

Utilisation de l'analyse morphostructurale pour la mise en évidence de l'halocinèse durant le Mio-Plio-Quaternaire en Aquitaine méridionale

DAVID CHAUVAUD¹ et JEAN DELFAUD¹

Mots clés. – Diapirisme, Réseau de drainage, Inversion de relief, Modèle d'anomalies géomorphologiques, Aquitaine méridionale, Mio-Pliocène, Neotectonique, Quaternaire.

Résumé. – En Aquitaine méridionale, les corps salifères, de taille variable, présentent deux gradients d'ordre géographique. Le premier, S-N, associé à la dynamique des Pyrénées, montre une intensité de déformation des structures décroissante vers le nord ; le second traduit leur profondeur croissante de l'ouest (structures arrivées en surface) vers l'est (structures enfouies). Cette organisation est décrite depuis le secteur occidental (Tercis-Bénése et Louer-Bastennes) jusqu'au secteur oriental (Viella-Labarthète et Nogaro-Lussagnet). D'autres structures plus modestes, révélées par des anomalies hydrographiques, attestent d'une reprise de l'halocinèse au Quaternaire. Ensuite l'étude détaillée du dôme de Geaune met en évidence une manifestation récente à partir du Mio-Pliocène. Le drainage radio-annulaire de cette structure est fortement contrôlé par des rejeux cassants quaternaires. Ainsi la dynamique halocinétique récente se résume en trois étapes : déformation des diapirs par des rampes chevauchantes à l'Eocène terminal, reprise de l'halocinèse au Miocène moyen puis rejeux cassants pendant le Quaternaire récent. Un modèle d'évolution géomorphologique des diapirs est ensuite proposé. La première étape (stades du relief positif) est caractérisée par la mise en place d'un réseau de drainage radial centrifuge, la seconde (stades d'inversion de relief) est soulignée par le creusement du centre de la structure, et par l'inversion du drainage, puis par le dépôt de sédiments dans la dépression centrale.

Use of morphostructural analysis to show halokinesis during Mio-Plio-Quaternary in the South-West part of Aquitain Basin

Key words. – Diapirism, Drainage pattern, Inverted relief, South Aquitain, Mio-Pliocene, Neotectonic, Quaternary, Model of geomorphological anomalies.

Abstract. – In the South Aquitain sector, salt bodies of varying sizes present two geographical gradients. The first gradient, south to north, associated with the proximity of the Pyrenees shows a decreasing deformation of the structures towards the north. The second gradient explains their increasing depth of burial from the west (extrusive structures) to the east (intrusive structures). This organization has been studied from the western sector (Tercis-Bénése and Bastennes-Louer) to the eastern sector (Viella-Labarthète and Nogaro-Lussagnet). Other more modest structures, revealed by hydrographical anomalies, illustrate halokinetic events during the Quaternary. Then the detailed study of the Geaune dome shows a neotectonic phenomenon dating from the Mio-Pliocene. The radial annular drainage pattern of this structure is guided by recurrent faulting during the Quaternary. Thus the halokinetic dynamics consist in three phases : deformation of the diapirs (overthrusts) during the Oligocene, resuming of halokinesis during the middle of the Miocene and recurrent faulting during the Riss. A model of geomorphological evolution of the domes is then proposed. The first phase (stages of positive relief) is characterized by the centrifugal drainage pattern of the dome. The second phase (stages of inverted relief) is distinguished by the erosion of the center of the structure, by an inversion of the drainage pattern and by the sedimentary accretion in the central depression.

Regional frame of the southern-Aquitaine diapirism. – Figure 1 shows the main saliferous bodies. They present a double geographical gradient. The first, S-N, is linked to the Pyrenean tectonics. On the south of the Frontal Overthrust the Trias participated in the overthrusts (St-Jean-de-Pied-de-Port Basin, St-Palais and Salies-de-Béarn structures, etc...). Then in the Outer Sub-Pyrenean zone, the salt forms the axial part of the E-W Pyrenean structures ; finally in the north, in the Aquitaine basin, the diapirs are only slightly deformed. The second gradient, E-W, is linked to the Gulf of Gascogne dynamics where the height of the salt structures decreases from west to east. In Aquitaine, diapirism is a nearly continuous event that has followed the different stages of the history of the basin. The evaporites are deposited in Keuper (Initiation = rifting). The real opening begins in the Albien with the initiation of the turbiditic basins. The main compression begins in the Palaeocene. During the Miocene, the tectonic movements take over with a left lateral transpression on direction N110°E conjugated with recurrent faults N140. Diapirism is reactivated. Certain structures come to the surface. From this rapid historic overview we must retain not only the permanence of diapirism but also the interactive movements between the ascending domes and the subsiding of compensation synclines.

Evolution of salt structures from West to East. – The cases studied correspond to megastructures (anticlines N140, N090 and multi-kilometric domes) and to the extrusive or intrusive mesostructures (kilometrical domes) which are organized on the ancient Triassic Armorican fault trough. The fact that a E-W global gradient exists for these salt structures is worthnoting : in the eastern sector, the domes are covered with 800 m to 2 000 m of molasse (Lussagnet, Nogaro, Viella-Labarthe, and Geaune) ; coexisting in the western sector are structures of varied forms with an exposed

¹Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, CURS-IPRA, Avenue de l'Université, 64000 Pau, France. Manuscrit déposé le 7 juillet 2000 ; accepté après révision le 24 janvier 2002.

(Tercis, Bénése, Bastennes) or sub-exposed (Dax) Triassic core. The presence of numerous drainage anomalies (annular and radio-annular drainage patterns) in the east as well as in the west reveals the existence of more modest deep structures. Their morphological expression on the surface shows the continuance of salt deformations during the Quaternary.

An exemplary structure : the Geaune salt dome. – It is situated on a trend oriented N060°E. This “ ripple ” has existed since the Upper Jurassic. In fact it concerns an ancient Triassic rift where evaporites accumulated. Afterwards, this Upper Trias deposit underwent a diapiric process which spanned from the Jurassic (middle ? Upper ?) until the present.

Geomorphological organization. – The sub-circular structure corresponds both to the valley or dale floor and to flat or convex interfluvies. The organization of the drainage shows anomalies characterized by linear and curved structures. Several lineaments in a N140 direction are visible on the eastern half of the dome. They appeared as parallel drains aligned on both sides of the Marcusse brook. Sub-circular structures clearly appear on the sectors A and B of the eroded dome. These curved lineaments are arranged in arcs inside and following the form of the dome. This corresponds to the drainage patterns of the sedimentary domes or exposed diapirs. In the case of the Geaune dome, it concerns a type of complex radio-annular drainage pattern for which the radial drains are largely controlled by the recent fracturing.

Dynamics. – Since the Miocene, the history of the Geaune sector has integrated the evolution of the entire gascon piedmont with the depositing of continental sediments (Upper Cenozoic) generating a higher surface followed by, from the Quaternary, the development of the drainage pattern, the formation of present relief and the deposition of alluvial terraces.

The diapiric dynamics since Oligocene. – In the Pyrenean foreground, the Oligocene is the paroxysmal phase. The diapiric structures already formed are picked up in the overthrusting ramps (Tercis, Audignon, Riscle).

Mio-Pliocene. – In Gascogne, the N140 faults move (in extension ?) : they favour a renewal of diapirism which deforms the middle Miocene deposits (Bastennes and Geaune). An inversion with detumescence of the domes then occurs ; the whole is enclosed by the truncation of the higher surface.

Quaternary. – The diapir takes over weakly and becomes more pronounced during the Riss. It is associated with toppled boulders orientated N140. The motor is the mobility of the Gulf of Gascogne which participates in the rotation of the Pyrenean rivers towards the west. The inversion occurs at the end of the Riss with a centripetal drainage on the Geaune dome.

A type of original model : the inversion ring. – In the northern Pyrenean piedmont, intrusive and extrusive saliferous domes coexist. The analysis of the surface morphostructures which are generated by the rising of these Triassic elements makes the proposal of a detailed model of evolution possible (fig.13). There are five stages regrouped in two phases. In the course of phase I (stage I of positive relief) the drainage is principally centrifugal and radial. During phase II (inversion stages 3, 4 and 5) the center of the dome grows and centripetal radial drains form. The final stage is marked by the filling of the depression. As well as the interest given to the evolution of these structures, the analysis of drainage pattern anomalies and of the forms constitutes an efficient tool of reconnaissance permitting the illustration of, or confirming the presence of deep intrusive saliferous domes.

PROBLÈMES ET CADRE DE L'ÉTUDE

Les structures salifères sont connues de longue date dans le sous-sol du bassin d'Aquitaine méridional. Nous proposons d'analyser leur expression dans la morphologie de surface et ainsi de reconstituer les étapes de leur dynamique récente.

Morphologie des structures salifères

Les phénomènes halocinétiques peuvent transformer des couches salifères horizontales en corps de forme variable. On distingue trois séries de formes selon l'amplitude verticale du mouvement [Trusheim, 1960], depuis les « salt pillows » jusqu'aux « salt walls » en passant par les « salt stocks » en forme de ballon ou de champignon [Jenyon, 1987]. Un modèle d'évolution plus récent [Jackson et Talbot, 1991] différencie les structures immatures concordantes de basse amplitude des structures évoluées intrusives, de haute amplitude et de forme plus complexe. Ce modèle fut discuté et remanié par la suite [Vendeville et Jackson, 1992].

L'influence du diapirisme sur le modelé et le drainage

Aux différents stades de leur ascension, tout se passe comme si les corps salifères déformaient les terrains de couverture en générant des dômes sub-circulaires (ou des antiformes de forme elliptique). Ces structures bombées peuvent s'effondrer avant leur extrusion par suite de la dissolution des masses de sel, générant des dépressions topographiques [Kent, 1979] ou « collapse depressions » [Belderson *et al.*, 1978 ; Jenyon, 1987]. Au stade ultime de leur ascension se produit l'extrusion du corps salifère et peuvent apparaître les glaciers de sels [Trusheim, 1960]. Sauf dans ce dernier cas, l'érosion du dôme est alors contrôlée par un drainage radial centrifuge et/ou annulaire [Navarro Hervas et Rodriguez Estrella, 1985], se transformant parfois en drainage radial centripète avec inversion du relief : c'est le cas du diapir de Bastennes [Dupouy-Camet, 1952] sur lequel nous reviendrons. Ce type d'organisation morphostructurale se retrouve également sur les dômes situés à l'aplomb des diapirs salifères non exhumés [Berger et Aghassy, 1982]. Aussi le repérage d'anomalies de réseaux de drainage [Howard, 1964 ; Deffontaines, 1990 ; Deffontaines et Chorowicz, 1988] et l'analyse du tracé des cours d'eau (méandre local ou compressé, tresses locales, courbes et coudes anormaux) [Chorley *et al.*, 1984] ou en-

core d'anomalies du modelé [David et Perthuisot, 1985] constituent des outils de détection des dômes enfouis « fossiles » ou en surrection. Le tableau présenté ici (fig. 1) représente l'évolution du réseau hydrographique sur des morphostructures installées sur des diapirs enfouis ou portés à l'affleurement.

Cadre régional du diapirisme sud-aquitain

Les structures salifères du sud de l'Aquitaine ont donné lieu à des exploitations de sel dès l'époque néolithique [Salies, voir travaux de M. Saule, 1990], relayées par un thermalisme très actif (Dax, etc...). Les toponymes (Salies-de-Béarn, Sallespisse, etc...) montrent l'ancienneté de cette exploitation. Toutefois il fallut attendre les explorations de subsurface pour cerner la géométrie de ces corps salifères et préciser les étapes de leur mise en place [Dupouy-Camet, 1952]. Rappelons que dans l'Aquitaine, comme dans toute la France méridionale, le matériel évaporitique principal s'est déposé au Trias supérieur et au Lias inférieur durant les phases du rifting initial et qu'il a affecté tout le « cycle alpin » [Canérot, 1988 ; Canérot *et al.*, 1991].

Les explorations de subsurface

Prolongeant des sondages de recherche de sel, c'est l'exploitation pétrolière qui a apporté le maximum d'informations. Dans un premier temps, grâce à une sismique un peu rudimentaire, la géométrie des dômes de sel a été grossièrement établie avec l'espoir de trouver du pétrole associé aux « cap-rocks » comme le suggère le bitume de surface de Bastennes. Cette phase est résumée dans la thèse de Dupouy-Camet [1952]. Puis on s'est attaché à la chronologie de la mise en place : travaux initiaux de Cuvillier *et al.* [1960-62]. Une description globale de la géométrie, basée sur sondages et profils sismiques, fut établie par Schœffler dans sa thèse [1971] et précisée par les travaux de Curnelle [1983], Mauriaud [1987], puis par la synthèse de Canérot *et al.* [1991] et de James et Canérot [1999].

Organisation des structures

La figure 2 montre la localisation des principales masses salifères. Elles présentent deux gradients. Le principal, Nord-Sud, correspond à l'orogénèse pyrénéenne : au sud du chevauchement frontal, le Trias est impliqué dans les chevauchements (bassin de St-Jean-Pied-de-Port, structure de St Palais, Salies-de-Béarn, etc...). Localement on a pu montrer [Henry *et al.*, 1971] que des écoulements de sel se sont produits durant la sédimentation du Crétacé supérieur (Salies-de-Béarn, etc...). Puis dans la Zone externe sous-pyrénéenne, le sel participe aux plis pyrénéens E-W qui sont moins déversés ; enfin, au nord, dans le bassin d'Aquitaine, les diapirs, peu déformés par les compressions pyrénéennes, présentent des formes symétriques en champignon. Le second gradient, E-W, est lié à la dynamique du golfe de Gascogne avec une décroissance de la montée du sel d'ouest en est. En Aquitaine orientale, il ne s'agit plus que de dômes peu prononcés. Retenons que ces structures s'ordonnent selon deux directions principales N140°E et N090°E avec des variations locales.

