antérieurs (figure II.15).

Le modèle géologique contient donc 4 couches ou unités géologiques :

- Eocène moyen (Lutétien),
- Eocène inférieur (Yprésien),
- Paléocène,
- Danien.

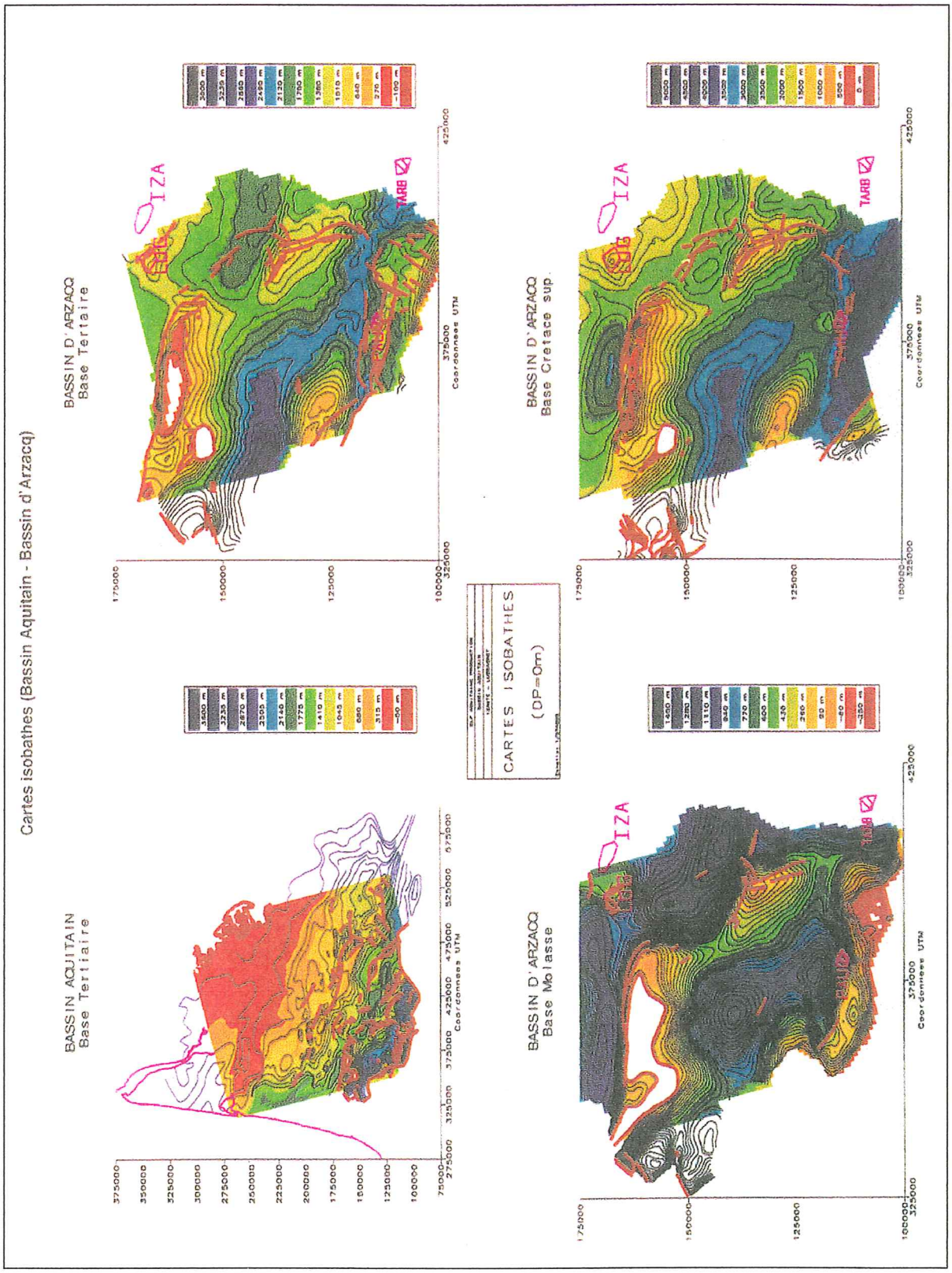


Figure II.14 : cartes en isobathes du bassin Aquitain et du bassin d'Arzacq

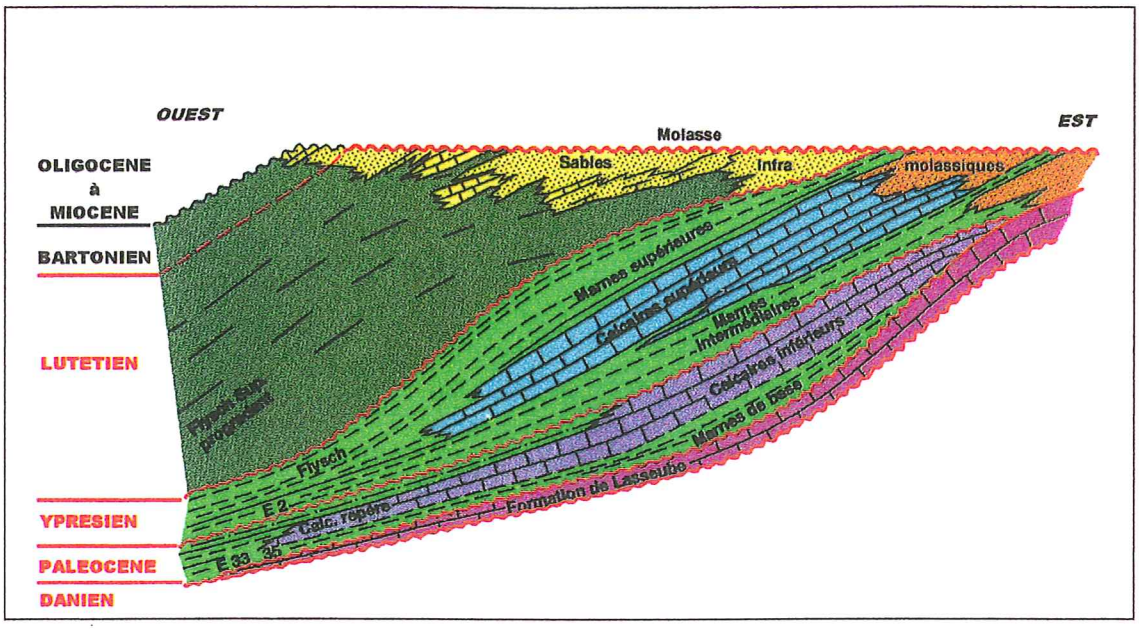


Figure II.15 : découpage vertical du modèle géologique

II.2.2.3.Interprétation quantitative des diagraphies

A l'échelle du bassin, les forages pétroliers ne possèdent qu'un jeu restreint de diagraphies pour les formations tertiaires, yprésiennes et lutétiennes, qui sont considérées comme des "morts terrains" par rapport aux objectifs pétroliers profonds. Les diagraphies sonic et gamma-ray correspondent au jeu le plus souvent disponible. Elles sont donc considérées comme étant le jeu minimum permettant une interprétation quantitative. Dans le Bassin Aquitain, 64 puits ont été recensés avec ce jeu minimum.

L'argilosité *VSH* est définie de manière adimensionnelle par :

$$VSH = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}} \qquad \textit{(Equation II.1)}$$

avec GR : valeur ponctuelle enregistrée par l'outil de diagraphie gamma (Gamma Ray) ;
GR_{min} : valeur minimale enregistrée par l'outil Gamma Ray correspondant à un réservoir propre sans argile ;
GR_{max} : valeur maximale enregistrée par l'outil Gamma Ray correspondant à un horizon argileux.

A partir des enregistrements des diagraphies acoustiques[1] (Sonic), la porosité *n* peut être déduite à l'aide de la formule de Wyllie *et al.* [101] (1956) corrigée de l'argilosité. La relation empirique de Wyllie permet de passer directement du temps de parcours Δt à la porosité, en

[1] L'outil de diagraphie sonique mesure le temps de propagation d'un train d'onde acoustique dans un forage entre un point émetteur et deux récepteurs. L'écartement entre ces derniers étant de 1 pied, la mesure donne alors le temps de trajet de l'onde par pied (µs/ft).

admettant que le temps de trajet total est égal à la somme des temps de trajet dans les grains de la matrice rocheuse et argileuse, et dans le fluide des pores :

$$\Delta t = (1 - n - VSH) \times \Delta t_{ma} + VSH \times \Delta t_{sh} + n \times \Delta t_{fl} \qquad \textit{(Equation II.2)}$$

soit
$$n_{sonic} = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{fl} - \Delta t_{ma}} - VSH \frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{fl} - \Delta t_{ma}} \qquad \textit{(Equation II.3)}$$

avec Δt : temps de parcours de l'onde enregistrée par l'outil Sonic ;
Δt_{ma} : temps de parcours de l'onde dans la matrice rocheuse ;
Δt_{fl} : temps de parcours de l'onde dans le fluide ;
Δt_{sh} : temps de parcours de l'onde dans l'argile.

Cette équation établit une relation linéaire entre Δt et la porosité pour la gamme de porosité généralement rencontrées dans les réservoirs profonds (entre 5% et 25%) et pour des porosités d'interstices correspondant à des arrangements de grains sphériques dans des formations non compactées. Cette relation s'applique plutôt correctement pour l'ensemble des formations détritiques tertiaires dans le Bassin Aquitain. La difficulté réside dans le choix des paramètres de fluide et de matrice. Ces paramètres sont introduits à partir des résultats de l'expertise LITER des puits LUG062, 63 et 64 (Loizel[68], 1996), corrigés de l'effet du gaz sur la diagraphie acoustique. On retiendra :

$\Delta t_{ma(sable)} = 55$ µs/ft

$\Delta t_{ma(calcaire)} = 48{,}7$ µs/ft

$\Delta t_{sh} = 115$ µs/ft

$\Delta t_{fl} = 300$ µs/ft

Les caractéristiques pétrophysiques de réservoir pour chaque unité géologique sont la porosité n et la hauteur utile dans le réservoir. Pour cela, il faut choisir des indices d'argilosité VSH et de porosité n au-delà desquels on considère que les caractéristiques pétrophysiques ne sont pas celles d'un bon réservoir. Si on utilise les valeurs préconisées dans l'étude dynamique du stockage d'Izaute (Tutenuit *et al.* [98], 1992), soit $n > 10\%$ et $VSH < 60\%$, ne seront conservés dans le calcul de la hauteur utile que les bancs dont la porosité et l'argilosité correspondent à ces contraintes.

Le produit de ces deux caractéristiques avec l'épaisseur totale définit, dans l'aquifère et pour chaque unité géologique, un volume de pores ouvert aux écoulements. Les valeurs de la hauteur utile par rapport à la hauteur totale du réservoir *Hu/Ht* et de la porosité moyenne, calculées dans 64 puits et par unité géologique, sont reportées dans le tableau II.1.

				LUTETIEN		YPRESIEN		PALEOCENE		DANIEN	
SIGLE	**NOM**	**X**	**Y**	**hu/ht**	**porosité**	**hu/ht**	**porosité**	**hu/ht**	**porosité**	**hu/ht**	**porosité**
AC002	AUCH 2	466235,10	154539,94			0,645	0,211			0,968	0,207
ADS001	ANDOINS 1	391640,13	114345,07	0,665	0,251	0,068	0,174	0,235	0,066	0,202	0,058
AGN002	ARTAGNAN 2	418120,15	124329,85	0,35	0,146			0,097	0,069		
AM001	AMOU 1	350530,12	149349,91					0,139	0,066	0,038	0,064
AIR001	AIRE SUR ADOUR 1	386682,14	156561,92	0,438	0,181	0,026	0,135				
ARB001	ARBUS 1	370148,17	118228,86			0,037	0,131				
ARN101	ARTIGUELOUTAN 101	390138,36	112971,87	0,59	0,31	0,069	0,136	0,014	0,060	0,457	0,066
AST001	ASSAT 1	385990,12	110694,91			0,004	0,29	0,309	0,089	0,488	
AZX001	AZEREIX 1	406860,30	103505,12	0,05	0,157	0,016	0,142	0,066	0,072	0,000	0,060
BAZ001	BAZILLAC 1	421250,08	120720,12					0,075	0,079	0,450	0,068
BDX001	BAUDREIX 1	389865,24	104401,88			0,157	0,267	0,147	0,078	0,127	0,059
BOC001	BOUCOUE 1	380040,04	141973,94					0,148	0,068	0,028	0,055
BOR001	BORY 1	373410,22	111114,97			0,011	0,127	0,146	0,075	0,058	0,066
BRD001	BORDES 1	386563,44	107082,07			0,001	0,12	0,008	0,131	0,019	0,067
CAE001	CALAVANTE 1	425028,06	103288,88	0,025	0,123			0,023	0,069	0,437	0,071
CLU001	CASTERA LOU 1	421779,89	115194,96	0,178	0,126	0,074	0,119	0,009	0,070	0,244	0,068
CLU103	CASTERA LOU 103	424750,07	118491,98	0,539	0,159	0,07	0,124	0,370	0,090	0,557	0,081
CRB001	CASTELNAU RIV. BASSE 1	408584,30	146258,16	0,374	0,148			0,126	0,064	0,221	0,088
CRS001	CROUSEILLES 1	403498,14	139086,98	0,218	0,137			0,026	0,063	0,123	0,060
DUE001D	DIUSSE 1D	396484,31	143618,01	0,411	0,162	0,017	0,123	0,072	0,059	0,049	0,067
EPE001	ESPECHEDE 1	394810,10	116464,90					0,030	0,066	0,000	
ESP001	ESPOEY 1	396855,01	108789,82	0,066	0,192	0,005	0,159				
FTS001	FONTRAILLES 1	441335,89	118156,06			0,082	0,14	0,210	0,070	0,085	0,073
G-MM002	MONT DE MARSAN 2 GTH	375215,23	182274,79	0,133	0,224	0,12	0,154			0,599	0,083
G101	GARLIN 101	389744,02	140727,01	0,846	0,278	0,031	0,163	0,516	0,080	0,262	0,076
GAA001	GALAA 1	403001,18	129627,14	0,374	0,209	0,207	0,146	0,382	0,071	0,894	0,076
GAR002	GRENADE/L'ADOUR 2	378957,99	173658,91	0,533	0,439	0,333	0,345	0,082	0,085	0,687	0,075
HGT001	HAGET 1	422859,30	125479,98	0,526	0,181	0,009	0,123	0,271	0,065	0,097	0,065
JAC001	JACQUE 1	428109,94	115810,00					0,200	0,131	0,083	0,072
JUI001	JUILLAN 1	412919,00	103047,03	0,325	0,134			0,022	0,063	0,024	0,064
LAV001.G	LAGRAVE 1	402650,18	122166,92	0,474	0,176	0,018	0,148	0,845	0,109	0,000	
LAV002	LAGRAVE 2	402590,29	122669,76	0,607	0,262	0,002	0,191				
LAV004D	LAGRAVE 4D	402558,54	123879,06	0,528	0,241	0,002	0,143				
LBS001	LIBAROS 1	442024,04	107150,08	0,272	0,155	0,025	0,116	0,121	0,079	0,288	0,070
LBT001	LUBRET 1	435425,40	114844,37	0,317	0,173			0,260	0,082	0,293	0,069
LCB001	LANNECAUBE 1	394377,01	134899,82					0,308	0,098	0,003	0,079
LCY001	LACQUY1	391288,47	188662,91					0,000		0,000	
LLS001	LOUSLITGES 1	425295,08	147190,09					0,192	0,074	0,192	0,074
LLT001	LE LANOT 1	383450,07	113050,14	0,326	0,157	0,003	0,135	0,104	0,065	0,111	0,067
LMU001	LAMAYOU 1	406575,17	121850,03	0,622	0,187			0,607	0,099	0,457	0,057
LRN001	LOURINE 1	387585,01	156715,11	0,456	0,198	0,005	0,117	0,452	0,100		
LVG001	LE VIGNAU 1	389893,33	168031,71	0,58	0,212			0,374	0,090	0,594	0,094
MCP001	MONCAUP 1	406117,23	135365,04	0,716	0,183	0,083	0,139				
MPS001	MARPAPS 1	356591,98	147482,82	0,116	0,137			0,185	0,082	0,319	0,069
MRN001	MAURRIN 1	383060,01	174890,07	0,441	0,154	0,232	0,155	0,152	0,060	0,601	0,071
MU104	MURET 104	521870,29	128510,07			0,477	0,219	0,114	0,133	0,000	
OGC001	OGENNE CAMPTORT 1	354865,11	115785,09			0,492	0,169	0,310	0,088	0,188	0,059
PAR001	PARADIS 1	389564,12	120510,41	0,132	0,211			0,102	0,068		
PCE001	PECORADE 1	381534,02	153375,97	0,633	0,28	0,145	0,177	0,580	0,092	0,180	0,070
PLE001	PALLANNE 1	434184,90	135284,93	0,225	0,132	0,088	0,133	0,329	0,077	0,770	0,076
PPS001	POMPS 1	364700,23	136200,13	0,057	0,118	0,016	0,111	0,459	0,074	0,000	
SIM001D	SIMACOURBE 1D	396523,21	130595,84	0,823	0,271	0,041	0,146	0,639	0,122	0,493	0,121
SLS001	SAOULOUS 1	448530,98	115798,85	0,47	0,175	0,231	0,184	0,306	0,088	0,249	0,066
SON001	SOMBRUN 1	412080,22	132605,15	0,42	0,176	0,003	0,15	0,313	0,076	0,065	0,066
SRC001	SARIAC 1	456503,00	113613,02	0,092	0,154	0,142	0,134	0,106	0,085	0,107	0,071
SRG001	SERRES GASTON 1	370008,11	155117,74	0,135	0,434	0,201	0,272	0,971	0,120	0,358	0,070
TLZ001	TOULOUZETTE 1	358607,18	165884,07	0,023	0,127	0,023	0,127	0,253	0,069		
TZ301	THEZE 301	384115,46	134210,12	0,466	0,204	0,11	0,161	0,413	0,086	0,017	0,054
VBH003	VIC BILH 3	399050,06	138590,04					0,022	0,072	0,033	0,059
VBH005	VIC BILH 5	395445,72	137867,52					0,356	0,078		
VBH006	VIC BILH 6	397932,00	137892,82	0,625	0,223	0,041	0,147				
VBH007	VIC BILH 7	393889,15	138557,11	0,472	0,248	0,017	0,117				
VCL001	VILLECOMTAL 1	428449,99	124445,04	0,335	0,15	0,139	0,137	0,127	0,080	0,078	0,064
VLS001D	VERLUS 1D	394278,93	148035,73	0,4	0,159			0,176	0,065	0,115	0,062

Tableau II.1 : caractéristiques pétrophysiques issues de l'interprétation quantitative des diagraphies

Si on se réfère au découpage vertical présenté à la figure II.15, chaque unité géologique de l'Eocène montre plusieurs lithologies, réservoir ou non. Les valeurs calculées caractérisent la fraction réservoir de chaque unité et doivent donc être considérées comme des paramètres

équivalents. Il en est de même pour les formations dano-paléocènes qui sont essentiellement calcaires et dolomitiques. On notera, sauf cas particulier, que l'utilisation de l'outil diagraphique pour déterminer la porosité dans les faciès fracturés ne rend pas forcément compte de l'existence d'une porosité double et encore moins des valeurs de celle-ci.

II.2.3. Modèle réservoir maillé

II.2.3.1.Approche géostatistique

La cartographie des caractéristiques pétrophysiques peut être effectuée par une méthode d'interpolation géostatistique des valeurs estimées ponctuellement dans chaque puits. Cette méthode offre l'avantage de prendre en compte la structure spatiale du paramètre étudié et de l'associer à un estimateur linéaire probabiliste : le krigeage. Il permet d'estimer, en tout point d'une grille régulière, la valeur la plus probable du paramètre étudié.

Principe

Le principe de l'analyse géostatistique suppose que la variabilité spatiale d'un paramètre n'est pas totalement aléatoire : la différence entre deux points de mesure voisins est d'autant plus faible que la distance qui les sépare est faible. Il y a donc, d'un point de vue statistique, une corrélation spatiale entre les données qui peut être identifiée par l'intermédiaire du variogramme.

Soit Z(x) et Z(x+h), deux variables associées à $Z(x_i)$ et $Z(x_i+h)$, deux mesures faites en deux points distants de h, la fonction variogramme $\gamma(h)$ est exprimée par la variance de l'accroissement de la variable Z pour un accroissement h de la distance. La fonction s'écrit :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{N(h)} \left[Z(x_i + h) - Z(x_i) \right]^2}{N(h)} \qquad \text{(Equation II.4)}$$

avec h : distance ;
Z(x) : valeur au point x ;
N(h) : nombre de couples x_i, x_i+h de points distants de h.

Le variogramme fournit une image des principaux traits de structure du phénomène étudié : portée, palier et pépite.

Classiquement la valeur du variogramme est la plus faible à l'origine, car la distance h entre Z(x) et Z(x+h) est faible donc la valeur du variogramme est faible, puis elle augmente avec la distance. Au bout d'une certaine distance entre points de mesure, la différence entre Z(x) et Z(x+h) n'augmente plus statistiquement car les points ne sont plus corrélés : cette distance maximale de

corrélation *a* est appelée « portée ». Le variogramme est stabilisé autour d'une valeur proche de la variance de l'échantillon : cette valeur est appelée « palier ».

En principe Z(x) et Z(x+h) sont égaux quand h tend vers zéro. En réalité des hétérogénéités peuvent se manifester par une discontinuité apparente à l'origine, qui peut être liée soit à une erreur de mesure, soit une variabilité à petites distances. Dans ce cas, l'hétérogénéité se traduit par l'ordonnée à l'origine du variogramme qui est appelée « effet de pépite » C_0.

Ces trois paramètres sont estimés en appliquant un modèle mathématique de variogramme. Les modèles les plus courants sont :

- *sphérique* : $\gamma(h) = C\left[\left(\frac{3}{2}\frac{h}{a}\right) - \left(\frac{h^3}{2a^3}\right)\right] + C_0$ *pour h<a* (Equation II.5)

  $\gamma(h) = C + C_0$ *pour h>a* (Equation II.6)

  avec C_0 : effet de pépite (= palier - C) ;
  C : amplitude ;
  a : portée.

- *exponentiel* : $\gamma(h) = C\left[1 - e^{\left(-\frac{h}{a}\right)}\right] + C_0$ *pour h<a* (Equation II.7)

  $\gamma(h) = C + C_0$ *pour h>a* (Equation II.8)

- *gaussien* : $\gamma(h) = C\left[1 - e^{\left(-\frac{h^2}{a^2}\right)}\right] + C_0$ *pour h<a* (Equation II.9)

  $\gamma(h) = C + C_0$ *pour h>a* (Equation II.10)

- *linéaire* : $\gamma(h) = Ch + C_0$ *(sans palier ni portée)* (Equation II.11)

Les modèles mathématiques de variogrammes sont utilisés dans le krigeage pour pondérer les estimations de la variable étudiée en fonction de la répartition spatiale des point de mesure. Le krigeage le plus utilisé est le « krigeage ordinaire ». La valeur interpolée au point x, notée Z'(x), est donnée par :

$$Z'(x) = \sum_{i=1}^{n} w_i Z(x_i) \qquad \text{(Equation II.12)}$$

avec $Z(x_i)$: valeur mesurée en x_i ;
w_i : pondérateur (ou poids) affecté à la valeur mesurée en x_i.

Les pondérateurs dépendent du degrés de corrélation entre les points mesurés et les points estimés. Les pondérateur sont choisis de façon à minimiser la variance d'estimation. La somme des pondérateurs est égale à 1 :

$$\sum_{i=1}^{n} w_i = 1 \qquad \text{(Equation II.13)}$$

Les pondérateurs sont estimés individuellement pour chaque point estimé en utilisant le système d'équations :

$$\sum_{j=1}^{n} w_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x) \qquad \forall i \text{ (n équations)} \qquad \text{(Equation II.14)}$$

ou selon un autre formalisme :

$$\begin{vmatrix} \gamma_{11} & \cdots & \gamma_{1n} & 1 \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \gamma_{n1} & \cdots & \gamma_{nn} & 1 \\ 1 & \cdots & 1 & 0 \end{vmatrix} \cdot \begin{vmatrix} w_1 \\ \cdots \\ w_n \\ \mu \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \gamma_{10} \\ \cdots \\ \gamma_{n0} \\ 1 \end{vmatrix} \qquad \text{(Equation II.15)}$$

avec n : nombre d'informations disponibles ;
i, j : indices des points de mesure ; i et j variant de 1 à n ;
μ : paramètre de Lagrange ;
x_i, x_j : points de mesure ;
x ou 0 : valeur à estimer ;
$\gamma(x_i,x_j)$: valeur du variogramme mathématique modélisé entre les points x_i, x_j ;
$\gamma(x_i,x)$: valeur du variogramme mathématique modélisé entre le point x_i et le point à estimer.

Application aux unités géologiques

Les variogrammes d'épaisseur, du rapport Hu/Ht et de porosité de chaque unité géologique ont été calculés (figures II.16 et II. 17). Les courbes expérimentales sont ensuite ajustées selon un modèle mathématique théorique qui servira au calcul de la fonction d'interpolation.

Les variogrammes des épaisseurs du Danien et du Paléocène montrent une anisotropie de direction principale N110° à N120° qui correspondent aux axes structuraux majeurs du bassin pour ces périodes. On notera également le comportement linéaire du rapport Hu/Ht du Danien, ce qui traduit une certaine dérive.

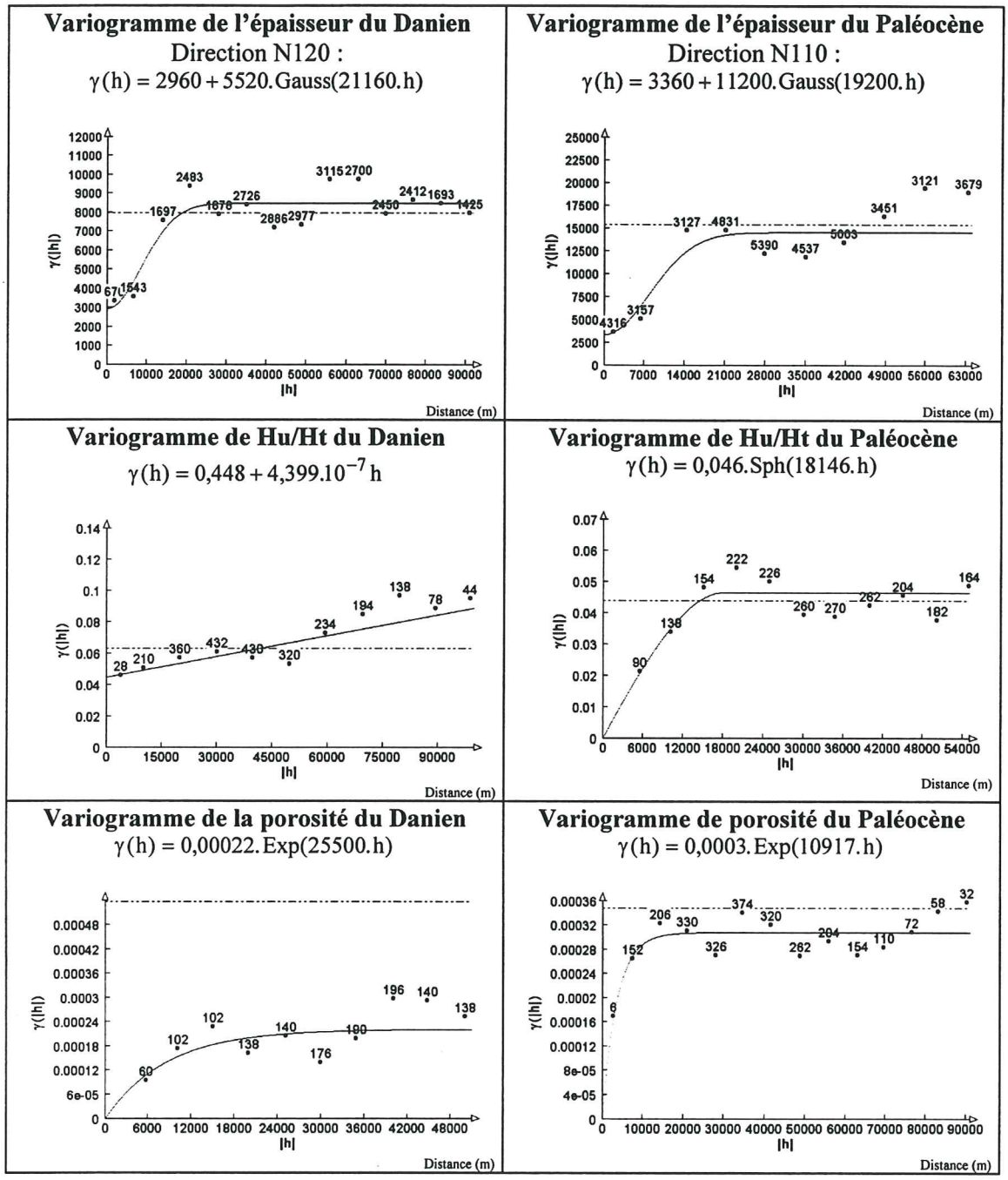


Figure II.16 : variogrammes des caractéristiques pétrophysiques du Danien et du Paléocène