Les étapes de la montée du sel

En Aquitaine méridionale l'halocinèse est un phénomène presque continu qui accompagne les différents stades de l'histoire du bassin.

• *Initiation : les riftings*

Les évaporites se sont déposées (du Keuper au Lias inférieur) dans des fosses tardi-hercyniennes selon une organisation losangique, alignées sur des grands axes N140°E. Ensuite l'extension a cessé au Lias moyen et jusqu'au Kimmérien inférieur la sédimentation fut régulière, assez faible. Puis apparaît un proto-rifting atlantique, centré sur le sous-bassin de Parentis, selon des lignes E-W, ce bassin avorte au Berriasien [Revert *et al.*, 1991]. Pendant cette période, les séries à faciès purbeckien associent dépôts de sebkha et montée du sel triasique (Garlin, etc...) le tout engendrant des brèches de dissolution (Brèche de Garlin). Dès les phases de transtension de l'Aptien, l'halocinèse reprend, avec le développement de bassins rhomboédriques d'allongement E-W jalonnés par des dômes salifères, associés à des synclinaux de compensation. La sédimentation urgonienne épouse cette structuration.

• *Les ouvertures atlantiques*

L'ouverture véritable débute à l'Albien avec la formation des fosses turbiditiques. La sédimentation de flysch se poursuit durant le Crétacé supérieur. Les failles majeures sont parallèles à la direction du système pyrénéen (N110°E). Des lames de sel triasique synsédimentaires s'intercalent dans la sédimentation (= Glaciers de sel des auteurs) [Henry et Zolnai, 1971].

• *Les fermetures pyrénéennes*

La compression débute au Turonien et culmine à l'Eocène. Certains accidents inverses sont associés à des olistolithes triasiques (Lasseube en Béarn, Cazeville sur le littoral basque). Globalement, il s'agit de l'halotectonique, au sens de Trusheim [1960] avec des dômes de sel comprimés [= dômes de sel-plis, Vila *et al.*, 1996]. L'Oligocène supérieur correspond à un stade de relaxation et de sédimentation molassique. Au Miocène la tectonique reprend avec une transpression senestre le long des plans N110°E conjuguées à des failles N140. Le diapirisme est réactivé. Certaines masses salifères arrivent en surface comme à Bastennes où le Miocène recouvre les évaporites triasico-liasiques.

Retenons de ce rapide survol historique la permanence de l'halocinèse mais aussi le jeu interactif de la montée de dômes et du creusement de synclinaux de compensation. Dans ce travail, à partir de l'étude des anomalies morphologiques, nous allons analyser les stades ultimes, néotectoniques, de cette histoire qui couvre tout le cycle alpin.

Traits géomorphologiques majeurs du piémont gascon

Les collines essentiellement façonnées dans la molasse, de l'Aquitaine méridionale sont disséquées par un réseau hydrographique que l'on peut synthétiser de la façon suivante.

– **Ordre 5.** – Il s'agit des grands cours de l'Adour, des Gaves et des rivières gersoises qui dessinent le classique éventail rayonnant à partir du cône de Lannemezan [Enjalbert, 1961]. La médiane, occupée par le cours de la Baïse, est

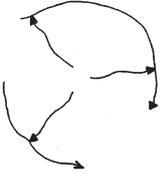
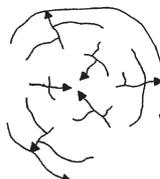
	MORPHOGENÈSE	ORGANISATION DU RÉSEAU DE DRAINAGE	CAUSES	TYPE DE RÉSEAU	EXEMPLES
STADE 1	Formation d'un dôme topographique (Berger et Aghassy)	Ecoulement radiant depuis un point central ressemblant à une roue. Cours d'eau conséquent (Zernitz) Cours d'eau radiaux centrifuges (Gagnon) Subséquent marginaux (Berger et Aghassy)	<ul style="list-style-type: none"> • Drainage conséquent de dôme sédimentaire (Zernitz, Howard) (1) • Drainage conséquent d'une structure d'extrusion (David, Perthuisot) (2) • Drainage conséquent et subséquent (Berger et Aghassy) de dôme sédimentaire • Drainage d'une structure d'intrusion délimitée par une dépression liée au soufrage (David et Perthuisot) 	<p>Radial centrifuge</p> 	<p>(1) Dômes de Lampton, Mac Laurin, N. Riction (Mississippi) Dômes de Central Butler, Bullard, Whitehouse (Texas)</p> <p>(2) Diapir de la Celia des provinces d'Albacete et de Murcie (Espagne)</p>
STADE 3	Début d'inversion du relief, creusement d'une dépression au centre du dôme (Berger et Aghassy).	<p>Organisation en anneaux</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) à l'origine, cours d'eau conséquents radiaux 2) Des tributaires subséquents se développent avec la progression de l'érosion circulaire (Zernitz). Réseau annulaire ou circulaire (Zernitz). <p>Le drainage annulaire se forme lorsque les couches sédimentaires présentent une forte variation de résistance (Zernitz).</p>	<p>Le drainage du dôme érodé est obséquent (Zernitz, Howard) Inversion des écoulements : - liée au collapsé (effondrement) (David et Perthuisot) - liée à la morphogénèse (Berger et Aghassy).</p>	<p>Composé : radial centrifuge, centrifuge et annulaire</p> 	<p>Dôme de Keechi (Texas) Dôme de Palestine (Texas)</p>
STADE 4	Comblement de la dépression centrale (Berger et Aghassy).	<p>Nombreux écoulements convergent vers la dépression centrale.</p>	<p>Aire marécageuse ouverte ou fermée alimentée par des cours d'eau obséquents. Topographie inversée d'origine morphogénétique (Berger et Aghassy). Origine structurale, collapsé structure (David et Perthuisot, Netherland <i>et al.</i>).</p>		

FIG. 1. – Evolution du réseau hydrographique sur les morphostructures générées au droit des dômes salifères. Fig. 1. – Drainage pattern evolution on the morphostructures formed on the salt domes.

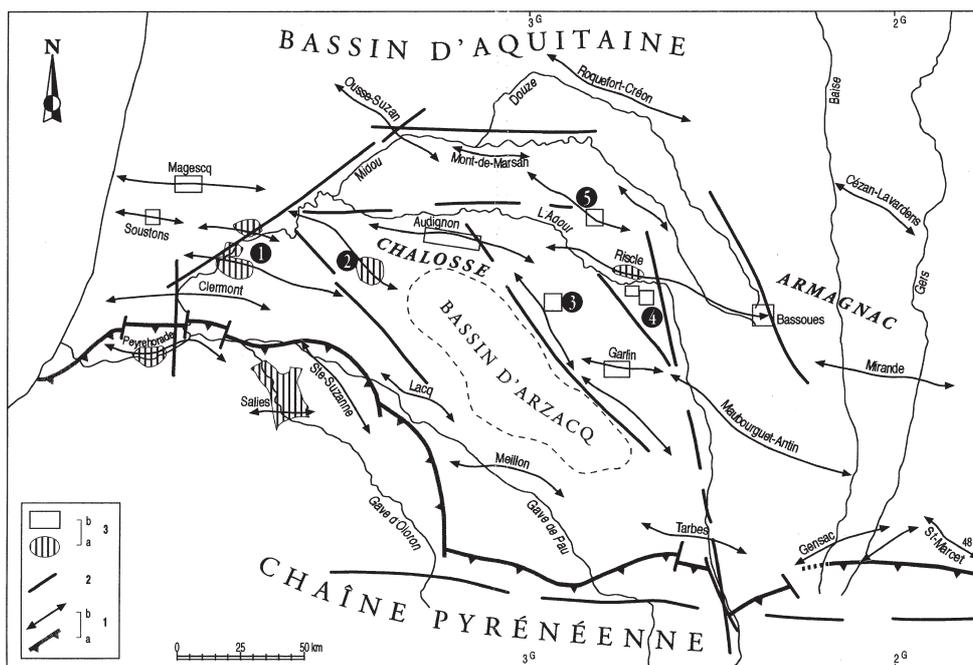


FIG. 2. – Organisation structurale du secteur SW du bassin d'Aquitaine et place des édifices salifères. 1a, chevauchement ; 1b, axe haut ; 2, faille ; 3a, diapir affleurant ; 3b, diapir profond. ① diapirs de Tercis et de Clermont ; ② diapir de Bastennes ; ③, diapir de Geaune ; ④ diapirs de Viella et de Labarthète ; ⑤ diapirs de Nogaro et de Lussagnet.

FIG. 2. – Structural organization of the Aquitaine Basin and position of the saliferous edifices. 1a, overthrust ; 1b, upper axis ; 2, fault ; 3a, extrusive diapir, 3b, intrusive diapir ; ①Tercis and Clermont diapirs ; ②Bastennes diapir ; ③ Geaune diapir ; ④Viella and Labarthète diapirs ; ⑤Nogaro and Lussagnet diapirs

S-N. Le secteur qui nous intéresse est situé à l'ouest où les cours d'eau « tournent » pour s'orienter à N140°E.

– **Ordre 4.** – Les collines principales sont associées à des rivières orientées également N140°E avec quelques secteurs N-S ou E-W (l'Adour entre Riscle et Aire) guidés par la néotectonique quaternaire. A cette échelle s'observe la classique dissymétrie des vallées gasconnes [Taillefer, 1951] avec un versant long exposé à l'est et un versant court exposé à l'ouest.

– **Ordre 3.** – Il s'agit de ruisseaux récents, affluents des artères de drainage précédentes, généralement orientés E-W. Dans le Tursan, l'association des deux ordres 2 et 3 détermine deux systèmes de toposéquences [Delfaud *et al.*, 1996].

– **Ordre 2 et 1.** – La trame des petits ruisseaux est très ramifiée. Sur les versants courts, il s'agit de drains encaissés, radiaux, convergent vers le fond plat aval. Sur les versants longs, ce sont des drains plus allongés formant un réseau penné très obliques par rapport au cours principal.

Notons que ce système se compose essentiellement de segments rectilignes soit parallèles aux bancs durs, soit perpendiculaires.

EVOLUTION DES STRUCTURES DIAPIRIQUES D'OUEST EN EST

Entre le Chevauchement frontal nord-pyrénéen et le centre du Bassin aquitain, on observe de nombreuses structures salifères, depuis la Chalosse jusqu'au sud de l'Armagnac.

Le complexe Dax-Tercis-Bénesse les Dax (fig. 3)

Au nord de la Chalosse de Pouillon, les corps salifères sont nombreux [Daguin, 1948]. Ils sont associés à une activité thermique importante. Dans la plaine de l'Adour, à Dax, le Keuper, sub-affleurant sous les terrasses de l'Adour du Quaternaire moyen, montre une cuvette ovalaire déformée et les affleurements actuels dessinent un triangle bordé par des failles. Les sondages thermaux complétés par les campagnes de géophysique ont montré l'existence de masses salifères sub-verticales [Dupouy-Camet, 1952 ; Schœffler, 1971]. Au sud affleure le diapir de Bénesse-les-Dax de direction N140°E sur lequel s'individualise la ride de direction pyrénéenne de Tercis, à cœur triasique. Au sud-est de la structure de Bénesse, il s'est formé un réseau hydrographique radial centrifuge de 4 km de diamètre situé entre Minbaste, Pouillon et Habas. Cette anomalie locale du drainage montre l'adaptation des écoulements au rejeu d'un dôme enfoui sous 1200 m de molasse.

Le complexe de Bastennes-Louer (fig. 4)

En Chalosse centrale, le diapir de Bastennes est bien connu. Cette vaste dépression elliptique, allongée sur son axe E-W, est bordée au nord et au sud par des collines armées d'ophites. Le réseau hydrographique présente une composante annulaire au contact de ces reliefs. La vaste cuvette d'inversion de relief creusée dans les argiles triasiques montre un réseau radial centripète dont le centre est situé à 1 km au NNW de Gaujac. L'extrusion de ce diapir est datée du Miocène moyen [Dupouy-Camet, 1952]. Il se situe sur une ride d'axe N140°E reliant Louer au N-W à Argelos au SE. Le réseau de drainage, globalement organisé selon des cours rectilignes N140°E à N110°E, présente de nombreu-