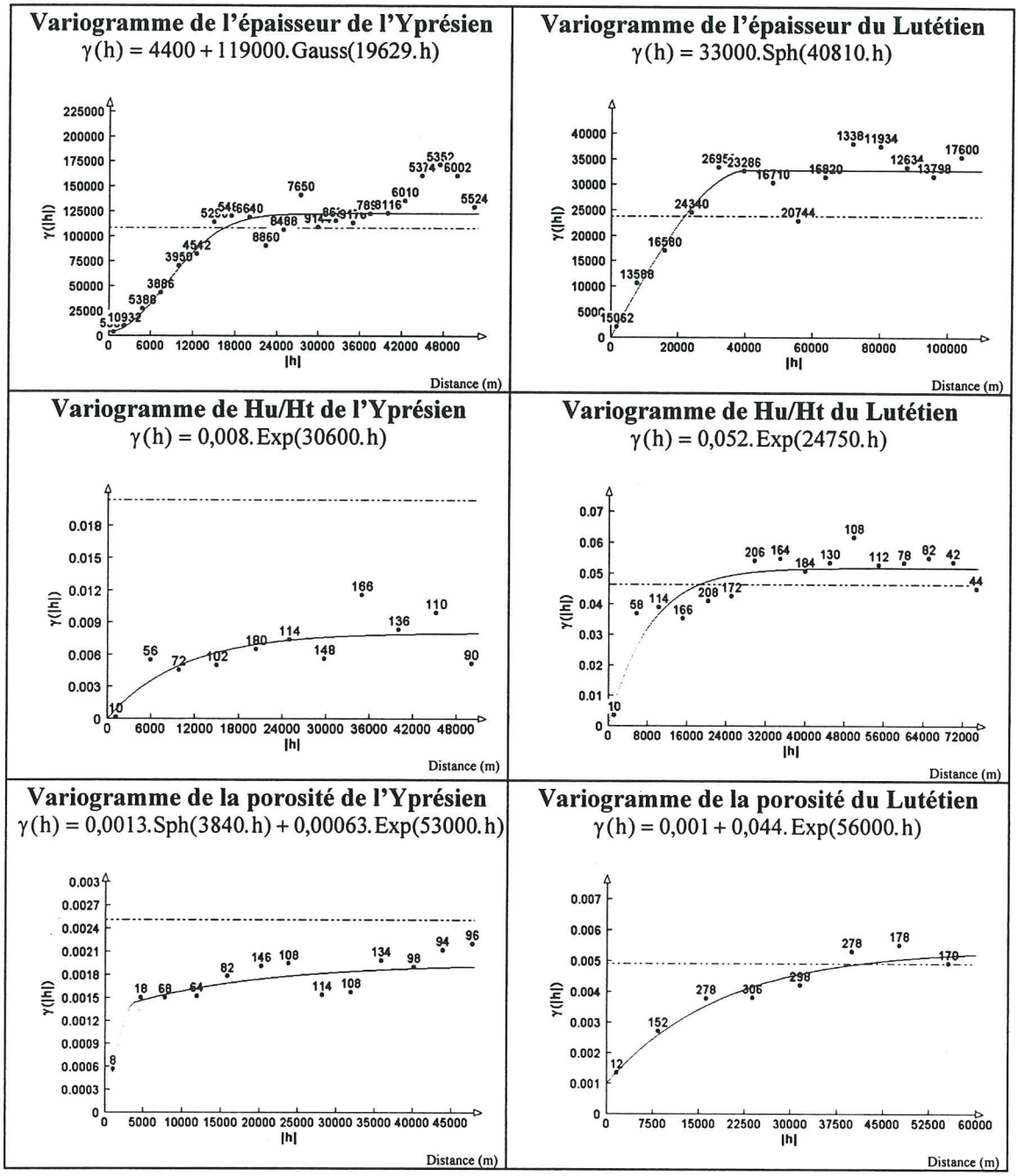


Figure II.17 : variogrammes des caractéristiques pétrophysiques de l'Yprésien et du Lutétien

II.2.3.2.Cartographie des caractéristiques pétrophysiques par interpolation géostatistique

L'interpolation doit être réalisée au noeud d'une grille dont les limites ont été choisies de manière à couvrir au mieux les différentes nappes profondes (figure II.18). Dans notre cas :

- le Front Nord-Pyrénéen constitue la limite Sud ;

- la limite occidentale correspond à une ligne Arcachon - Lugos - Peyrehorade englobant la région de Dax où une épaisse série marneuse confine la nappe éocène ;
- la limite Nord inclue la région bordelaise où il existe d'importants soutirages dans la nappe éocène pour l'alimentation en eau potable de l'agglomération ;
- la limite orientale est définie par la direction Périgueux - Toulouse qui correspond en partie à la limite d'extension des faciès éocènes.

La zone étudiée s'étend sur environ 36000 km^2. Sur l'ensemble du bassin, les mailles sont régulières avec 1 Km de coté (181x198 mailles) afin de reproduire finement les limites d'extension des aquifère. La grille est orientée dans l'axe de l'écoulement principal dans l'aquifère éocène (N105°) pour permettre le passage ultérieur à un maillage de simulation dynamique. Dans la zone d'influence des stockages, la grille est raffinée avec des mailles de 500 m de côté.

Construction de la géométrie

Pour chaque unité, les cartes d'isopaques ont été établies à l'échelle du bassin. L'interpolation a été réalisée en tenant compte des limites d'extension de chaque unité correspondant soit à un affleurement, soit à une disparition par érosion ou non-dépôt. Les limites sont des points d'information supplémentaires où l'épaisseur de l'unité géologique est nulle.

La carte en isopaques du Danien illustre la paléogéographie présentée précédemment (figure II.19). Le bassin s'étend selon une direction N120°. Un domaine profond s'y distingue du domaine de plate-forme : la fosse flysch profonde du piémont pyrénéen et le bassin d'Arzacq.

La même tendance se répète pour la carte d'isopaques du Paléocène (figure II.20). La plate-forme est présente sur l'ensemble du bassin tandis que le sillon profond persiste au Nord des Pyrénées et dans le bassin d'Arzacq. Par rapport à la carte du Danien, un début de rotation de l'axe principal du bassin est déjà perceptible (N110°).

A l'Yprésien, la plate-forme reste prédominante dans le bassin mais les courbes isopaques montrent une rotation de N110° à N160° traduisant ainsi la modification des conditions d'alimentation du bassin sédimentaire et l'installation d'une progradation Est - Ouest (figure II.21) qui se poursuit au Lutétien (figure II.22).

Les cartes d'épaisseur ont été finalement utilisées pour construire les cartes des toits et mur de chaque unité géologique à partir de la carte de la base du Tertiaire. Cette carte issue de l'interprétation de profils sismiques est considérée comme référence.

Dans l'interpolation géostatistique des épaisseurs, les failles synsédimentaires ne sont pas prises en compte. On considère donc que ces failles n'ont pas contrôlé la sédimentation ce qui est erroné aux abords des principales structures. Les surfaces des toits et murs des unités géologiques

construites (figures II.23 et II.24) par un empilage des cartes d'épaisseurs depuis la base Tertiaire peuvent donc être faussées. Elles ont été corrigées par recoupement avec les cartes en isobathes locales issues de l'interprétation sismique.

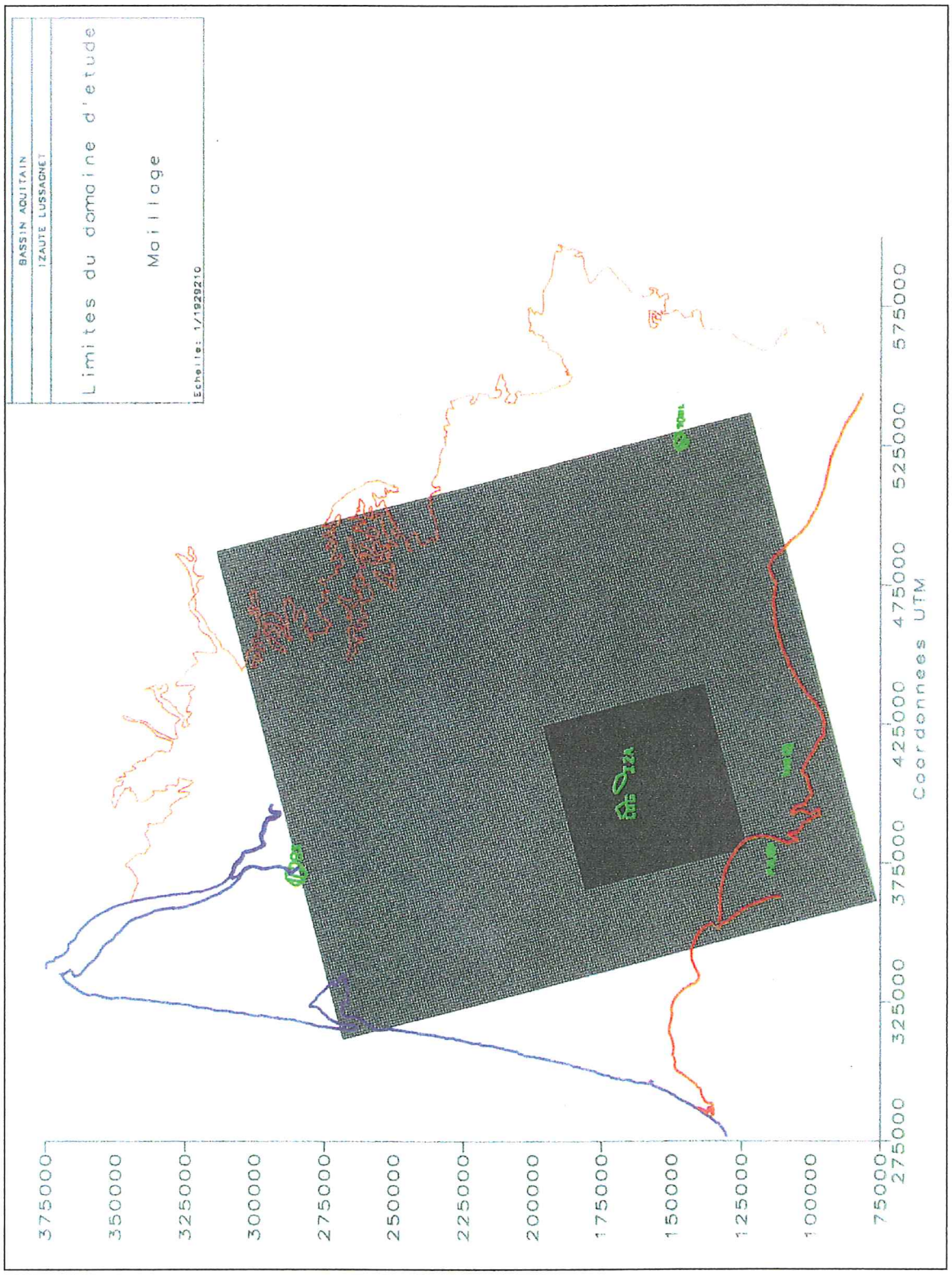


Figure II.18 : maillage du domaine d'étude

Interpolation des caractéristiques pétrophysiques

Pour chaque couche du modèle et à chaque échelle, les cartes d'épaisseur utile relative (*Hu/Ht*) et de porosité ont été construites par extrapolation des caractéristiques calculées aux puits dans la logique du modèle sédimentaire (figures II.19, II.20, II.21 et II.22).

Des valeurs "majorantes" (*Hu/Ht* = 1 et n = 0,36) ont été volontairement choisies pour limite. Ces valeurs n'affectent pas ce qu'il est convenu d'appeler « la capacité de stockage » c'est à dire le produit de la hauteur utile du réservoir par la porosité car dans ces zones l'épaisseur devient nulle. Elles sont surtout utilisées pour faciliter les opérations de calage ultérieures.

Pour chaque couche, les meilleurs faciès se situent en bordure de la plate-forme (zone proximale) et à proximité des structures, tandis que les faciès de mauvaise qualité réservoir se placent dans les zones profondes du bassin.

II.2.3.3.Estimation des perméabilités des formations éocènes

Les différents forages d'eau ont donné lieu à des essais de débits qui ont fourni des transmissivités. Leur répartition trop lâche à l'intérieur du bassin et la faible extension du domaine couvert par le test ne permet qu'un tracé approximatif des cartes de transmissivité.

L'étude BEICIP [9] (1984) propose une carte pour l'ensemble aquifère des sables sous-molassiques et des grès à Nummulites basée sur (figure II.25) :

- une centaine de valeurs de transmissivité déduites des essais de longue durée essentiellement située dans la région bordelaise et dans le bassin ;
- pour le reste du bassin, une estimation de la relation porosité - perméabilité déduite des mesures de porosité sur les carottes de 9 forages (197 valeurs). Cette relation établie selon le type de faciès, sablo-grèseux ou calcaire, permet de calculer banc par banc une valeur de perméabilité dans les forages disposant d'un enregistrement acoustique.

Cette carte a été reprise pour ce modèle géologique. Les cartes de perméabilité horizontale de chaque unité géologique sont calculées à l'aide des cartes de hauteur utile et dans l'hypothèse de la validité des relations suivantes :

$$T = K_{ypr} Hu_{ypr} + K_{lut} Hu_{lut} \qquad \textit{(Equation II.16)}$$

$$\frac{K_{ypr}}{K_{lut}} = \frac{Hu_{ypr}/Ht_{ypr}}{Hu_{lut}/Ht_{lut}} \qquad \textit{(Equation II.17)}$$

avec T : transmissivité de l'aquifère sous-molassique (Lutétien + Yprésien) ;
K_{ypr}, K_{lut} : perméabilité horizontale des couches de l'Yprésien et du Lutétien ;
Hu_{ypr}, Hu_{lut} : hauteur utile des couches de l'Yprésien et du Lutétien ;
Ht_{ypr}, Ht_{lut} : hauteur totale des couches de l'Yprésien et du Lutétien.

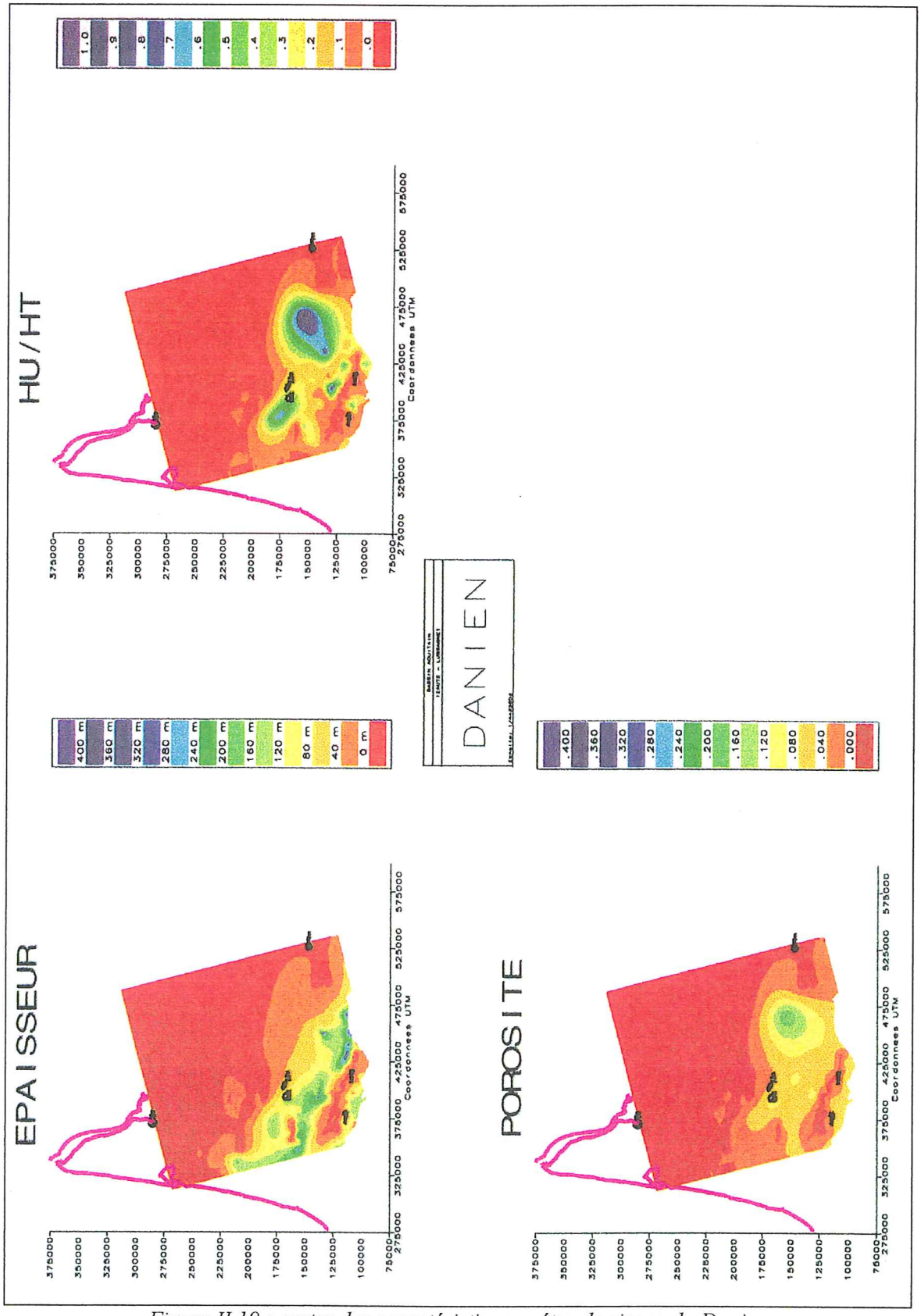


Figure II.19 : cartes des caractéristiques pétrophysiques du Danien

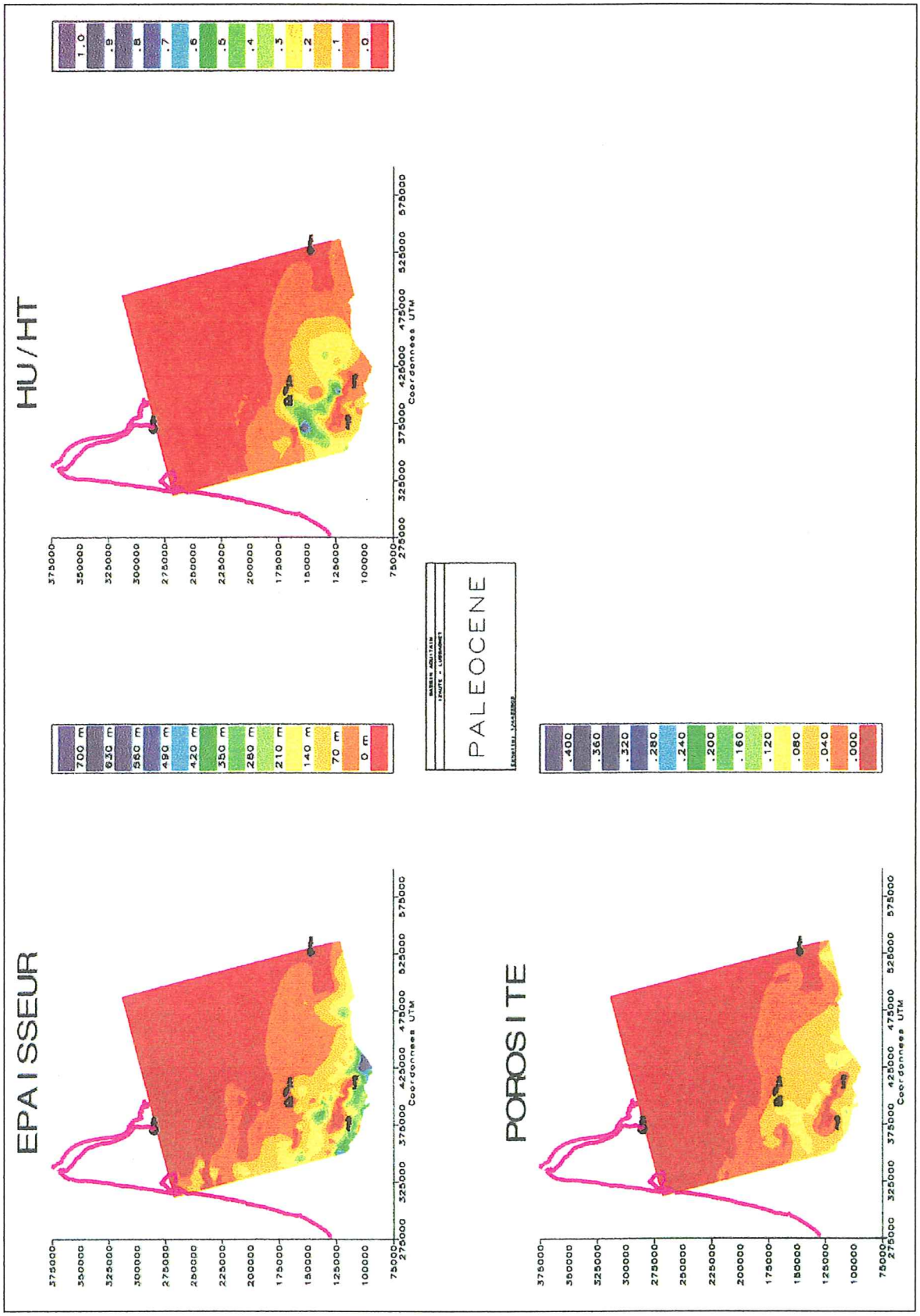


Figure II.20 : cartes des caractéristiques pétrophysiques du Paléocène

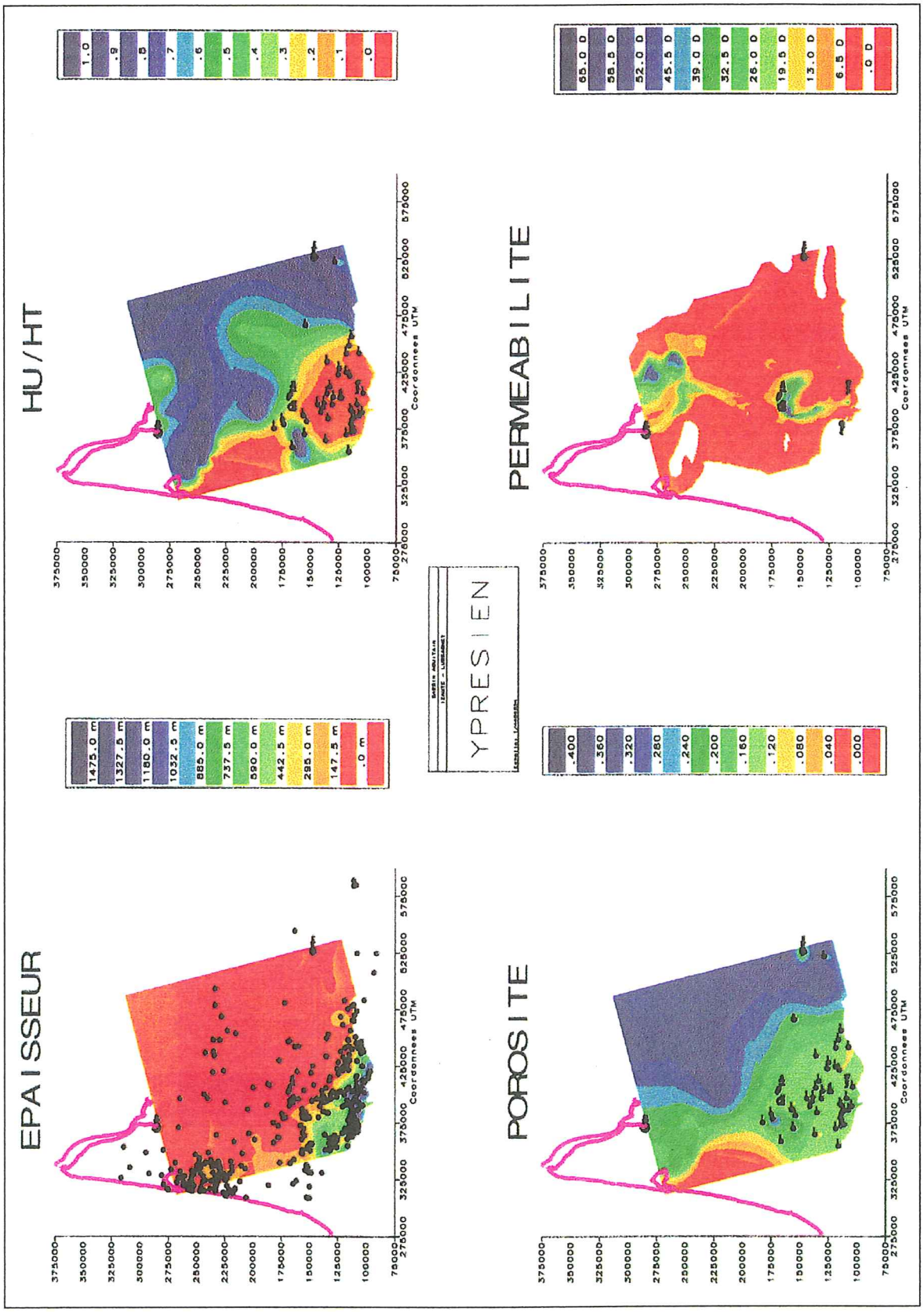


Figure II.21 : cartes des caractéristiques pétrophysiques de l'Yprésien

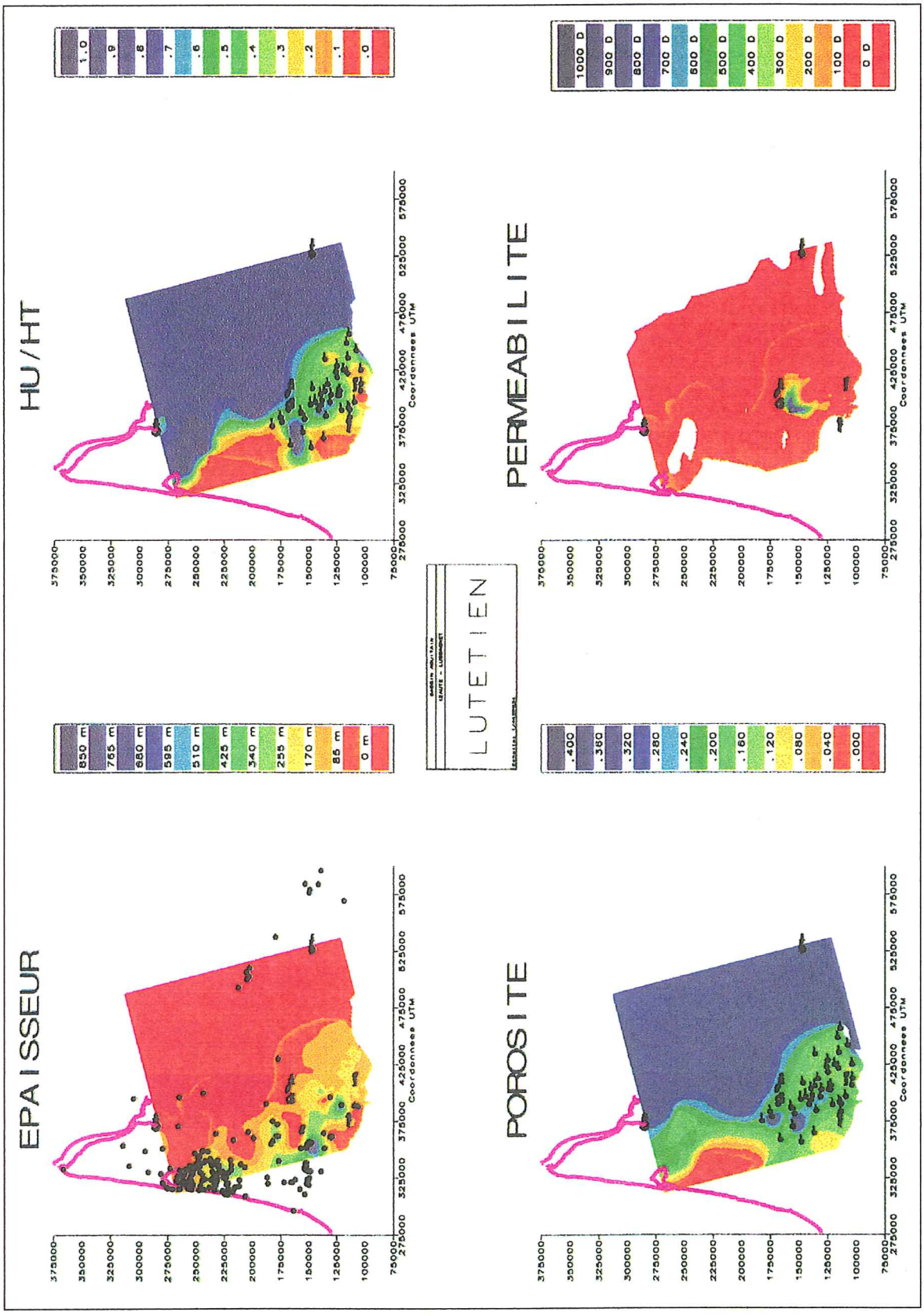


Figure II.22 : cartes des caractéristiques pétrophysiques du Lutétien

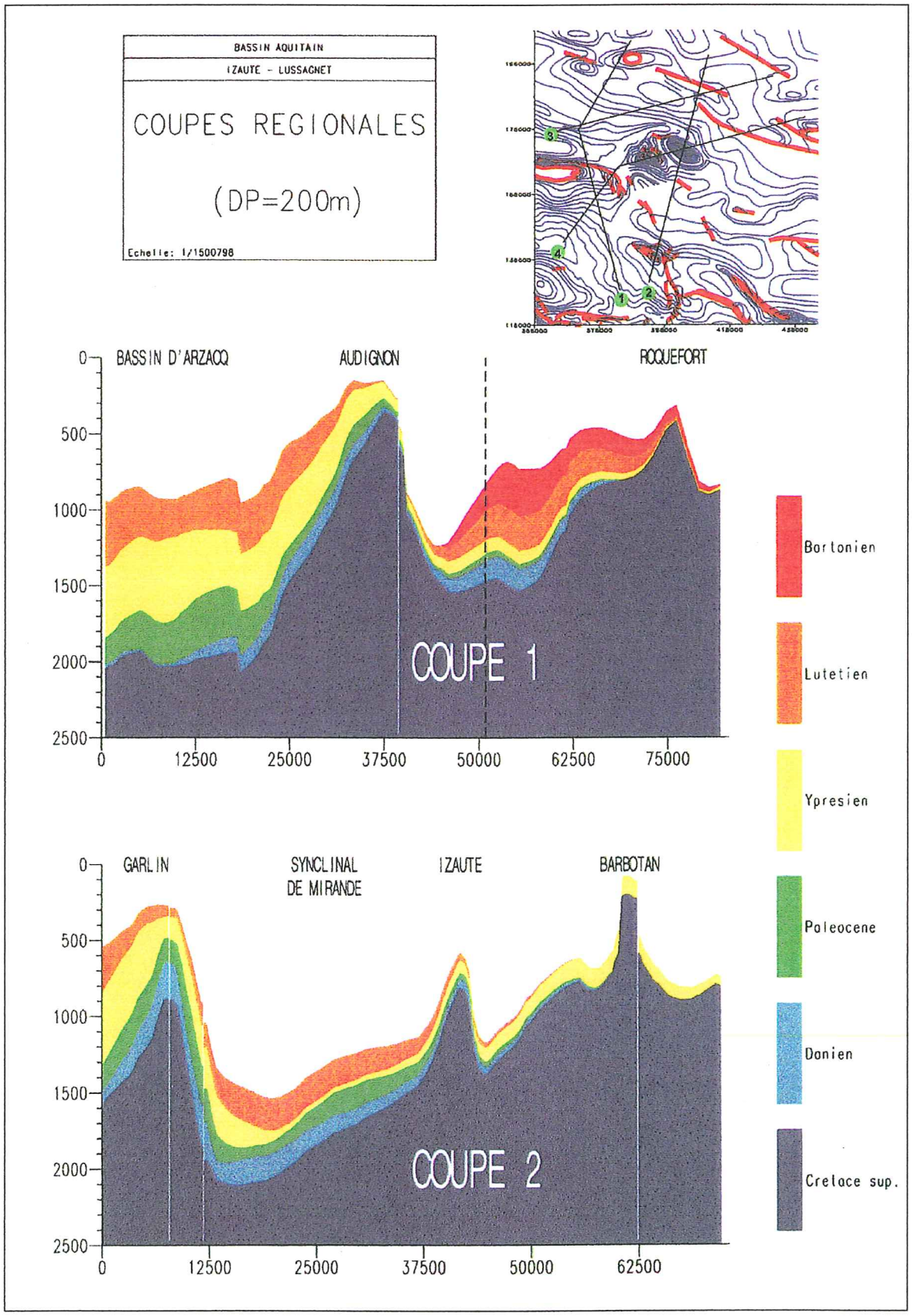


Figure II.23 : coupes régionales Nord - Sud

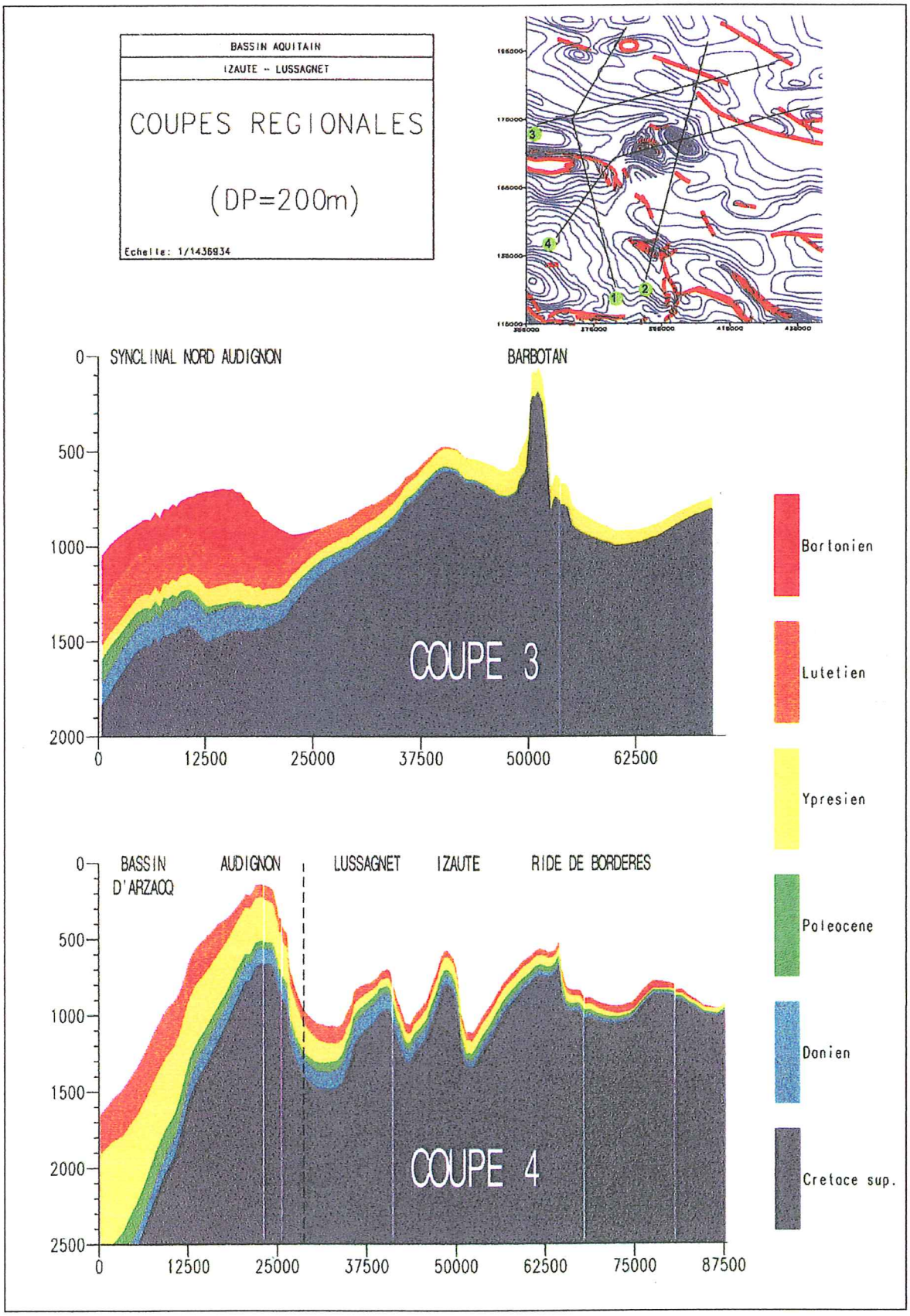


Figure II.24 : coupes régionales Sud Ouest - Nord Est

Les cartes résultantes sont présentées dans les figures II.21 et II.22. Ces cartes reflètent la principale caractéristique de la carte de transmissivité, c'est à dire l'existence d'une zone à forte perméabilité d'allongement Sud - Nord, depuis les Pyrénées jusqu'à la région bordelaise.

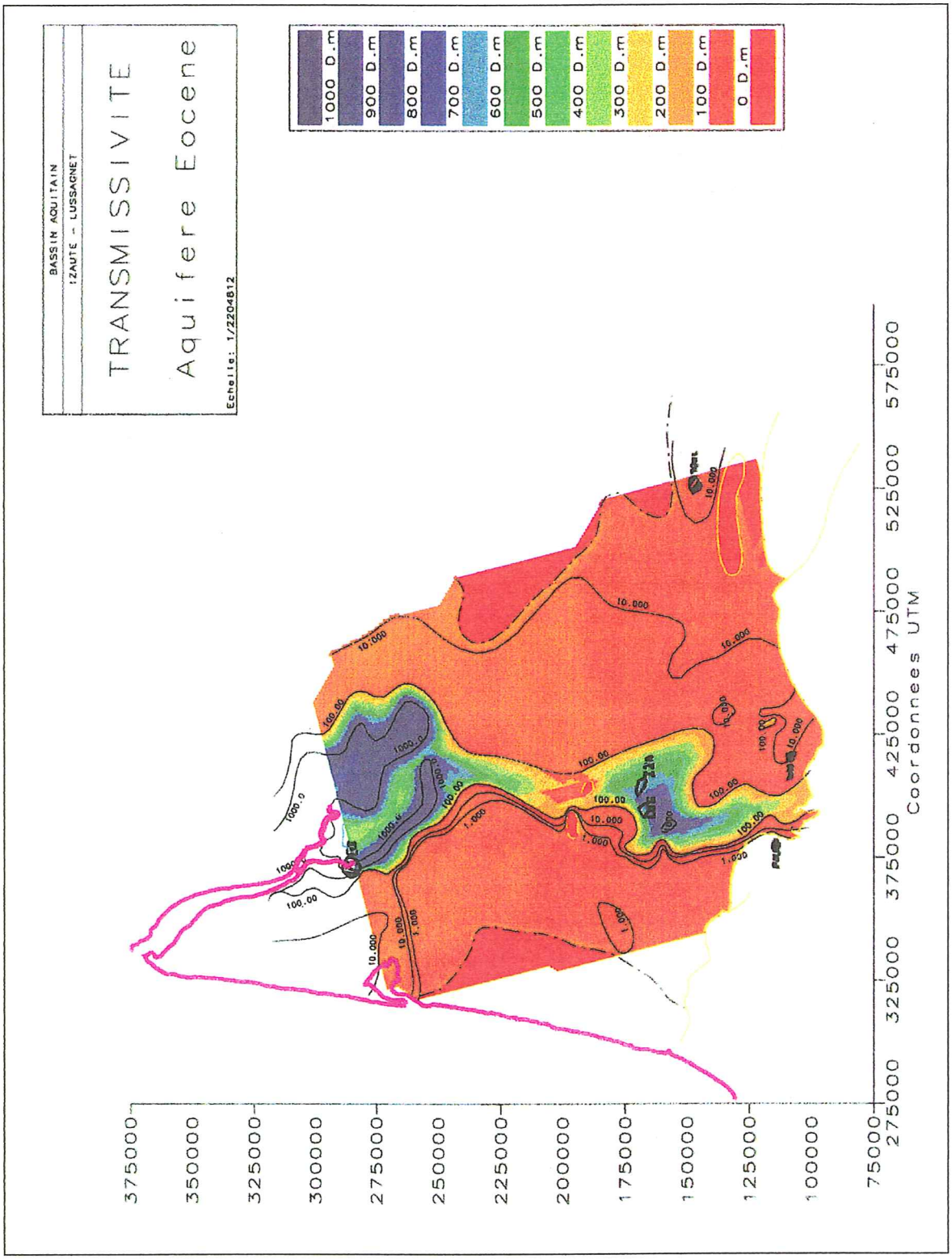


Figure II.25 : carte de transmissivité de l'aquifère éocène (d'après BEICIP [9], 1984)

II.3. Etude géologique des structures émergentes

Depuis le siècle dernier, les géologues régionaux ont étudié et cartographié les structures affleurantes qui ont constitué, avant la mise en ouvre des outils de la géophysique, des sites uniques d'observation des séries géologiques anciennes. Les indications géologiques contenues dans leurs travaux donnent un cadre géologique très localisé.

La révision du modèle géologique d'extension régionale implique une révision de la géologie locale et en particulier des structures de Barbotan et d'Audignon.