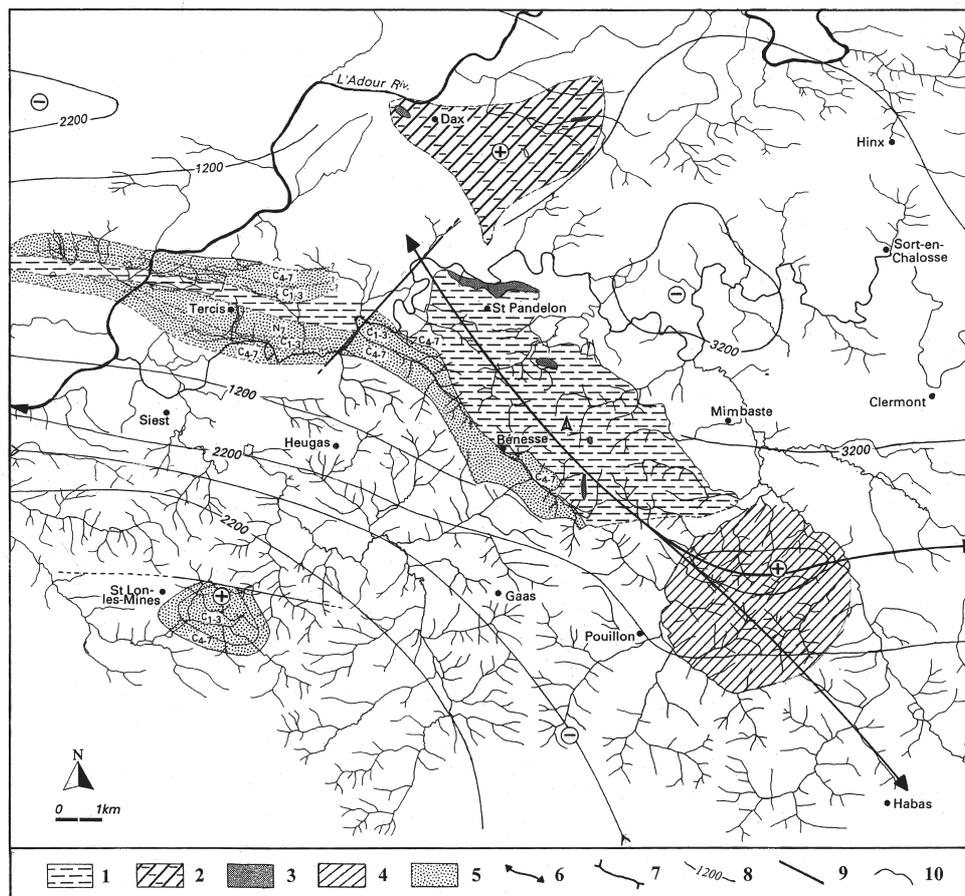


FIG. 3. – Le complexe triasique de Dax-Tercis-Bénèsse les Dax. 1, dôme salifère affleurant (argiles du Keuper) ; 2, dôme salifère extrusif sub-affleurant ; 3, ophite ; 4, dôme salifère profond ; 5, calcaires du Crétacé ; 6, axe anticlinal ; 7, axe synclinal ; 8, isobathe du toit du Crétacé supérieur en mètre ; 9, faille ; 10, cours d'eau. N7, calcaire de l'Albien ; C1-3, calcaires et dolomies du Cénomaniens et du Turonien ; C4-7, calcaire crayeux du Sénonien ; (+), niveau le plus haut du toit du Crétacé supérieur ; (-), niveau le plus bas du toit du Crétacé supérieur.

FIG. 3. – Triassic complex of Dax-Tercis-Bénèsse les Dax. 1, extrusive salt dome (Keuper clays) ; 2, concealed extrusive diapir ; 3, ophite ; 4, intrusive diapir ; 5, Cretaceous limestones ; 6, anticlinal axis ; 7, synclinal axis ; 8, isobaths of upper Cretaceous top in meter ; 9, fault ; 10, watercourse ; N7, Albian limestones ; C1-3, Cenomanian and Turonian limestones and dolomite ; C4-7, Senonian chalky limestones ; (+), the top Cretaceous highest level ; (-), the top Cretaceous lowest level.

ses anomalies à l'aplomb de l'axe haut ou sur ses flancs, de part et d'autre du Luy de France. Il s'agit de réseaux de types complexes radio-annulaires. Ces modifications locales signent la surrection de dômes dont le cœur salifère se situe entre -3 000 m et -4 000 m de profondeur et qui ont constitué un relief positif sur lequel s'est moulé le réseau hydrographique.

La structure d'Audignon

En Chalosse, l'anticlinal E-W à cœur salifère intrusif d'Audignon se greffe sur un fossé triasique N140°E, reliant le périclinal est d'Audignon à la structure pétrolière de Garlin-Vic Bilh [Delfaud, 1969]. C'est sur ce système que se localise le dôme de Geaune-Pécorade, morphostructure qui, plus loin, sera analysée en détail.

Les structures de Viella et Labarthète (fig. 5)

Au NE du Vic Bilh, sur le flanc SW de l'anticlinal de Riscle, le réseau de drainage présente deux anomalies radio-annulaires centrées sur Viella et Labarthète. Ces types d'organisation sont analogues aux dispositions observées à l'ouest. Elles pourraient correspondre à de petits dômes

coalescents à cœur salifère, situés à une profondeur moyenne, surmontés par 1 500 m à 2 000 m de molasses.

Les structures de Nogaro-Lussagnet (fig. 6)

Au nord de la plaine de l'Adour, l'exploration pétrolière a montré l'existence d'anticlinaux ennoyés orientés N140°E, connus sous le nom de structures de Nogaro et de Lussagnet. Cette dernière est utilisée comme site de stockage de gaz. Le réseau hydrographique est très bien adapté à la structuration profonde. Entre des cours d'eau d'ordres 4 et 3, orientés N140°E, les artères de drainage d'ordre 2 et 1 présentent localement une disposition radiale. Sur le dôme de Lussagnet on observe un type de réseau annulaire de 5 km de diamètre. Sur celui de Nogaro, il s'agit du type radio-annulaire de forme générale elliptique de 5 km d'allongement et conforme à la morphologie du dôme. Ces anomalies de drainage constituent la réponse des cours d'eau à des déformations souples récentes d'origine halocinétique. Ici, la parfaite juxtaposition des anomalies de drainage aux structures enfouies peut s'expliquer par la faible épaisseur de la couverture molassique (800 m à 900 m) sur le Crétacé supérieur.

Au total, les cas étudiés correspondent à des mésostructures (anticlinaux N140, N090 et dômes pluri-kilométriques).

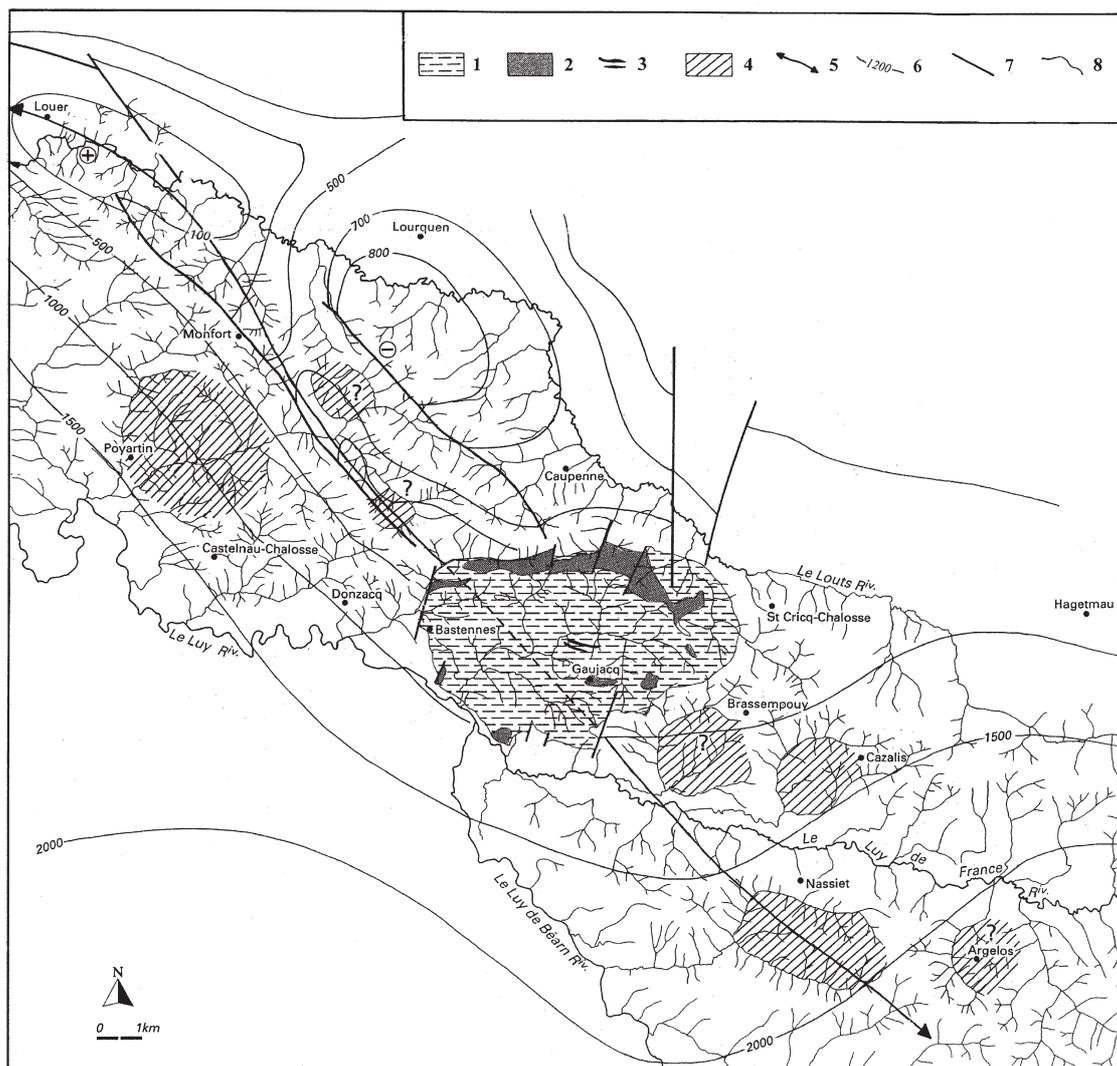


FIG. 4. – Le complexe salifère de Bastennes-Louer. 1, dôme salifère affleurant (argiles du Keuper) ; 2, ophite ; 3, dolomie du Muschelkalk ; 4, dôme salifère intrusif ; 5, axe anticlinal ; 6, isobathe du toit du Crétacé supérieur en mètre ; 7, faille ; 8, cours d'eau ; (+) niveau le plus haut du toit du Crétacé supérieur ; (–) niveau le plus bas du toit du Crétacé.

FIG. 4. – The saliferous complex of Bastennes-Louer. 1, extrusive diapir (Keuper clays) ; 2, ophite ; 3, Muschelkalk dolomite ; 4, intrusive diapir ; 5, anticlinal axis ; 6, isobaths of upper Cretaceous top in meter ; 7, fault ; 8, watercourse ; (+), the top Cretaceous highest level ; (–), the top Cretaceous lowest level.

ques) et à des petites structures (dômes kilométriques) (extrusives ou intrusives) qui s'organisent à l'aplomb des anciennes fosses triasiques orientées N140°E. Nous sommes donc en présence du classique phénomène d'inversion tectonique : grâce à la montée du sel en compression, un ancien fossé génère, en surface, des points hauts (dômes et plis). Soulignons qu'il existe un gradient global E-W pour ces structures halocinétiques (fig. 7) : dans le secteur oriental, les dômes mis en évidence sont ennoyés sous 800 m à 2 000 m de molasses (Lussagnet, Nogaro, Viella-Labarhète et Geaune) ; dans le secteur occidental coexistent des structures de géométrie variée à cœur triasique affleurant (Tercis, Bénesse, Bastennes) ou peu recouvert (Dax). La présence de nombreuses anomalies de drainage (réseaux annulaires et radio-annulaires) à l'est comme à l'ouest révèle l'existence de structures profondes de dimensions plus réduites. Leur expression morphologique en surface montre, pendant le Quaternaire, la permanence des structures d'ori-

gine halocinétique. En effet, partout le drainage épouse la forme du dôme de sel et, à Bastennes, l'inversion des sens d'écoulement durant le Quaternaire implique une modification des pentes liée au creusement du toit du sel soit par effondrement, soit par dissolution.

Bien que les terrains molassiques aient été peu analysés, et malgré leur grande variabilité sédimentaire, on devrait rechercher les traces de ces déformations dans les profils sismiques. Parmi les documents publiés, les plus complets, bien qu'anciens, sont ceux figurant dans la thèse de Schœffler [1971]. Notons que les réflecteurs sont rares dans les assises molassiques et que les attributions lithostratigraphiques sont incertaines. Toutefois on remarque deux dispositions (fig. 8a et 8b) : dans les fonds synclinaux, vers le domaine pyrénéen et vers l'est, les couches sont pratiquement planes (et concordantes) à partir de l'Oligocène. Vers le nord et l'ouest, en bordure des anticlinaux à noyaux

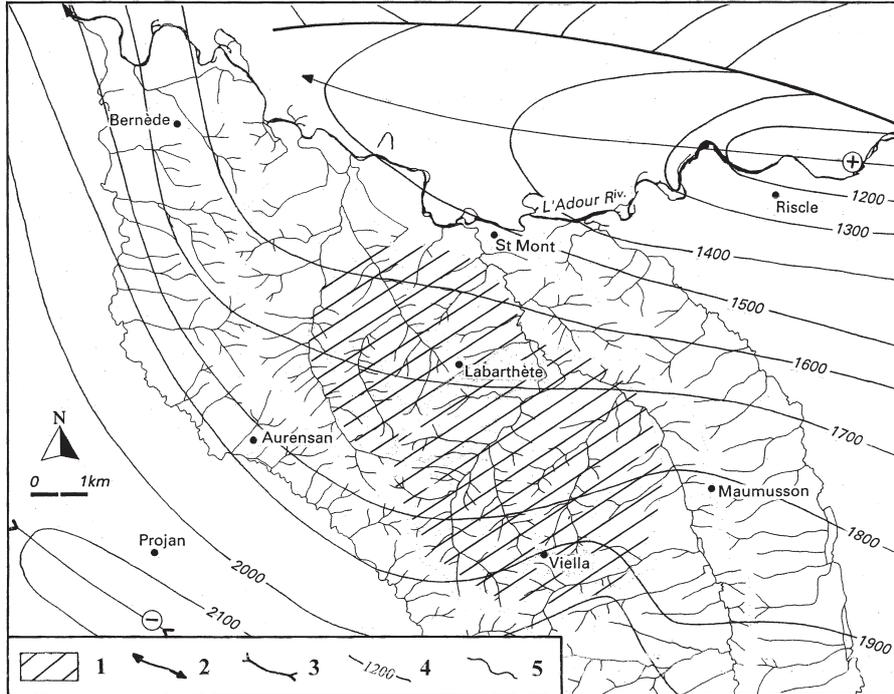


FIG. 5. – Les structures de Viella et de Labarthète. 1, dôme salifère profond ; 2, axe anticlinal ; 3, axe synclinal ; 4, isobathe du toit du Crétacé supérieur ; 5, cours d'eau ; (+), niveau le plus haut du toit du Crétacé supérieur ; (-), niveau le plus bas du toit du Crétacé supérieur.