II.3.1. Le périclinal Est de l'anticlinal d'Audignon

La station d'Eugénie-les-Bains est installée sur le flanc oriental de la structure géologique d'Audignon également appelé anticlinal de la Chalosse. Il s'agit d'un anticlinal faillé d'axe Est - Ouest s'allongeant sur 30 km de longueur entre Mugron et Aire-sur-l'Adour. Les terrains observés se placent dans une série stratigraphique qui s'étend de l'Albien supérieur, pour les plus anciens, situés au coeur de cette structure, jusqu'au Plio-Quaternaire dans la périphérie.

Dans le secteur d'Eugénie-les-Bains, la série affleurante est essentiellement tertiaire et quaternaire. Ces terrains seront décrits à partir des travaux de Feinberg [47] (1964), Boulanger [18] (1968), Deloffre [40] (1988), Sztrakos [93] (1996), Sztrakos *et al.* [94] (1997) et de la notice explicative de la carte géologique d'Hagetmau (Capdeville [22], 1998) (figure II.26).

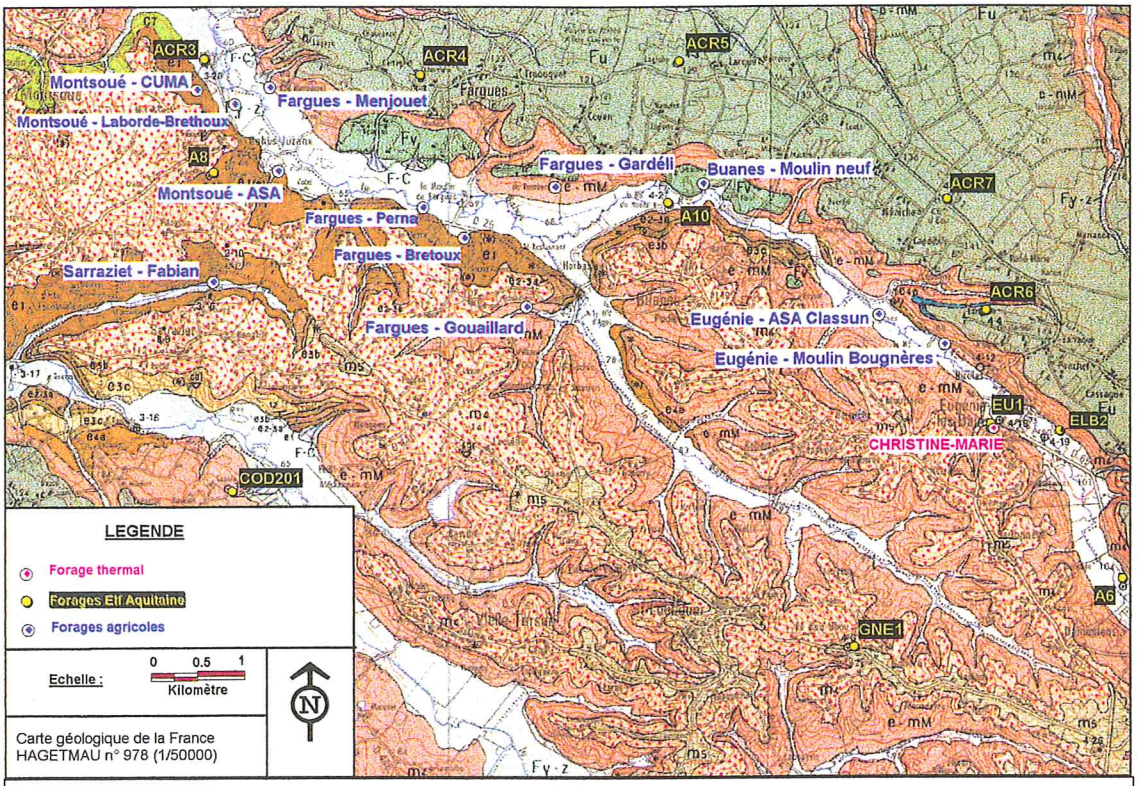
II.3.1.1.Lithostratigraphie

Comme l'indique la carte géologique (Capdeville [22], 1998), les terrains tertiaires sont directement observables dans le secteur de Buanes - Classun - Eugénie-les-Bains, le long de la rivière Le Bahus. Les affleurements de la série tertiaire regroupent les termes suivants :

⇨ *Couche d'Arcet (Danien)*

La succession des faciès daniens comporte 4 horizons que Feinberg [47] (1964) regroupe en deux ensembles : couches d'Arcet inférieures à faciès dolomitique prédominant et supérieures à faciès calcaire à Microcodium.

Le terme inférieur se rencontre à la hauteur de Bahus-Juzanx où il affleure le long de la route de Buanes (D. 25) jusqu'au lieu-dit "Le Restaurant", en rive gauche du Bahus. En se déplaçant en direction de Buanes, les niveaux supérieurs moins dolomitiques affleurent jusqu'au lieu-dit Horbaziou près du pont de la D.25 sur le ruisseau Baziou.



QUATERNAIRE ET FORMATIONS SUPERFICIELLES

Formations colluviales

CF — Colluvions et dépôts de versants

Glissements

Formations alluviales

F-C — Alluvions et colluvions de fond de vallée
1 - cône de déjection associé

Fy-z — Alluvions récentes indifférenciées

Fx — Pléistocène supérieur
Terrasse à galets, graviers et matrice sableuse

Fv — Pléistocène moyen ancien
Terrasse à galets, graviers et matrice argileuse rubéfiée

Fu — Pléistocène inférieur terminal
Terrasse à galets, graviers et matrice argilo-sableuse

TERTIAIRE

Pliocène

p2 — Nappe alluviale moyenne
Graviers et galets ; matrice argilo-sableuse jaunâtre

p1 — Nappe alluviale inférieure
Graviers et galets ; matrice argilo-sableuse rougeâtre

Miocène supérieur

m5 — Tortonien
Formation des Glaises bigarrées : argiles gris-bleu à passées blanc rougeâtre

Miocène moyen

m4 — Serravallien
Formation des Sables fauves : sables jaune-ocre à graviers et galets rubéfiés
1 - influence marine

Éocène supérieur - Miocène moyen

e-mM — Molasses argileuses gris-bleu, silteuses, carbonatées, à passées gréseuses
g - niveaux fluvio-lacustres de Banos
l - niveau de calcaire lacustre

Éocène moyen

e6c — Bartonien
Couches lagunaires : marno-calcaires lacustres à base marine

e6b — Calcaire de Brassempouy : calcaires beiges à alvéolines

e6a — Calcaire à grandes nummulites : calcaires et marno-calcaires gris à nummulites

e5 — Lutétien
Couches de Nousse : calcaires beige clair

Éocène inférieur

e4c — Cuisien
Couches de Donzacq : marnes gris-bleu à blanches

e4b — Couches de Trabay : silts carbonatés verdâtres

e4a — Couches de Lapèche : silts, marnes et calcaires gréseux à nummulites

e3c — Ilerdien
Couches de Sarraziet : calcaires blancs à alvéolines

e3b — Grès de Coudures : quartzites blancs à rosâtres

Paléocène supérieur - Éocène inférieur

e2-3a — Thanétien - Ilerdien
Couches de Houns et d'Horbaziou : calcaires blancs à filonnets de calcite et calcaires jaune-beige à nummulites

Paléocène inférieur

e1 — Danien
Couches d'Arcet : calcaires blancs parfois dolomitisés à silex et algues

SECONDAIRE

Crétacé supérieur

C7 — Maastrichtien
Couches de Dumes : calcaires beiges à rudistes et grands foraminifères, géodes de silice, silex bruns

Figure II.26 :extrait de la carte géologique de la région d'Eugénie-les-Bains (d'après Capdeville [22] , 1998)

Plus à l'Est ces terrains fracturés et karstifiés semblent plonger vers le Sud-Est. Ils ont été atteints par les forages agricoles sur la commune d'Eugénie-les-Bains (forage Lalanne au moulin de Bougnères et forage de l'ASA de Classun) vers 50 m de profondeur dans le vallon du Bahus.

⇨ *Couche du Houns (Thanétien)*

Ces terrains affleurent en rive gauche du Bahus entre Classun et Horbaziou. Seul l'examen de la microfaune permet de les distinguer des précédents. Au-dessus du niveau à Microcodium dont l'altération peut constituer un niveau pulvérulent, Feinberg [47] (1964) a reconnu un calcaire détritique remaniant des algues et des polypiers. Au-dessus s'est déposé un calcaire friable recristallisé renfermant de rares fantômes d'algues calcaires. Enfin le dernier terme de cette série est un calcaire jaunâtre très recristallisé.

⇨ *Couche d'Horbaziou (Thanétien)*

Le terme a été créé par Feinberg [47] (1964) pour caractériser les couches yprésiennes qui affleurent dans le talus de la D.25 au droit de la ferme d'Horbaziou. On retrouve les mêmes niveaux à la hauteur du moulin du Houns reposant sur les calcaires précédents. On distingue deux termes de bas en haut :

- un banc sablo-grèseux azoïque de 2 à 3 m d'épaisseur;

- un banc de calcaire gréseux et glauconieux contenant de très nombreuses Nummulites.

Boulanger [18] (1968) précise que les couches d'Horbaziou n'ont pas été reconnues ailleurs autour de l'anticlinal. Malgré le changement de lithofaciès vers l'Est lorsqu'on s'éloigne de la zone d'affleurement, Sztrakos [93] (1996) reconnaît ces formations dans les forages profonds du bassin de l'Adour à l'aide de diagraphies électriques, en particulier à Lussagnet sous un faciès de calcaire argileux.

⇨ *Grès de Coudures (Thanétien) ou sables de Louer*

Ce terme regroupe une grande variété de faciès pétrographiques. Le faciès le plus courant est celui d'une quartzite à la cassure blanche ou rosée. Feinberg [47] (1964) a rencontré sur le terrain un ensemble de termes qui font transition avec des sables non-consolidés globalement azoïques.

Ce faciès est présent à l'affleurement sur le versant Sud de l'anticlinal de manière discontinue, les meilleurs affleurements se localisant dans les vallées des petits cours d'eau. Le dernier pointement oriental des grès de Coudures se situe entre Horbaziou et Classun. Ce niveau semble ensuite plonger vers le Sud-Est.

⇨ *Couche de Sarraziet (Ilerdien)*

Dans les secteur de Buanes-Classun, Feinberg [47] (1964) signale à la base des couches de Sarraziet une roche constituée par des grains de quartz détritiques dans une matrice calcédonieuse et des organismes silicifiés. Ces niveaux témoignent d'une silicification secondaire qui a induré conjointement les grès de Coudures et la base des couches de Sarraziet.

Les couches de Sarraziet présentent autour de l'anticlinal d'Audignon de grandes variations d'épaisseur. Elles passent de plusieurs dizaines de mètres de puissance à Sarraziet à seulement une dizaine de mètres à Classun. Plus à l'Est, ces couches s'enfoncent progressivement pour atteindre plus de 200 m de profondeur dans le forage profond EU1 foré par la SNPA et Christine-Marie, pour une puissance relativement constante d'une cinquantaine de mètres.

⇨ Couches de Lapêche (Ilerdien à Cuisien)

Feinberg [47] (1964) différencie 2 niveaux dans cette série : un terme « Lapêche inférieur », constitué d'un calcaire crayeux et légèrement gréseux d'un âge qu'il attribue à l'Yprésien, et une série plus gréseuse dénommée « Lapêche supérieur » qui serait d'âge Lutétien. Sztrakos [93] (1996) a révisé ces datations et il replace l'ensemble de cette série dans l'Yprésien.

Les couches de Lapêche affleurent dans la vallée du Baziou. Feinberg [47] (1964) signale dans ce secteur une augmentation du niveau supérieur qui est alors constitué d'une alternance de calcaires plus ou moins gréseux, de sables et de marnes, ces dernières étant prédominantes à la base de la série.

Dans le secteur d'Eugénie, les couches de Lapêche affleurent à l'Ouest du bourg, près du ruisseau Jean Baché en bordure de la D454 (Capdeville [22] , 1998). Une analyse biostratigraphique leur a attribué un âge Cuisien inférieur (BRGM [20], 1997). Sous la station thermale ces mêmes formations ont été rencontrées dans le forage EU1 de 57 à 226 m de profondeur selon Aubert *et al.* [7] (1967) qui s'appuient sur des datations micropaléontologiques.

Selon Sztrakos [93] (1996), les calcaires de Lapêche sont séparés des sables sous-molassiques et des grès à Nummulites (ou grès de Grenade) par les marnes de Donzacq et les marnes de Trabay (ou marnes à *Xanthopsis*). Les marnes de Trabay sont constituées de marnes bleues à gris-bleu, sableuses et micacés. Des bancs de calcaires bioclastiques à Nummulites s'intercalent dans ces marnes. Leur toit est érodé et les marnes de Donzacq qui présentent une lithologie semblable les surmontent. A Lussagnet, seules les marnes de Donzacq sont présentes sous les grès à Nummulites. En revanche on retrouve les deux séries marneuses sur le flanc Sud de l'anticlinal d'Audignon.

II.3.1.2.Environnement structural

Le site d'Eugénie-les-Bains appartient à la structure d'Audignon qui est un anticlinal à coeur albien, nettement dissymétrique et déversé vers le Nord. Son axe est d'orientation Est - Ouest avec des ondulations autour de cette direction. Dans le périclinal Est, il prend une direction NW-SE et plonge avec un pendage de 10 à 12° vers le Sud (Daguin [36], 1941).

Le flanc Nord est parcouru par une grande faille longitudinale de direction N90°, dénommée faille de "Hauriet-Montaut-Montgaillard" ou "accident Nord Audignon". Cette faille inverse possède un rejet variable de 100 à 800 m (figure II.27). Elle délimite trois "régions structurales" :

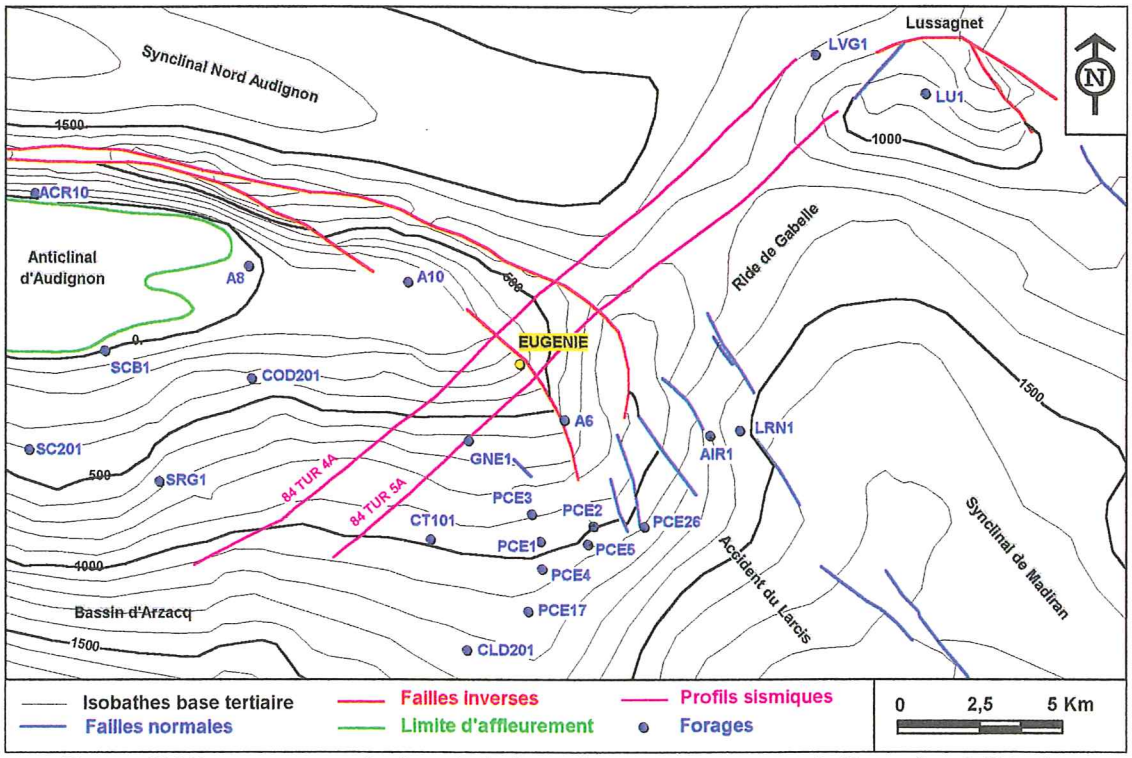


Figure II.27 : carte en isobathes de la base du Tertiaire autour de l'anticlinal d'Audignon

- un flanc Sud présentant une succession régulière et complète des terrains de l'Albien au Lutétien avec des pendages Sud de l'ordre de 12 à 15°,

- un flanc Nord entre l'axe anticlinal et l'accident N90° avec des pendages Nord de 20 à 30° et des séries moins puissantes,

- un flanc Nord au-delà de la faille où les couches plongent en direction du "synclinal Nord Audignon" avec des pendages Nord pouvant atteindre 60°.

Sur le périclinal Est, l'accident Nord Audignon se dédouble et s'infléchit vers le Sud pour prendre une direction allant de N110° à N150° dans le secteur d'Eugénie-les-Bains. Les deux failles inverses délimitent ainsi une écaille en bordure de laquelle se situe la station thermale. Cette

position structurale est illustrée par le profil sismique 84TUR5A (figure II.28) d'orientation SW-NE qui révèle également l'existence d'un troisième accident inverse à faible rejet entre les deux accidents principaux.