FIG. 5. – The Viella and Labarthète structures. 1, intrusive diapir ; 2, anticlinal axis ; 3, synclinal axis ; 4, isobath of upper Cretaceous top in meter ; 5, watercourse ; (+), the top Cretaceous highest level ; (-), the top Cretaceous lowest level.

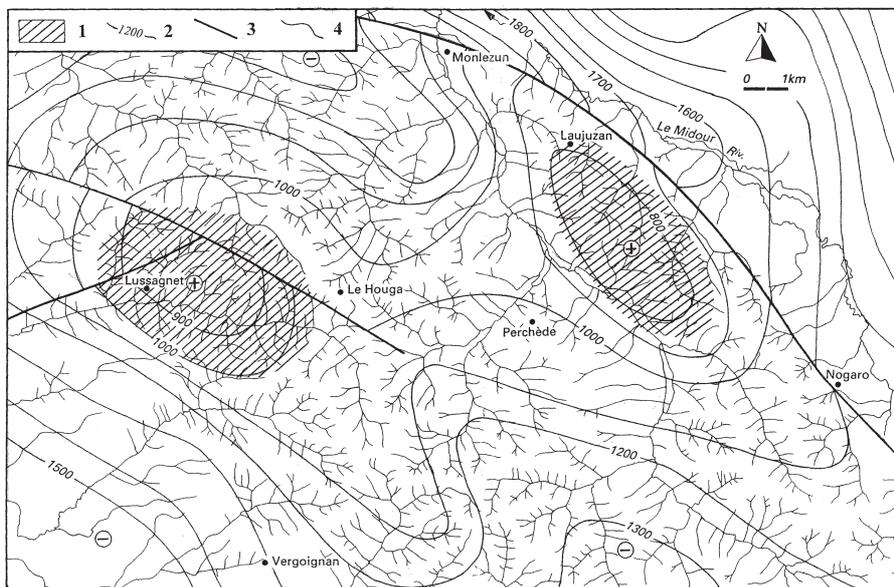


FIG. 6. – Les structures de Nogaro-Lussagnet. 1, dôme salifère profond ; 2, isobathe du toit du Crétacé supérieur ; 3, faille ; 4, cours d'eau ; (+), niveau le plus haut du toit du Crétacé supérieur ; (-), niveau le plus bas du toit du Crétacé supérieur.

FIG. 6. – The Nogaro-Lussagnet structures. 1, intrusive salt dome, 2, isobath of upper Cretaceous top in meter ; 3, fault ; 4, watercourse ; (+), the top Cretaceous highest level ; (-), the top Cretaceous lowest level.

salifères, on observe un plongement des couches comme au nord d'Audignon (profil passant par le forage d'A3), sur le dôme de Louer et, dans le Marensin, sur le flanc de la structure diapirique de Capdecoste (profil Son 5). Bien sûr, il

faudrait des images plus fines, avec une maille adaptée à des structures d'extension horizontale kilométrique, mais les déformations, faibles, sont nettes vers le golfe de Gascogne.

		STRUCTURES		STRUCTURES	
		← MATURITE CROISSANTE →			
		EXTRUSIVES		INTRUSIVES	
		W		E	
MÉGASTRUCTURES PLURI- KILOMÉTRIQUES	ANTICLINAUX SALIFÈRES N 140		Diapiric salt wall de haute amplitude Ex : Louer – Bastennes	Anticlinal salifère de basse amplitude Ex : Audignon Est – Garlin	
	ANTICLINAUX SALIFÈRES N 90	A cœur salifère extrusif Ex : Tercis	Diapiric salt wall de haute amplitude Ex : Audignon	Anticlinal salifère de basse amplitude Ex : Riscle	
	DÔMES SALIFÈRES AU DROIT DES ANTICLINAUX SALIFÈRES N 140	« Champignon » extrusif Ex : Bastennes Ex : Bénèsse	Dôme salifère intrusif de haute amplitude Ex : Geaune Parentis (non étudié)		
MÉSOSTRUCTURES KILOMÉTRIQUES	DÔMES SALIFÈRES SUR LES FLANCS ET AU DROIT DES ANTICLINAUX SALIFÈRES D'AMPLITUDE VARIABLE	Dôme salifère extrusif Ex : Louer	Dômes salifères intrusifs d'amplitude variable Ex : Lussagnet, Nogaro, Viella, Labarthète, Nassiet, Cazalis, Poyartin, Pouillon		

FIG. 7. – Évolution E-W des structures halocinétiques d'Aquitaine sud-occidentale.
FIG. 7. – E-W evolution of halocinetic structures in south-western Aquitain.

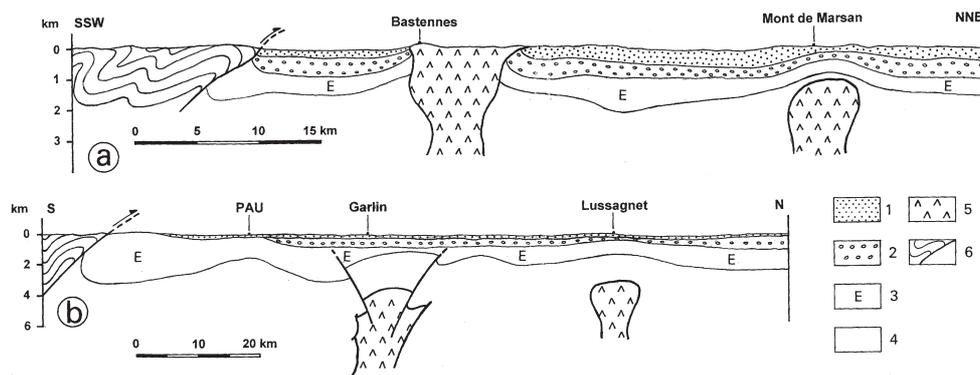


FIG. 8. – Place des corps salifères dans l'Aquitaine méridionale : A, coupe Bastennes – Mont-de-Marsan (vers l'ouest) ; b, coupe Pau-Lussagnet (vers l'est). 1, Miocène ; 2, Oligocène ; 3, Eocène ; 4, Jurassique et Crétacé ; 5, Evaporites du Trias supérieur et du Lias inférieur ; 6, chevauchement.
FIG. 8. – Localization of salt structures in south-western Aquitain : A, geological section of Bastennes – Mont-de-Marsan (towards west) ; b, geological section of Pau-Lussagnet (towards east). 1, Miocene ; 2, Oligocene ; 3, Eocene ; 4, Jurassic and Cretaceous ; 5, Upper Trias evaporites and lower Lias ; 6, overthrust.

UNE STRUCTURE EXEMPLAIRE : LE DIAPIR DE GEAUNE

Il s'agit de l'édifice le plus intéressant car il occupe une position charnière entre le secteur des dômes profonds situés au nord-est et celui des diapirs affleurants au sud-ouest.

Place dans l'édifice structural régional

La structure de Geaune n'était pas identifiée en surface. Elle fut découverte par les géologues pétroliers par exploration sismique puis par forage. Au sommet, il existe un petit gisement : Pécorade, exploité depuis 1986. Localement, il s'agit d'un édifice ovalaire avec un grand axe E-W. Régionalement, il se place sur une zone haute orientée N060°E qui est présente sur le périclinal Est d'Audignon et se poursuit jusqu'à l'anticlinal diapirique de Garlin. Nous avons montré [Delfaud, 1963] que cette structure existait dès le Jurassique supérieur. En fait, il s'agit d'un ancien fossé triasique où les évaporites se sont accumulées. Par la suite ce dépôt d'âge Trias supérieur/Lias inférieur a subi un pro-

cessus halocinétique qui s'est étalé du Jurassique (moyen ? supérieur ?) à l'actuel. Comme dans de nombreux fossés triasiques [ex : Zone de Tardets, Delfaud *et al.*, 1985] l'halocinèse, amplifiée par la compression, a induit une inversion structurale.

Anatomie de la structure en subsurface

Nous nous bornerons à résumer les résultats principaux de l'exploration par Elf Aquitaine dont les données bases publiées sont dans les travaux de Schœffler [1971] et de Mauriaud [1987].

Stratigraphie

De bas en haut, il existe : une puissante zone à anhydrite (tidalites dolomitiques et évaporites), un Lias marneux peu épais, un Dogger argilo-calcaire, un Kimméridgien à exogyres surmonté par d'épaisses séries margino-littorales du Jurassique terminal/Eo-Crétacé avec brèches de dessiccation. C'est la traduction de l'existence d'un premier point

haut [Delfaud, 1969]. Le Crétacé correspond à un approfondissement lié à l'eustatisme et à un ralentissement de la montée du dôme salifère : marnes marines de Ste Suzanne, calcaire urgonien, marnes bassinales albiennes, faciès aturien du Santono-Campanien. Puis le Tertiaire devient littoral avec des assises littorales du Paléocène-Eocène inférieur recouvertes en discordance progressive par des molasses épaisses de 400 m (Eocène supérieur-Oligo-Miocène).

Sismique et isopaques

Les profils sismiques montrent une structure anticlinale E-W avec un flanc raide parallèle à l'anticlinal d'Audignon. Les isopaques (Planche III.3 de la thèse de Schœffler reprise dans la carte géologique de Castelnau à 1/80 000) illustrent cette structuration et dessinent une voûte E-W développée sur une large voussure orientée N140°E.

Evolution tectonique

Après une phase de rifting d'orientation N140°E au Trias, le cycle jurassique correspond à une phase de subsidence modérée, perturbée par une première halocinèse. Le Crétacé inférieur traduit un phénomène d'enfoncement (extension ? détumescence ?). Le plissement « pyrénéen » se développe à l'Eocène supérieur-Oligocène selon des directions E-W, comme dans les structures d'Audignon au nord et de Garlin au sud. A partir du Miocène, des mouvements complexes se manifestent, participant à la tectonique active dans toute l'Aquitaine sud [Thomas, 1996 ; Delfaud *et al.*, 1996] et à l'halocinèse. Nous étudierons cette histoire à partir de l'examen des affleurements.

Etude des affleurements

Pour cette étude, nous disposons de documents publiés dans des rapports d'étude [Delfaud *et al.*, 1994, 1997] et des cartes géologiques à 1/50 000 de Capdeville [1991 et 1997].

Le Cénozoïque

Il se compose d'assises continentales qui font partie du complexe molassique, peu étudié, à l'exception du travail fondamental de R. Crouzel [1957].

Stratigraphie

Seuls les cycles du Miocène sont représentés avec l'organisation suivante :

- MP I (Miocène inférieur) = faluns discontinus, Argiles bleues continentales
- MP II (Miocène moyen) = molasse et bancs de calcaire lacustre (= Molasse de l'Armagnac)
- MP III (Miocène supérieur) = formation des Sables Fauves
- MP IV (Miocène terminal) = formation des Glaises Bigarrées et chenaux de gravettes siliceuses.

Retenons que sur le plan géomorphologique les calcaires lacustres déterminent des versants raides. Au-dessus, les calcaires karstifiés sont surmontés de Sables Fauves portant quelques buttes-témoins résiduelles de Glaises Bigarrées.

Disposition cartographique

Tous ces terrains sont globalement sub-horizontaux, avec des zones localement plus pentées. L'analyse fine décèle des anomalies stratigraphiques liées à une tectonique syn-sédimentaire :

- les calcaires lacustres dans la molasse sont plus développés au sud et au centre qu'au nord, dans le secteur de Sarraziet où les Sables Fauves fossilisent les calcaires crétacés karstifiés. Entre les deux, on observe des failles à jeu syn-sédimentaire orientées E-W ;
- les Sables Fauves dessinent un prisme : au nord, ils sont épais, fins, avec quelques influences marines ; au sud, ils sont peu épais avec des chenaux de graviers ;
- enfin, les Glaises Bigarrées reposent en discordance sur divers termes du Miocène : c'est le cas sur le secteur de Darréboué où elles recouvrent soit les gravettes, soit les molasses calcaires.

Cartographiquement, les terrains miocènes sont déformés selon 3 systèmes (fig. 9) :

- un réseau de failles N140°E qui dessinent des blocs basculés à regard SW. La faille principale située à l'ouest de Pujol-Cazalet (son rejeu guidera le cours du Gabas), détermine un apex de bloc où les calcaires lacustres surélevés, sont recouverts en discordance progressive par les Sables Fauves ;

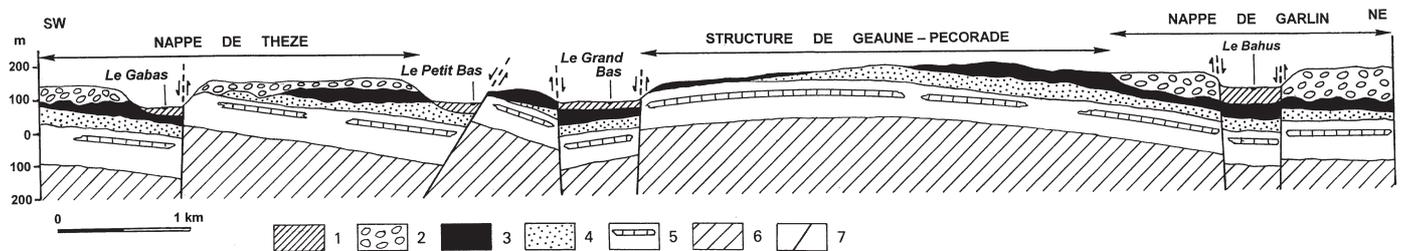


FIG. 9. – Disposition structurale du dôme de Geaune-Pécorade (formations mio-plio-quatérnaires). 1, alluvions du Pléistocène moyen à récent ; 2, alluvions du Pléistocène ancien ; 3, glaises bigarrées du Miocène supérieur ; 4, Sables Fauves du Miocène supérieur ; 5, molasses et bancs de calcaire lacustre du Miocène moyen ; 6, Jurassique et Crétacé ; 7, faille.