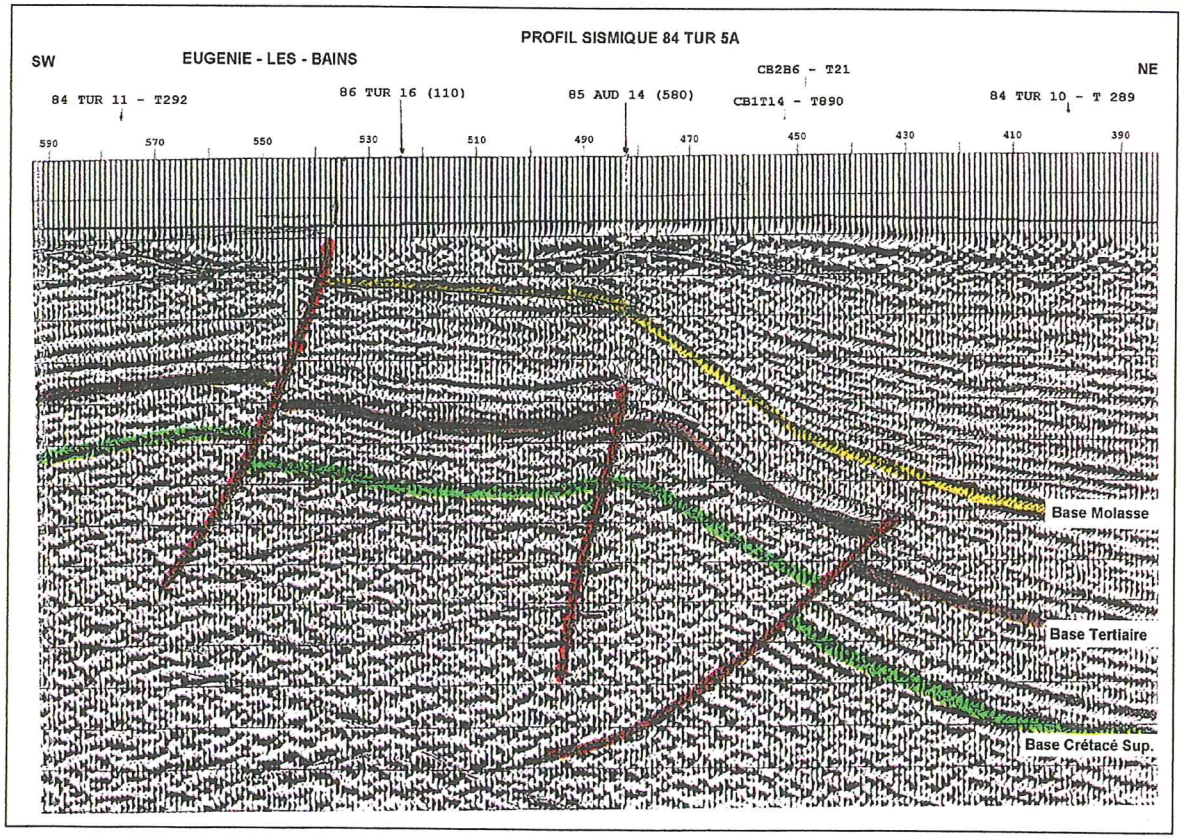


Figure II.28 : profil sismique interprété 84TUR5A

En profondeur l'anticlinal d'Audignon se prolonge selon deux directions :

- vers le Nord-Est avec la ride de Gabelle qui constitue le relais avec la structure de Lussagnet, site des stockages de gaz. Elle sépare le synclinal Nord Audignon du synclinal de Madiran plus à l'Est ;

- vers le Sud-Est avec l'accident du Larcis qui est en fait constitué d'un faisceau d'accidents normaux de direction N120° à N150° reliant l'anticlinal d'Audignon à la structure de Garlin. Il sépare les synclinaux de Madiran et le bassin d'Arzacq.

En résumé, la structure d'Eugénie-les-Bains se situe à la jonction de ces deux directions structurales. La station se place également dans un environnement affecté par des failles inverses ou normales de direction N120° à N150°.

II.3.1.3.Géométrie des réservoirs

A l'aide des données géophysiques et des forages, il est possible d'approcher la géométrie complexe des réservoirs sur le flanc de la structure d'Audignon dans le secteur d'Eugénie-les-Bains.

En 1997, le forage ELB2 a été implanté près du camping d'Eugénie en remplacement de l'ancien piézomètre « Camping » (Chaouche *et al.* [27], 1998). Il a fait l'objet d'une analyse biostratigraphique détaillée de 71 et 117 m de profondeur (Masse *et al.* [70], 1998). En tenant compte des travaux de Sztrakos [93] (1996), on peut proposer un schéma géologique nouveau qui révise l'interprétation lithostratigraphique de Aubert *et al.* [7] (1967) réalisée sur le forage EU1.

Les faciès des sables sous-molassiques (ou sables de Lussagnet dans ce secteur) et ceux des grès à Nummulites (ou grès de Grenade), se biseautent sous la Molasse à l'approche du périclinal Est de l'anticlinal d'Audignon et à l'Est d'Eugénie (figure II.29).

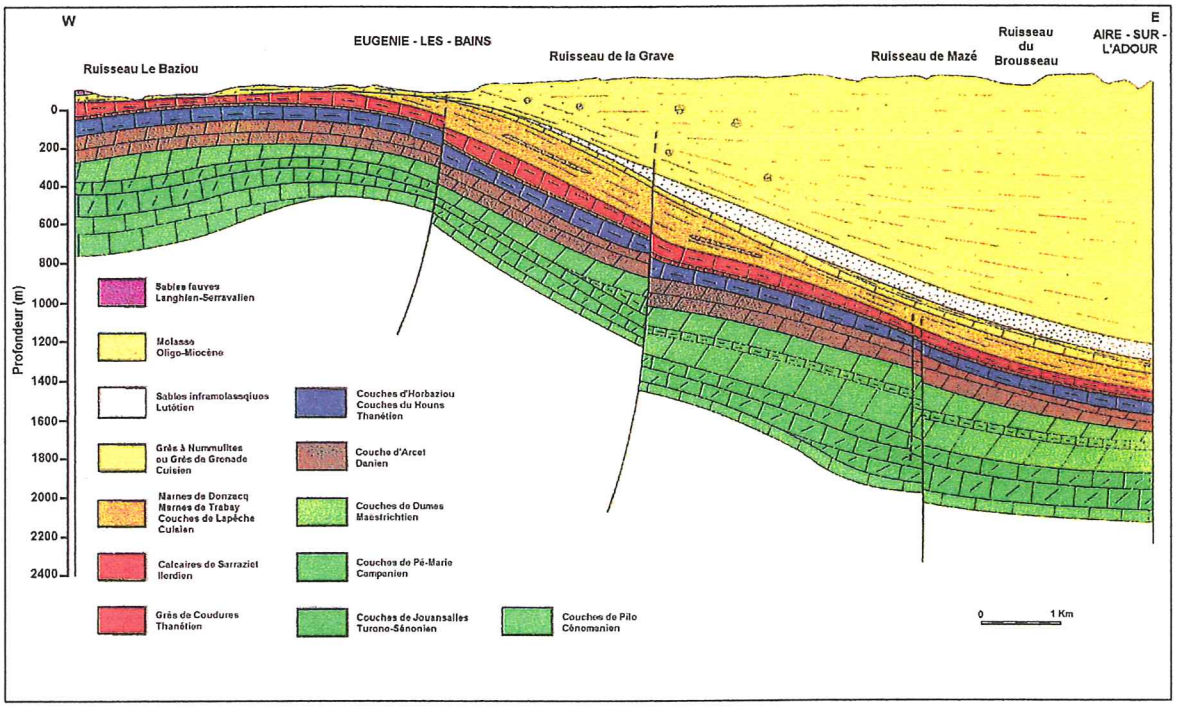


Figure II.29 : coupe géologique synthétique dans le secteur d'Eugénie-les-Bains

Les marnes de Donzacq et les marnes de Trabay sous-jacentes sont en conformité et présentes à Eugénie comme l'atteste ELB2 où elles ont été rencontrées de 71 à 104 m de profondeur, sous la Molasse. Elles ont un âge Cuisien. On peut maintenant considérer que ces formations ont été atteintes dans le forage EU1, directement sous la molasse.

Les couches de Lapêche, présentes dans le forage EU1, affleurent à l'Ouest d'Eugénie au niveau de Classun et de la vallée du Baziou (figure II.26). Elles sont aussi à ELB2 de 104 à 117 m, la profondeur finale du forage. Elles ont un âge Ilerdien à Cuisien dans ce forage.

Les calcaires de Sarraziet et les grès de Coudures reposent sur les terrains du Dano-Paléocène qui sont amenés à l'affleurement près de Buanes par des accidents inverses (figure II.29).

Les faibles rejets notés (≈ 50 m) dans les formations tertiaires et l'ennoiement sous la Molasse des accidents ne semblent pas détruire la continuité des réservoirs détritiques supérieurs le long du périclinal Est. En revanche, les calcaires de Sarraziet abaissés à la hauteur des couches du Dano-Paléocène modifient la continuité du réservoir. Le phénomène se répète pour les couches du Dano-Paléocène et celles du Crétacé supérieur. Au Sud d'Eugénie, le décalage des réservoirs s'estompe avec l'amortissement des failles inverses.

La station d'Eugénie se situe donc au droit d'une faille inverse dont le tracé est souligné par le linéament du Bahus. Cette faille définit deux blocs faiblement décalés : un compartiment oriental effondré et un compartiment occidental surélevé.

II.3.2. Géologie de la structure de Barbotan

Le secteur de Barbotan se situe sur le trajet d'une ride anticlinale crétacée qui se développe selon un axe NW-SE, depuis Roquefort - Créon à l'Ouest jusqu'à Cézan - Lavardens à l'Est. Cet axe délimite deux ensembles structuraux majeurs dans le bassin : une plate-forme stable au Nord et un bassin orogénique fortement structuré au Sud.

II.3.2.1.Lithostratigraphie

Le site de Barbotan (commune de Cazaubon) affecte la forme d'une cuvette d'une superficie de quinze hectares environ où, à la faveur d'un accident structural, affleurent les sables sous-molassiques (figure II.30) (Platel [80], 1990).

En bordure de la cuvette, sur les hauteurs, on note la présence de la molasse généralement surmontée par les sables fauves. La molasse qui est un faciès de regression, ne peut être datée dans cette région qu'à partir de sa position dans la série sédimentaire. Attribuée à une période s'étendant de l'Eocène supérieur à l'Oligo-Miocène, elle est constituée d'une alternance de marnes et d'argiles jaunâtres bariolées par des marbrures rouges ou grises, admettant des passées détritiques plus grossières vers la base. Des cristaux de gypse et d'anhydrite peuvent y être abondants. De petits bancs de calcaires à faciès lacustre ou palustre s'intercalent localement dans la série molassique.

La formation des sables fauves, d'âge Serravalien (Miocène), est constituée de sables ferruginisés généralement roux à orangés, moyens à fins, assez argileux (kaolinite) et très micacés.

Sur le site de la station thermale, d'anciennes fouilles héritées de la construction du nouvel établissement thermal ont permis de dégager un affleurement de quelques mètres où les sables sous-molassiques et les argiles yprésiennes sont visibles. Deux coupes lithologiques ont été dressées par Capdeville (figure II.31).

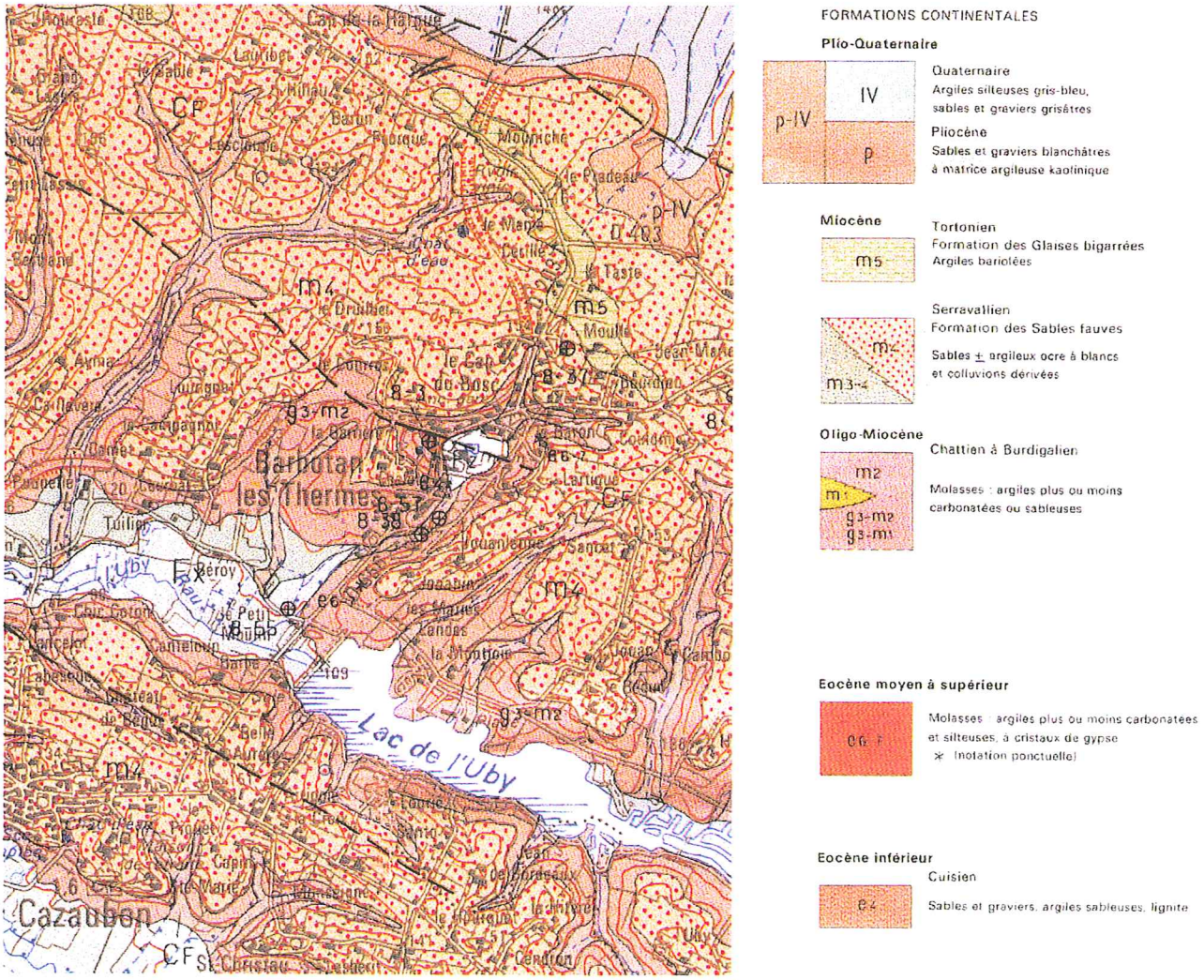


Figure II.30 : extrait de la carte géologique de Cazaubon (d'après Platel [80], 1990)

La coupe située au Sud de la station montre, sous une couverture molassique d'environ cinq mètres d'épaisseur, un horizon d'argiles sableuses de couleur gris-bleu. Une discontinuité marque la transition entre les deux formations séparant ainsi la molasse des terrains d'âge éocène. Ces argiles sableuses surmontent une puissante série d'argile gris bleu plastique et carbonatée.

Au Nord de la station, la séquence se répète mais les horizons sont ici condensés. La discontinuité précédemment citée est identifiée sur cet affleurement, sous la couverture molassique d'épaisseur métrique. La puissante série d'argile gris bleue se réduit en un horizon d'environ 25 cm d'épaisseur. Ce dernier repose sur un ensemble d'horizons sableux d'épaisseur métrique dans lesquels s'intercalent des argiles pyriteuses plus ou moins riches en matière organique.

Un premier échantillon a été extrait des argiles sableuses de la coupe 1, sous la discontinuité. Un deuxième échantillon, issu de la coupe 2, a été retiré d'un horizon sableux situé sous un banc de matière organique.

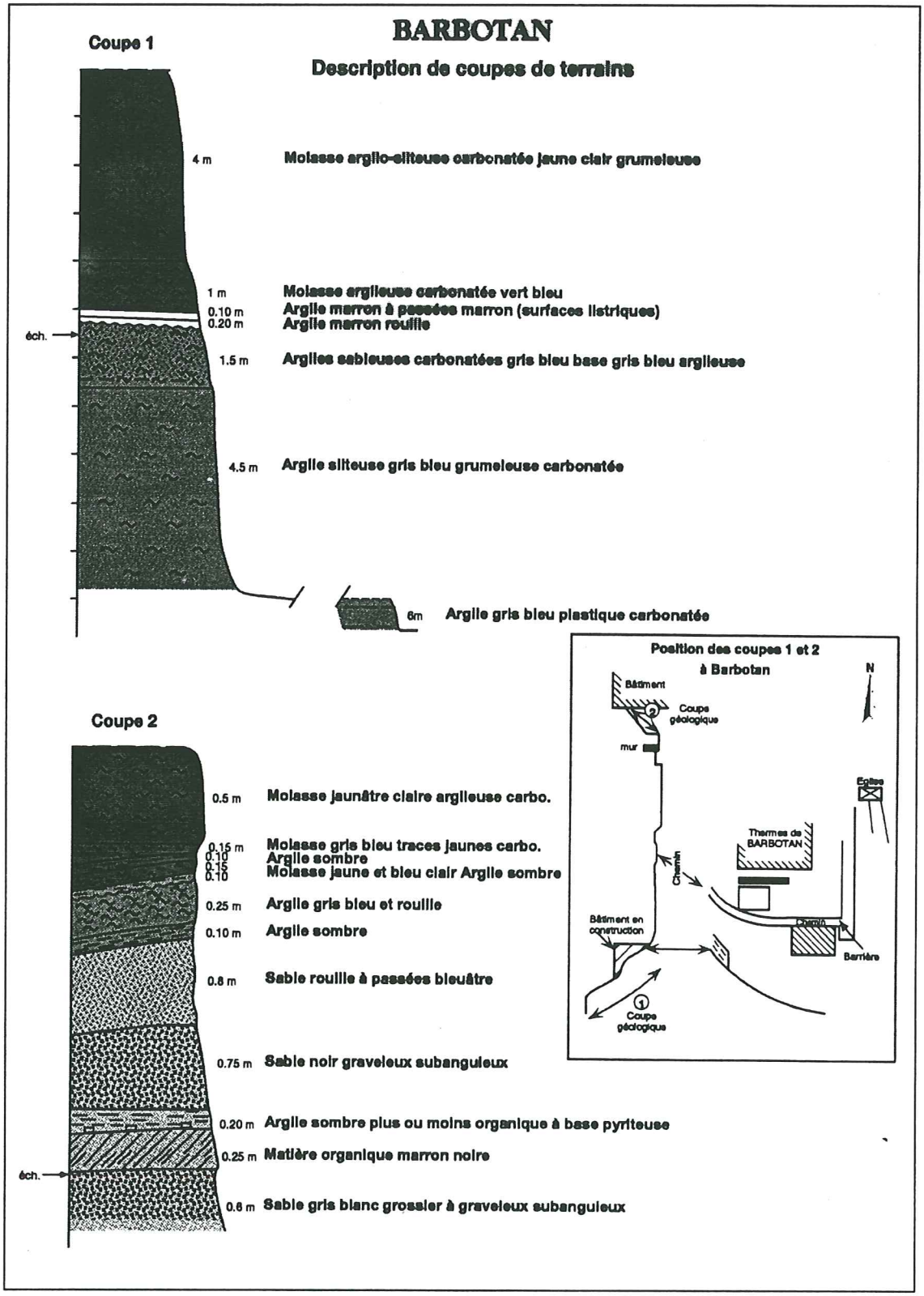


Figure II.31 : coupes sur le site des thermes de Barbotan levées par Capdeville (d'après Lagarigue[61], 1996)

D'autres échantillons prélevés dans les déblais des forages B102 et B103 situés au Sud de l'établissement thermal qui ont atteint les sables sous-molassiques, ont été également utilisés afin de confirmer l'âge stratigraphique des formations sableuses observées à l'affleurement. Ces sables sous-molassiques ont ici un âge Cuisien inférieur (BRGM [20], 1997).

II.3.2.2.Environnement structural

Les profils sismiques disponibles qui recoupent la structure à l'Est et à l'Ouest de Barbotan, permettent de cerner la complexité structurale de cette zone. La structure forme un brachyanticlinal faillé (figure II.32) dont le flanc Nord, faiblement penté, est compartimenté par un faisceau de failles inverses à faible rejet. Le flanc Sud, fortement redressé (pendage ≈ 45°), se raccorde au coeur de l'anticlinal par la faille normale de Barbotan (BEICIP [10], 1987).

La faille Est - Ouest met en contact, à Barbotan, la molasse sub-horizontale au Nord avec les horizons sableux redressés au Sud. L'étude BEICIP [10] (1987) fait remarquer que ce fort pendage sur le compartiment Sud, porte à l'affleurement la quasi-totalité de l'épaisseur des horizons sableux sans toutefois atteindre la série marneuse yprésienne de base.

Vers le Nord-Ouest, affleurent les pointements jurassiques et crétacés de Créon d'Armagnac et de Roquefort. Vers l'Est, la structure est limitée par une faille de direction subméridienne mettant en contact l'anticlinal de Barbotan et la zone déprimée de Eauze. Au Sud de cette zone déprimée réapparaît un anticlinal qui peut être considéré comme la prolongation orientale de la structure de Barbotan mais décalée vers le Sud par une faille encore largement hypothétique (BEICIP [10], 1987).

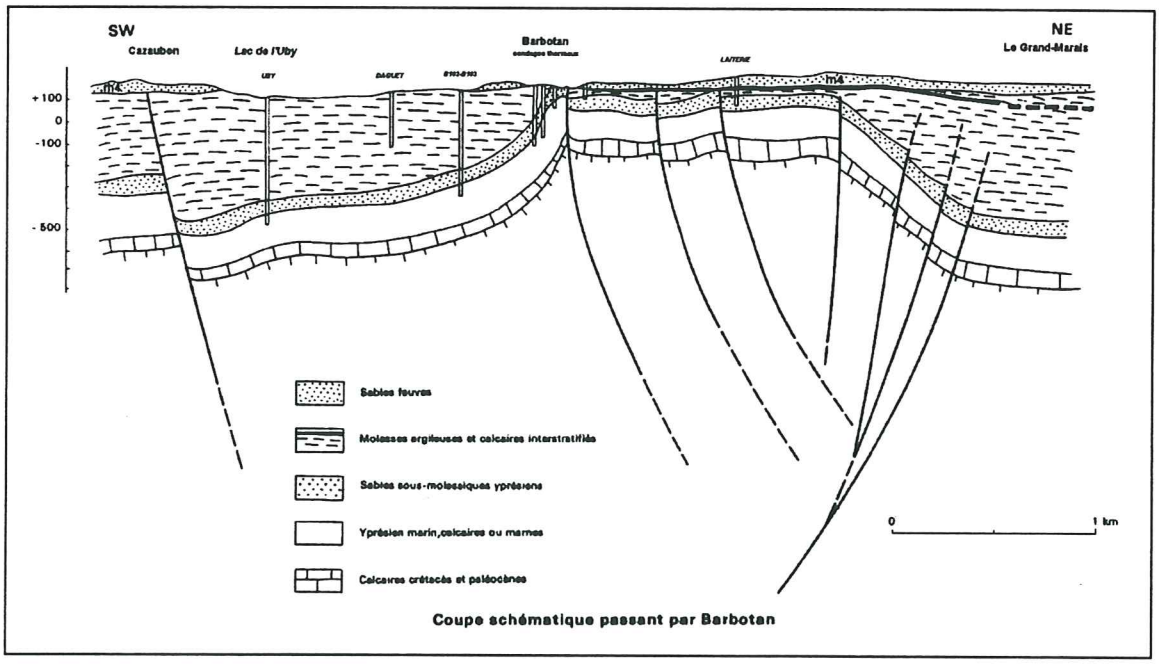


Figure II.32 : coupe géologique schématique de la structure de Barbotan (d'après Platel [80], 1990)

II.3.2.3.Géométrie des réservoirs

Les formations yprésiennes sub-affleurantes à Barbotan s'insèrent dans le schéma géologique du système détritique progradant (Cavelier *et al* [24], *1997*). Mais les datations permettent surtout de réviser les corrélations stratigraphiques entre la zone des stockages et Barbotan qui étaient jusque là proposées (BEICIP [10], 1987 ; Rovelli [87], 1992).

Dans l'étude menée par le BEICIP [10] (1987), les auteurs se sont efforcés de faire des corrélations entre les formations sableuses rencontrées dans les stockages d'Izaute et de Lussagnet avec celles reconnues à Barbotan bien que celles-ci soient distantes d'une vingtaine de kilomètres. Ils ont adopté le découpage en unités réservoirs (de R0 à R2) des sables de Lussagnet proposé par les géologues pétroliers qu'ils ont essayé de retrouver au sein des horizons sableux de Barbotan.

Les unités proposées sont les suivantes :

- un terme de passage R0, couverture molassique - réservoir, épais de quelques mètres, très argileux et généralement non réservoir ;

- des sables plus ou moins argileux R1, fréquemment entrecoupés de lits d'argile ;

- des sables homogènes R2, inconsolidés aux propriétés réservoirs exceptionnelles.

Les unités réservoirs ont été identifiées dans les puits de Barbotan à partir des diagraphies et des description de faciès. Le terme de passage R0 n'a pu être reconnu. L'interprétation du BEICIP [10] (1987) propose de corréler la partie inférieure des sables de Lussagnet des puits d'Izaute à la partie inférieure de l'ensemble sableux des puits de Barbotan. Dans l'étude de Rovelli [87] (1992) ce même ensemble gréseux de Barbotan est corrélé aux grès à Nummulites d'Izaute.

Le travail récent de Lagarigue [61] (1996) qui s'appuie sur les datations biostratigraphiques réalisées conjointement par le BRGM et Elf Aquitaine remet en question les corrélations proposées sur le plan stratigraphique. Des datations biostratigraphiques effectuées sur le puits IZA007 sur le stockage d'Izaute ont fourni un âge Cuisien moyen pour la formation des grès à Nummulites. Le réservoir des sables sous-molassiques a donc un âge postérieur et ne peut donc être corrélés avec les sables trouvés à Barbotan qui sont datés Cuisien inférieur. Lagarigue [61] (1996) propose donc de corriger les corrélations des auteurs précédents par un schéma qui représente deux corps sableux distincts s'insérant dans le modèle de progradation détritique à l'échelle régionale (figure II.33).

Mais l'ensemble de ces travaux reste cependant exploitable sur le plan de l'identification et de l'esquisse géométrique des divers réservoirs présents au droit de Barbotan. La dénomination antérieure des différents réservoirs sera conservée dans ce mémoire pour faciliter la compréhension de l'étude dynamique de ce secteur abordée au chapitre suivant.

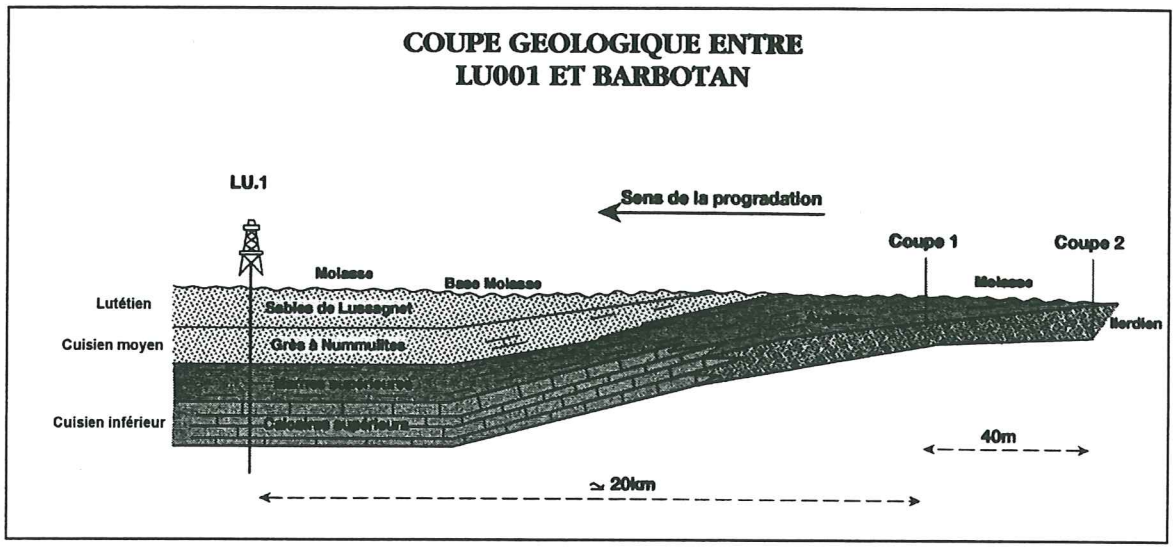


Figure II.33 : corrélations révisées entre les stockages et Barbotan (d'après Lagarigue[61], 1996)

II.4. Conclusion

La caractérisation des corps sédimentaires par sismique réflexion et les datations biostratigraphiques ont permis de démontrer l'hétérochronisme des formations tertiaires en marquant les discontinuités au sein du bassin.

Une révision complète du schéma géologique a été proposée dans l'article de Cavelier *et al.*[24](1997) qui explique la mise en place des séries éocène par une dynamique progradante Est - Ouest des apports détritiques dans le bassin dès la fin du Paléocène et jusqu'au Bartonien. Ce schéma géologique rénové est intégré dans une démarche de modélisation géologique pour aboutir à un modèle réservoir maillé en vue de la simulation dynamique.

Selon la méthodologie habituelle de l'industrie pétrolière, quatre unités de la géologie sédimentaire ont été retenues en tenant compte de leur hétérogénéité. Elles sont par ailleurs reliées aux unités stratigraphiques du Danien, du Paléocène, de l'Yprésien et du Lutétien.

L'élaboration du modèle réservoir maillé implique la construction de la géométrie de chaque unité à partir de l'information obtenue sous forme de cartes isobathes, et de l'interpolation géostatistique des données de forages selon une grille la mieux adaptée aux aquifères régionaux. Les caractéristiques pétrophysiques sont ensuite calculées par l'interprétation quantitative des diagraphies et interpolées de la même manière.

Le déficit d'informations quantitatives pour les structures d'Audignon et de Barbotan ne permet pas d'appliquer la même démarche à cette échelle mais il est indispensable que soit établie la relation tant géologique qu'hydrogéologique de ces structures avec le système régional afin que puissent être définies les relations de continuité et d'échelle.

Le modèle géologique présentera une vision statique de la continuité, tandis que l'observation hydrogéologique menée à deux échelles permettra d'aborder les problèmes du comportement hydrodynamique.