FIG. 9. – Structural arrangement of the Geaune-Pécorade dome (Mio-Plio-Quaternary formations). 1, middle Pleistocene to recent alluvial deposits ; 2, old Pleistocene alluvial deposits ; 3, « Glaises bigarrées » of recent Miocene ; 4, « Sables Fauves » of recent Miocene ; 5, molasses and lacustrine limestone bank of middle Miocene ; 6, Jurassic and Cretaceous ; 7, fault.

- une courbure des assises carbonatées molassiques explique les affleurements actuels des calcaires au sud du vallon du Lescoulis au NW de Pécorade. C'est là que sont localisés les biseaux sédimentaires les plus importants ;

- un système, postérieur, de fossés d'effondrement conjugués avec 2 branches : N 50°E et N 140°E (la branche N150°E est occupée par le vallon du Marcusse).

L'anomalie tectono-sédimentaire principale est située dans le secteur de Castelnau-Tursan. Elle est représentée par un linéament subcirculaire qui traduit le rejeu récent du dôme évaporitique. Au total, notons l'existence d'une tectonique post-pyrénéenne avec le rejeu des accidents bordiers du bassin sud-aquitain, une fracturation orientée N140°E et une montée halocinétique durant le Miocène supérieur.

Le Quaternaire

Les terrains continentaux du Quaternaire constituent de vastes épandages provenant des diffuences des Gaves issus du Cône de Lourdes qui enserrment la zone centrale occupée par le dôme. Faute de fossiles, la datation est très difficile. Il existe deux écoles, l'une envisage une stratigraphie « longue » [Alimen, 1964], l'autre opte pour une stratigraphie « courte », du Mindel à l'actuel [Thibault, 1970].

Sans argument décisif, nous retenons la première qui nous semble mieux correspondre au cadre régional mais qui constitue surtout un référentiel relatif. Elle nous conduit à distinguer trois ensembles.

- *Le Pléistocène ancien* : Il comprend 3 nappes : Maucor (lambeaux sommitaux), Garlin (à l'est), Thèze (à l'ouest). L'incision des deux dernières est faible (10 à 20 m).

- *Le Pléistocène moyen* (ex Mindel) : Le Gave de Lourdes s'écoulait plus à l'ouest (nappe du Pont-Long à granites altérés), mais le long du Gabas, il existe une terrasse présentant la même altération (fersiallisation moyennement évoluée). L'encaissement de cette formation est important (80 à 120 m) par rapport à la surface sommitale et aux vieilles nappes.

- *Le Pléistocène récent et l'actuel* : on peut rattacher au Riss et au Würm les basses terrasses observables le long des cours d'eau. Les fonds actuels, souvent tourbeux, datent du post-glaciaire. L'incision par rapport au Pléistocène moyen est faible (15 à 25 m).

Ainsi, le Quaternaire correspond à la fin de la sédimentation continentale en couches régulières et à l'encaissement des terrasses alluviales. Pour étudier la dynamique de cette période, la lithostratigraphie ne suffit pas, il faut utiliser l'analyse géomorphologique.

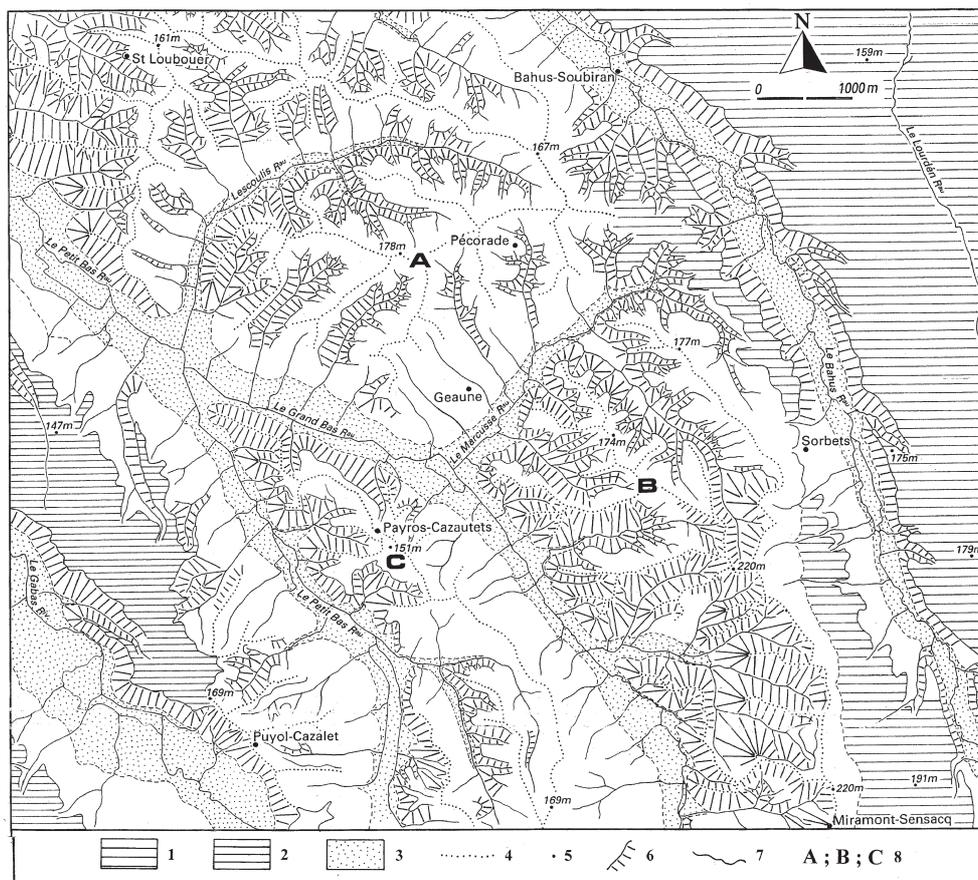


FIG. 10. – Carte géomorphologique du dôme de Geaune. 1, nappe alluviale de Garlin ; 2, nappe alluviale de Thèze ; 3, fond plat alluvial ; 4, interfluve convexe ; 5, altitude remarquable en mètres ; 6, rupture de pente convexe et versant raide ; 7, cours d'eau ; 8, compartiments morphostructuraux.
 FIG. 10. – Geomorphological map of the Geaune dome. 1, Garlin alluvial sheet ; 2, Thèze alluvial sheet ; 3, alluvial flat bottom ; 4, convex interfluve ; 5, remarkable elevation in meters ; 6, convex break of slope and steep side ; 7, watercourse ; 8, morphostructural compartments.

La morphostructure de Geaune

La carte géomorphologique réalisée au 1/25 000^e (fig. 10) permet de visualiser une organisation ellipsoïdale dont les axes mesurent 5,5 km et 7 km, allongée selon la direction N140°E. Elle s'inscrit dans le système des collines du piémont gascon, aux formes le plus souvent molles. Des échines dissymétriques, larges de 3 à 4 km, constituent l'ossature du relief. Elles sont bordées sur leurs flancs courts par des cours d'eau de direction variable : le Grand Bas, presque méridien au sud (entre Miremont-Sensacq et Lauret), suit l'orientation N140°E dans la partie médiane du Tursan puis N090°E au nord, à l'approche de l'Adour et de la structure anticlinale d'Audignon. A l'ordre 3, l'essentiel des ruisseaux a un cours rectiligne. Notons la présence d'une structure en Y constituée par les deux tronçons du grand Bas et la confluence du Marcusse (entre Peyros-Cazautets et Geaune).

Organisation géomorphologique

La structure ellipsoïdale de Geaune est dominée au SE par une série de croupes de 220 m d'altitude façonnées dans la nappe pliocène de Maucor. Elle correspond tantôt à des fonds de vallée ou de vallon, tantôt à des interfluves plats ou convexes. L'arc nord-occidental correspond à une portion d'ellipse continue en creux, très bien marquée dans le paysage par les ruisseaux de Lescoulis, du Petit Bas et un de ses affluents au sud. L'arc oriental apparaît moins nettement. Il se compose d'une alternance de formes en creux correspondant à des drains d'ordre 3 et 2 et à de hautes échines convexes.

Au total, ce linéament de forme curviligne [= cycléament au sens de David et Perthuisot, 1985] constitue les limites externes du dôme érodé au Quaternaire. Le relief actuel polygénique résulte d'une interaction entre le climat et l'eustatisme (stades glaciaires-interglaciaires) et les mouvements du substratum géologique. Schématiquement nous pouvons distinguer trois compartiments morphostructuraux, séparés par les vallées à fond plat du Grand Bas de direction N140 et N100 et du Marcusse de direction N045.

Le compartiment A (Nord) est dominé par une échine convexe de 178 m d'altitude raccordée à l'est au replat de la nappe de Garlin. Au nord et à l'ouest, le versant raide bordant le ruisseau de Lescoulis est armé par les calcaires lacustres du Miocène qui déterminent localement des replats morphologiques où les limites lithologiques sont exploitées par les glacis. Ce versant est incisé par plusieurs talwegs dont le plus long est conforme à la structure. Au sud, les versants longs modelés par les coulées de solifluxion quaternaires sont découpés par une série de drains dont le cours amont est souvent fortement encaissé dans les molasses. Ces écoulements perpendiculaires au Marcusse et au Grand Bas sont plus ou moins en accord avec le pendage du bloc basculé vers le sud (= cours d'eau conséquents).

Le compartiment B (Est) correspond aux croupes sommitales modelées dans la nappe à galets pliocène de Maucor où dominent les longs versants raides. En contrebas, une vaste surface faiblement inclinée vers le NW est façonnée dans les argiles à gravettes. Dans son secteur aval, elle érode les argiles de décalcification du karst anté sables fauves. Ce « replat » se raccorde vers l'aval à des versants très escarpés développés sur les calcaires miocènes. Ils présentent des reculées plus ou moins importantes selon le découpage réalisé par le réseau hydrographique. A l'ouest, le

versant raide de la vallée du Grand Bas représente le modèle classique des vallées dissymétriques gasconnes ; en revanche au nord, le versant raide de la rive gauche du Marcusse constitue une anomalie géomorphologique d'origine structurale. Cet escarpement est disséqué par une série de drains parallèles obliques de direction N140 alignés sur les vallons du versant opposé. Ils correspondent peut-être à des cassures d'origine néotectonique.

Le compartiment C (Sud-Ouest) est dominé au centre par un interfluve convexe qui se prolonge au sud, au-delà de la structure sub-circulaire. Le versant N-E présente un profil transversal variable : dans le secteur amont de direction N140, des pentes longues et douces sont couvertes de colluvions limoneuses d'épaisseur croissante vers l'aval ; dans le secteur aval de direction N100, on observe sous un replat structural plus ou moins développé des pentes raides armées à leur base par les calcaires lacustres miocènes. Sur la retombée SE de l'échine, les nombreux talwegs perpendiculaires au Petit Bas déterminent un versant plus festonné. Certains tributaires d'ordre 3 et 2 sont conformes à la structure (= conséquents).

L'observation de la carte géomorphologique met en évidence de nombreuses anomalies tant au niveau des formes du relief qu'au niveau de l'organisation du drainage.

Les anomalies du modelé et du drainage

L'inversion de la dissymétrie des versants apparaît sur le modelé du dôme. Cette disposition caractérise le secteur amont du vallon de Lescoulis, la vallée du Marcusse de direction N045 et la vallée du Grand Bas sur son axe N100. Cette orientation des pentes raides est en désaccord avec le schéma classique des vallées gasconnes pour lesquelles le versant court et abrupt exposé à l'ouest s'oppose au versant long faiblement incliné exposé à l'est [Taillefer, 1951 ; Enjalbert, 1961 ; Thibault, 1970]. C'est le cas de la vallée du Grand Bas à l'amont du village de Geaune. Selon nous, cette perturbation serait d'origine tectonique (fracturation radiale du dôme et effondrement centripète du bloc nord).

L'organisation des écoulements montre également des anomalies caractérisées par des drains linéaires et curviformes. Plusieurs linéaments de direction N140 sont visibles sur la moitié orientale du dôme. Ils sont matérialisés par des cours d'eau parallèles, alignés de part et d'autre du ruisseau du Marcusse. Le linéament le plus occidental, de même direction est représenté par le cours radial du Grand Bas au sud de Geaune et un tributaire du compartiment A. Ces linéaments correspondent à des cassures liées à l'halocinèse et/ou à l'effondrement de blocs vers le NE mais il est difficile de rattacher systématiquement chaque structure linéaire à l'un des deux types de déformation : c'est en particulier le cas du Grand Bas entre les compartiments B et C.

Les structures sub-circulaires apparaissent nettement au niveau des compartiments A et C du dôme érodé. Ces curviments [Deffontaines, 1990] ou cycléments en portion d'ellipse [David et Perthuisot, 1985] s'organisent en arcs emboîtés depuis le cycléament périphérique du dôme. On distingue : un curviment discontinu souligné par 2 affluents du ruisseau de Lescoulis sur le bloc A, un curviment continu matérialisé par un affluent du Grand Bas sur le bloc A et un curviment discontinu développé sur les blocs A et C du dôme. La localisation de ces structures sub-circulaires sur les blocs A et C indique un contrôle structural plus fort. Ceci traduit peut-être une dissymétrie E-W du mouvement

de voussure ou confirme simplement l'ancienneté des décapages dans le secteur nord-occidental du dôme.

Nous retrouvons ici le type d'organisation de réseau hydrographique des dômes halocinétiques [De Golyer, 1919 ; Howard, 1964 ; Berger et Aghassy, 1982 et Goudie, 1989] ou des diapirs exhumés [Navarro Hervas et Rodriguez Estrella, 1985]. Dans le cas du dôme de Geaune, il s'agit d'un type de réseau radio-annulaire complexe pour lequel les drains radiaux (centrifuges et centripètes) sont fortement contrôlés par des mouvements récents associant flexuration souple et fractures locales, en bordure des escarpements calcaires.

L'halocinèse récente

Durant le Quaternaire, les modifications du réseau hydrographique et surtout l'inversion du sens des écoulements impliquent des mouvements récents du dôme de sel associé aux failles, essentiellement en extension.

Au Pléistocène ancien (fig 11a).

Les phénomènes dynamiques (eustatisme, glaciation et tectonique) du début du Quaternaire ancien déterminent les premiers encaissements alluvionnaires. De part et d'autre de la structure de Geaune, le Gave de Lourdes met en place successivement deux nappes alluviales [Günz selon Alimen H., 1964] : la nappe de Garlin avec un écoulement de direction méridienne et la nappe de Thèze orientée SE-NW. Ces deux nappes s'emboîtent de 40 m dans la formation à galets pliocène de Maucor qui se retrouve portée en position culminante par inversion de relief. La rotation du paléo-gave peut s'expliquer par des facteurs structuraux. Au Pléistocène ancien, le jeu néotectonique de failles N050 de direction pyrénéenne et de failles N140, associées à l'enfoncement de la Gascogne sud-occidentale (= Triangle landais) a déterminé les premières failles normales [Thomas et Delfaud, 1990]. L'une d'elles est à l'origine de la rotation du paléo-gave mais il est possible qu'une légère ascendance de la ride ennoyée de Geaune-Lussagnet ait joué son rôle en favorisant le déport des écoulements vers le NW. Notons toutefois que l'ampleur de ces phénomènes fut faible.

Au Pléistocène moyen (nappe de Pont Long) (fig.11b).

Le système de failles conjuguées N140 et N050, déjà actif au Pléistocène ancien, se manifeste très nettement au cours du Pléistocène moyen. Depuis le compartiment effondré de l'Adour, le Gabas génère une gouttière dont la formation est largement contrôlée par les accidents structuraux globalement N140. A l'aval, il se surimpose obliquement sur l'anticlinal d'Audignon en déterminant une vallée en baïonnette à profil transversal symétrique, encaissée dans les formations calcaires du Crétacé. Vers l'amont, un système actif de failles N140 entraîne un mouvement de bascule vers le NE : le paléo-Gabas creuse la nappe de Thèze en formant une gouttière plus large que dans son cours aval. Les dépôts corrélatifs de cette phase d'érosion sont actuellement visibles sur la rive gauche du cours d'eau sous la forme d'une terrasse alluviale emboîtée de 60 m dans la nappe du Pléistocène ancien. Dans le secteur amont, on n'observe plus que de simples banquettes alluviales qui disparaissent au niveau de la diffluence des gaves ayant déposé les nappes de Garlin et Thèze. La gouttière du Gabas

n'atteignait pas ce secteur. Celle-ci semble donc coïncider avec la direction structurale N140 dont le rejeu au Pléistocène moyen a déterminé un bloc basculé vers le NE bien visible si on compare les altitudes du toit de la molasse calcaire sur l'apex sud-occidental par rapport à celle du flanc nord-oriental. Cette subsidence a canalisé le paléo-écoulement du Gabas en permettant l'accumulation d'un manteau alluvial épais remaniant essentiellement les dépôts de la nappe de Thèze.

Concernant le rôle de la structure de Geaune sur la morphologie, l'absence de dépôts attribuables au Pléistocène moyen le long du cours d'eau du Grand Bas actuel ne nous permet pas d'envisager la présence d'une artère de drainage sur le rebord occidental du dôme de Geaune avant le Pléistocène supérieur. Il nous semble difficile d'estimer l'état de voussure du plateau pliocène à la fin du Pléistocène moyen mais compte tenu du rejeu de la ride de Geaune-Lussagnet au Pléistocène ancien, il est possible que les premières déformations souples de la couverture molassique se soient produites à cette époque. Jusqu'à la fin du Pléistocène moyen, le réseau hydrographique est peu développé. A partir du Pléistocène supérieur, les pulsations climatiques associées aux glaciations vont permettre une ramification et un encaissement des artères de drainage.

Au Pléistocène supérieur ancien (Riss ancien ?) (fig. 11c)

Avec l'encaissement du cours de l'Adour, le Gabas dissèque les dépôts attribués au Pléistocène moyen. Au sud de l'anticlinal d'Audignon, son cours est progressivement déporté vers le versant oriental de la vallée esquissant un début de dissymétrie transversale sous l'effet conjugué de processus externes (coulées de solifluxion sur le versant occidental) et internes (aval pendage du bloc basculé). Nous pensons que la première phase de creusement de la vallée du Grand Bas est contemporaine de cette reprise d'érosion du début du Pléistocène supérieur. Notons que cette vallée s'organise sur deux directions : N050 pour le secteur aval et N140 pour le secteur amont. Il pourrait s'agir de directions structurales exprimant le basculement de blocs vers le NE.

Au SE de ce système de failles conjuguées, les dépôts mio-pliocènes sont affectés par une déformation souple à grand rayon de courbure d'origine halocinétique qui génère un dôme topographique hémisphérique de 7 km de grand axe sur 5,5 km de petit axe (fig. 11). Depuis la partie sommitale de ce relief, les premiers écoulements centrifuges commencent à inciser la formation à galets pliocènes. Vers l'est, ils se raccordent à la nappe de Garlin ; au sud, ils viennent mourir sur le plateau molassique. A l'ouest, ils alimentent les premiers cours d'eau subséquents qui drainent une dépression semi-elliptique ouverte sur le cours du Grand Bas dans son secteur médian. L'origine de cette cuvette formée au pied du relief en dôme assez plat peut être rattachée à un mouvement de subsidence de compensation, de soutirage ou de compaction différentielle [David et Perthuisot, 1985] à la périphérie du diapir salifère.

Au Pléistocène supérieur récent (Riss moyen ?-Würm)

Cette période est caractérisée par une dissection du dôme régie à la fois par des processus internes et externes. Nous distinguons trois étapes :

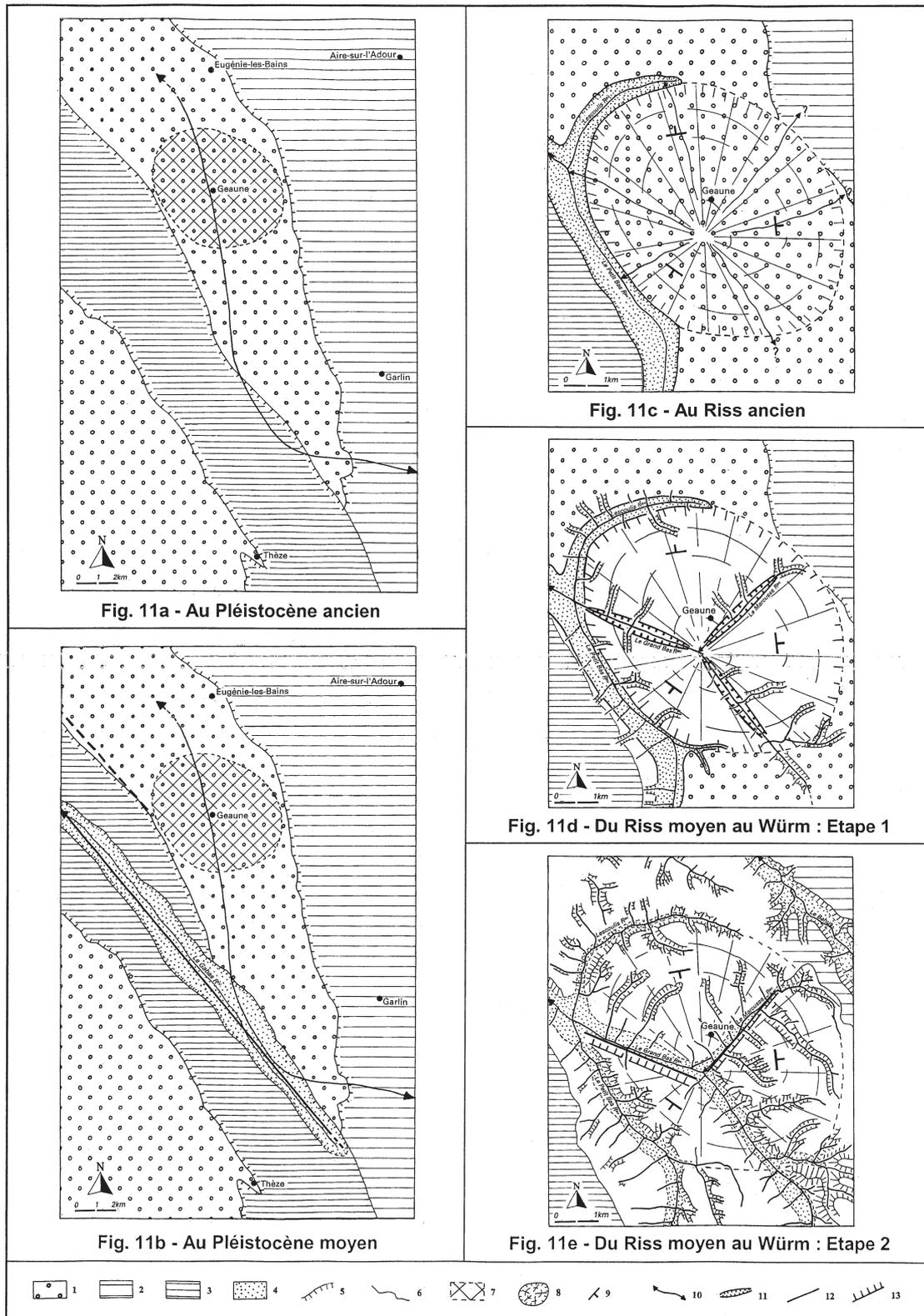


FIG. 11a-e. – Evolution géomorphologique du dôme de Geaune du Quaternaire ancien au Würm. 1, nappe alluviale sommitale de Maucor ; 2, nappe alluviale de Garlin ; 3, nappe alluviale de Thèze ; 4, fond plat alluvial ; 5, versant raide ; 6, cours d'eau ; 7, zone en surrection ; 8, dôme topographique sur diapir profond ; 9, pendage ; 10, axe haut ; 11, fracture radiale ; 12, faille ; 13, escarpement de faille.

FIG. 11a-e. – Geomorphological evolution of the Geaune dome from old Pleistocene to Würm. 1, Maucor higher alluvial sheet ; 2, Garlin alluvial sheet ; 3, Thèze alluvial sheet ; 4, alluvial flat bottom ; 5, steep side ; 6, watercourse ; 7, uplift zone ; 8, topographic dome on intrusive diapir ; 9, dip ; 10, upper axis ; 11, radial fracture ; 12, fault ; 13, fault scarp.

Etape 1 (fig. 11d)

Le mouvement de voussure des dépôts mio-pliocènes se poursuit à l'aplomb du diapir. L'intumescence maximale de la structure salifère se répercute en surface par une fracturation radiale selon trois directions majeures : N100, N045 et N140. Cette phase cassante guide l'incision du dôme depuis la dépression périphérique subséquente occidentale. Tandis que le paléo-Grand Bas s'encaisse dans les molasses et poursuit son incision vers l'est, des drains subséquents se forment de part et d'autre de la vallée en cours de creusement. La progression du Paléo-Grand Bas entraîne la capture des cours d'eau cataclinaux orientaux encore peu encaissés dans la couverture molassique. Cette inversion des écoulements génère des drains obséquents centripètes alimentés par des ruisseaux subséquents encore peu développés.

Etape 2 (fig. 11e)

La fracturation du dôme rejoue sur deux axes de directions N045 et N100. Elle entraîne un mouvement de bascule centripète du compartiment nord du dôme. Ce phénomène peut être amplifié par l'effondrement du graben sommital du diapir en relation avec la dissolution d'une partie du corps salifère supérieur. Cette inversion du relief se répercute directement sur le système de pentes et la trame du réseau hydrographique. Elle génère deux escarpements de faille de direction N045 et N100. Ces versants armés par les calcaires lacustres s'opposent aux versants longs du bloc basculé au pied duquel s'accumulent des coulées de solifluxion. Ce phénomène d'enfoncement favorise le surcreusement et l'allongement des drains subséquents préexistants. A l'est se développent de nouveaux drains en relation ou non avec un système de cassures N140 (blocs A et B). L'encaissement et la progression du Grand Bas depuis le centre du dôme vers le sud reprend par érosion régressive et contribue au recul de tête des vallons latéraux.

Etape 3

Le modelé actuel est pratiquement fixé à la fin du Riss. Pendant les phases du Würm le climat froid et sec favorise le déplacement éolien de particules fines qui vont se déposer sur les versants sous la forme de limons lœssiques [Enjalbert, 1960 ; Thibault, 1970]. Ces apports polycycliques allongent certaines pentes et accentuent la dissymétrie des vallées du Lescoulis, du Marcusse, du Grand Bas et du Petit Bas. A la fin des interglaciaires, les fortes précipitations parviennent à évacuer une partie de ces dépôts fins sur les versants les plus raides. De ce fait une grande partie de ces limons s'accumulent dans les fonds en accentuant leur profil transversal plat. Avec le réchauffement post-glaciaire, l'augmentation des précipitations entraîne des reprises d'érosion très locales qui font reculer les têtes de vallon.

Dynamique

Depuis le Miocène, l'histoire du secteur de Geaune est représentative de l'évolution de tout le piémont gascon avec l'étalement des sédiments continentaux (Cénozoïque supérieur) clôturé par la genèse d'une surface sommitale puis l'encaissement du réseau hydrographique, avec la formation du relief actuel et le dépôt de terrasses alluviales. Les grands changements climatiques du Plio-Quaternaire sont

souvent responsables d'une partie de cette histoire, perceptible dans l'évolution du système géochimique, basique au Miocène, acidifiant au Quaternaire [Sabrier, 1989], mais les dissolutions interviennent surtout lors des phases de biostase, attestées par les paléosols et les paléo-altérations.

Les phénomènes néotectoniques sont également actifs. Ils sont complexes avec le rejeu de structures pyrénéennes, puis la manifestation d'accidents transverses, comme la faille du Gabas (N140°E) ou le fossé d'Eugénie-les-Bains (N080°E). C'est dans ce contexte que se placent les derniers événements halocinétiques, particulièrement nets au Miocène terminal et au Quaternaire moyen à récent.

LA DYNAMIQUE HALOCINÉTIQUE DEPUIS L'OLIGOCÈNE DANS LE PIÉMONT GASCON

Ces stades de l'halocinèse et leur expression morphologique de surface doivent être replacés dans un contexte géodynamique. Nous nous limiterons aux stades ultimes, postérieurs à la compression pyrénéenne et seuls lisibles dans la morphologie.

Les stades et leur dynamique

La figure 12 met en parallèle l'évolution des diapirs, les déformations régionales (plus ou moins associées à un champ de contraintes), l'évolution du Bassin sud aquitain et les grands phénomènes géodynamiques régionaux.

Eocène sup.-Oligocène inf.

Dans l'avant-pays, c'est la phase paroxysmale, en fait décomposée en deux stades analysés, grâce à la sismique, par J. Schœffler [1971]. Les structures diapiriques, déjà constituées, sont embarquées dans les rampes chevauchantes (Tercis, Audignon, Riscle). Le sel est alors déformé en lames peu pentées.

Oligocène supérieur

Il se produit un phénomène global d'extension avant la reprise de la compression liée au mouvement dextre de l'Ibérie [Thomas et Delfaud, 1990]. Cette extension fut décrite par J. Schœffler [Thèse, 1971, p. II.16] « Il est possible d'étudier l'allure des failles de distension, qui impressionnent ou non le Stampien. Là où le Keuper est suffisamment épais, de tels accidents ont constitué des cheminées diapiriques favorables... ».

Mio-Pliocène

Il se décompose en 4 mégaséquences (notées MP I à IV). Le phénomène majeur est une transtension dextre sur les plans N110 (liée à l'ouverture du golfe du Lion). En Gascogne, les failles N140 rejouent (en extension ?) : elles favorisent une reprise des mouvements du sel qui déforment les dépôts du Miocène moyen (Bastennes et Dax). Les biseaux sédimentaires intra-miocène terminal témoignent de ces phénomènes. Puis intervient une détumescence des dômes ; le tout est clôturé par la troncature de la surface sommitale MP IV (ex. du Pontien). J. Schœffler résume ces mouvements : « l'orogénèse anté-miocène suivie des mou-

MÉGA-SÉQUENCES	EXEMPLES	DIAPIRISME	MORPHOGENÈSE	TECTONIQUE	ÉVOLUTION LOCALE	GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE
Quaternaire Supérieur	GEAUNE	Dissolution [Inversion]	Terrasses actuelles	Séismes	Glaciations Grands fleuves Nappes	Transpression Golfe de Gascogne
Quaternaire Moyen		Montée Début de montée	Incision	Phase importante Blocs basculés		
Quaternaire ancien		Montée faible	Première nappe	Extension Direction N 160		
MP IV Mio-Plio Terminal		Troncature	Surface sommitale	? Calme ?	Étalement Nappe Sommitale Maucor	Surrection des Pyrénées
MP III Miocène Supérieur	Inversion	[Emersion]	? ?	Généralisation dépôts continentaux = Glaises Bigarrées, graviers		
MP II Miocène Moyen	BASTENNES GEAUNE - DAX	Montée	Golfe marin et glacis de bordure		Maximum eustatique Golfe de Lectoure	Transpression dextre Pyrénées et Golfe du Lion
MP I Miocène		remontées			Retour eustatique de la mer	
Oligocène		? ?			Rampes paroxymales	

FIG. 12. – Place de l’halocinèse par rapport aux déformations régionales, à l’évolution du Bassin sud aquitain et aux grands phénomènes géodynamiques régionaux.

FIG. 12. – Position of diapirism in relation to regional deformations, at the evolution of the South Aquitain Basin and at important regional geodynamic events.

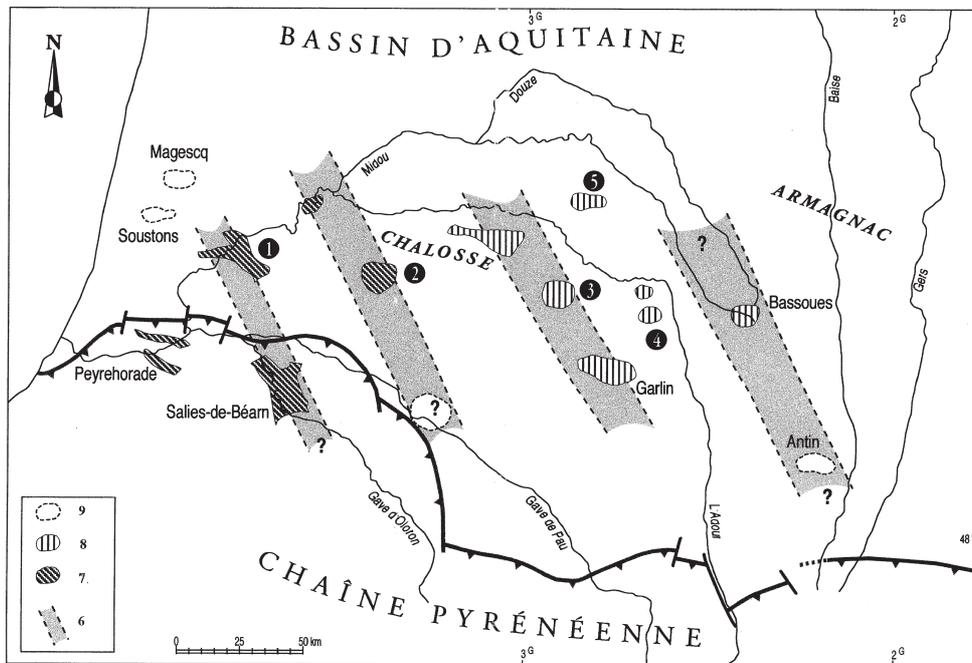


FIG. 13. – Disposition des grands couloirs tardi-hercyniens et localisation des structures halocinétiques [d’après J. Delfaud, 1969, modifié]. 1, le complexe salifère de Dax-Tercis-Bénesse les Dax ; 2, le diapir de Bastennes ; 3, le dôme de Geaune ; 4, les dômes de Viella et de Labarthète ; 5, les dômes de Nogaro et de Lussagnet ; 6, couloir tardi-hercynien ; 7, diapir affleurant ; 8, diapir profond ; anomalie circulaire remarquable.

FIG. 13. – Arrangement of large late Hercynian passages and localization of diapiric structures [according to J. Delfaud, 1969, modified]. 1, saliferous complex of Dax-Tercis-Bénesse les Dax ; 2, Bastennes diapir ; 3, Geaune diapir ; 4, Viella and Labarthète diapirs ; 5, Nogaro and Lussagnet diapirs ; 6, late Hercynian passage ; 7, extrusive diapir ; 8, intrusive diapir ; 9, remarkable circular anomaly.

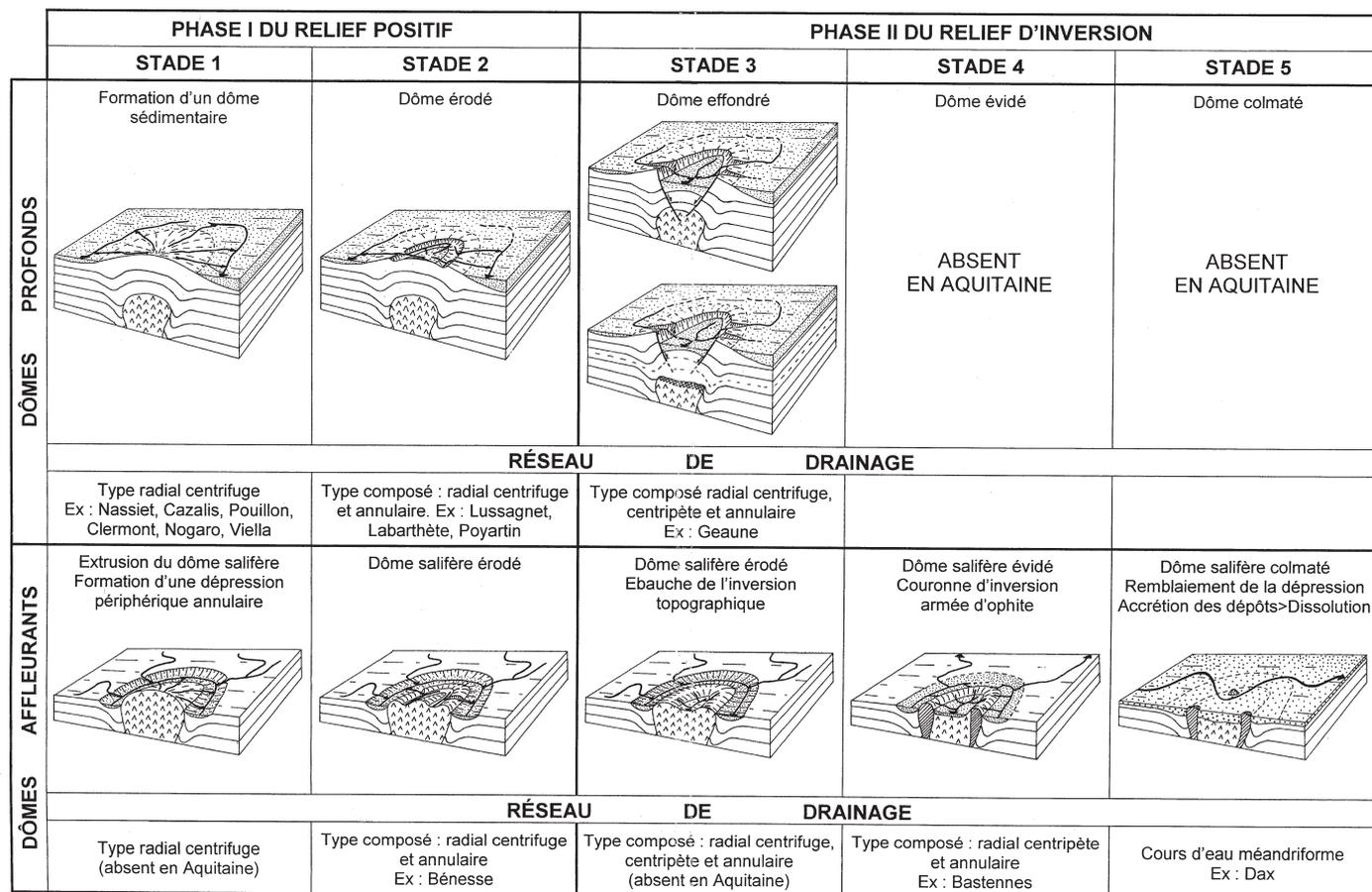


FIG. 14. – Modèle d'évolution polycyclique des formes des diapirs de surface et profonds sur le piémont nord-pyrénéen occidental.
FIG. 14. – Model of forms polycyclic evolution on the extrusive and intrusive diapirs on the western North Pyrenean piedmont.

vements anté-pontiens, vient donner aux traits structuraux l'image que nous leur connaissons aujourd'hui ».

Quaternaire

La mobilité des masses salifères reprend faiblement et s'accroît durant le Mindel (déformation à Audignon sur le périclinal est) [Thibault, 1970]. Elle est associée à des blocs basculés orientés N140. Le moteur est la mobilité du golfe de Gascogne avec la subsidence du triangle landais qui participe à la rotation des Gaves vers l'ouest. L'inversion morphologique intervient à la fin du Riss avec un drainage centripète sur le dôme de Geaune. Dans tous les cas notons que les deux manifestations sont associées aux mouvements du sel. La montée des dômes entraîne la déformation convexe des dépôts de couverture associée à un mouvement de subsidence (synclinaux de compensation). Ensuite, la subsidence, initiée par la fracturation extensive se traduit par le creusement de dépressions au droit des voûtes sédimentaires accentué par la détumescence.

Les grands facteurs dynamiques

Très arbitrairement, distinguons ce qui relève de la dynamique profonde de ce qui est causé par la morphogenèse superficielle.

Dynamique interne

Après le paroxysme orogénique qui, de l'Eocène moyen à l'Oligocène, se place selon les lieux, deux séquences de montée halocinétique se développent au Miocène et au Pléistocène moyen à supérieur. Il semble que ces rejeux des masses salifères, déjà bien identifiées au Mésozoïque, soient favorisés par le jeu local d'accidents en extension. Leur orientation est globalement N140. La figure 13 montre leur alignement selon de grands couloirs tardi-hercyniens, particulièrement nets de part et d'autre d'Audignon [Delfaud, 1969]. Ainsi s'explique la localisation de certains dômes en bordure de synclinaux (Viella, Labarthète). Globalement, la montée du sel croît vers l'ouest avec une déformation du Miocène.

Dynamique externe

L'existence de points hauts au droit des dômes salifères perturbe la sédimentation : biseau sédimentaire comme dans le cas de la réduction des Sables Fauves miocènes ou déviation du cours des rivières et des terrasses subordonnées (structure de Geaune). En revanche, nous n'avons pas observé de cuvette significative associée au stade d'inversion, sauf peut-être dans le cas de quelques dépôts tourbeux dans le Pléistocène récent du secteur de Dax. Il nous est difficile de quantifier les phénomènes de dissolution en surface ou à proximité. Notons toutefois qu'ils sont plus importants au Quaternaire qu'au Miocène ce qui peut s'expliquer

par l'évolution climatique [Sabrier, 1989]. La Gascogne est passée d'un contexte sub-aride au Miocène inférieur (entraînant une faible dissolution) à un lessivage intense durant les phases très humides du Quaternaire. Ces variations climatiques impliquent également des variations du niveau des océans, donc des érosions régressives. Toutefois le modèle théorique du profil d'équilibre n'est jamais atteint, surtout en contexte périglaciaire et l'encaissement des rivières gasconnes est très faible, sauf au Pléistocène moyen où s'est produit un mouvement néotectonique.

UN TYPE DE MODELÉ ORIGINAL : L'ANNEAU D'INVERSION

Dans le piémont nord-pyrénéen occidental coexistent des dômes salifères profonds ou affleurants. L'analyse des morphostructures de surface, engendrées par l'ascension de ces corps triasiques, permet de proposer un modèle d'évolution polycyclique détaillé dans le tableau suivant (fig. 14). On distingue cinq stades regroupés en deux phases. Durant la phase I (stades 1 et 2 du relief positif), le drainage est essentiellement radial centrifuge. Pendant la phase II (stades 3, 4 et 5 d'inversion), le centre du dôme se creuse et des drains radiaux centripètes se développent. Le stade ultime est marqué par le remblaiement de la dépression.

Ainsi la formation de l'anneau d'inversion morphologique (stades 4 et 5) s'explique de plusieurs manières. Sur

les dômes profonds, elle résulte de l'effondrement de la voûte sédimentaire associé à la dissolution plus ou moins profonde du corps salifère. Sur les dômes affleurants, elle est le résultat de l'érosion différentielle : les collines culminantes, armées d'ophites, dominent une dépression plus ou moins vaste, ouverte ou fermée, modelée dans des argiles salifères. La dissolution du sel entraîne un mouvement de subsidence, lent mais continu, compensé ou non par l'accrétion de colluvions de versant et/ou d'alluvions. Au total, le modelé actuel au droit des dômes salifères est le résultat d'une dynamique récente (mio-plio-quaternaire), contrôlée par des facteurs internes (déformations souples et cassantes) et externes (variations climatiques et système d'érosion/altération).

Au-delà de l'intérêt porté à l'évolution de ces structures, l'analyse des anomalies de drainage et du modelé constitue un outil de reconnaissance permettant de mettre en évidence ou de confirmer la présence de dômes salifères profonds. Toutefois l'étude morphostructurale ne reste qu'un guide. C'est à partir de mesures géophysiques qu'il sera possible d'évaluer l'influence des faits géologiques (morphologie, taille et profondeur des corps salifères, dissolution) sur les faits géomorphologiques (types d'anomalie du relief et du drainage).

Remerciements. – Les auteurs remercient les rapporteurs J.P. Peulvast et J.M. Vila pour leur analyse constructive

Références

- ALIMEN H. (1964). – Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. – *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 394 p.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H. & STRIDE A.H. (1978). – Local submarine salt karst formation on the Hellenic Outer Ridge, eastern Mediterranean. – *Geology*, **6**, 716-720.
- BERGER Z. & AGHASSY J. (1982). – Geomorphic manifestations of salt dome stability. In : R.G. CRAIG and J.L. CRAFT, Eds. Applied geomorphology. – Allen and Unwin, London, 72-84.
- CANEROT J. (1988). – Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (Zone nord-pyrénéenne) au Crétacé inférieur. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **306**, 1099-1102.
- CANEROT J. & LENOBLE J.-L. (1991). – Diapirisme sur une marge en distension puis en décrochement. Exemple des Pyrénées françaises. – *Publ. A.S.F.*, **13**, Excursion A.S.F. et Table Ronde des 27, 28 et 29 avril 1991, 124 p.
- CAPDEVILLE J.-P. (1991). – Carte géologique de la France (1/50000). Feuille de Nogaro (952) avec la collaboration de J.-P. PLATEL. – BRGM, Orléans.
- CAPDEVILLE J.-P. (1997). – Carte géologique de la France (1/50 000). Feuille Hagetmau (978). Notice explicative avec la collaboration de GINESTE M.C., TURQ A., VERJAN B. – BRGM, Orléans 70 p.
- CHORLEY R.J., SCHUMM S.A. & SUGDEN D.E. (1984). – Drainage basins. Geomorphic processes and landforms. In : Geomorphology. – Ed Methuen, 316-340.
- CROUZEL F. (1957). – Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. – *Bull. Serv. Carte géol. France*, **248**, 264 p.
- CURNELLE R. (1983). – Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infralias d'Aquitaine. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 1, 66-99.
- CUVILLIER J., FORMENTRAUX J., HENRY J., JENNER P., PONTARLIER Y. & SCHOEFLER J. (1960-1962). – Etat actuel des connaissances géologiques sur le bassin d'Aquitaine au sud de l'Adour. Extrait du livre à la Mémoire du Professeur Paul FALLOT consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe, **1**, 367-382.
- DAGUIN F. (1969). – L'Aquitaine occidentale. Actualités scientifiques et industrielles. – Herman et Cie éd., Paris, 232 p, 29 fig., 4 pl.
- DAVID E. & PERTHUISOT V. (1985). – Cycléaments de la province d'Alicante (Espagne). – *Photo-Interpretation*, **1**, 4, 27-47.
- DE GOLYER E.L. (1919). – The West Point, Texas, Salt Dome, Freestone County. – *J. Geol.*, **27**, 647-663.
- DEFFONTAINES B. & CHOROWICZ J. (1988). – Principe d'analyse des réseaux hydrographiques à partir de données multisources. Applications aux structures de bassins. Zaïre et Fossé rhénan. – *Actes Coll. Int. Néotectonique*, BRGM, 3-5 octobre 1988, Orléans, 15 p.
- DEFFONTAINES B. (1990). – Développement d'une méthodologie morpho-néotectonique et morphostructurale. Analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain ; application au nord-est de la France. – Thèse, Université Paris VI, 214 p.
- DELFAUD J. (1963). – Contribution à l'étude de sédimentologie stratigraphique au passage Jurassique-Crétacé dans les séries profondes en Aquitaine sud-occidentale. – Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 278 p., 10 pl., 52 fig., ronéot.
- DELFAUD J. (1969). – Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. – Thèse de Doctorat, Bordeaux, 5 tomes ronéot., 875 p., 177 fig., 6 tabl., 5 pl. dont une carte en couleur au 1/20000.
- DELFAUD J., LEGRAND M., PAILHE P. & REVERT J. (1985). – La zone des chaînons calcaires. – BRGM Orléans., 85-114.
- DELFAUD J., CUSSEY D., LAVENU A., NEURDIN J., REVERT J., SABRIER R. & THOMAS G. (1993). – Terroirs et vins de Madiran. – Livret-guide Excursion AGSO du 12 juin 1993, 82 p.
- DELFAUD J., CUSSEY D., LAVENU A., NEURDIN J., REVERT J., SABRIER R. & THOMAS G. (1994). – Terroirs et vins de Saint-Mont. – Livret-guide Excursion AGSO du 18 juin 1994, 86 p.

- DELFAUD J., CUSSEY D., LAVENU A., NEURDIN J., PAILHE P., REVERT J., SABRIER R., THOMAS G., CHAUVAUD D. & CAUSSE F. (1996). – Modélisation d'un système de piémont. Des reliefs pyrénéens aux bassins molassiques gascons, du Miocène au Quaternaire. Géomorphologie, sédimentologie, pédologie, néotectonique. – *Publ. A.S.F.*, **24**, Excursion A.S.F./A.G.S.O. 19, 20, 21 septembre 1996, 230 p.
- DELFAUD J., CAUSSE F., CHAUVAUD D., CUSSEY D., REVERT J., SABRIER R., NEURDIN J. & THOMAS G. (1997). – Terroirs et vins du Tursan. – Livret-guide Excursion AGSO du 7 juin 1997, 100 p.
- DUPOUY-CAMET J. (1952). – Recherches structurales sur les accidents triasiques du Sud-Ouest de l'Aquitaine. – Thèse Sci. Paris et *Bull. Serv. Carte géol. France*, **XLIX**, 233, 287 p., 63 fig., 8 pl.
- ENJALBERT H. (1961). – Les Pays aquitains. Première partie : Le modelé et les sols. – Bière imp., Bordeaux, 607 p.
- GOUDIE A.S. (1989). – Salt tectonics and geomorphology. – *Progress in physical geography*, **13**, 4, 597-605.
- HENRY J. & ZOLNAÏ G. (1971). – Trias resédimenté dans le SW du bassin Aquitain. – *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **5**, 2, 389-398.
- HOWARD A.D. (1964). – Drainage analysis in geologic interpretation : a summation. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, **51**, 11, 2246-2259.
- JACKSON M.P.A. & TALBOT C.J. (1991). – A glossary of salt tectonics. – The University of Texas at Austin. Bureau of Economic Geology. Geological Circular, **91**, 4, 44 p.
- JAMES V. & CANÉROT J. (1999). – Diapirisme et structuration post-triasique. – *Eclogae Geol. Helv.*, **92/1**, 63-72.
- JENYON M.K. (1987). – The development by salt diapirs of superficial overhang features and effects on associated sediments. In : I. LERCHE and J.J. O'BRIEN, editors, *Dynamical geology of salt and related structures*. – Academic Press, Orlando, 679-709.
- KENT P.E. (1979). – The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran. – *J. Petrol. Geol.*, **2**, 117-144.
- KENT P.E. (1987). – Island salt plugs in the Middle East and their tectonic implications. In : I. LERCHE and J.J. O'BRIEN Eds., *Dynamical geology of salt and related structures*. – Academic Press, Orlando, 1-57.
- MAURIAUD P. (1987). – La tectonique salifère d'Aquitaine. Le bassin d'Aquitaine. – *Revue Pétrole et Techniques*, **335**, 38-41.
- NAVARRO HERVAS F. & RODRIGUEZ ESTRELLA T. (1985). – Características morfoestructurales de los diapiros triásicos de Hellín, Ontur, La Celia, Jumilla, La Rosa y Pinoso, en las provincias de Albacete, Murcia y Alicante. – *Papeles de Geografía física*, **10**, 49-69.
- REVERT J., DELFAUD J., AL SHDIDI S. & DELOFFRE R. (1991). – Un témoin des mouvements qui ont animé le golfe de Gascogne au Kimméridgien : le complexe bréchtique du Quercy. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **312**, II, 1041-1047.
- SABRIER R. (1989). – Evolution géochimique des molasses du piedmont nord-pyrénéen de l'Eocène au Quaternaire ancien. Significations climatique, paléotopographique et pédologique. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **308**, II, 1375-1378.
- SAULE M. (1990). – Le sel triasique et son exploitation à Salies de Béarn. In : D. GEISLER-CUSSEY et M. SAULE Eds., *Le sel de Salies de Béarn*. – Livret-guide, Excursion A.G.S.O. du 9 juin 1990, 25-44.
- SCHOEFFLER J. (1971). – Etude structurale des terrains molassiques du Piémont nord des Pyrénées de Peyrehorade à Carcassonne. – Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux I, 325 p.
- TAILLEFER F. (1951). – Le piémont des Pyrénées françaises. – Privat édit., Toulouse, 383 p.
- THIBAUT C. (1970). – Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour. – Thèse d'Etat, Univ. Bordeaux, 814 p., ronéot., 171 fig., 1 carte, 68 pl.
- THOMAS G. (1996). – Déformations néogènes. In : Modélisation d'un système de piémont : des reliefs pyrénéens aux bassins molassiques gascons, du Miocène au Quaternaire. Géomorphologie, sédimentologie, pédologie, néotectonique. – *Publ. A.S.F.*, **24**, Excursion A.S.F./A.G.S.O. 19, 20, 21 septembre 1996, 28-32.
- THOMAS G. & DELFAUD J. (1990). – Mise en évidence de décrochements dextres SE-NW contemporains de la sédimentation oligocène dans le bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales, Espagne). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 801-806.
- TRUSHEIM F. (1960). – Mechanism of salt migration in northern Germany. – *Bull. AAPG*, **44**, 1519-1540.
- VENDEVILLE B.C. & JACKSON M.P.A. (1992). – The rise of diapirs during thin-skinned extension. – *Mar. Petrol. Geol.*, **9**, 331-353.
- VILA J.-M., BEN YOUSSEF M., CHIKHAOUI M. & GHANMI M. (1996). – Deuxième étude de surface d'un grand « glacier de sel » sous-marin albien (250 km² ?) : les masses triasiques du « diapir » de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef (Nord-Ouest tunisien). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, 2, 235-246.
- ZERNITZ E.R. (1932). – Drainage patterns and their significance. – *Journ. Geol.*, **40**, 498-521.

